# 目　　录


前　言
绪　论…… 1
复习思考题…… 4
第一章　地下水及其赋存…… 5
第一节　自然界水的分布、循环与均衡 …… 5
第二节　地下水的赋存 …… 6
第三节　不同埋藏条件下的地下水 …… 13
第四节　不同含水介质中的地下水 …… 18
第五节　地下水的物理性质…… 31
复习思考题…… 33
第二章　地下水运动…… 34
第一节　地下水运动的基本方程 …… 34
第二节　包气带水运动的基本方程 …… 40
第三节　地下水的稳定流运动 …… 45
第四节　地下水向井的运动…… 50
第五节　河渠沟附近地下水非稳定流运动 …… 62
第六节　地下水运动的数值方法 …… 67
复习思考题…… 76
第三章　地下水的转化、动态和均衡…… 77
第一节　地下水的转化系统…… 77
第二节　大气水与地下水的相互转化 …… 78
第三节　地表水与地下水的相互转化 …… 87
第四节　地下水的其他转化关系 …… 93
第五节　地下水的径流交替…… 95
第六节　地下水的动态和均衡 …… 98
第七节　人类活动对地下水动态和均衡的影响 …… 103
复习思考题 …… 104
第四章　地下含水层参数的确定…… 105
第一节　含水层参数群的系统动态分解求参技术 …… 105
第二节　含水层参数率定模型 …… 108
第三节　利用试验资料确定含水层参数 …… 111
第四节　常用各种含水层参数的经验值 …… 118
复习思考题…… 120


PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

第五章　地下水资源评价…… 121
第一节　地下水资源评价的概念 …… 121
第二节　局部开采区地下水资源评价方法 …… 129
第三节　区域性地下水资源评价方法 …… 135
第四节　各种地下水补给量和排泄量的计算…… 146
第五节　我国地下水资源的特征 …… 149
复习思考题…… 151
第六章　地下水水质与评价…… 152
第一节　地下水的化学成分及其形成作用 …… 152
第二节　地下水中溶质运移的基本方程 …… 156
第三节　地下水水质评价 …… 160
第四节　地下水污染程度的评价 …… 165
复习思考题…… 166
第七章　地下水资源系统管理…… 167
第一节　地下水资源系统的基本概念 …… 167
第二节　地下水资源系统管理模型 …… 169
第三节　水资源的管理体制和管理工作内容…… 178
复习思考题…… 180
参考文献…… 181

http://bbs.3500.com/

PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

# 绪　　论

地下水是一种宝贵的自然资源。随着人口数量增加、人类社会进步和国民经济建设发展，生产用水和生活用水对水的需求量也日益增长，开发利用地下水已成为当今人类经济活动的重要内容之一。

地下水又是自然环境的重要组成部分。因此，只有进行科学开发和合理利用，并加以有效保护，才能保证经济持续发展和社会不断进步。

## 一、国内外开发利用地下水的概况

我国是世界上开发利用地下水最早的国家之一，早在相当于我国仰韶文化的母系氏族公社时期，据浙江余姚河姆渡村遗址发掘推测，知距今约 5700 年前，我们的祖先就已经采用凿井取水。到了距今 2000 多年前的春秋战国时代，随着生产力的发展，凿井技术有了进一步提高，在四川自贡一带已有深达数百米的盐井，这可算是世界上在岩石中开凿的首批深井。汉武帝时，在今陕西渭北高塬上修筑了我国最早的井渠结合的农田灌溉典范“龙首渠”。驰名中外的新疆“坎儿井”，至今仍不失为开发山前倾斜平原地下水的有效措施之一。

新中国成立以来，地下水开发利用事业得到迅猛发展，截止到 1949 年前全国水井配套动力仅有 9 万多 kW，据统计截至 1993 年底，北方地区配套机井已有 298 万眼，总配套动力达 2730 万 kW，井灌面积达 1.85 亿亩。

地下水在城市供水中也发挥了重要作用，1988 年全国有 310 个城市以地下水为供水水源，约占全国城市总数的七成以上，地下水水源地的生产井和自备井总共约有 13.6 万眼，地下水总开采量约占城市总供水量的三分之一。

80 年代末，全国地下水实际开采量约为 $870\times10^8\ m^3/a$（其中：农业用水占 71%；工业用水占 18%；居民生活用水占 11%），为全国总用水量的六分之一。在北方，地下水的重要性更为突出，北方 15 个省、市、自治区的地下水供水量接近于当地总用水量的三分之一，其中：地下水在农业用水上占 25%；在工业用水上占 50%；在城镇生活用水上占 60%。

国外开发利用地下水的概况如下：

(1) 美国　在 19 世纪后叶开始在加利福尼亚州中央各地、芝加哥、南达科他州等地开采地下水，主要用于农业灌溉和生活供水。至 20 世纪，地下水开发已达到较高水平，1985 年开采量高达 $1013\times10^8\ m^3/a$，占全国供水利用量的 21.7%，在生活饮用水中占 53%，在市政公共用水中占 40.1%，在农业供水中占 34.4%。全国以高平原地下水开采量最大，年开采量超过年补给量，地下水位持续下降，部分含水层被疏干，有效含水层厚度减少超过 10%的地区已占高平原含水层分布面积的 25%左右。如芝加哥地区自 1864 年至 1980 年，地下水位累计下降了 259 m。[1]在得克萨斯州自 20 世纪 40 年代开始发展灌溉以来，至 50 年代以后井灌已逐步遍及高平原各州，如 1977 年在高平原含水层分布范围的耕地中，已有一半成为主要依靠井灌的灌溉地，灌溉面积约占全美灌溉面积的 20%，已成为美国最重要的灌溉区之一。由于人类经济活动的影响，地下水水质遭到不同程度的污染，为满足工农业



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

生产和居民生活供水的需求，并为保护地下水资源，在加利福尼亚州和科罗拉多州等地采取了地下水与地表水联合供水及人工补给地下水等措施，取得了明显的效果。为节约有限的优质淡水资源，目前正在试验研究优质水优用的分质供水问题。而且，美国也很重视地下咸水资源的调查和利用，例如：在大平原地区将小于 2 g/L 的咸水用于供水，将小于 4 g/L的咸水用于灌溉；在中部平原，有些地区则开采矿化度较高的咸水用于采矿等工业。至 60 年代，地下咸水开采量约为 $6\times10^8$ $m^3/a$，至 70 年代以来已达 $13\times10^8$ $m^3/a$。

（2）独联体各国　独联体各国的国土总面积约为前苏联的 99.2%，人口约为 97.3%。据不完全统计，1984 年，前苏联共利用地下水 $380\times10^8$ $m^3/a$，主要是用于生活饮用水，约占 55%；其次为农业灌溉，约占 26%。前苏联在水法中明文规定，开采地下水必须优先满足当地居民的饮用和生活用水，水质适合于饮用的地下水，一般不允许用作他用，只有在确实缺乏地表水，而且符合饮用水标准的地下水的储量很丰富，居民饮用水源能得到长期保证的地区，经过批准，才允许将地下水用于其他目的。据统计，前苏联境内约有 60%的城镇以地下水为供水水源。

（3）印度　开发利用地下水历史悠久，古印度就已开挖大口径浅井提取地下水，至 20 世纪 30 年代，在恒河平原已能打百米以内的深管井提水灌溉农田。目前，地下水开发规模居世界前列，年开采量达 $1350\times10^8$ $m^3/a$，其中有 90%用于灌溉，而用于居民生活供水和工业用水的不足 10%。地下水灌溉面积自 1951 年的 $6.5\times10^6$ ha 增至 1992 年的 $38\times10^6$ ha。在印度河中下游泛滥平原，河流大都是地上悬河，且均有地下咸水、原生盐碱地和次生盐碱地，在发展灌溉和排水、治理盐碱地等方面走过曲折道路。目前，开始强调地表水和地下水综合利用、井渠结合，以防止地下水位过高或过低对农作物的不良影响。由于地下水开采的地区分布不平衡，为此在全印度按地下水开采量占地下水可采资源的比例，划分为安全区、半危机区与危机区，并对后两类地区特别强调加强地下水管理工作。

（4）埃及　地处北非干旱区的埃及于 1980 年开采地下水 $35.3\times10^8$ $m^3/a$。在尼罗河以西沙漠中的哈尔加绿州以白垩系的努必砂岩为主要含水层，厚 300～700 m，自 1962 年至 1980 年地下水总开采量大致稳定在 $0.9\times10^8$ $m^3/a$ 左右，其中依靠井深 350 m 以上的深井抽取的约占 70%以上。由于长期大量开采地下水，已形成下降漏斗，如其中 KH-8 井的承压水位自 1965 年的 81 m 左右，降至 1980 年的 61 m 左右，共下降了 20 m 左右。

综观世界各国，地下水开发利用的历史长短不一，开发程度也有很大差异，地下水开发不仅受自然条件的制约，同时又与各国的经济和社会发展状况密切相关。但总的讲，其开发过程基本上可归纳为以下三个不同时期，并且也具有相应的经验和教训。

初期。在地下水开发地点分散且数量较少阶段，进行地下水水源地的勘查应列为地下水开发的主要前期工作，通过勘查以论证地下水的开发方案。

中期。在地下水处于连片开发，且水源地相互干扰明显增大的阶段，应将区域性大面积地下水资源评价列为论证地下水合理开发的重要工作。

后期。在地下水需求量与其多年平均补给量相接近，且需求量还在不断增长的阶段，应将包括技术管理、政策和法规制定的地下水管理列为支持地下水合理开发的重点工作。同时，还应研究人工回灌补给地下水及地表水、地下水联合运用等问题，注意加强地下水资源保护，实施地下水系统管理。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

## 二、地下水水文学的简要发展过程

在人类从事开发利用地下水活动的漫长过程中，通过长期实践经验和认识的不断积累，逐渐形成和充实、发展了有关地下水的知识，按其内涵范畴当分属水文学、土壤学、地质学与流体力学等学科。

对于当代地下水水文学的研究内容，至今只有少数学者曾下过定义。1960 年，托德（D. K. Todd）认为地下水水文学是研究地下水的形成、分布和运动的科学；1972 年，多缅尼柯（P. A. Domenico）提出：地下水水文学是研究地下水的形成、起源、运动、水质、恢复和利用的科学；1965 年，氏·韦斯特（De Wiest）则指出：地下水水文学主要是强调地下水的水文方面，从而有别于强调地下水地质环境的水文地质学。综合各学者的论点，并根据当前地下水研究状况与展望，可将地下水水文学概括为研究地下水的形成与转化、分布与运动、动态预报与资源评价，以及系统规划与系统管理的科学。且鉴于地下水水文学着重于地下水的水文属性，对地下水的水交替应作较深入探讨，因此也必然要侧重于浅层地下水，并较多涉及处于地表水与地下水纽带地位的包气带水分运动等内容。

1939 年，美国著名地质学家迈尔策（O. E. Meinzer）依据水文循环途径的观点，在国际水文科学协会（IASH）会议上首次正式建议把水文学分成地表水文学（Surface Hydrology）和地下水水文学（Geohydrology）。至于地下水水文学的发展历史，虽然它直至 20 世纪 30 年代末才单独列为一门新学科，但鉴于与其内涵有关的学科内容，早已形成并已取得不同程度进展，故应追溯到更早的年代。

周文德（Ven Te Chow，1964）将水文学的发展过程归结为四个时期：

1）现代化时期（1800～1900 年）；

2）经验化时期（1900～1930 年）；

3）合理化时期（1930～1950 年）；

4）理论化时期（1950 年以后）。

弗里茨（Freeze，1983）等侧重于物理水文地质学发展过程的突破性进展，区别为三个过程：

1）达西（Darcy，1856 年）渗透试验；

2）泰斯（Theis，1935 年）非稳定井流方程求解；

3）电子计算技术的引进和应用（20 世纪 60 年代）。

氏·韦斯特（De Wiest，1965 年）从地下水开发利用和地下水学科沿革方面考虑，划分为四个阶段：

1）地下水开发利用的初始阶段（公元前 3000 年～公元前 7 世纪）；

2）地下水知识起源的早期阶段（公元前 7 世纪～公元 1600 年）；

3）地下水学科的创建阶段（1600～1858 年）；

4）地下水学科现代阶段（1858 年后），即进入区分水文地质学和地下水水文学阶段。

各国学者从不同角度对地下水科学发展的历史有着不同的观点，作为独立学科的地下水水文学综合考虑以上有关学科的发展过程，其本身发展历史，大致可归结为以下三个发展过程：

（I）创建前期（公元前 7 世纪～公元 1800 年）　在这一长达 2500 年的时期，人类只



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

限于对地下水的感性认识、现象描述和朦胧的主观推测。公元前640～前546年，台靳斯（Thales）认为地下水是由风吹进岩石中，然后由于岩石的压力而被挤到地面形成泉水。自此开始一直到相当于周文德提出的水文学发展过程中的现代化时期开始以前。

（2）充实创立期（1800～1940年） 在这一长达140年的时期内，无论是水文学或水文地质学在理论上都有了突破性进展，其主要标志是完成了著名的达西渗透试验，建立了重要的泰斯公式，以及正式创立了地下水水文学学科。在时间上约相当于周文德提出的水文学发展过程中的现代化时期和合理化时期的中期。

（3）创立发展期（1940年后） 这一时期刚开始还不到60年，其主要标志是电子计算技术等其它先进学科成就的引入和应用，推动了地下水学科取得突破性进展，另一方面在本身理论上也更臻完善和成熟。如博尔顿（N. S. Boulton）建立并求解非稳定流理论在潜水完整井的应用；贾可布（C. E. Jacob）、纽曼（S. P. Neuman）和我国学者张宏仁、张蔚榛、薛禹群等对地下水动力学原理的完善和发展；埃德曼（J. H. Edelman）首次应用有限差分法推算地下水位；台逊和韦伯（H. N. Tyson & E. W. Weber）应用数字模拟计算机模拟二维流，以及我国在“六五”、“七五”国家科技攻关项目中，在“四水”转化关系方面所取得的一系列丰硕科研成果。这一时期在时间上大致相当于水文学发展过程中的合理化时期的后期至理论化时期，或相当于物理水文地质学开始进入电子计算技术应用的突破性阶段。

**三、《地下水水文学》课程的基本内容**

《地下水水文学》作为高等学校水文水资源专业的一门技术基础课程，它的基本内容包括以下几方面。

（1）地下水的形成与转化 阐述地下水起源与形成的基本知识，并探讨大气水、地表水、土壤水与地下水相互转化、交替的基本规律。

（2）地下水的类型与特征 阐述地下水的储存条件及其基本类型，包括地下水的主要理化特性。

（3）饱水带及包气带中水分和溶质的运动 主要研究地下水流的基本微分方程，包括地下水向井、渠的流动，以揭示地下水位和水量的时空变化规律。同时，探讨包气带水与地下水溶质运移的基本方程。

（4）地下水动态与水均衡 讨论在不同的天然因素和人为因素影响下的地下水动态变化规律，以及不同条件下的地下水水均衡方程。

（5）地下水资源计算与评价 分别讨论局部开采区和区域性大面积开采区地下水资源评价的主要方法，并具体介绍有关含水层参数测定及地下水补给量和排泄量的计算方法。同时，也阐述地下水水质评价的有关知识。

（6）地下水资源系统管理 阐述地下水资源管理与保护方面的基本知识，着重讨论地下水资源系统管理模型及其应用。

## 复 习 思 考 题

1. 综观各国开发利用地下水的历史过程，大体上可分为哪几个发展时期？各时期的主要工作和重点内容是什么？

2. 您能简要叙述地下水水文学的发展过程吗？



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

# 第一章　地下水及其赋存

## 第一节　自然界水的分布、循环与均衡

1. 自然界水的分布

地球上的水存在于大气圈、水圈、岩石圈及生物圈中，总量约有140786万$km^3$。其中绝大部分分布在海洋中，约137000万$km^3$，占总水量的97.3%，只有2.7%的水分布于陆地。其中陆地地表水（包括江、河、湖沼和冰川）约2943万$km^3$，陆地地下水约841.7万$km^3$。地下水的50%以上又分布在地面以下1 km范围内的岩土空隙中。大气圈中的水约有1.3万$km^3$。

2. 自然界水的循环

分布于地球不同圈层中的水，彼此关联密切，在太阳能和重力作用下，经常不断运动，相互转化和交替，这种运动转化过程即形成自然界的水循环。

如图1-1所示，海洋中的水分蒸发为水汽，进入大气圈；水汽随气流飘移，在适宜的条件下重新凝结成液态水或固态水降落（即雨、雪、冰雹等降水）；降落在陆地的水分，一部分汇集于江河湖泊形成地表水；另一部分渗入岩土空隙中成为地下水；其余部分则流入海洋。渗入地下的水，有的通过土面蒸发直接返回大气圈；有的被植物吸收，再通过植物叶面蒸发重新返回大气圈；其余部分则形成地下径流。地下径流或直接流入海洋，或在径流过程中泄露地表转化为地表水，然后再返回海洋；或者在流动过程中多次由地下转化到地表，又由地表转入地下，最终返回海洋。如此周而复始，循环不已。

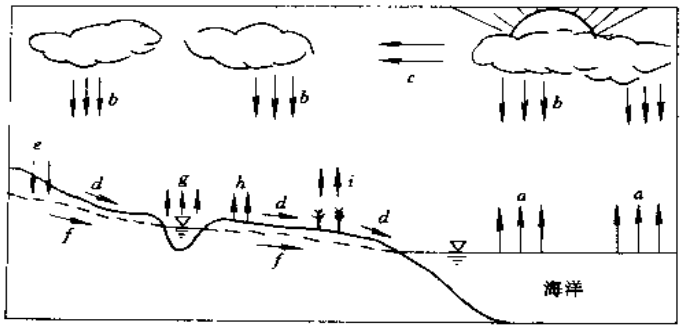



图1-1　自然界水循环示意图

*a*—海洋蒸发；*b*—降水；*c*—大气中水汽转移；*d*—地表径流；*e*—入渗；*f*—地下径流；*g*—水面蒸发；*h*—土面蒸发；*i*—蒸腾

自然界的水循环是由大循环和小循环组成的。小循环指由海洋表面蒸发的水汽，又以降水形式落回海洋；或由大陆表面蒸发的水汽仍以降水形式落回地表，这种就地蒸发、就地形成降水的局部循环称小循环。而大循环则指发生在海陆之间的水循环，即由海洋表面



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

蒸发的水汽，随气流带到大陆上空，形成降水落回地面，再通过地表及地下径流返回海洋。小循环过程主要受局部气象因素控制，而大循环则受全球性气候控制。

3. 自然界水的均衡

由上述可知，自然界水分的转化是通过水循环实现的，而在水循环过程中，蒸发、降水和径流（包括地表径流、地下渗流和地下径流）是三个主要环节，称为水分循环三要素。在一定的时间、一定的区域内，水分循环三要素之间的数量关系，称为水的均衡。因此，蒸发、降水和径流亦称为水均衡要素。

根据物质不灭定律可知：对于任一地区，任一时段内，收入的水量与支出的水量之间的差额必等于其蓄水量的变化，此即为水均衡原理。据此，可列出任一区域的水均衡方程式。就全球而言，地球上的水量在多年长期内并无明显增减变化。对海洋来说，多年平均蒸发量 $Z_0$ 应等于多年平均降水量 $X_0$ 和陆地径流流入海洋的多年平均径流量 $Y$ 之和，即

$$Z_0 = X_0 + Y \tag{1-1}$$

而在陆地上，多年平均蒸发量 $Z_c$ 应等于陆地上的多年平均降水量 $X_c$ 与陆地径流流出的多年平均径流量 $Y$ 之差，即

$$Z_c = X_c - Y \tag{1-2}$$

将上两式相加，即得

$$Z_0 + Z_c = X_0 + X_c \tag{1-3}$$

此即为全球水均衡方程式。式（1-3）表明：在多年间，海洋和陆地上蒸发量之和，等于降落到海洋和陆地上降水量之和，即全球的蒸发量等于全球的降水量。

## 第二节　地下水的赋存

### 一、岩土的空隙性

地壳是由岩土构成的（岩石圈）。由于自然界各种地质营力的作用，岩土内部存在着各种各样的空隙，特别是地壳表层 1～2 km 范围内，空隙分布尤为普遍。岩土中的空隙，即为地下水的储存场所和运移通道，因此空隙的大小、多少、联通状况和分布规律，对地下水的分布和运动有着重要影响。

将岩土中的空隙作为地下水储存场所与运动通道来研究时，可将空隙分为三大类，包括松散岩土中的孔隙、坚硬岩石中的裂隙及可溶性岩石中的溶隙，参见图 1-2。

（一）孔隙

松散岩土是由大小不等的碎屑颗粒组成的。在颗粒或颗粒集合体之间普遍存在着孔状空隙，称为孔隙。

孔隙体积的多少用孔隙度表示。孔隙度是指某一体积岩土（包括孔隙在内）中孔隙体积所占比例，可以百分数或小数表示，即

$$n = \frac{V_n}{V} \times 100\% \tag{1-4}$$

或

$$n = \frac{V_n}{V} \tag{1-4'}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

式中 $n$——岩土的孔隙度；

$V$——包括孔隙在内的岩土体积；

$V_n$——岩土中孔隙的体积。

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

颗粒排列方式对孔隙度的影响，可以一种理想状况来说明。设想组成岩土的颗粒均为等粒圆球，当其呈立方体形态排列时［见图 1-3 (*a*)］，为最疏松排列方式，可算得孔隙度为 47.64%；若呈四面体排列时［见图 1-3 (*b*)］，为最紧密排列方式，此时孔隙度仅为 26.18%。自然界中松散岩土的孔隙度大多介于此两者之间，但粘性土的孔隙度往往超过上述理论最大值，这是由于粘粒表面常常带有电荷，在颗粒接触时便连结成颗粒集合体而形成结构孔隙［图 1-2 (*e*)］，使孔隙度增大。

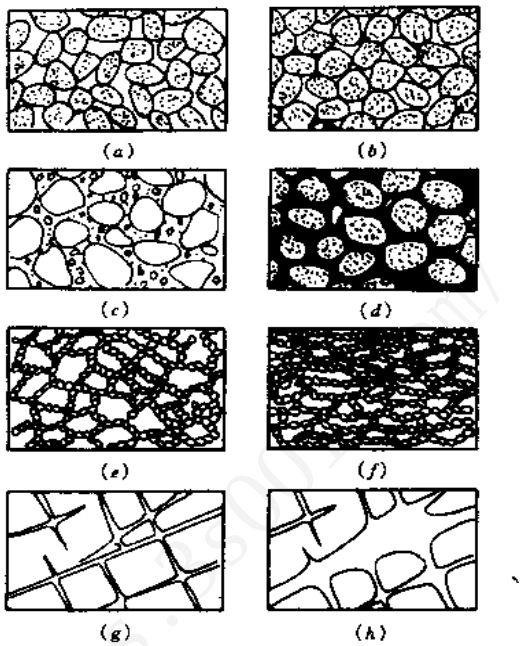



图 1-2 岩土中的各种空隙（据王大纯）

(*a*) 分选良好、排列疏松的砂；(*b*) 分选良好、排列紧密的砂；(*c*) 分选不良的、含泥、砂的砾石；(*d*) 经过部分胶结的砂岩；(*e*) 具有结构性空隙的粘土；(*f*) 经过压缩的粘土；(*g*) 具有裂隙的基岩；(*h*) 具有溶隙及溶穴的可溶岩

应当注意的是，上述分析中并未涉及球状颗粒的大小，表明孔隙度与颗粒大小无关，也即颗粒直径不同的等粒岩土，当排列方式相同时，孔隙度完全相同，见图 1-4。

自然条件下，并不存在完全等粒的松散岩土，颗粒分选性愈差，颗粒大小愈悬殊，孔隙度则愈小。这是因为大颗粒所形成的孔隙往往被细小颗粒所充填，从而大大降低了孔隙度。如一种等粒粗砂，其孔隙度为 0.4，另一种等粒细砂，孔隙度也为 0.4，若将两者均匀混合，所形成的混合砂的孔隙度仅为 0.16。自然界中，均匀砾石的孔隙度为 35%～40%，砂砾石的空隙度为 25%～30%，而含粘土的砂砾石孔隙度小于 20%。

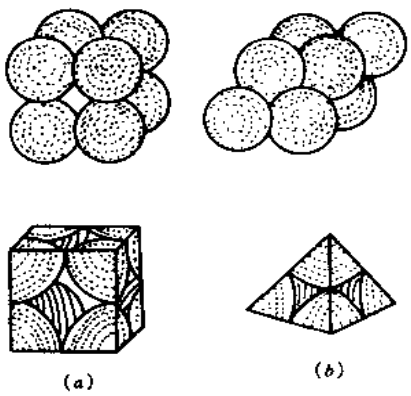



图 1-3 颗粒排列形式（据格雷通）

(*a*) 立方体排列；(*b*) 四面体排列

自然条件下，岩石颗粒形状不可能是理想球体，而往往呈不规则状。一般而言，组成岩石颗粒形状愈不规则，棱角愈明显，通常排列就愈松散，孔隙度也愈大。此外，疏松岩土有时会不同程度地被胶结物胶结充填，此时孔隙度也有所降低。

常见岩土的孔隙度，参见表 1-1。

### （二）裂隙

固结的坚硬岩石，一般不存在或只保留少量的颗粒间的孔隙，而主要发育各种应力作用下岩石破裂后形成的裂缝状空隙，称为裂隙。

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



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

表 1-1　　常见岩土的孔隙度*

| 岩土名称 | 孔隙度（%） | 岩土名称 | 孔隙度（%） | 岩土名称 | 孔隙度（%） |
|---|---|---|---|---|---|
| 粘土 | 45～55 | 均匀砂 | 30～40 | 砾石与砂 | 20～35 |
| 粉土 | 40～50 | 细、中粒混合砂 | 30～35 | 砂粒 | 10～20 |
| 中、粗粒混合砂 | 35～40 | 砾石 | 30～40 | 页岩 | 1～10 |

* 引自参考文献 [10]。

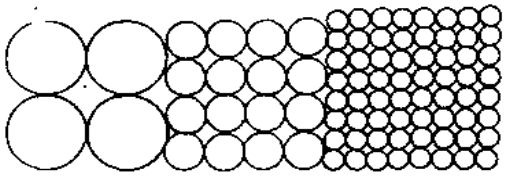


图 1-4　不同粒度等粒岩石的孔隙度与孔隙大小（据 А. Н. Семихатов）

裂隙的多少以裂隙率 $\eta_f$ 表示，即

$$\eta_f = \frac{V_f}{V} \times 100\% \qquad (1\text{-}5)$$

式中　$V_f$——岩石中裂隙的体积；

$V$——岩石总体积。

（三）溶隙

可溶性岩石（如岩盐、石膏、石灰岩等）在地表水和地下水长期溶蚀下会形成空洞，这种空隙称为溶隙（穴）。衡量溶隙多少的定量指标称岩溶率，以 $K_K$ 表示，即

$$K_K = \frac{V_K}{V} \times 100\% \qquad (1\text{-}6)$$

式中　$V_K$——岩石中溶隙的体积；

$V$——岩石总体积。

溶隙发育的规模十分悬殊，较之裂隙有很大的不均匀性。大的溶洞宽、高可达几十米乃至上百米，小的溶孔仅数毫米。因此，在岩溶发育地区，往往即使在相距极近的两处，其岩溶率可相差极大。例如在同一岩性成分的可溶岩层中，溶蚀带的岩溶率可达百分之几十，而其附近未溶蚀地段的岩溶率则可接近于零。

实际上，自然界岩土空隙的发育情况远较以上所述的复杂，各类空隙也不易截然区别开来。例如，松散岩石当其胶结得不十分紧密时，既可存在裂隙，也可存在孔隙。又如某些松散粘土层失水干缩后，即可形成裂隙，其水文地质意义，也往往超过原有的孔隙范畴。因此，在研究岩土空隙时，必须重视观察，注意收集实际资料，应在现实的基础上，客观分析空隙形成的原因及控制因素，查明其发育规律。

## 二、水在岩土中的赋存形式

地下水泛指存在于地表面以下的水体。地下水一部分赋存于地壳岩土空隙中，一部分存在于岩石“骨架”中（即矿物晶体内部或其间）。我们研究的重点是岩土空隙中的水。

岩土空隙中的水按其形态分为液态水、气态水与固态水。

1. 液态水

根据水分子受力状况又可分为结合水、重力水和毛细水。

（1）结合水　在松散岩土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，一端带正电，另一端带负电，由于静电引力作用，固相表面便具有吸附水分子的能力。根据库仑定律，电场强度与距离平方成正比，因此离固相表面越近的水分子，受到的静电



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

引力越大，随着距离增大，吸引力渐渐减弱。受到固相表面的吸引力大于其自身重力的那部分水，我们称之为结合水。这部分水被静电引力束缚于固相表面，不能在自重作用下运动。

由于固相表面对水分子的吸引力自内向外逐渐减弱，因此结合水的物理性质也随之发生变化。最接近固相表面的结合水叫强结合水（吸着水），其外层称弱结合水（薄膜水）。如图 1-5 所示，图（$a$）中的小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；（$b$）中的箭头代表水分子所受合力方向。

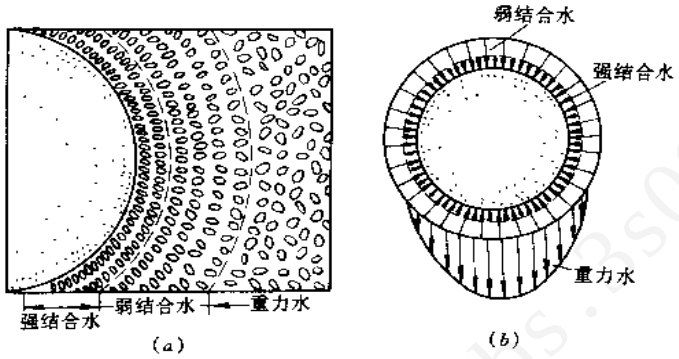



图 1-5　结合水与重力水（据列别捷夫）

强结合水的厚度，一般认为相当于几个、几十个或上百个水分子的直径，所受的引力相当于 10000 个大气压，排列紧密而规则，平均密度达 2 g/cm$^3$ 左右。强结合水不能流动，不能被植物吸收，但可转化为气态水而移动。

弱结合水厚度相当于几百或上千个水分子直径，受到固相表面的引力较弱，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，其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，即必须施加一定的外力才能使其发生变形和流动。由于结合水的抗剪强度由内层向外层减弱，所以当施加的外力超过其抗剪强度时，最外层的结合水首先发生流动，施加的外力愈大，发生流动的结合水厚度相应增大。

（2）重力水　距离固相表面更远的水分子，重力对它们的影响大于固体表面对它的吸引力，因此能在重力作用下运移，这部分水就是重力水。重力水存在于较大的岩土空隙中，具有液态水的一般特征。

重力水靠近固体表面的那部分，仍受到固体表面引力的影响，分子排列较为整齐，流动时呈层流状态。远离固体表面的重力水，不再受到固体表面引力的影响，只受重力控制，因此在流速较大时有可能呈现紊流运动状态。

（3）毛细水　松散岩土中细小孔隙通道可构成毛细管，在毛细力的作用下，地下水沿着细小孔隙上升到一定高度，这种既受重力又受毛细力作用的水，称为毛细水。毛细水广泛存在于地下水面以上的包气带中。由于毛细力作用情况不同，毛细水存在以下形式：

1）支持毛细水。由于毛细力作用，水从地下水面沿细小岩土空隙上升到一定高度，形成一个毛细水带，通常称为上升毛管水。因毛细水带中的毛细水有地下水面支持，故也称



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

为支持毛细水。支持毛细水在土壤剖面中的分布可参见图 1-6（*a*），通常是愈靠近地下水面含水率愈大。

2）悬着毛细水。在不受地下水补给的情况下，地表上层土壤由于降雨或灌水，借藉毛细管作用所能保持的地表入渗水分，称为悬着毛细水。悬着毛细水在土壤剖面中的分布可参见图 1-6（*b*），通常是愈靠近地表含水率愈大，而且悬着毛细水所达到的深度，随地表水补给量的增加而加大。

3）孔角毛细水。包气带中，在土壤颗粒接触间隙，由于构成毛细管而形成弯液面，从而使水分得以滞留在孔角上，称之为孔角毛细水，参见图 1-6（*c*）。

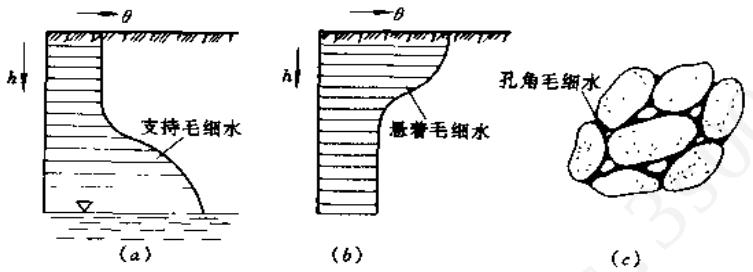



图 1-6　毛细水存在的形式

（*a*）支持毛细水；（*b*）悬着毛细水；（*c*）孔角毛细水

毛细水在地下水与大气水、地表水相互转化过程中起着重要的作用和影响。

2. 气态水

气态水系指以水蒸气状态存在于非饱和含水岩土空隙中的水。气态水可以随空气的流动面运移，但即使空气不流动，它也能从水汽压力（或绝对湿度）大的地方向小的地方迁移。气态水在一定温度、压力条件下可与液态水相互转化，两者之间保持动平衡。当岩土空隙内水汽增多而达饱和时，或是当周围温度降至露点时，气态水即开始凝结形成液态水。气态水对岩土中水的重新分布有一定影响。

3. 固态水

当岩土温度低于 0℃时，岩土空隙中的液态即凝结为固态水，此时赋存地下水的岩土称为冻土。

此外，还有存在于矿物结晶内部或其间的矿物结合水，包括沸石水、结晶水和结构水，但这类水只有在岩土受热时才可从矿物中分离出来。

**三、与水分贮存、运移有关的岩土性质**

岩土空隙的大小和多少与水分的存在形式及储存和运移性能密切相关。在一个足够大的空隙中，从空隙壁面向外，依次分布着强结合水、弱结合水和重力水。空隙愈大，重力水占的比例愈大；反之，结合水占的比例就愈大。细微的空隙，如其直径小于结合水厚度的两倍，空隙中便全部充满结合水，而不存在重力水。因此，空隙大小和数量不同的岩土，其容纳、保持、释出及透过水的能力也有所不同。以下分述之：

1. 容水性

岩土能容纳一定水量的性能称为容水性。为表明岩石实际的容水状况，常用含水率这



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

一指标，即

$$\theta = \frac{V_w}{V} \times 100\% \tag{1-7}$$

或

$$\theta_g = \frac{G_w}{G_s} \times 100\% \tag{1-7'}$$

式中 $\theta$——体积含水率；

$V_w$——含水体积；

$V$——包括孔隙在内的岩土总体积；

$\theta_g$——重量含水率；

$G_w$——含水的重量；

$G_s$——干燥岩土的重量。

度量容水性的指标为容水度，即指岩土完全饱水时所容纳的最大水体积与岩土总体积之比，可用小数或百分数表示。实际上，这时的岩土空隙已全部充满水体，其含水率即称为饱和含水率。

容水度在数值上一般与孔隙度（裂隙率、岩溶率）相等，但对于有膨胀性的岩土，由于充水后体积扩大，其容水度可大于孔隙度。

此外，表征岩土容水状况的水分指标，尚有饱和度和饱和差，前者系指含水体积与岩土空隙体积之比，即在饱和含水率时，其饱和度为1.0；后者则指饱和含水率与实际含水率之差。

2. 持水性

含水岩土在重力作用下释水时，由于固体颗粒表面的吸附力和毛细力的作用，使在其空隙中能保持一定水量的性能，称为持水性。

表 1-2 各种土壤的田间持水率*

| 土壤类别 | 田间持水率（%） | |
|---|---|---|
| | 占土体 | 占孔隙 |
| 砂土 | 12～20 | 35～50 |
| 砂壤土 | 17～30 | 40～65 |
| 壤土 | 24～35 | 50～70 |
| 粘土 | 35～45 | 65～80 |
| 重粘土 | 45～55 | 75～85 |

* 引自参考文献 [22]。

度量持水性的指标为持水度，即指饱水岩土在重力作用下，经过2～3天释水后，岩土空隙中尚能保持的水体积与岩土总体积之比，这时的岩土含水率也称为田间持水率。实际上，在释水2～3天后，岩土的含水率仍会继续降低，只是降低的速度渐趋缓慢而已。各种土壤的田间持水率可参见表1-2。

3. 给水性

含水岩土在重力作用下能自由释出一定水量的性能，称为给水性。

度量给水性的指标为给水度，系指饱水岩土在重力作用下所释出的水体积与岩土总体积之比，在数值上它等于容水度减去持水度，也即岩土的饱和含水率与田间持水率之差。

岩性包括空隙尺度和数量，对给水度的影响很大，粗颗粒松散岩土及具有较宽大裂隙和溶穴的坚硬岩石，在重力释水时，滞留于岩土空隙中的结合水与孔角毛细水的数量很少，即持水度很小，其给水度接近于容水度，即接近于孔隙度（裂隙率或溶隙率）。而对于粘土以及具有闭合裂隙的岩石，其持水度则接近于容水度，因此，给水度很小。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

对于均质的松散岩土，由于重力释水并非瞬时完成，所测得的给水度数值，往往与地下水位的下降速率有关，如下降速率大时，因释水滞后于地下水位下降缘故，其给水度测出值则偏小。对于非均质的层状岩土，由于细粒层次滞留悬着毛细水的缘故，其给水度值也偏小。

各种岩性土层的给水度经验值，参见表 1-3。

表 1-3　　各种岩性给水度 $\mu$ 值*

| 岩　性 | 给水度 | 岩　性 | 给水度 | 岩　性 | 给水度 |
|---|---|---|---|---|---|
| 粘土 | 0.02～0.035 | 黄土状亚砂土 | 0.03～0.06 | 中砂 | 0.09～0.13 |
| 亚粘土 | 0.03～0.045 | 粉砂 | 0.06～0.08 | 中粗砂 | 0.10～0.15 |
| 亚砂土 | 0.035～0.06 | 粉细砂 | 0.07～0.10 | 粗砂 | 0.11～0.15 |
| 黄土 | 0.025～0.05 | 细砂 | 0.08～0.11 | 砂卵砾石 | 0.13～0.20 |
| 黄土状亚粘土 | 0.02～0.05 | 中细砂 | 0.085～0.12 | | |

*　引自参考文献 [3]。

4. 透水性

岩土允许水体透过的性能称为透水性。

岩土的透水性主要取决于岩土空隙的尺度、数量及联通性。我们来分析一个理想孔隙通道中水的运动状态：图 1-7 表示一个理想管状空隙通道的纵剖面，空隙边缘至中心依次分布着结合水和重力水。结合水在一般条件下是不会运动的，而重力水的运动则由于结合水层对其产生的摩阻，以及重力水本身水质点之间的摩阻，使得重力水的流速从空隙边缘向空隙中心逐渐增大，在紧贴边缘处的重力水的流速趋于零，而中心处流速最大。这表明空隙直径愈小，结合水所占据的无效空间愈大，实际水流流动的断面相应愈小。同时，空隙直径愈小，水流所能达到的最大流速就愈小，因此岩土的透水性也愈差。

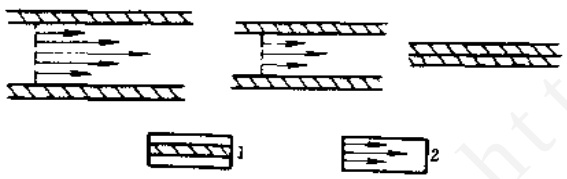



图 1-7　理想圆管状空隙中重力水流速分布示意图

1—空隙壁结合水层；2—重力水质点流向及大小

决定岩土透水性好坏的主要因素是空隙的大小，其次才是空隙的数量。度量岩土透水性的指标是渗透系数。渗透系数愈大，表明岩土的透水性愈强；反之，则愈弱。

关于渗透系数的概念将在第二章中作进一步讨论。各种岩性土层的渗透系数值参见表 2-1。

**四、含水层和隔水层**

含水层是指能够透过并给出相当数量水的岩层。含水层不但储存有水，而且水可以在其中运移。隔水层则是不能透过和给出水，或透过和给出水的数量很小的岩层。

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



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

透过和给出水，即构成含水层。

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

含水层和隔水层在一定条件下还可以相互转化。例如，在通常条件下，粘土层由于饱含结合水而不能透水和给水，起着隔水层的作用。但在较大水头差的作用下，部分结合水发生运动，也能透过和给出一定数量的水，在这种情况下再称其为隔水层便不恰当了。实际上，粘土层往往在水力条件发生不大的变化时，就由隔水层转化为含水层，这种转化在实际中是很普遍的，对于这类兼具隔水和透水性能的岩层，一般就称为半含水—半隔水层。

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

此外，当我们进行地下水资源评价或对地下水的运动、转化进行研究时，所注重的不仅仅是地下水的分布状况，更重要的还有地下水的动态特征。因此，对地下水的分布和运动按系统概念进行研究将更为全面和合理。从这个意义上说，赋存地下水的岩土，不论其空隙属性是裂隙、溶隙或孔隙，都可称为地下水含水系统，包括孔隙含水系统、裂隙含水系统和岩溶含水系统等。

## 第三节　不同埋藏条件下的地下水

地下水的埋藏条件，是指含水层在地质剖面中所处的部位及所受隔水层限制的情况。

在距地表以下一定深度存在着饱水的地下水面，地下水面以上，岩土空隙没有为液态水所充满，包含有与大气相连通的气体，称为包气带，赋存其中的水称包气带水。地下水面以下的岩土空隙则全部为液态水所充满，既有结合水，也有重力水，称为饱水带。饱水带中，由于含水层所受隔水层限制的状况不同，又分为潜水和承压水。

根据地下水的埋藏条件，地下水可分为：

**一、包气带水**（含上层滞水）

地表以下地下水面以上的岩土层，在其空隙未被水分所充满，空隙中仍包含着部分空气，该岩土层即称为包气带。包气带水泛指贮存在包气带中的水，包括通称为土壤水的吸着水、薄膜水、毛细水、气态水和过路的重力渗入水，以及由特定条件所形成的属于重力



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

水状态的上层滞水。

有时也将包气带水称之为非饱和带水，包气带居于大气水、地表水和地下水相互转化、交替的地带，包气带水是水转化的重要环节，研究包气带水的形成及运动规律，对于剖析水的转化机制及掌握浅层地下水的补排、均衡和动态规律具有重要意义，将分别在第二、三章中加以讨论。

在包气带中当存在局部隔水层时，其上部可积聚具有自由水面的重力水，称之为上层滞水。上层滞水接近地表，补给区和分布区一致，可受当地大气降水及地表水的入渗补给，并以蒸发的形式排泄。在雨季可获得补给并储存一定的水量；而在旱季则逐渐消失，甚至干涸，其动态变化显著。且由于自地表至上层滞水的补给途径很短，极易受污染。

## 二、潜水

### 1. 潜水的概念

潜水是地表以下埋藏在饱水带中第一个具有自由水面的重力水，参见图 1-8。潜水没有隔水顶板，或只具有局部的隔水顶板，潜水的自由水面称为潜水面。潜水面上任一点的高程为该点的潜水位，潜水面到地表的铅垂距离为潜水的埋藏深度。潜水在重力作用下由高处流向低处称潜水流。在潜水流的渗透途径上，任意两点的水位差与该两点的水平距离之比，称潜水流在该处的水力梯度，潜水流的水力梯度一般都很小，常为万分之几至百分之几。

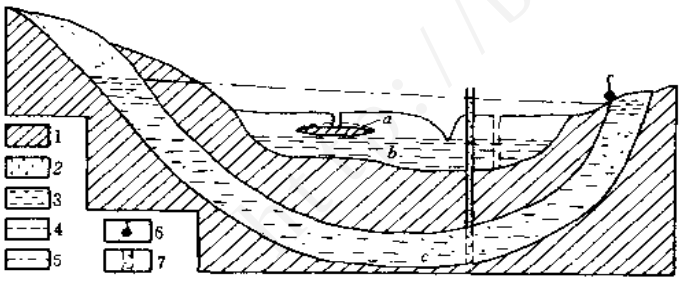



图 1-8　潜水、承压水及上层滞水（据王大纯）

1—隔水层；2—透水层；3—饱水部分；4—潜水位；5—承压水侧压水位；6—泉（上升泉）；7—水井；*a*—上层滞水；*b*—潜水；*c*—承压水

### 2. 潜水的特征

潜水一般贮存在第四系松散沉积物中，也可形成于裂隙性或可溶性基岩中。其基本特征是与大气水和地表水的联系密切，积极参与水循环。之所以产生此特征的根本原因是其埋藏位置浅，且上部又无连续的隔水层等条件所致。

潜水含水层的分布范围称潜水分布区，大气降水或地表水入渗补给潜水的地区称补给区。由于潜水含水层上面不存在连续的隔水层，可直接通过包气带与大气相通，所以在其全部分布范围内可以通过包气带接受大气降水、地表水或凝结水的补给。即在通常情况下，潜水的分布区与补给区基本一致。

潜水出流的地区称排泄区。潜水的排泄方式有两种：一种是潜水在重力作用下从水位高的地方向水位低的地方流动，当径流到达适当地形处，以泉、渗流等形式泄流出地表或流入地表水体，这便是径流排泄；另一种是通过包气带和植物蒸腾作用进入大气，这便是



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

蒸发排泄。排泄方式不同，引起的后果也不一样，蒸发排泄时，只排泄水分，不排泄盐分，结果会导致潜水水分消耗，盐分累积，甚至改变水的化学类型。许多干旱盆地中心，之所以会形成高含盐量的盐水，即为蒸发排泄的结果。而径流排泄时，因水分和盐分同时消耗，故不会引起潜水化学性质的改变。

潜水直接通过包气带与大气圈水、地表水发生水力联系，所以气象、水文因素的变动对它的影响显著，其动态变化明显。丰水季节或丰水年份，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；干旱季节或枯水年份，排泄量大于补给量，潜水面下降，含水层厚度变薄，埋藏深度则加大。此外，由于潜水埋藏位置一般较浅，大气降水与地表水入渗补给潜水的途径较短，加之潜水含水层上部又无连续的隔水层，故潜水易受污染。

3. 潜水等水位线图

一般情况下，潜水面不是水平的，而是形成向排泄区倾斜的曲面，且与地形起伏大体一致，同时受含水层岩性、厚度及隔水底板起伏形状的影响，见图 1-9。在潜水面上，将高程相同的点（即潜水位相同的点）相连，即为潜水面的等水位线图。通过该图可确定潜水流向、水力梯度及潜水与河水的补排关系等，见图 1-10、图 1-11。

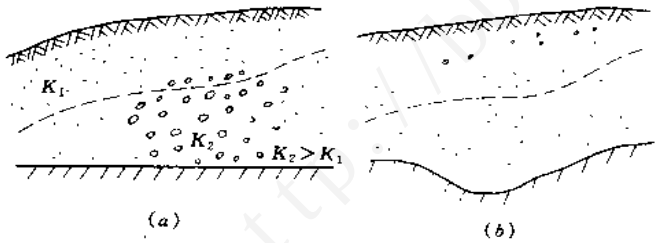



图 1-9　潜水面形状变化示意图

(a) 潜水面形状与岩层透水性的关系；(b) 潜水面形状与含水层厚度的关系

如图 1-10 所示，在等水位线图上，于相邻两等水位线间作一垂直连线，箭头指向高程较低的等水位线，即为此范围内潜水的流向。用此垂线的长度去除两端的水位差，即得该段潜水的水力梯度。

## 三、承压水

1. 承压水的概念

承压水是充满于两个隔水层之间的含水层中具有静水压力的重力水，见图 1-12。如未充满水则称为无压层间水。

承压含水层有上下两个稳定的隔水层，上面的隔水层称隔水顶板，也叫限制层；下面的称隔水底板。顶、底板之间的距离为含水层的厚度。凿井时，如未穿透上部的隔水顶板，则井内见不到承压水。穿透隔水顶板后，则承压含水层中的水由于其承压性将上升到含水层顶板以上某个高度后稳定下来，稳定水位高出含水层顶板面的垂直距离称承压水头（压力水头）。井内稳定水位的高程称承压水在该点的测压水位，亦称承压水位。当测压水位高出地表，承压水将喷出地表，形成自流水。

2. 承压水的特征



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

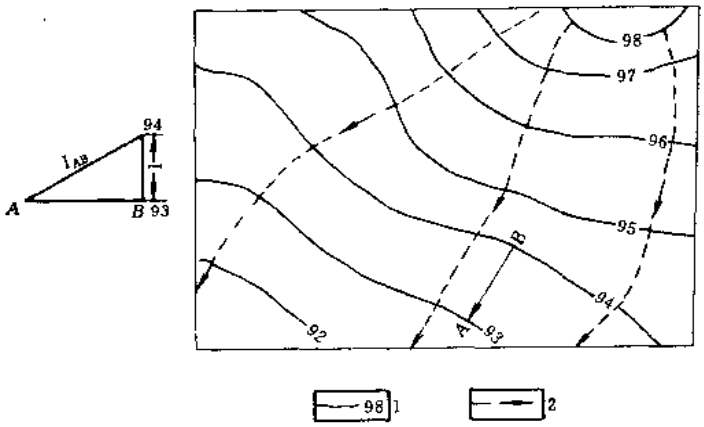



图 1-10　利用等水位线图求潜水流向及水力梯度

1—等水位线，数字为潜水标高（m）；2—地下水流向

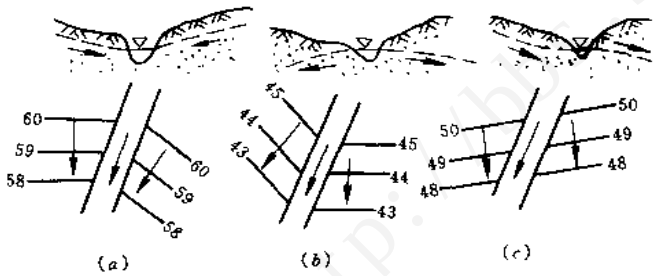



图 1-11　潜水与河水间补排关系示意图

（a）潜水补给河水；（b）河水补给潜水；（c）右岸潜水补给河水，左岸河水补给潜水

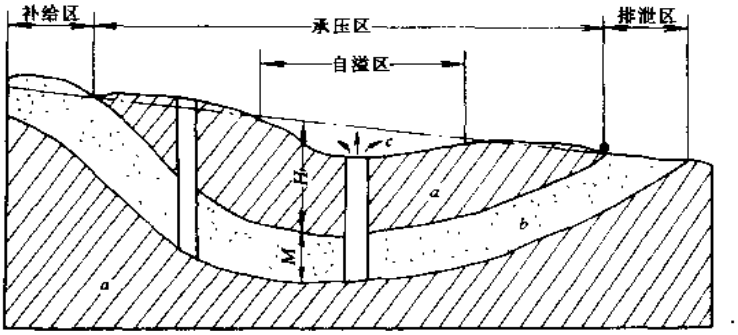



图 1-12　承压水示意图

*a*—隔水层；*b*—承压水含水层；*c*—自喷井；*H*—承压水头（压力水头）；*M*—含水层厚度

承压性是承压水的一个重要特征。图 1-12 表示一个基岩向斜盆地，由于隔水顶板的存在，含水层分布范围内能明显区分出补给区、承压区和排泄区三个部分。含水层从出露位置较高的补给区获得补给，向另一侧排泄区排泄，当水进入中间承压区时，由于受到隔水



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

顶板的限制，含水层充满水，水自身承受压力，并以一定压力作用于隔水顶板，压力越高，揭穿顶板后水位上升越高，即承压水头越大。

承压水由于受到连续分布的隔水层的限制，它与大气水、地表水的联系较弱，主要通过含水层出露地表的补给区（该处的水实际上已转化为潜水）获得补给，并通过范围有限的排泄区进行径流排泄。当顶、底板为半隔水层时，它还可通过半隔水层从上部或下部含水层获得补给（称越流补给），或向上、下部含水层排泄（称越流排泄）。

由于受隔水层的限制，气候、水文因素的变动对承压水的影响较小，使得承压水参与水循环不如潜水积极，因此形成承压水动态较稳定的特征，使承压水资源不如潜水资源那样容易补充和恢复。但由于承压含水层厚度一般较大，往往具有良好的多年调节性。

承压含水层在接受补给或排泄时，对水量的增减反应与潜水不同。潜水含水层当水量发生增减时，潜水水位随之发生变动，即含水层厚度增大或变薄。而承压含水层由于水体充满整个含水层而呈承压状态，因此其上覆岩层的压力是由含水层骨架与含水层中的水体共同承受的。当承压含水层接受补给时，由于水量增加，静水压力加大，含水层中的水对上覆岩层的浮托力也随之增大。此时，上覆岩层的压力并未改变，含水层骨架原来所承受的一部分上覆岩层的压力即转移给水体来承受，从而测压水位上升，承压水头增加。同时，由于含水层骨架所受压力减轻，致使含水层空隙扩大。可见当承压含水层接受补给时，主要表现为测压水位的上升，而含水层的厚度几乎不会增加，所增加的水量是通过水的压密及空隙的扩大而储存于含水层中的。同样，当承压含水层由于排泄而减少水量时，将导致承压含水层的测压水位降低，这时上覆岩层的压力并无改变，原来由水体所承受的那部分压力将转移给含水层骨架承受。由于压力增加，含水层骨架被压缩，空隙收缩，同时由于减压，水的体积膨胀。因此，承压含水层排泄时，主要表现为测压水位的降低，所排泄的水量即为由于空隙减少而挤出的水量，以及水体由于减压膨胀而产生的水量。承压含水层的这种反应可以从实际现象中得到证实。例如：铁道旁边的承压水井，在火车通过时可以看到井中水位的上升，火车通过后，水位恢复正常。这说明，由于火车的重量加大了对含水层的压力，含水层骨架压缩，从而使水承受了更多的压力。

承压水的水质变化很大，从淡水到含盐量很高的卤水都有，主要取决于承压水参与水循环的程度。在承压含水层的补给区，地下水接近潜水，水循环较强烈，故多分布为碳酸盐类的淡水；而越往承压区深部，水循环越慢，故水的含盐量升高，为硫酸盐类甚至卤化物类的高含盐量水。

此外，由于承压水埋藏深度较大，且上部有隔水层的阻隔，故不易受地表水及大气降水的污染。但由于承压水参与水循环较弱，如一旦污染则不易自净。

3. 承压水等水压线图

连接承压含水层中测压水位相等的各点，即可得到等水压线图（见图 1-13）。等水压线图表明了承压含水层测压水位面的特征。测压水位面与潜水面不同，潜水面是一个实际存在的水面，而测压水位面是一个虚构的面，钻孔打到这个高度是取不到水的，只有当井孔穿透上覆隔水层进入含水层时，才能见到水。因此，等水压线图通常还要附以含水层顶板等高线（参见图 1-13）。

根据等水压线图可以确定承压水的流向和水力梯度，以及承压含水层的承压水头、埋



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

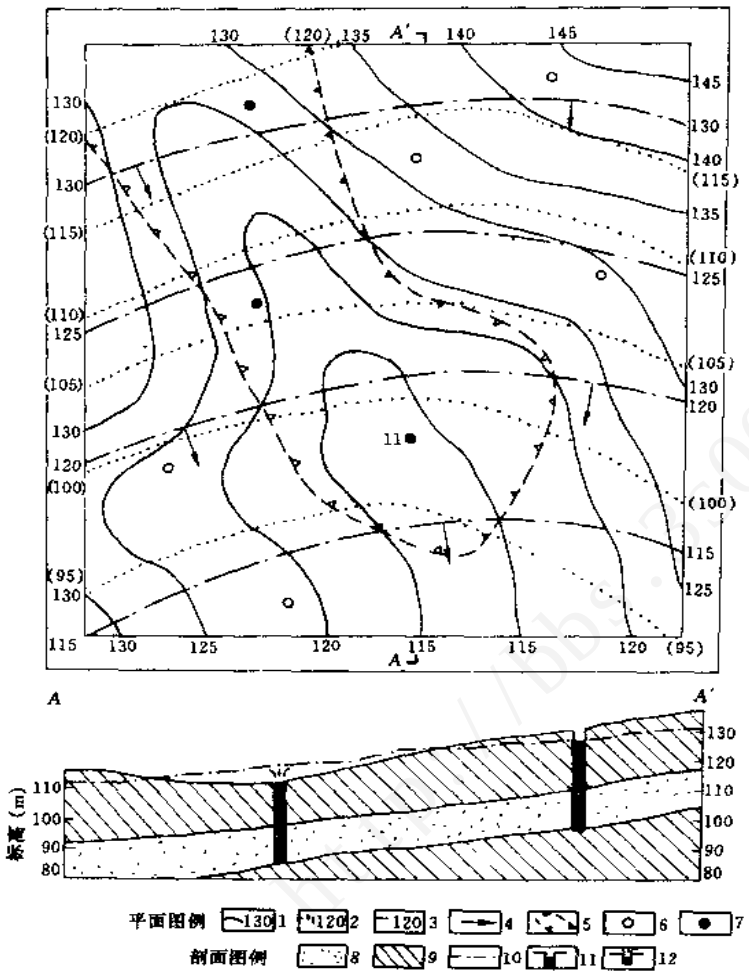



图 1-13　等水压线图（附含水层顶板等高线）（据戚筱俊）

1—地形等高线；2—含水层顶板等高线；3—等测压水位线（m）；4—地下水流向；5—承压水自溢区；6—钻孔；7—自喷孔；8—含水层；9—隔水层；10—测压水位线；11—钻孔；12—自喷孔

藏深度等。但不能确定承压含水层和其他水体之间的补排关系，必须在了解了其他水体的水位以及与该承压含水层的水力联系通道情况后，才能确定其间的补排关系。

## 第四节　不同含水介质中的地下水

赋存地下水的岩土称含水介质。含水介质内部的空隙已如前述，按其性质可分为孔隙、裂隙和溶隙。据此，将赋存于其中的地下水亦相应分为孔隙水、裂隙水和岩溶水（喀斯特水）等三类。由于含水介质的岩层所受的地质历程和地质作用不同，因此赋存其间的地下水的富集程度和分布规律也各异。以下分述之：

### 一、孔隙水



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

孔隙水主要赋存于松散沉积物中。在不同沉积环境中形成的不同成因类型的沉积物，其地貌形态、地质结构、沉积颗粒粒度及分选性等均各具特点，使赋存其中孔隙水的分布及与外界的联系程度也不同。可见掌握沉积物的沉积规律和分析了解沉积物的特征，是识别孔隙水的分布与形成规律的主要依据。

1. 洪积物中的地下水

洪积物是由山区集中的洪流流出山口堆积而形成的，广泛分布于山间盆地和山前平原地带。在地貌上呈现以山口为顶点的扇形或锥形，称洪积扇或冲积锥。这种扇、锥愈近山口坡度愈陡，向外则渐趋平缓而没入平原之中。在绵延的山岭与平原交接地带，每个山口都堆积有或大或小的洪积扇，在扇与扇间形成洼地，远看呈波状起伏，或连成一片，俗称洪积裙。

洪积物的地貌形态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，流速顿缓，并由山口向外依次变慢，水流携带的物质，也随地势与流速的变化而依次沉积。根据洪积扇组成物质的不同，可将洪积扇分为三带（见图 1-14）：

（1）砂砾石带　位于洪积扇上部，此带地形坡度陡，水动力条件强，沉积物多为砾石、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。此带直接接受大气降水和地表水补给，含水层厚度大，透水性强，潜水埋藏较深，故也称为潜水深埋带。由于径流条件好，水交替强烈，蒸发作用微弱，溶滤强烈，水的含盐量低（一般小于每升 1 g，甚至只有每升数十毫克），因此又称盐分溶滤带。

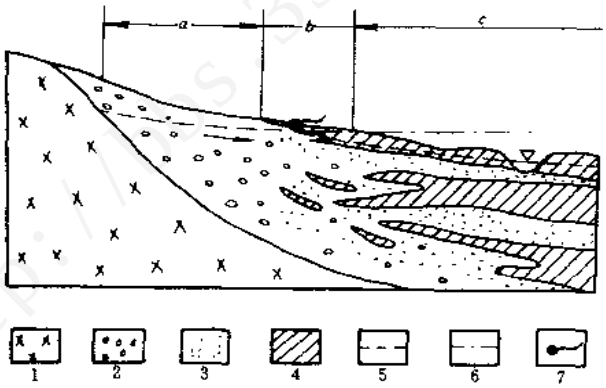



图 1-14　洪积物中地下水分带示意图

1—基岩；2—砾石；3—砂；4—粘性土；5—潜水水位；6—承压水测压水位；7—下降泉；*a*—砂砾石带；*b*—粗粒沉积交错过渡带；*c*—粘性细土带

（2）粗粒沉积交错过渡带　位于洪积扇的中下部，此带地形变缓，水动力条件渐弱，沉积颗粒逐渐变细，由砂砾、砂过渡为亚砂土、亚粘土，并在垂直方向上出现连续的粘土夹层。潜水径流不畅，往往形成壅水，地下水位上升，潜水面接近地表，故也称为潜水溢出带。由于出现了连续的粘性土夹层，故地下水既有上部潜水层，也有下部承压水层。同时，由于径流途径加长，蒸发增强，水分含盐量增加，故又称为盐分过路带。现代洪积扇的前缘即止于此带。

（3）粘性细土带　位于洪积扇下部，即扇的边缘没入平原的部分，沉积物颗粒更细，并有淤泥质沉积，深部承压水的承压水头也增高，可形成大面积的自流水区。由于地形更为平坦，地下水径流条件很差，蒸发强烈，因此潜水埋深又进一步变大，含盐量也相应增大，在干旱区因此常发生土壤盐渍化，故又称为潜水下沉带或盐分堆积带。

综上所述，洪积物总的分布规律是：从山前到平原，地形坡度由陡变缓，岩性由粗变细，透水性由强变弱。面赋存其间的地下水则是：含水量由多变少，潜水埋深由大变小，承压水水头由小变大。水化学类型则是由含盐量低的 $HCO_3$ 型向含盐量高的 $SO_4$ 型和 $Cl$ 型水



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

逐渐过渡。所述的这种水质分带性仅是一种典型情况，由于各地的气候和岩性条件不同，洪积物中地下水水质分带性也有所差异。如我国南部和西部地区，洪积物中潜水埋深的变化，虽然也有上述规律，但因气候潮湿，雨量充沛，所以水质分带性一般不明显。

大的洪积扇多分布于常年性山区河流的出口处，扇的形成不仅与洪流有关，而且也受到常年性河流堆积作用的影响，故可称为冲洪积扇。由于含水层厚且能经常获得河水补给，所以常常构成良好的城市供水水源，如石家庄的滹沱河冲洪积扇和北京的永定河冲洪积扇等即是。

2. 冲积物中的地下水

冲积物是由经常性的河流水流而形成的沉积物，在河流的上、中、下游，由于各自的地形地貌条件和水动力等条件不同，形成的沉积物特征也不相同。

在山区，即河流的中上游，河流的水动力条件强，所以沉积物多为粗大的卵砾石或砂砾石，且由于地势高，河流主要进行下蚀作用，在地貌上多构成阶地，含水层分布范围不大，但透水性强，富水性好。当河流由于河道袭夺而改道时，则遗留下沿谷分布的条状砂砾石含水层，其中主要赋存潜水。由于地形切割强烈，河床常切入阶地含水层，雨季河水位高于潜水而补给后者，雨后地下水位抬高，则潜水向河流排泄。在枯水期的河水流量，实际上是地下水的排泄量，见图 1-15。

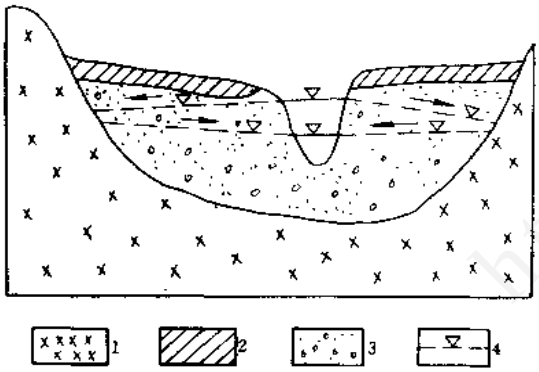



图 1-15 河流中上游阶地中的潜水

1—基岩；2—亚粘土；3—砂砾石；4—地下水位

河流下游平原地区，地形坡降变缓，河流流速变小，携带河砂的能力下降，由于沉积物堆积，河床变浅。丰水期洪水泛滥，溢出河床，河速减小，便在河床两侧堆积形成所谓“自然堤”，随着河床不断淤积，自然堤不断抬高，久之便形成所谓“地上河”。河床中沉积物以细粒为主，向外地势逐渐变低，依次沉积亚砂土、亚粘土、粘土等，我国黄河便是典型的地上河例子。

平原地区一般是沉降带，形成的冲积物较厚。且平原河流由于侧蚀作用而经常改道，便在粘性土中形成一系列舌状河床砂粒沉积，即古河道沉积，常构成平原深部的舌带状承压含水层。各舌状砂带之间通过隔水性能差的部位（如半隔水层，粘性土隔水层间的“天窗”等）相互保持着一定的水力联系。从这个意义上说，可将这些分散分布的舌状含水层看作一个统一的含水层系统。

冲积物中的潜水主要接受大气降水的入渗补给，平原区潜水水力梯度小，主要是蒸发排泄，因此在干旱区平原或盆地的地表常形成土壤盐渍化。冲积物中的承压水主要接受来自山前洪积扇补给区潜水的补给，最终以径流方式排入地势低处的潜水或地表水体。

3. 湖积物中的地下水

湖积物属静水沉积，沉积物一般分选良好，层理细密，自岸边向湖心颗粒由粗变细。

在湖岸区，由于湖浪的冲击和淘洗作用，形成沿湖岸分布的砂堤，由砂砾或砂构成，其中常埋藏有潜水。向湖心过渡，则以细粒淤泥质粘土沉积为主，其中夹有薄层细砂或中细



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

砂的透镜体，其间可赋存富水性较差的承压水，水质不好，有淤泥臭味，使用价值不大。在河流入湖口的三角洲沉积物中，由于颗粒较大，常含有水量较丰富的地下水，既有潜水，也有浅层承压水。

4. 滨海沉积物中的地下水

由于海洋是一个巨大而宁静的水体，在河流流入海洋处河水受阻，流速变缓，形成散流，其所携带的沉积物也依次沉积下来。并随着流速由河口向滨海深入降低，沉积物也逐渐变细，形成与洪积扇相似的三角洲沉积。实际上，三角洲的沉积机理与洪积扇颇为相似，所以也将洪积扇称为旱三角洲。

滨海三角洲属海相与陆相的交错沉积，其中含水层岩性主要为细砂和粉细砂，富水性差，且受海水影响，含盐量高，一般不能用于供水，如我国河北平原的滨海区即是这种情况。但有时滨海区深层可含有水量丰富、水质良好的承压水，埋藏深度一般在 80～200 m 以下，在开发这类含水层时，要预防由于水位下降后导致海水入侵，以及因淤泥质含量高而容易发生地面沉降等问题。

5. 黄土中的地下水

在我国黄河流域中下游的甘肃、宁夏、陕西与山西等地，分布着巨厚的黄土层。华北、东北地区的山前丘陵和波状平原上，也有黄土类土的分布。黄土是不同地貌单元上第四系风成、洪积、冲积、湖积等多种成因的沉积物，以粉土颗粒为主，并发育有垂直的裂隙及孔洞、根管、虫穴等，故黄土又称大孔土。同时，由于这些垂直空隙的发育，使黄土在垂直方向上的渗透能力远较水平方向强。此外，由于黄土是干燥气候下的产物，所以见水后往往下沉，称黄土的湿陷性。

黄土地区一般为新构造运动上升区，侵蚀作用强烈，加之黄土厚度大，结构疏松，无连续的隔水层，所以地下水埋深较大，往往达几十米甚至一二百米。黄土高原降水量较小（平均仅 400 mm 左右），且降水多以集中的暴雨出现，不利于降水入渗。有限的入渗水大部分又消耗于厚度很大的包气带，致使补给潜水的部分大为减少。由于上述气候、岩性和地貌等综合影响的结果，故黄土地区地下水源条件较差，较为缺水。

黄土中地下水的分布与黄土地貌、地质条件等有密切的关系。黄土高原上，纵横的沟壑将地形切割成无数块断，范围较大的高平地称作黄土塬，长条状的垅岗叫黄土梁，浑圆形的土丘称黄土峁。黄土塬由于表面较为宽阔平坦，有利于降水入渗及保持，故可形成较丰富的地下水。而黄土梁、黄土峁表面地形起伏，受水面积小，不利于降水入渗，同时由于地形切割强烈，不利于地下水赋存，常为严重缺水地区。但梁、峁之间的宽浅沟谷（俗称掌地或杖地），常能汇集部分地下水，埋深较小，可成为生活用水的小型水源。

黄土中含有可溶盐较多，加之分布区降水稀少，因此黄土中地下水含盐量一般较高。最干旱的北部地区，地下水矿化度为 3～10 g/L；相对湿润的南部，矿化度多小于 1 g/L。同时，因受地下水循环交替作用的影响，径流途径较短者，因循环交替较强烈，含盐量较低，水质较好；而径流途径较长者，其含盐量则明显升高，水质也较差。

6. 冰川沉积物中的地下水

冰川是陆地上终年缓慢流动着的巨大冰体，是固体淡水资源，也是水圈的重要组成部分，广泛分布于高纬地区及中低纬区的高山。冰川在运动时，其内部所含大小石块随之一



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

起被搬迁，被搬迁的物质主要来自冰川在雪原刨蚀地面所形成的产物，以及冰川在流动途中刨蚀冰床两侧和底部的产物落在其上的碎屑物质。这些被搬迁的物质大小混杂，分选性极差，既有直径几米、几十米的漂砾，也有细小的粘土颗粒。所有这些正在被冰川搬迁的物质统称冰运物。

当冰川一旦流动到雪线以下地区，由于当地气温较高，或者当全球性气温升高，冰川即开始融化，甚至完全消失，此时冰川携带的物质也随之堆积下来，形成冰碛物。融化的冰水同时以各种方式将冰碛物重新搬运分选，形成冰水沉积物。当融冰水由于不同的地形地貌而汇成洪流、河流或湖泊时，这些冰碛物则可相应形成洪积物、冲积物及湖积物中的含水层。如我国整个松嫩平原，普遍分布有第四纪早期的冰水砂砾沉积，其中含有丰富的、水质良好的地下水。

作为水资源，冰川如同固体水库，起着多年调节和年调节的作用，在冷湿年份，固体水库的消融量，小于水分积累量；而在干热年份，消融多于水分积累量。在多年调节过程中，可以缓和河流水量的多年变化，这种调节性质，尤其对干旱区水资源的利用，具有重要意义。冰川融水是干旱区河流重要补给来源，如新疆冰川融水补给河流的水量约占全疆河流年径流量的6%。

## 二、裂隙水

### （一）裂隙水的一般特征

坚硬的基岩在应力作用下形成各种裂隙，赋存其间的水称为裂隙水。裂隙水具有与孔隙水不同的分布和运动特征。

#### 1. 裂隙水的分布特征

由于裂隙在岩石中发育不均匀，从而导致赋存其间水的分布不均匀。裂隙发育的地方透水性强，含水量多；反之，透水性弱，含水量也少。在裂隙水分布区，有时会遇到这种情况：两口井相距不到几米远，出水量却相差很大。

在松散岩层中，孔隙分布连续均匀，构成有统一水力联系、水量分布均匀的层状孔隙含水层。而对于坚硬基岩，一方面因裂隙率比孔隙率小，加之裂隙发育不均匀且具方向性，故裂隙水的分布形式既有层状，也有脉状。在裂隙发育密集均匀且开启性和连通性较好的情况下，裂隙水呈层状分布，并且具有良好的水力联系和统一的地下水面，称层状裂隙水。若裂隙发育不均匀，连通条件较差时，通常只在岩石中某些局部范围内连通而构成若干个互不联系或联系很差的脉状含水系统，各系统之间水力联系很差，往往又无统一的地下水位，则称为脉状裂隙水。同时，裂隙水的分布和富集受地质构造条件控制明显。在有利的构造条件下，几乎任何一种岩性的岩层中均可找到相对富水地段；而在不利的构造条件下，即使是所谓含水性最好的岩石，也不一定富水。

#### 2. 裂隙水的运动特征

裂隙水运动状况复杂，在流动过程中水力联系呈明显的各向异性。往往顺着某个方向，裂隙发育程度好，沿此方向的导水性就强，而沿另一方向的裂隙基本不发育，导水性就弱。同时，裂隙的产状对裂隙水运动也具有明显的控制作用。一方面，局部地段裂隙水的流向并不总和水流的总体方向相一致，甚至有时会出现方向相逆的情况；另一方面，受裂隙产状的控制，即使裂隙潜水也往往呈局部承压现象，当钻孔揭露含水裂隙后，地下水位往往



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

会上升到一定的高度。

裂隙水的运动速度一般不大，通常呈层流状态，但在一些宽大的裂隙中，在一定的水力梯度下，裂隙水流也可呈紊流状态。

（二）不同成因类型裂隙中的地下水

裂隙水的形成和分布受裂隙成因类型所控制，按赋存地下水的裂隙成因，可将裂隙水划分为以下三类：

1. 风化裂隙水

长期暴露地表的岩石，在温度、水、空气、生物等风化营力作用下，其结构、构造、成分将发生变化，并逐渐疏松破碎，从而在岩石中形成裂隙，称风化裂隙。由于风化营力总是由地表向地下深处逐渐减弱，故风化作用也随深度加大而减弱。所形成的风化裂隙如壳状包裹于地面，一般厚度在数米至几十米，裂隙较密集且均匀。风化带下，未风化或弱风化的母岩则构成隔水底板，故风化裂隙水大多为埋藏较浅的潜水，且成层分布，水力联系较好，具统一的地下水面（见图 1-16）。

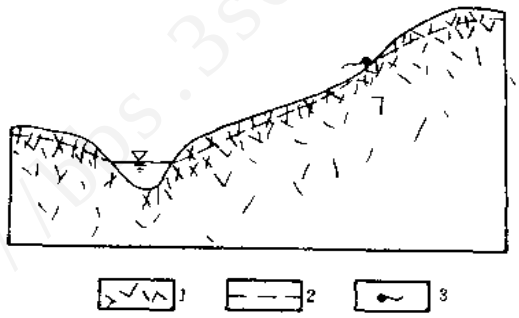



图 1-16　风化裂隙水示意图

1—风化裂隙；2—地下水位；3—下降泉

风化裂隙水的分布受气候、岩性及地形条件等诸多因素的影响。

在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，有利于形成较大而开张的风化裂隙，含水量较大，且随着深度的增加含水量减少。在湿热气候区以化学风化为主，泥质次生矿物及化学沉淀物常充填裂隙而降低其导水性，这类地区上部的强风化带透水性反而不如下部的半风化带。如福建漳州花岗岩中某钻孔资料：地面以下 25 m 内强风化带的涌水量仅为 0.125 L/s，而 25～45 m 内半风化带的涌水量达 0.45 L/s。

结构致密、成分均匀且以稳定矿物为主的岩石（如石英岩），风化裂隙很难发育，风化裂隙水往往很少。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（如花岗岩、片麻岩等），不同矿物的热胀冷缩程度不一，风化裂隙发育且开启性好，风化裂隙水主要存在于此类岩石中。

地形条件对风化裂隙水的分布也有明显的影响。在山区，剥蚀作用强烈，风化壳往往发育不完全，厚度较小且分布不连续，地形坡度又较大，不利于汇水入渗，故风化裂隙水含量少。地形低缓、剥蚀作用微弱的地带，有利于风化壳的发育与保存，如地形条件也有利于汇集降水，则可形成规模较大的风化裂隙含水层。

在水流切割或人工开挖的影响下，岩体侧向压力减少，岩体内原有的闭合裂隙因减压而开扩，形成所谓的减压（卸荷）裂隙，使裂隙率大为增加，透水性增强。

当原有的风化壳被后期沉积物所掩埋而保存下来，即为古风化壳。其间可赋存风化裂隙承压水，水质受径流条件和岩性的影响，变化很大。

风化裂隙水分布广泛，埋藏浅，水质较好，易于开采。但因风化壳厚度有限，一般水量不大。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

2. 成岩裂隙水

成岩裂隙指岩石在成岩过程中受内部应力作用而产生的原生裂隙，如沉积岩在固结过程中脱水收缩所形成的裂隙，以及岩浆岩冷却凝固时产生的裂隙均为成岩裂隙。各类岩石中，以喷出岩和侵入岩的成岩裂隙最具水文地质意义。

陆地喷溢的玄武岩在冷凝收缩时，由于内部张应力作用产生柱状裂隙。裂隙开张，发育均匀，连通性好，常构成贮水丰富、导水畅通的层状裂隙含水层。当含水岩层出露地表，其中可赋存潜水。如内蒙古一带大面积分布的第三系玄武岩，厚度达数十米至百余米，柱状裂隙发育，其下泥质岩则构成隔水底板而形成潜水，水质良好，是该区主要供水水源之一。当喷出岩层为其他隔水层所覆盖时，则可构成裂隙承压含水层。如美国夏威夷群岛中的瓦胡岛，玄武岩在滨海地带被第四系粘土覆盖，形成承压水自流斜地。又如我国云南阿直盆地中二叠纪玄武岩，在向斜构造中构成水位高出地表 17 m 的承压含水层。

侵入岩中的成岩裂隙，则是在强大压力及冷凝收缩作用下形成的，裂隙的分布与岩体产状有密切关系，一般分布在侵入岩体与围岩的接触带，岩体边缘富水而中部则常常不含水，起隔水作用。当岩浆岩侵入强透水层时，如侵入体处于地下水流的下游，会起阻水作用，使地下水在强透水层及接触带中富集起来。

3. 构造裂隙水

构造裂隙是因岩石在构造运动中受地应力作用而产生的。构造裂隙水在各类裂隙水中具有特殊的重要意义，这不仅是因为它分布广泛，还在于一定条件下能大量富集。

构造裂隙的发育和分布情况十分复杂，主要受岩性和构造应力的控制。

根据裂隙性质，可将岩石分为塑性和脆性两大类。塑性岩石（如泥岩、页岩等）受力发生塑性变形，破坏以剪断为主，常形成闭合的细微裂隙而构成隔水层。脆性岩石（如块状石灰岩）受力时主要呈现弹性变性，破坏以拉断为主，形成的裂隙张开性好，延伸远，导水性能良好，常形成含水层。粗粒碎屑岩的裂隙发育则取决于粒度及胶结物，钙质胶结者显示脆性岩石的特征，而泥质或硅质胶结者则显示出塑性岩石的特征。裂隙的发育还与岩石颗粒大小有关，相同的构造应力场中，岩石颗粒越细，裂隙发育越差。

岩石所受应力为张应力时，所形成的裂隙一般开张性好，为导水裂隙；而为剪应力时，则形成闭合平整的裂隙，多半不导水。岩层中应力集中部位，裂隙常较发育，如褶皱构造中背斜轴部。断层带附近均为应力集中部位，往往格外富水。当塑性岩石与脆性岩石互层时，若受地应力作用发生褶皱，此时塑性岩石沿层面方向流展，对夹于其间的脆性岩层施加一个顺层拉张力，致使脆性岩层内部形成张开裂隙，从而形成层状裂隙水。脆性岩层越薄，张开裂隙就越密集，含水量也丰富。

当岩性及岩石所受地应力较均匀时，在岩石中可形成分布均匀、相互连通的张开裂隙，赋存层状裂隙水。当岩性变化或构造应力分布不均匀时，岩层内部裂隙密集度和开张性也有差别，在应力集中或岩性有利的部位，张开裂隙相互连通，构成局部的裂隙含水系统，同一岩层中可包含若干个裂隙系统，各系统之间缺乏水力联系，水位各不相同，即形成脉状裂隙水。

断层带是岩层地应力集中释放所造成的破裂形变，大的断层延伸数十至数百公里，宽达百米，切穿不同的岩层，常构成有特殊意义的水文地质体。断层的导水性能也主要取决



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

于岩性及所受地应力的性质，塑性岩层中的断裂，一般裂隙发育微弱，且有大量泥质充填和胶结，故往往导水不良甚至隔水。而脆性岩石，当受张应力作用发生断裂时，断层带中心及附近两侧裂隙发育程度好，开张性大，充填少，断层常具良好的导水能力；若受压应力或扭应力作用，则断层中心的构造岩（动力变质岩）岩性细密，透水性很差，但在断层面两侧的脆性岩层中却发育开张较好的裂隙而成为导水带。

导水断层具有特殊的水文地质意义，可同时起到贮水空间、集水廊道与导水通道的作用。

当围岩本身裂隙不发育时，断层破碎带即构成局部的带状贮存空间，其间地下水具有良好的水力联系，但由于分布带范围有限，含水量并不丰富，钻井揭露此类断层时，初期涌水量可能较大，但随即迅速衰减。若导水断层发育于透水岩层中，该断层便同时起到贮水空间和集水廊道的作用，钻孔揭露断层带某个部位时，水位下降迅速波及整个导水畅通的断层带，形成延展相当长的水位低槽，此时断层带就象集水廊道似的汇集广大范围围岩裂隙中的水，因而涌水量大且稳定。导水断层若错开若干个含水层或与地表水体连通时，断层带兼具贮水空间、集水廊道与导水通道的功能，钻孔揭露此类断层时，各个水源所贮存的水量将通过断层带源源不断地汇入，涌水量大且长期保持稳定，开挖工程若遇到这类断层带时，常有大量水体涌出。

### 三、岩溶水

1. 岩溶现象

岩溶又称喀斯特，它是可溶性岩石在水的溶蚀作用下所形成的地表及地下各种地质现象的综合。自然界可溶性岩石分为三大类：碳酸盐类岩石（如石灰岩、白云岩）、硫酸盐类岩石（如石膏）、卤化物类岩石（如岩盐、钾盐）。就溶解度而言，碳酸盐类最小，但由于碳酸盐类岩石在地表分布最广，故通常所说的岩溶均特指在碳酸盐类岩石中所发育的岩溶。典型的岩溶形态在地表有溶沟、溶槽、溶芽、石林、落水洞、溶蚀漏斗等；在地下有溶孔、溶蚀裂隙、溶洞、管道等。地表河流进入岩溶发育地区往往通过落水洞等垂直的吸水通道，潜入地下形成伏流。因此，在岩溶发育地区，地表往往缺乏完整的地表水系。

岩溶是在各种自然条件共同作用下发生和发展起来的，其中可溶的透水岩层和具有侵蚀性的水流是岩溶发育所必须具备的基本条件。

（1）可溶的透水岩层　可溶性岩石的存在是岩溶发育的物质基础，而岩溶发育的主要营力则是水流。若岩石不透水，水流只能在地表进行一些微弱的溶蚀作用，当可溶性岩石既有空隙发育又透水，尤其是存在大的构造裂隙时，水流便能深入到岩体内部，同可溶性岩石进行充分的、大面积的接触，溶蚀作用强烈，可形成大规模的岩溶现象。所以，岩石中裂隙发育的情况往往控制着岩溶的发育和分布，如岩溶沿断裂带发育和分布的情况，在野外常可见到。此外，在地表附近，由于风化裂隙增多，有利于地下水的运动，故岩溶一般比地下深部发育。

（2）水的溶解能力　水对碳酸盐类的溶解能力，主要取决于水中 $CO_2$ 的含量，这是由于 $CO_2$ 的参与，使不易溶解的碳酸盐转变为易溶的重碳酸盐所致。其反应式为

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightleftharpoons Ca(HCO_3)_2 \qquad (1\text{-}8)$$

该反应是可逆的，反应速度与当地地下水的水温和压力有关。上式说明：当水中含有



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

一定数量的 $HCO_3^-$ 时，则有相应数量的游离 $CO_2$ 与其平衡。当游离 $CO_2$ 含量增加时，反应式向右进行，亦即有一部分 $CaCO_3$ 被溶解。这部分溶解 $CaCO_3$ 的 $CO_2$ 称侵蚀性 $CO_2$。水中侵蚀性 $CO_2$ 含量越多，水的溶解能力越强。地下水中的 $CO_2$ 主要来源于土壤空气，土壤中的微生物分解有机质产生了大量的 $CO_2$，降水通过土壤下渗时溶解 $CO_2$，携带进入地下水。此外，当地下水呈酸性或含有 $Cl^-$ 和 $SO_4^{2-}$ 时，水对碳酸盐类岩石的溶解能力也将增加。

（3）水的运动状态　水的运动状态指水在岩层中循环与交替情况，水的循环与交替条件好，就能不断地将溶解下来的物质带走，同时又不断地补充新的具有侵蚀性的水，因此岩溶发育速度快。反之则慢，甚至处于停滞状态。一般在地表附近，水循环交替作用强烈，随着深度加大水交替变慢，甚至停止，故岩溶在地表及其附近较发育，而随着深度的增加越来越弱。

除上述基本条件外，气候、地形、植被和覆盖层等条件对岩溶的发育也有很大的影响。气候一般决定大区域的岩溶发育程度，如我国南方雨量充沛，水交替条件好，同时气温高，有利于溶解作用进行，并促使植被发育的土壤中有机质易于分解，使水的侵蚀能力增强，故地表及地下各种岩溶形态均十分发育，地表岩溶形态以峰林地形及溶蚀洼地为主，地下则以各种溶蚀孔洞相互贯通，形成复杂的溶洞系统为主。北方降雨量少且气候寒冷，故岩溶发育相对较弱。对小区域来说，地形对岩溶发育影响较大，如地形有利于汇集降水的地方，岩溶往往也比较发育。同时，由于地形往往决定水流趋向，从而决定了岩溶发育的方向。

2. 岩溶水的特征

贮存并运动于溶蚀洞隙中的地下水称岩溶水。它不仅是一种具有独立特征的地下水，同时也是一种地质营力，在流动过程中不断溶蚀其周围的介质，不断改变自身的贮存条件和运动条件。所以，岩溶水在分布、径流、排泄和动态等方面，都具有与其它类型地下水不同的特征。

（1）岩溶水的分布特征　岩溶发育之前，可溶性岩石中分布着张开性和密集度不等的各种裂隙，与一般裂隙含水岩体相似。随着水流的作用，沿裂隙发生溶蚀，溶解裂隙壁上的 $CaCO_3$，使裂隙逐渐扩大。细小裂隙阻力大水流缓慢，通过的水量也有限，因此溶蚀作用也较缓慢。宽大裂隙汇水量渐多，水流也畅通，溶蚀作用速度快，裂隙迅速扩展，反过来又促使水流更加汇集畅通，进一步加强了溶蚀作用，使汇水裂隙扩展形成地下管道。这样，由于原有裂隙的差异，决定了水流条件的差异，形成所谓差异溶蚀作用，见图 1-17。

在差异溶蚀过程中，较宽大的裂隙扩展越快，汇集的水流会越来越集中，当汇水裂隙形成一定规模的溶蚀管道以后，水流由层流转为紊流，并以其携带的泥砂冲蚀扩大管道而形成洞穴。溶蚀管道扩大成洞穴后，便将发生重力崩塌，进一步扩大规模，最终形成地下暗河系统。而细小闭合的裂隙，在岩溶发育过程中改变不大，富水极少，甚至无水，这就形成了岩溶水分布极不均匀的特征。

差异溶蚀作用形成的地下河系，与地表水系相似。同一碳酸盐岩层中的若干个地下河系，在岩层发育过程中，相互袭夺并吞，最终将形成具有统一出口的大规模地下河系。由于地下河具较低势能，发展到一定阶段还可袭夺合并地表河流，这和地表水系力求扩展其流域范围的情况十分相似。我国南方碳酸盐岩分布区，常发育规模可观的地下河系，例如广西都安地苏地下河系便是由一条主流和十一条支流组成（参见图 1-18），支流呈不对称的



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

树枝状分布，汇水面积达 1000 $km^2$，总出口在红水河边，枯水期最小流量为 4 $m^3/s$，洪水期最大流量为 390 $m^3/s$。我国北方地区同样存在汇水面积达数千平方公里的岩溶含水系统，但至今尚未发现形态完整的地下河系。

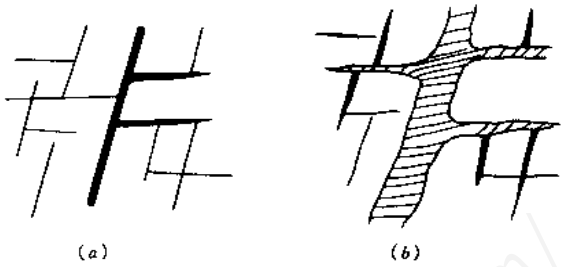



图 1-17　差异溶蚀示意图
(a) 溶蚀前；(b) 溶蚀后

总之，在岩溶发育过程中，可溶岩体的空隙系统不断趋于不均匀，水流不断趋于集中，相对独立的裂隙含水系统联合成为范围广大的统一岩溶含水系统，并力求将尽可能大范围内的地下水汇集起来集中排泄，由此导致岩溶及岩溶水空间分布的极不均匀性，同时也决定了岩溶水补给、排泄、径流和动态等的一系列特征。

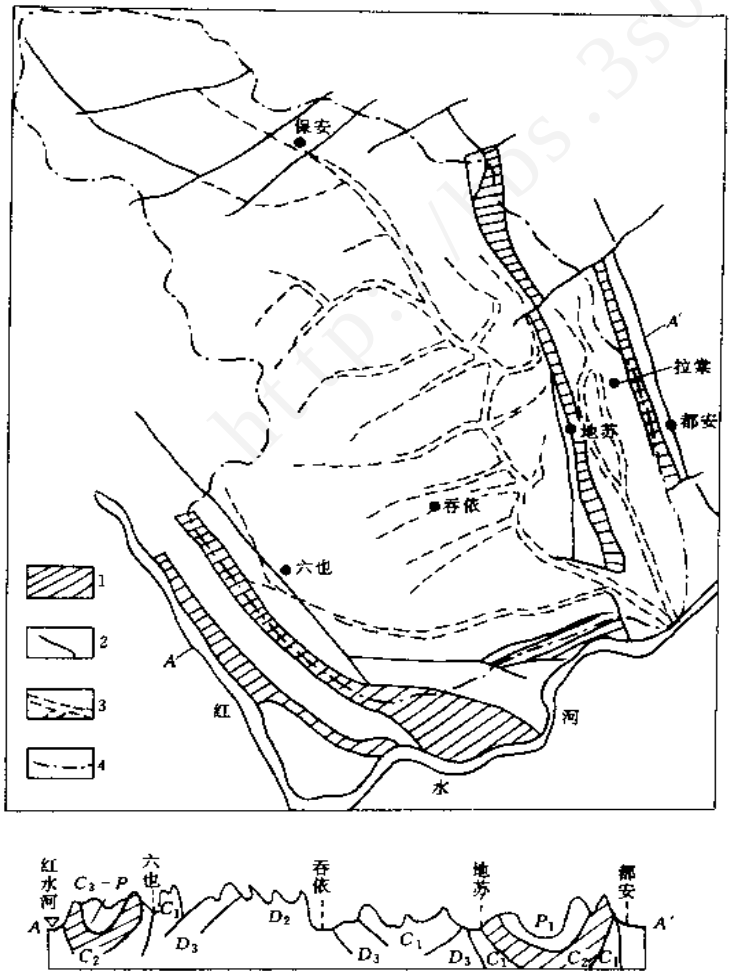



图 1-18　广西地苏地下河系略图（据广西水文工程地质队）
1—相对隔水层；2—断层；3—地下暗河；4—地下河系分水岭界线（平面图分水岭界线内，未标者均为石灰岩及白云岩；剖面图中，除 C 外均为石灰岩及白云岩）



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

(2) 岩溶水的补给特征　在孔隙、裂隙岩层地区，降水以渗流的形式补给地下水，速度缓慢，补给量小，一般入渗量仅占降水量的10%～30%，有的甚至不到5%。而在岩溶地区，除小部分降水沿裂隙缓慢地向地下入渗，绝大部分降水在地表汇集后，通过落水洞、溶斗等直接流入或灌入地下，在短时间内通过顺畅的地下通道，迅速补给岩溶水，补给量很大。如我国南方的岩溶地区，降水入渗量可达降水量的80%以上，北方岩溶区则一般为40%～50%，个别可达80%。所以，在岩溶地区往往雨过不见水，地表水十分缺乏，如晋南龙子祠泉附近，每小时50 mm的暴雨后，长达3 km的石灰岩沟谷，仍无水流出沟。流入岩溶地区的地表河流，亦往往会全部转入地下，如多瑙河流经德国岩溶地区后，一年中除去几个星期有水外，全部河水漏失，补给12 km以外的阿赫泉，然后汇入莱茵河。

(3) 岩溶水的排泄特征　集中排泄是岩溶水排泄的最大特点。地下水河系化的结果，使成百甚至成千平方公里范围内的岩溶水，集中地通过地下河出口、一个大泉或泉群进行排泄。在其径流区可以隐匿地下不被发现，而在地质构造和地貌条件适宜的地方，就突然出露于地表，流量可高达几十甚至数百 $m^3/s$。

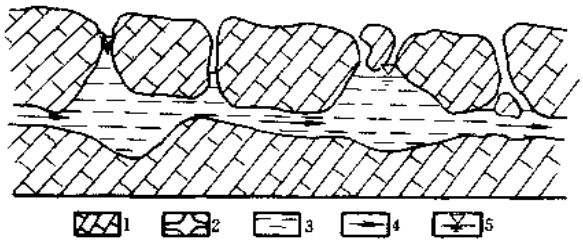



图 1-19　岩溶水水位变化示意图（据戚筱俊）
1—灰岩；2—溶洞；3—充水部分；
4—地下水流向；5－地下水位

(4) 岩溶水的运动特征　岩溶空隙大小悬殊，既有小于1 mm的孔隙与裂隙，也有直径数十米的巨型洞穴，使得其间岩溶水的运动异常复杂。在大洞穴中岩溶水流速高，呈紊流运动；而在断面较小的管路与裂隙中，水流则作层流运动。岩溶水可以是潜水，也可以是承压水，由于溶蚀管道断面沿流程变化很大，在大洞穴中岩溶水呈无压水流，有时甚至成为地下河流、湖泊；而在断面小的管路中，则形成有压水流。当岩溶水流在断面大小变化的同一管路中流动时，在断面大的地段流速慢；而在断面小处流速则加快，由于速度水头的变化，从而使得同一水体，在不同运动途径上，呈现不同的水位，见图1-19。

(5) 岩溶水的动态特征　岩溶水水位、水量变化幅度大，对降水反映明显。降水后，岩溶水迅速获得补给，水位抬高显著；雨止后，岩溶水沿顺畅的通道迅速排泄，水位降落也很明显，地下水位年变化幅度可达数十米乃至数百米，变化迅速而缺乏滞后。相应岩溶泉流量的季节变化也很大，最大流量与最小流量可相差上百倍，这种情况在南方岩溶发育强烈地区尤其常见，见图1-20。北方岩溶发育较弱，当岩溶含水系统主要由规模不大的溶隙为主或洞穴为后期沉积物所充填，且深埋地下，补给区又远离排泄区时，其中地下水运动较缓慢，

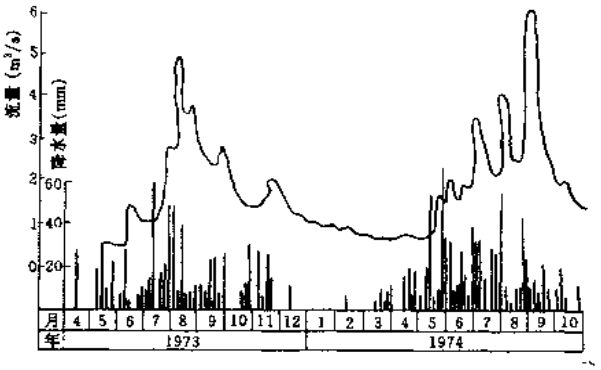



图 1-20　云南喷水洞暗河流量动态曲线
（据云南第六地质队）



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

含水系统的调节能力则很强。这种岩溶水所补给的泉，流量一般较稳定，对降水反应不灵敏，往往滞后很长时间，见图 1-21。

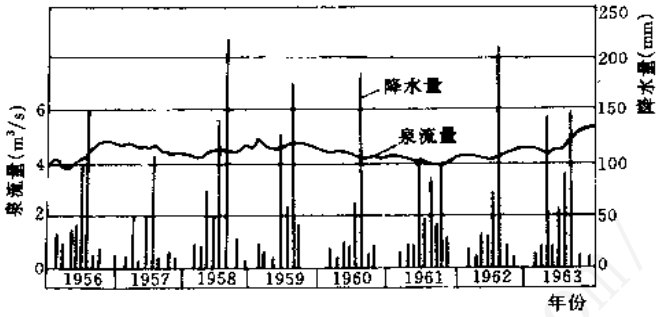



图 1-21　山西洪洞广胜寺泉流量动态曲线图（据唐识昌）

（6）岩溶水的化学特征　岩溶水的补给、径流及排泄等条件，决定了岩溶水的水化学特征。由于水流交替条件良好，故岩溶水特别是浅部的岩溶水，矿化度较小，一般在 0.5 g/L 以下，水质多为 $HCO_3$—Ca 型水，白云石分布区则多为 $HCO_3$—Ca—Mg 型水。埋藏较深的岩溶水化学成分则随水交替条件而异，通常补给区矿化度较低，随深度的增加矿化度逐渐升高。在构造封闭良好的古岩溶含水系统中，可保存矿化度高达 50～200 g/L 的 Cl—Na 型沉积同生卤水。此外，由于岩溶水的独特补给方式，使得降水与地表水未经过滤便直接进入岩溶含水层，因此岩溶水极易被污染，利用岩溶水作供水水源时，应予以注意。

**四、多年冻土区地下水**

气候寒冷地带，在冬季包气带及一部分饱水带的岩土常处于负温冻结状态，形成冻土。年平均气温高于 0℃的地方，冬季的冻土常在夏季全部消融，为季节性冻土。若冬季严寒，年平均气温低于 0℃，冬季冻结深度大，而夏季的热量不足以融化全部冻结的岩土层时，在地表以下一定深度范围内就会存在多年中常处于负温状态的冻结层，即为多年冻土（也称永久冻土）。

全球多年冻土区占陆地总面积的 20%～50%，主要分布于较近两极的高纬度地区，在中低纬度气候寒冷的高山高原地区也有发育。我国多年冻土区主要分布于大小兴安岭北部的高纬山地及青藏高原、阿尔泰山、天山、祁连山等中低纬度高原和高山。总面积近 190 万 $km^2$，约占我国总面积的五分之一。

多年冻土是一种特殊的含水结构，通常液态水与固态水共存，使得多年冻土区的水文地质条件复杂化，地下水的赋存与运动，不仅受地质结构的控制，而且还受多年冻土的影响。固态地下水所构成的冻层，起着隔水层的作用，而这种“隔水层”在温度、矿化度等因素影响下，随时间和空间又可以发生变化，转化为含液态水的含水层。而当水由液态转为固态时，体积约膨胀 10%，对地下水会产生附加压力。因此，在多年冻土区，地下水具有独特的动态特征。

多年冻土区地下水，按其不同的埋藏位置可分为：

1. 冻结层上水

埋藏在多年冻结层之上，由于多年冻结层构成隔水底板，冻结层上水的全部或部分在冬季冻结而夏季融化，这个变化层称活动层或融冻层，其厚度取决于气候条件、地理位置及岩性，一般变化在数厘米至 3～5 m 之内。在冻结层上水厚度较小，而季节性冻结深度又较大的地方，冬季可能全部冻结，而无液态水存在。当冻结层上水位较深，而季节性冻结



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

深度小时冻结层上全年为无压的液态水。

暖季冻结层上水呈液态，具有自由水面，分布区普遍接受大气降水及地表水的补给，以径流或蒸发形式排泄，具潜水特征。寒冷季节由于上部水季节冻结，其下部未冻结的部分则具有承压水的性质，见图 1-22。

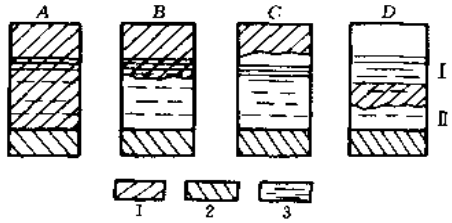



图 1-22 各种形式的冻结层上水

（据 A.M. 奥弗琴尼科夫）

*A*—全部季节冻结的冻结层上水；*B*—部分季节冻结的冻结层上水；*C*—季节冻结未达到冻结层上水；*D*—未融解的季节性冻结层上水分隔为 I、II 两层液态水；1—季节冻层；2—多年冻层；3—季节性或常年的液态水

多年冻土区气温低，蒸发作用微弱，因此一般冻结层上水矿化度较低，多为重碳酸钙型水，有机质含量较多。在相对干旱的洼地中，蒸发作用较强，也可以出现矿化度稍高的硫酸盐水或氯化物水。当冻结层上水接受地表水或冻结层下水补给时，其水质取决于补给来源。

冻结层上水含水层厚度不大，且发生季节性冻结，冬季出水量往往很小，故一般仅宜作为小型及季节性供水水源。但在常年有水的河湖附近，由于地表水的热效应影响，冻结层埋藏较深，含水层厚度较大，且不发生季节性冻结，经常接受地表水补给，则可作为全年性供水的良好水源。当通过融区接受冻结层下水的补给时，水量也较有保证（见图 1-23）。

2. 冻结层间水

埋藏于多年冻结层内部的液态水和固态水称为冻结层间水。它与冻结层上水不同，其固态水与液态水并不随季节而发生变化。除融区外，液态水往往以层状、透镜状、脉状或管状等形式存在于固态水之间，通常具有承压性。

液态的冻结层间水由于处于周围皆为负温的环境中，因此只有当其与较大的地表水体存在强烈的水力联系，且处于不断流动的状态下，或是具有较高的矿化度时，才有可能保持液相。

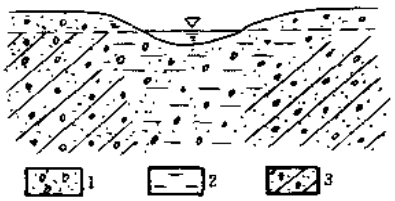



图 1-23 地表水体影响冻结层上水

1—砂砾岩；2—融区；3—冻土

冻结层间水可通过融区或其它通道，接受冻结层上水或冻结层下水的补给，其水质、水温、动态等也随补给来源不同而异。当由冻结层上水补给时，水温较低，且变化较大；当由冻结层下水补给时，水温则较高，变化也较小。当以融区中的冻结层间水作供水水源时，其水量一般较稳定，可以整年利用，但应注意其水质是否符合要求。

3. 冻结层下水

埋藏于冻结层之下的水体称为冻结层下水。冻结层下水经常以液态存在，水温随深度的加大而升高。冻结层下水具承压性，其隔水顶板由多年冻结层或其他隔水层构成，在一定条件下也可以自喷于地表，与一般的承压水相似。所不同的是它只能通过融区获得补给并进行排泄，而且补给和排泄条件也较差。冻结层下水一般水质较好，动态稳定，不易污染。融区及富水的构造破碎带附近，补给比较充足，可作为大中型供水水源。

多年冻土区除上述形式的地下水外，还有一种冻结地貌，即冰椎。地表水或地下水由



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

于冰冻膨胀受压而涌溢地表，并冻结形成锥形或丘形冰体，这便是地上冰椎。地下水在融冻层的某些地方积聚并在地下冻结，使地表产生丘状隆起，这便是地下冰椎。有时，地下冰椎简称冰椎，地上冰椎则称为冰丘。

地上冰椎按其补给水源可分为河水冰椎、地下水冰椎，以及由河水和地下水共同补给的混合冰椎。河水冰椎是因河水表面冻结后，其下部未冻结的河水受压，突破水层，溢出地表并不断冻结而形成的。地下水冰椎可由泉水不断冻结而形成，也可由于地下水冻结受压流出地表不断冻结而形成。

冰椎在寒冷季节产生，体积逐渐扩大，温暖季节则开始融化，表面产生裂缝，并在隆起处发生坍塌、流水，而逐渐消亡。但有些地下冰椎在温暖季节并不完全消失，只有范围稍有缩小，而寒冷季节继续增大，这种多年生成的大规模的地下冰椎称作冰水岩盘。

地下冰椎及由地下水补给的地上冰椎，是多年冻土区寻找地下水的良好标志。同时，在工程建筑上，冰椎会使各种建筑物、道路和铁路发生变形。造成灾难性的破坏。因此，在多年冻土区进行水文地质调查时，应注意对冰椎进行详细研究。

## 第五节　地下水的物理性质

地下水贮存和运动于岩土的空隙中，并参与自然界的水循环，不断与其周围的介质发生复杂的物理和化学作用，从而具有一定的物理性质和含有一定的化学成分。同时，地下水在循环运动过程中，其物理性质和化学成分又不断地发生着变化。因此，对地下水物理性质和化学成分进行研究，将有助于我们了解地下水的形成环境及其发展演变的过程，帮助我们查明地下水的形成规律。另一方面，在我们利用地下水或防治地下水危害时，也需要研究地下水的水质属性。例如，在利用地下水作供水水源时，不同的用水目的对水质有不同的要求；在各种工程建筑的工程地质勘测评价中，需要了解水质对建筑物的侵蚀性等。所以，对地下水物理性质和化学成分的研究，不仅具有理论意义，同时具有重要的实际意义。

地下水的化学性质将在第六章介绍。本节主要讨论地下水的物理性质，包括：温度、颜色、透明度、嗅、味、比重、导电性及放射性等，以下分别叙述。

1. 温度

地壳按热力状态从上而下分为变温带、年常温带和增温带。变温带亦称日常温带，深度一般为 3～5 m，温度变化主要受气温影响，具有昼夜变化的规律。年常温带指受气温影响很小、年内温度变化幅度接近于零的地带。年常温带的最大深度为 30～40 m，温度一般比当地年平均气温略高 1～2 ℃，温度年变化也很小。年常温带以下，地温主要受地球内部热力的影响，随着深度的增加而有规律地升高，故称增温带。增温带内地温的变化主要取决于地球增温率，地球增温率是指在年常温带以下，温度每升高一度所需增加的深度，单位为（m/℃）。整个地球增温率的平均值约为 30～33 m/℃。

地下水的温度一般和它所在地区的地温相应。因此，在日常温带内，地下水随当地气温具昼夜变化；在年常温带内，地下水温度与地温相同，近似于当地多年平均气温；年常温带以下，地下水的温度同地温一样随深度而增加。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

通常根据温度将地下水划分为：过冷水（<0℃）、冷水（0～20℃）、温水（20～42℃）、热水（42～100℃）、过热水（>100℃）。

地下水温度对水中盐类含量影响很大。一般情况下，水温升高，化学反应速度和盐的溶解度也升高，如钠盐和钾盐。但钙盐的溶解度则随温度升高而降低。因此，冷水常是钙质的，而热水、温水常是钠质的。对于气体则是温度越高，溶解度愈小。

2. 颜色

地下水一般是无色的，但有时由于某种离子较多，或者富集了悬浮物和胶体物质，则可显示出各种颜色。如含硫化氢，地下水呈现翠绿色；含低铁，呈浅绿灰色；含高铁，呈黄褐色或锈色；含硫细菌，呈现红色；含粘土，呈淡黄色；含腐质酸，呈暗黑或黑黄灰色，等等。

3. 透明度

地下水的透明度取决于水中固体与胶体悬浮物的含量。含量越多，其对光线的阻碍程度越大，水越不透明。按透明度可将地下水分为四级：透明的、微浊的、混浊的和极浊的。详见表1-4。

表 1-4　　地下水透明度分级表

| 分　级 | 鉴　定　特　征 |
|---|---|
| 透明的 | 无悬浮物及胶体，60 cm 水深可见 3 mm 粗线 |
| 微浊的 | 有少量悬浮物，大于 30 cm 水深可见 3 mm 粗线 |
| 混浊的 | 有较多的悬浮物、半透明状，小于 30 cm 水深可见 3 mm 粗线 |
| 极浊的 | 有大量悬浮物或胶体，似乳状，水很浅也不能清楚看见 3 mm 粗线 |

4. 嗅（气味）

地下水通常是无气味的，但当其中含有某些离子或气体时，则会产生特殊气味。如含硫化氢时具有臭鸡蛋味；含亚铁盐很多时具铁腥味；含腐殖质时有鱼腥气味等。气味的强弱与温度有关，一般在低温下不易判别，而在 40℃左右温度时，气味最显著。故在测定地下水气味时，应将水稍稍加热，以使气味明显、易辨。

5. 味

地下水的味取决于它的化学成分。纯水是无味的，但由于地下水中多少溶解一些盐类或气体，因此具有一定的味感。如含氯化钠的水具咸味；含硫酸钠的水具涩味；含硫酸镁或氯化镁的水具苦味；含碳酸或重碳酸钙的水清凉可口；含大量有机物的水略具甜味（不宜饮用）等。水的味道在 20～30℃时最为显著，因此，测定地下水味道时也应将水稍稍加热。

6. 比重

地下水的比重决定于其中所溶解的盐分数量。地下淡水的比重认为与化学纯水的比重相同，其数值为 1.0。水中溶解的盐分越多，比重越大，有的甚至可达 1.2～1.3。

7. 导电性

地下水的导电性取决于其中所含溶解电解质的数量和质量，即多种离子的含量与其离子价。离子含量越多，离子价越高，水的导电性也越强。此外，由于水温影响电解质的溶



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

解，从而也影响到水的导电性。

8. 放射性

地下水的放射性取决于其中所含放射性元素的数量，地下水或强或弱都具有放射性，但一般极微弱。贮存和运动于放射性矿床以及酸性火山岩分布区的地下水，其放射性相应有所增强。

## 复 习 思 考 题

1. 岩土的空隙有哪几类？各有何特点？
2. 岩土中水的存在形式有哪些？各有什么特点？它们在地下是如何分布的？
3. 什么叫含水层、隔水层和含水系统？
4. 什么叫包气带水和上层滞水？什么叫潜水和承压水？各有何特点？

http://bbs.3s001.com/



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

# 第二章　地下水运动

## 第一节　地下水运动的基本方程

### 一、渗流的概念

地下水运动一般是指地下水受重力、毛细力、分子吸力等作用，在多孔介质空隙中的渗透流动，其学名称渗流。根据地下水渗流方向不同，可区分为三维流（空间运动）、二维流（平面运动）和一维流（单向运动）。

由于岩土空隙的形状、尺度和连通性不一，地下水在不同空隙中或同一空隙的不同部位，其运动状态是各不相同的。地下水的运动状态可区分为层流和紊流两种流态。前者乃是在运动过程地下水的流线呈规则层状流动；后者则表示流线相互混杂无规则的流动。

地下水的流态可用无量纲的雷诺（O. Reynolds）数来判别，其表达式为

$$R_e = \frac{Vd}{\nu} \tag{2-1}$$

式中　$V$——地下水的渗流速度；

$d$——含水层颗粒的平均粒径；

$\nu$——地下水运动粘滞系数。

多数试验表明，由层流过渡到紊流时的临界雷诺数在60～150范围内。地下水在绝大多数情况下，实际流动的雷诺数多数呈层流流态，只有在卵石层的大孔隙、宽大裂隙、溶洞以及抽水井附近当水力梯度很陡时，才出现紊流的流态。

根据地下水运动要素（如水头 $H$、渗透速度 $V$、水力梯度 $I$、渗透流量 $Q$ 等）随时间变化的特征，地下水运动还可分为稳定流运动和非稳定流运动。前者是指渗流场中任意点的运动要素变化与时间无关；后者则随时间而变化。

自然界的地下水运动始终处于非稳定流状态，而稳定流运动只是一种相对的、暂时的动平衡状态，只有在特定条件下，由于运动要素变化幅度小，方可近似地把非稳定流运动当成稳定流运动来处理。例如地下水的补给排泄条件保持平衡不变，在其径流过程中又不发生水量的增减现象，此时渗流场中任意点的运动要素将不随时间而变化，地下水则表现为稳定流运动。

描述地下水在重力作用下运动规律的是达西定律，由达西定律和质量守恒原理，可以推导出地下水运动的基本方程，求解各种边界条件下的地下水运动基本方程，将有助于解决许多生产中所关切的问题。因此，研究地下水的运动及其基本方程，是地下水水文学的重要任务之一。

### 二、渗流的基本定律

#### （一）达西定律

达西定律是揭示水在多孔介质中渗流规律的实验规律。它表达水在单位时间内通过多孔介质的渗透流量 $Q$ 与介质渗流长度 $l$ 成反比，与渗流介质的过水断面 $A$ 及上、下两测压



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

管的水头差 $\Delta h$ 成正比。即

$$Q = K\frac{\Delta h}{l}A \tag{2-2}$$

式中 $K$——渗透系数。

改写式（2-2），得

$$V = KI \tag{2-3}$$

式中 $I$——水力梯度，$I = \frac{\Delta h}{l}$，即渗透路径中单位长度上的水头损失值；

$V$——渗透速度，$V = \frac{Q}{A}$。

上式表明，水在多孔介质中的渗透速度与水力梯度的一次方成正比。这即为著名的达西定律，也称线性渗透定律，它是研究渗流运动的理论基础。

该定律由法国水利工程师达西（Henri Darcy）于 1856 年发表，长期应用于地下水的层流运动。自 20 世纪 40 年代始，更多的实验证明，并非所有地下水层流运动都服从达西定律，有不满足达西定律的地下水层流运动存在。

达西定律虽是一条实验定律，但经理论分析，从动量守恒定律也可导出达西定律。为此，可把该定律引伸应用于非均质各向异性介质的渗流问题和三维流运动。

图 2-1 是验证渗流规律的实验装置，在一个装有砂子的金属圆筒中，从进水管 1 注入水，然后开启并调节出水管 2，使水经过砂子流出筒外。试验过程中，筒内水位保持恒值，由出水管 2 排出的水量以及测压管 3、4 中的水头均达稳定不变时，测定渗流量 $Q$、过水断面 $A$、水头差 $\Delta h$ 和砂样长度 $l$，达西作了大量实验以后，获得的结论即为达西公式。

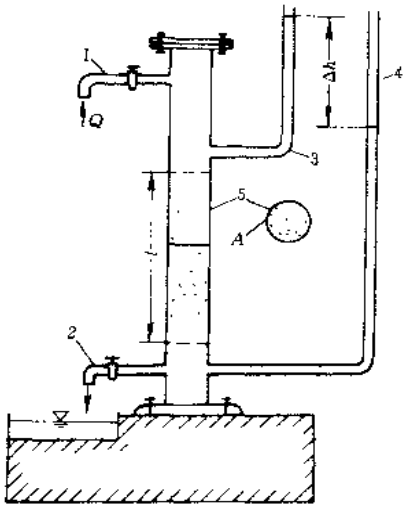



图 2-1 达西渗流实验仪

1 进水管；2—出水管；3、4—测压管；5 砂样筒

在实际渗流场中使用达西公式，由于各点的渗透速度包括其大小和方向可能都不相同，为描述渗透速度分布与水头分布之间的关系，可建立达西定律的一般性表达式，即

$$V = -K\frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}l} \tag{2-4}$$

使用达西定律要满足其适用范围，若用雷诺数表示其适用范围时，可归纳如下：

1）存在一个临界雷诺数 $R_{e临}$，该值约在 1～10 之间，当 $R_e < R_{e临}$，即低雷诺数时，属低速流，这时有一个粘滞力（忽略惯性力）占优势的层流区域，该区域内达西定律是适用的。上述 $R_{e临}$ 就是达西定律成立的上限。同时说明，服从达西定律的 $R_{e临}$ 比地下水由层流转变为紊流时的雷诺数要小，也即达西定律的适用范围比层流运动范围要小。

2）当 $R_{e临} < R_e < 20\sim60$ 时，出现一个过渡带，从粘滞力占优势的层流运动过渡到非线性的层流运动。该带当渗透速度增大后，惯性力也逐渐增大，当惯性力接近摩擦阻力的数



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

量级时，由于惯性力与速度的平方成正比，从而使渗透速度与水力梯度的关系就不再呈线性关系，也即偏离了达西定律。

3）高雷诺数时则为紊流，此时达西定律的使用就失效了。

此外，根据达西定律知，只要水力梯度 $I>0$，即有 $V>0$。但实际上，在细颗粒介质中，当 $I$ 太小时，并无地下水运动发生。因此，存在一个临界水力梯度 $I_{临}$。只有 $I>I_{临}$ 时，达西定律才适用，该 $I_{临}$ 就是达西定律适用的下限。

大量野外实验证实：当水力梯度在 0.00005 到 0.05 之间变动时，达西定律都是成立的。不少研究者指出，地下水不仅在多孔介质中的渗流，即便在裂隙甚至是溶隙中的渗流，在多数情况下也服从达西定律。近年来在许多灰岩含水层中，以达西定律为基础建立的数学模型进行模拟，所得的结果与实际情况符合得很好，也是对这一认识的证实。因此，达西定律的适用范围实际上还是相当广泛的。

必须指出，由于地下水的渗流运动极其复杂，用雷诺数确定的层流—过渡带—紊流等，还没有精确的分界线。达西定律的适用范围至今还没有彻底解决，这都有待进一步在理论上探索和实践中发展。

式（2-3）与式（2-4）中的渗透速度 $V$ 实际上是一个假想的流速，因为地下水是在多孔介质的孔隙中流动，而不是在整个圆筒内流动，实际的过水断面积要小于圆筒内的断面积，地下水在多孔介质孔隙中的真正平均实际流速为

$$V_{实}=\frac{Q}{nA}=\frac{1}{n}V \tag{2-5}$$

或

$$V=nV_{实} \tag{2-5'}$$

式中 $n$——岩土的空隙度。

由上两式可知，小的渗透速度等于实际平均流速与岩土孔隙度的乘积，由于孔隙度 $n$ 总是小于 1，所以渗透速度 $V$ 永远小于实际平均流速 $V_{实}$。

前已述及，当地下水在溶洞、大裂隙中运动时，它已不再符合线性渗透定律，而是属于非线性渗透运动的范畴，也即地下水属紊流运动。此时，可用谢才—克拉斯诺波里斯基（A. Chezy—КласноБлиский）公式计算，即

$$Q=K_c A\sqrt{I} \tag{2-6}$$

或

$$V=K_c\sqrt{I} \tag{2-7}$$

式中 $K_c$——紊流运动时的渗透系数。

其他常见的非线性运动方程还有福希海默（P. Forchheimer）公式，其形式为

$$I=aV+bV^2 \tag{2-8}$$

式中 $a$、$b$——系由实验室确定的常数。

（二）渗透系数

渗透系数 $K$ 值的大小取决于组成含水层的颗粒大小及胶结密实程度。此外，水质、水温等也都影响 $K$ 值的大小，但影响较小。表 2-1 是不同岩性渗透系数的经验值。

根据岩层 $K$ 值在空间位置的变化情况，以及 $K$ 值与渗流方向的关系，可区分为均质与非均质岩层，以及各向同性与各向异性岩层。均质和各向同性是两个不同的概念，均质岩



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

层中可以是各向同性，也可以是各向异性。

表 2-1　　渗透系数经验值

| 地层岩性 | 渗透系数 $K$ (m/d) | 地层岩性 | 渗透系数 $K$ (m/d) | 地层岩性 | 渗透系数 $K$ (m/d) |
|---|---|---|---|---|---|
| 重亚粘土 | <0.05 | 粉　　砂 | 1.0～5.0 | 砾石夹砂 | 75～150 |
| 轻亚粘土 | 0.05～0.1 | 细　　砂 | 5.0～10.0 | 带粗砂的砾石 | 100～200 |
| 亚　粘　土 | 0.1～0.25 | 中　　砂 | 10～35 | 漂　砾　石 | 200～500 |
| 黄　　土 | 0.25～0.5 | 粗　　砂 | 25～50 | 圆砾大漂石 | 500～1000 |
| 粉土质砂 | 0.5～1.0 | 极粗的砂 | 50～100 | | |

注　据参考文献 [18]。

含水层的渗透系数 $K$ 可以取原状土在室内试验求得，但在生产中，常从野外现场试验获得，也可用动态资料进行分析计算求出，具体方法将在第四章中介绍。

**三、潜水非稳定流运动的基本微分方程**

布西涅斯克(J. V. Boussinesq)在研究潜水非稳定流运动时，假定水是不可压缩的流体，渗透速度仅仅是平面坐标 $x$、$y$ 和时间 $t$ 的函数，即渗透速度 $V_x$ 和 $V_y$ 沿高度 $Z$ 没有变化。

我们取平行于 $xoz$ 平面的单位宽度进行研究，如图 2-2 所示，在渗流场中取一微小均衡单元体，它的上界面为潜水面，下界面为隔水层，左右为两相距 $dx$ 的垂直平面。在 $dt$ 时间内，潜水面由 $a$-$a'$ 上升到 $b$-$b'$，潜水面变化量为 $\frac{\partial H}{\partial t}dt$。

流入单元体的单宽流量为 $q = V_x h$，流出单元体的单宽流量为

$$q + \frac{\partial q}{\partial x}dx = V_x h + \frac{\partial (V_x h)}{\partial x}dx$$

在 $dt$ 时间内，流入和流出单元体的水量差为

$$\left[V_x h - V_x h - \frac{\partial (V_x h)}{\partial x}dx\right]dt = -\frac{\partial (V_x h)}{\partial x}dxdt \tag{2-9}$$

在 $dt$ 时间内，由于存在垂直入渗补给（或蒸发）强度 $\varepsilon$，其量为 $\varepsilon dxdt$。

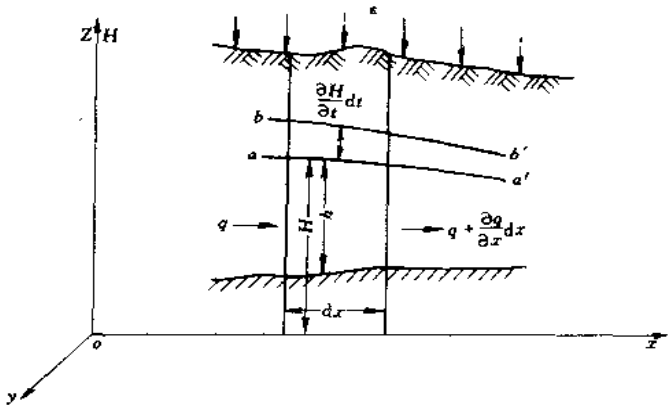



图 2-2　潜水的非稳定运动



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

在 $dt$ 时间内，由于潜水面变化引起单元体水体积的变化量为 $\mu\frac{\partial H}{\partial t}dxdt$，式中的 $\mu$ 值，当潜水位上升时为饱和差；当潜水位下降时则为给水度。

根据质量守恒原理，水体积的变化量应等于流入量减去流出量，即

$$-\frac{\partial (V_x h)}{\partial x}dxdt + \varepsilon dxdt = \mu\frac{\partial H}{\partial t}dxdt \tag{2-10}$$

将 $V_x = -K\frac{\partial H}{\partial x}$ 代入上式，得

$$K\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial H}{\partial x}\right) + \varepsilon = \mu\frac{\partial H}{\partial t} \tag{2-11}$$

或

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{K}{\mu}\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial H}{\partial x}\right) + \frac{\varepsilon}{\mu} \tag{2-11'}$$

上式即为地下水一维水流条件下的布西涅斯克方程。

同理，可导出平面二维流动条件下的布西涅斯克方程

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{K}{\mu}\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial H}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(h\frac{\partial H}{\partial y}\right)\right] + \frac{\varepsilon}{\mu} \tag{2-12}$$

当隔水底板水平时，布西涅斯克方程可写为如下形式

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\mu}\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(h\frac{\partial h}{\partial y}\right)\right] + \frac{\varepsilon}{\mu} \tag{2-13}$$

布西涅斯克方程是研究潜水非稳定流运动的基本微分方程。它是一个二阶的非线性偏微分方程，因为式中包含了未知函数 $h$ 及其导数的乘积项，除了特殊情况有特解外，一般无精确解。为了求解该方程，通常要将其线性化。例如，当含水层的厚度变化不大时，可用平均厚度 $\bar{h}$ 来表示，即将 $\bar{h}$ 视为常数，则式（2-3）将变为

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K\bar{h}}{\mu}\left[\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}\right] + \frac{\varepsilon}{\mu} \tag{2-14}$$

在给定初始和边界条件下，式（2-14）可以求解。

方程（2-14）还可用柱坐标表示，当 $\varepsilon=0$ 时，即有

$$\frac{1}{a}\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial h}{\partial r} + \frac{1}{r^2}\frac{\partial^2 h}{\partial \theta^2} \tag{2-15}$$

式中 $a$——水位（或压力）传导系数，单位为 $m^2/d$，

$$a = \frac{K\bar{h}}{\mu};$$

$r$、$\theta$——柱坐标系，其与直角坐标系的转换关系，参见图 2-3，即

$$\begin{cases} r = \sqrt{x^2 + y^2} \\ \theta = \operatorname{arctg}\dfrac{y}{x} \end{cases} \tag{2-16}$$

或

$$\begin{cases} x = r\cos\theta \\ y = r\sin\theta \\ z = z \end{cases} \tag{2-16'}$$

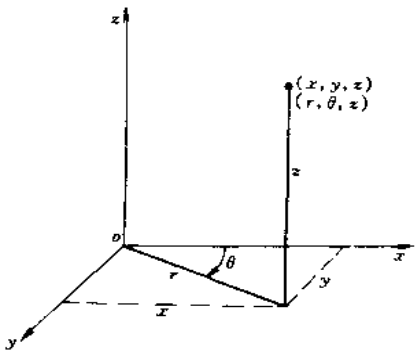



图 2-3 柱坐标系与直角坐标系



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

## 四、承压含水层非稳定径向渗流基本方程

如图 2-4 所示，在承压含水层中任取一抽水井的微分圆柱体，该柱体高为承压含水层的厚度 $M$，圆柱体内径为 $r$，外径为 $r+\mathrm{d}r$。当流入内径为 $r$ 的圆柱体表面积的水量为 $-Q$，流入外径为 $r+\mathrm{d}r$ 的圆柱体表面积的水量为 $-\left(Q+\frac{\partial Q}{\partial r}\mathrm{d}r\right)$，则微分圆柱体内外的水量差就有

$$-\left(Q+\frac{\partial Q}{\partial r}\mathrm{d}r\right)-(-Q)=-\frac{\partial Q}{\partial r}\mathrm{d}r \quad (2\text{-}17)$$

式(2-17)中的水量差，表现为抽水瞬时引起水位下降，这种水位下降其实质是微分圆柱体内水的弹性释放所造成，其单位时间内从该微分圆柱体内释放的水量可表为 $2\pi r\mathrm{d}r\mu_e\frac{\partial H}{\partial r}$，于是

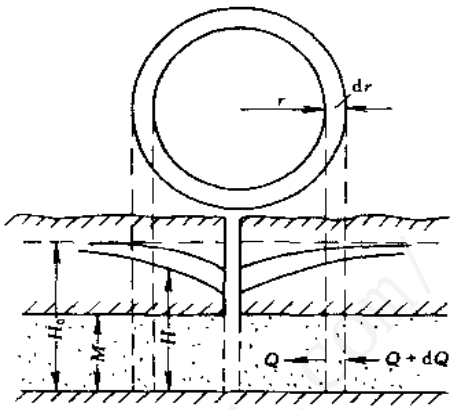


图 2-4　承压水非稳定径向流示意图

$$-\frac{\partial Q}{\partial r}\mathrm{d}r=2\pi r\mathrm{d}r\mu_e\frac{\partial H}{\partial t} \quad (2\text{-}18)$$

式中　$\mu_e$——弹性释水系数，无量纲。

由达西定律知 $Q=-2\pi rKM\frac{\partial H}{\partial r}$，将该式对 $r$ 求导数，可得

$$\frac{\partial Q}{\partial r}=-2\pi KM\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial H}{\partial r}\right)=-2\pi KM\left(\frac{\partial r}{\partial r}\frac{\partial H}{\partial r}+r\frac{\partial^2 H}{\partial r^2}\right)$$

$$=-2\pi KM\left(r\frac{\partial^2 H}{\partial r^2}+\frac{\partial H}{\partial r}\right) \quad (2\text{-}19)$$

将式（2-19）代入式（2-18），可得

$$2\pi KM\left(r\frac{\partial^2 H}{\partial r^2}+\frac{\partial H}{\partial r}\right)\mathrm{d}r=2\pi r\mathrm{d}r\mu_e\frac{\partial H}{\partial t}$$

简化上式，得

$$\frac{\partial^2 H}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial H}{\partial r}=\frac{\mu_e}{KM}\frac{\partial H}{\partial t} \quad (2\text{-}20)$$

引入导水系数 $T=KM$，则有

$$\frac{\partial^2 H}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial H}{\partial r}=\frac{\mu_e}{T}\frac{\partial H}{\partial t} \quad (2\text{-}20')$$

该式即为柱坐标轴对称形式的承压水非稳定流运动的偏微分方程。

若令压力传导系数 $a=\frac{T}{\mu_e}$，则式（2-20′）可写成

$$\frac{\partial^2 H}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial H}{\partial r}=\frac{1}{a}\frac{\partial H}{\partial t} \quad (2\text{-}21)$$

当 $\frac{\partial H}{\partial t}=0$ 时，即为稳定流地下水运动，则式（2-21）即为拉普拉斯方程，用直角坐标系表示为

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 H}{\partial y^2}=0 \quad (2\text{-}22)$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

## 第二节　包气带水运动的基本方程

上节讨论了饱水带中渗流运动的基本定律，并分别导出了潜水和承压水非稳定运动的基本微分方程。

非饱水带中的包气带水不同于饱水带中的地下水。本节先从讨论包气带水的势能着手，进而介绍包气带水流动的基本定律，并导出包气带水运动的基本微分方程。

### 一、包气带水的势能

#### （一）包气带水的土水势

从热力学的研究角度出发，认为包气带水和自然界中的所有物体一样，都具有一定的能量，并以势能来表达。包气带水所含的势能称为土水势。土水势一般用该物理点体积元内单位重量包气带水的势能表征（单位为cm或m），数值上同以水柱高度表示的压强值相等。

土水势 $\psi$ 是由重力势 $\psi_z$、压力势 $\psi_p$、基质势 $\psi_m$、溶质势 $\psi_s$ 和温度势 $\psi_T$ 等五个分势组成，即

$$\psi = \psi_z + \psi_p + \psi_m + \psi_s + \psi_T \tag{2-23}$$

其中：重力势 $\psi_z$ 是由于重力场的存在而引起的，它取决于该点包气带水的垂直位置，即

$$\psi_z = \pm z \tag{2-24}$$

压力势 $\psi_p$ 是由于压力场内存在压力差而引起的，考虑到包气带中通气孔隙的连通性，可认为其中各点水分所受的压力均为大气压，则各点的附加压强为零，因此各点的压力势 $\psi_p$ 也均为零，即

$$\psi_p = 0 \tag{2-25}$$

基质势 $\psi_m$ 是由于含水介质对包气带水分的吸持作用而引起的，可简单概括为吸附和毛细两种作用。由于移动水分必须对水分施以能量，即必须对水分作功，以反抗含水介质的吸持作用，因此包气带水的基质势 $\psi_m$ 恒为负值，即

$$\psi_m < 0 \tag{2-26}$$

含水介质对水分吸持作用的大小与包气带所含水量的多少有关，也即包气带水的基质势 $\psi_m$ 是其含水率 $\theta$ 的函数，$\psi_m = \psi(\theta)$。

溶质势 $\psi_s$ 是包气带水溶液中所含各种溶质对包气带水分综合作用的结果。水溶液中的溶质对水分子具有吸引力，为移动包气带水必须为克服这种吸引作用而对包气带水作功，因此溶质势 $\psi_s$ 亦恒为负值，即

$$\psi_s < 0 \tag{2-27}$$

但是，由于在包气带中一般并不存在半透膜，所以包气带水中溶质的存在并不显著影响其水分的流动，故通常可不予以考虑。

温度势 $\psi_T$ 是由于温度场存在温差而引起的，通常认为由于温差影响相对很小，故其作用也常可忽略。

在实际应用上，以上土水势的五个分势并不是同等重要的，如分析田间土壤水分运动时，其中的溶质势 $\psi_s$ 和温度势 $\psi_T$ 一般常被忽略，故在不考虑压力势的情况下，包气带水的



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

土水势 $\psi$ 可以认为仅由基质势 $\psi_m$ 和重力势 $\psi_g$ 组成，即

$$\psi = \psi_m \pm z \tag{2-28}$$

若以水头值表示，则其总水头为由负压水头 $h = \psi_m$ 和位置水头 $z$ 组成。

鉴于包气带水的基质势 $\psi_m$ 值恒为负值，在使用时颇感不便，为此常将其负值定义为土壤水吸力 $S$，即

$$S = -\psi_m \tag{2-29}$$

也就是说，包气带水的基质势 $\psi_m$ 愈大（即负值愈小），则其吸力 $S$ 愈低；反之，基质势 $\psi_m$ 愈小（即负值愈大），则其吸力 $S$ 愈高。包气带水分的运动趋势是由基质势 $\psi_m$ 高处向低处流动，也即由吸力 $S$ 低处向高处流动。

（二）水分特征曲线

已如前述，包气带水的基质势 $\psi_m$ 或吸力 $S$ 是其含水率 $\theta$ 的函数，表征两者关系的曲线即称为水分特征曲线。

包气带土壤水分特征曲线须由实验室测出，不同土壤质地的水分特征曲线不同［参见图 2-5（$a$）］，即使在同类土壤由于结构不同、干容重不等，其水分特征曲线也不相同［参见图 2-5（$b$）］。

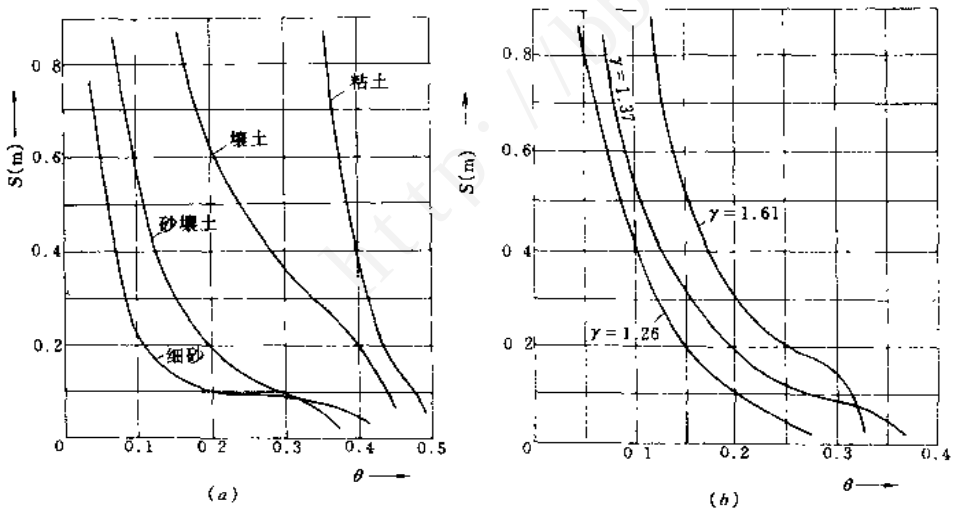



图 2-5　土壤水分特征曲线（低吸力脱湿过程）（据雷志栋）

（$a$）不同土壤；（$b$）同一砂壤土不同干容重

取水分特征曲线斜率的倒数（或负倒数）命名为比水容量，即

$$C = \frac{1}{\frac{\mathrm{d}\psi_m}{\mathrm{d}\theta}} = \frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}\psi_m} \tag{2-30}$$

或

$$C = \frac{1}{-\frac{\mathrm{d}s}{\mathrm{d}\theta}} = -\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}s} \tag{2-31}$$

比水容量 $C$ 表示单位基质势（或吸力）的变化引起的含水量变化值，它随土壤含水率 $\theta$ 或



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

包气带水基质势 $\psi_m$（或吸力 $S$）而变化，可记为 $C(\theta)$、$C(\psi_m)$ 或 $C(S)$。

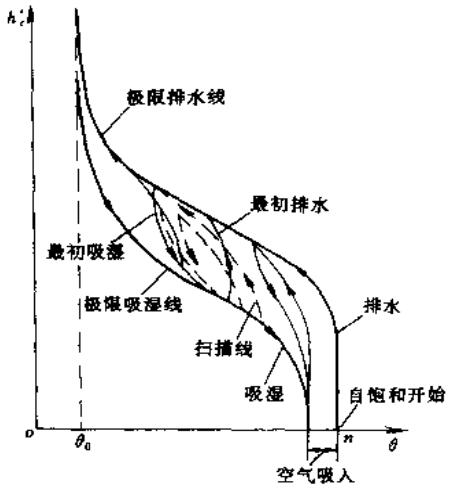



图 2-6　土壤水分特征曲线的滞后现象（据 J. Bear）

许多实验表明，对于同一个土样，即使在其它外界条件不变的情况下，土壤在由湿变干的脱湿过程，以及由干变湿的吸湿过程所测得的水分特征曲线是不相同的，参见图 2-6。之所以会产生这种被称为滞后现象的原因是很复杂的，目前只是从土壤颗粒结构与土壤水分子的相互作用方面，作出定性的解释，如：瓶颈理论、接触角理论和弯月面延迟形成理论等方面的解释。从图 2-6 还可以发现，土样从饱和到干燥或从干燥到饱和之间除了存在两条水分特征曲线主线外，倘若从部分湿润状态即开始脱湿，或从半干燥状态又重新吸湿，其间存在水分特征曲线顺着一些被称为扫描曲线的中间曲线，由一条主线趋向于另一条主线。这足以说明，包气带水的基质势 $\psi_m$ 或吸力 $S$ 与土壤含水率 $\theta$ 的关系，不仅不是一种单值函数，而且还依据土壤干湿的历程不同而异，这一点在使用土壤水分特征曲线时务须注意。

## 二、包气带水渗流的基本定律

### （一）包气带水流动的达西定律

处于非饱和状态下的包气带水和处于饱和状态下的饱水带水一样，同样遵循热力学第二定律，即水分从高水势处趋向低水势处流动。1931 年，里恰得（L. A. Richards）最早提出适用于饱水带水运动的达西定律，可以引伸应用于包气带水的运动。但是，这时的渗透系数 $K$ 不再是一个常值，而是一个与包气带含水率 $\theta$ 有关的函数值，记为 $K = K(\theta)$。

因此，包气带水运动的达西定律可表示为

$$V = K(\theta) \cdot \frac{\Delta\psi(\theta)}{\Delta l} \tag{2-32}$$

式中　$V$——包气带水运动的断面平均渗透速度；

$K(\theta)$——与包气带含水率 $\theta$ 有关的包气带渗透系数，也称导水率；

$\Delta l$——包气带水的渗透距离；

$\psi(\theta)$——与包气带含水率 $\theta$ 有关的包气带水的土水势，$\Delta\psi(\theta)$ 则指相距 $\Delta l$ 的两处包气带水的土水势差值，而 $\frac{\Delta\psi(\theta)}{\Delta l}$ 则为其土水势梯度。

在空间直角坐标系中，包气带水的达西公式沿三个垂直方向的表达式记为

$$\begin{cases} V_x = -K_x(\theta) \cdot \dfrac{\partial\psi(\theta)}{\partial x} \\ V_y = -K_y(\theta) \cdot \dfrac{\partial\psi(\theta)}{\partial y} \\ V_z = -K_z(\theta) \cdot \dfrac{\partial\psi(\theta)}{\partial z} \end{cases} \tag{2-33}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

式中 $V_x$、$V_y$、$V_z$——渗透速度沿 $x$、$y$、$z$ 三个方向的分量；

$K_x(\theta)$、$K_y(\theta)$、$K_z(\theta)$——渗透系数沿 $x$、$y$、$z$ 三个方向的分量，对于各向同性土，包气带的 $K_x(\theta)=K_y(\theta)=K_z(\theta)$；

$\frac{\partial\psi(\theta)}{\partial x}$、$\frac{\partial\psi(\theta)}{\partial y}$、$\frac{\partial\psi(\theta)}{\partial z}$——土水势梯度沿 $x$、$y$、$z$ 三个方向的分量。在式中之所以取负号，是因为渗透速度的方向恒与土水势梯度的方向相反的缘故。

（二）包气带的渗透系数

已如前述，包气带水的渗透系数 $K$ 是包气带含水率 $\theta$ 的函数，记为 $K=K(\theta)$。由于包气带基质势 $\psi_m$ 也是含水率 $\theta$ 的函数。因此，包气带的渗透系数 $K$ 也可记为包气带基质势 $\psi_m$ 的函数，即 $K=K(\psi_m)$。

包气带的渗透系数随其含水率（或基质势）的减小而降低，其原因可解释为：①随着含水率的减小，包气带孔隙的实际过水面积将减少，因此在单位时间内通过包气带单位断面积的水量相应减小；②在包气带含水率减小的过程，较大孔隙中的水分率先排出，余下的水分必将在较小的土壤空隙中流动，其所受的阻力相应增大；③随着水分愈趋于在小孔隙中流动，其流程必然更加弯曲，从而使实际流速相应降低。

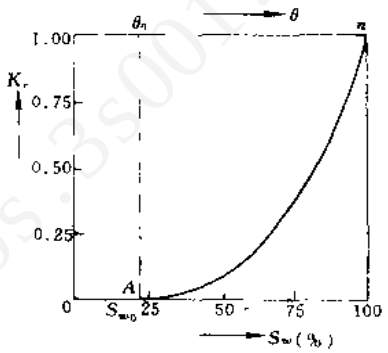


图 2-7 非饱和砂的相对渗透率 $K_r$ 与土壤含水率 $\theta$、饱和度 $S_w$ 的关系（据 Wyckoff 和 Botset）

非饱和状态的包气带渗透系数 $K(\theta)$ 恒低于饱和状态的饱水带渗透系数 $K$，两者的比值 $\frac{K(\theta)}{K}$ 称之为相对渗透率 $K_r$，也称为相对导水率。其与土壤含水率 $\theta$ 的关系曲线，如图 2-7 所示。

## 三、包气带水运动的基本微分方程

如图 2-8 所示，在包气带水渗流空间内，任取一点坐标为 $x$、$y$、$z$ 的 $P$ 点，并以 $P$ 点为中心，平行相应坐标轴，截取边长为 $\Delta x$、$\Delta y$ 和 $\Delta z$ 的无限小平行六面体，以之作为均衡单元体。

现分析自 $t\sim(t+\Delta t)$ 时段单元体内水质量守恒关系。设 $P$ 点包气带水的渗透速度分量为 $V_x$、$V_y$ 和 $V_z$，密度为 $\rho$，则 $\Delta t$ 时段内，通过平行于坐标平面 $yoz$，距 $P$ 点 $\frac{\Delta x}{2}$，面积为 $\Delta y\Delta z$ 的左界面 $abcd$ 而流入单元体的水质量为

$$\left[\rho V_x-\frac{1}{2}\frac{\partial(\rho V_x)}{\partial x}\Delta x\right]\Delta y\Delta z\Delta t$$

自单元体右界面 $a'b'c'd'$ 流出的水质量为

$$\left[\rho V_x+\frac{1}{2}\frac{\partial(\rho V_x)}{\partial x}\Delta x\right]\Delta y\Delta z\Delta t$$

因此，单元体沿 $x$ 轴方向流入和流出的水质量差为上两式之差，即

$$-\frac{\partial(\rho V_x)}{\partial x}\Delta x\Delta y\Delta z\Delta t$$

同理，单元体沿 $y$、$z$ 轴方向流入和流出的水质量差为



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

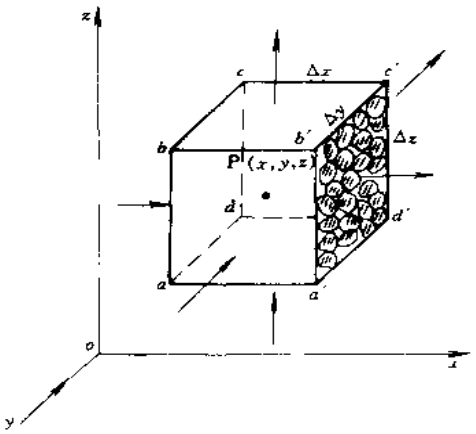



图 2-8　包气带中的均衡单元体

$$-\frac{\partial(\rho V_y)}{\partial y}\Delta y\Delta x\Delta z\Delta t$$

和

$$-\frac{\partial(\rho V_z)}{\partial z}\Delta z\Delta x\Delta y\Delta t$$

故 $\Delta t$ 时段内，单元体内流入和流出的包气带水质量总差值为

$$-\left[\frac{\partial(\rho V_x)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho V_y)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho V_z)}{\partial z}\right]\Delta x\Delta y\Delta z\Delta t$$

另一方面，设 $t$ 时刻单元体的体积含水率为 $\theta$，则该时刻单元体内的包气带水质量为

$$\rho\theta\Delta x\Delta y\Delta z$$

由于包气带固体骨架不变形，即 $\Delta x$、$\Delta y$ 与 $\Delta z$ 并不随时间而改变，因此经 $\Delta t$ 时段包气带水质量变化为

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t}\Delta x\Delta y\Delta z\Delta t$$

引起单元体内水质量的变化，是由于单元体内流入和流出的水质量差所造成的，按质量守恒原理，两者在数量上应相等，故可得包气带水运动的连续性方程为

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t}=-\left[\frac{\partial(\rho V_x)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho V_y)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho V_z)}{\partial z}\right] \tag{2-34}$$

同时，鉴于包气带水在运动过程，水的密度变化很小，可视为常值，因此上式写为

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=-\left[\frac{\partial V_x}{\partial x}+\frac{\partial V_y}{\partial y}+\frac{\partial V_z}{\partial z}\right] \tag{2-35}$$

将包气带水运动的达西公式（2-33）代入上式，即可得包气带水运动的基本微分方程

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left[K_x(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K_y(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[K_z(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial z}\right] \tag{2-36}$$

对于均质各向同性的包气带介质，上式中的 $K_x(\theta)=K_y(\theta)=K_z(\theta)=K(\theta)$，且取包气带水流动的土水势 $\psi=\psi_m\pm z$ 代入，最终得到

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left[K(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[K(\theta)\frac{\partial\psi_m}{\partial z}\right]\pm\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \tag{2-37}$$

式中最后一项，以 $z$ 轴向上取正号，向下取负号。

式（2-37）即为均质各向同性包气带介质中包气带水运动的基本微分方程式，也称为里恰得（Richards）方程。

此外，为适应各种复杂多变的实际问题，以令问题的分析较为简便起见，常将式（2-37）的基本方程式改换为其它表达形式，如：

1. 以基质势 $\psi_m$ 为因变量的基本方程

包气带渗透系数 $K$ 和比水容量 $C$ 均可表示为含水率 $\theta$ 的函数 $K(\theta)$ 和 $C(\theta)$，也可表示为基质势 $\psi_m$ 的函数 $K(\psi_m)$ 和 $C(\psi_m)$。由此，可将式（2-37）的左端改写为

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}\psi_m}\cdot\frac{\partial\psi_m}{\partial t}=C(\psi_m)\frac{\partial\psi_m}{\partial t} \tag{2-38}$$

再将式（2-37）中的 $K(\theta)$ 项换为 $K(\psi_m)$ 表达形式，即可将式（2-37）改写为以包气带



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

水基质势 $\psi_m$ 为因变量的基本微分方程式

$$C(\psi_m)\frac{\partial \psi_m}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left[K(\psi_m)\frac{\partial \psi_m}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K(\psi_m)\frac{\partial \psi_m}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[K(\psi_m)\frac{\partial \psi_m}{\partial z}\right]\pm\frac{\partial K(\psi_m)}{\partial z} \tag{2-39}$$

若将基质势 $\psi_m$ 表示为毛管负压水头 $h_m$，由于 $\psi_m=h_m$，故上式又可写成以负压水头为因变量的基本微分方程式

$$C(h_m)\frac{\partial h_m}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left[K(h_m)\frac{\partial h_m}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K(h_m)\frac{\partial h_m}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[K(h_m)\frac{\partial h_m}{\partial z}\right]=\frac{\partial K(h_m)}{\partial z} \tag{2-40}$$

2. 以含水率 $\theta$ 为因变量的基本方程

取包气带渗透系数 $K(\theta)$ 和比水容量 $C(\theta)$ 的比值，定义为包气带水的扩散系数 $D(\theta)$，即

$$D(\theta)=\frac{K(\theta)}{C(\theta)}=K(\theta)/\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}\psi_m} \tag{2-41}$$

扩散系数 $D(\theta)$ 的量纲为 $[L^2T^{-1}]$，它同样不仅是含水率 $\theta$ 的函数，又是基质势 $\psi_m$ 或吸力 $S$ 的函数，是需要通过试验测定的一个重要参数。

首先，将式（2-37）写成以下形式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left[K(\theta)\frac{\partial \psi_m}{\partial \theta}\cdot\frac{\partial \theta}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K(\theta)\frac{\partial \psi_m}{\partial \theta}\cdot\frac{\partial \theta}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[K(\theta)\frac{\partial \psi_m}{\partial \theta}\cdot\frac{\partial \theta}{\partial z}\right]\pm\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \tag{2-42}$$

然后引入式（2-41）的关系，上式即变为以含水率 $\theta$ 为因变量的基本微分方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left[D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z}\right]\pm\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \tag{2-43}$$

上述式（2-37）、（2-39）、（2-40）与式（2-43）均为对三维流动的情况，对于二维平面流或一维流动都可写出相应的基本方程，如其中的式（2-43）对于垂向一维流动，可写为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z}\right]\pm\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \tag{2-44}$$

对于一维水平流动，则为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left[D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial x}\right] \tag{2-45}$$

## 第三节　地下水的稳定流运动

研究地下水的稳定流运动，如同非稳定流运动一样，目的是要计算地下水的流量、水面下降曲线以及渗透水流的水力梯度和渗透速度。

研究地下水稳定流运动的基本方程是裘布依（Dupuit）公式

$$Q=-KA\frac{\mathrm{d}H}{\mathrm{d}x} \tag{2-46}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

式中 $Q$——稳定流流量；

$K$——渗透系数；

$A$——地下水流的过水断面；

$\frac{dH}{dx}$——水力梯度，其中 $H$ 为水位或压力水头。

用单宽流量表示，上式为

$$q = -Kh\frac{dH}{dx} \tag{2-47}$$

式中 $h$——过水深度或含水层厚度。

裘布依方程实际上就是水力梯度采用微商形式表示的达西定律，根据不同边界条件，可对上述方程进行求解。

## 一、均质岩层中地下水的稳定流运动

所谓均质岩层，是指渗透系数 $K$ 值不随空间位置改变，即 $K$ 值处处相等。

### （一）隔水底板水平时的潜水稳定流运动

假设地下水在垂直剖面上的流动是近似水平的，即过水断面为一平面，按达西公式

$$q = -Kh\frac{dh}{dx}$$

用分离变量法求解

$$qdx = -Khdh$$

按图 2-9 所示关系，积分式为

$$q\int_0^l dx = -K\int_{h_1}^{h_2} hdh \tag{2-48}$$

积分后简化则可得裘布依方程

$$q = K\frac{h_1^2 - h_2^2}{2l} \tag{2-49}$$

或

$$q = K\frac{h_1 + h_2}{2}\cdot\frac{h_1 - h_2}{l} \tag{2-50}$$

式中 $\frac{h_1 + h_2}{2} = \bar{h}$——含水层的平均厚度；

$\frac{h_1 - h_2}{l} = \bar{I}$——含水层的平均水力梯度。

所以，式（2-50）可改写为

$$q = K\bar{h}\,\bar{I} \tag{2-51}$$

由式（2-50）可知，当已知渗透系数 $K$ 及 $h_1$、$h_2$、$l$ 值时，可计算出单宽流量 $q$。

为求得任意断面 $L$ 处的水位 $h$，只要改变积分上限，即可得

$$q = K\frac{h_1^2 - h^2}{2L} \tag{2-52}$$

由于式（2-49）和式（2-52）中的 $q$ 和 $K$ 是等价的，所以

$$\frac{h_1^2 - h_2^2}{l} = \frac{h_1^2 - h^2}{L}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

得

$$h=\sqrt{h_1^2-\frac{L}{l}(h_1^2-h_2^2)} \tag{2-53}$$

由式（2-53），取不同的 $L$ 值，可算出对应的 $h$ 值，从而获得地下水浸润曲线。

（二）承压含水层厚度不变的地下水稳定流运动

隔水底板为水平、等厚的均质承压含水层，如图 2-10 所示，其单宽流量可用裘布依方程表示为

$$q=-KM\frac{\mathrm{d}H}{\mathrm{d}x} \tag{2-54}$$

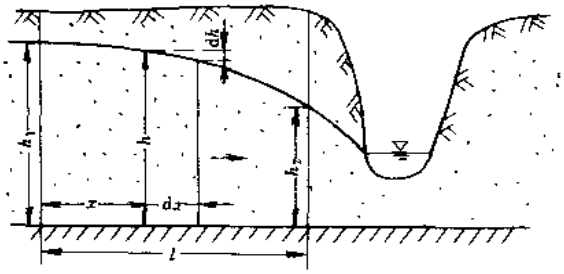



图 2-9　潜水稳定流运动

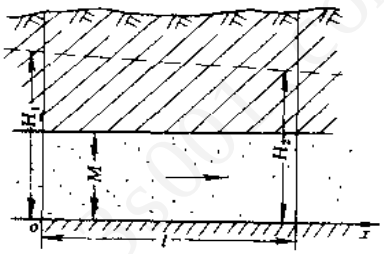



图 2-10　承压水稳定流运动

用分离变量法求解

$$q\int_0^l \mathrm{d}x=-KM\int_{H_1}^{H_2}\mathrm{d}H$$

得

$$q=KM\frac{H_1-H_2}{l} \tag{2-55}$$

同理，当含水层底板倾斜、等厚时，其结论仍同公式（2-55），其中含水层的厚度 $M$，则用顶底板的铅直距离来表示。这种表示虽不是真正的含水层厚度，而是近似值，但当含水层底板倾角 $\theta\leqslant 10°$ 时，由此产生的 $M$ 值的误差将不会大于 1.5%，这在地下水水文计算中是完全允许的。

由上述式（2-22）可知，地下水稳定流运动的基本微分方程可用下式表示

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 H}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 H}{\partial z^2}=0$$

在一维流情况下为

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2}=0 \tag{2-56}$$

上式的通解为

$$H=C_1x+C_2 \tag{2-57}$$

将图 2-10 的边界条件代入后，求得

$$x=0,\ C_2=H_1$$

$$x=l,C_1=\frac{H_2-H_1}{l}$$

将 $C_1$ 及 $C_2$ 代入式（2-57），可得

$$H=H_1-\frac{H_1-H_2}{l}x \tag{2-58}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

由式（2-58）可知，承压水头线是条倾斜直线。

## 二、非均质岩层中地下水的稳定流运动

渗透系数 $K$ 值各处不相等的含水层，称为非均质含水层，非均质含水层大致可分为三类：各层渗透系数不相同的层状含水层，渗透系数沿流向发生突变的或渐变的含水层，以及渗透系数作无规则变化的含水层。

### （一）地下水平行于层面的渗流

在河谷冲积含水层中，经常存在多层或双层（二元相）含水层结构，如图 2-11 与图 2-12 所示。

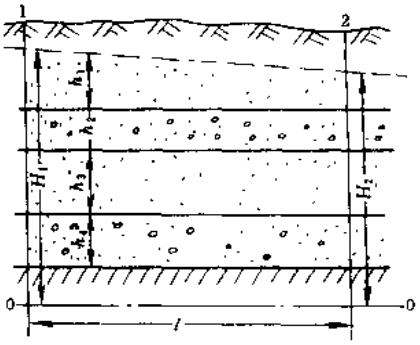



图 2-11　层状岩层中的地下水运动

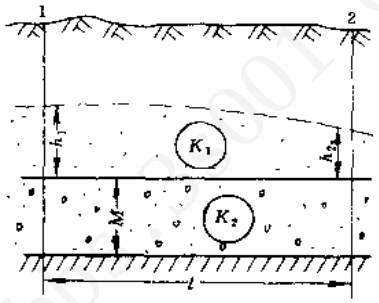



图 2-12　双层岩层中的地下水运动

假设地下水平行于层面流动，各含水层同一过水断面位置上的水力梯度 $I$ 相等，通过整个断面的单宽流量为各含水层断面单宽流量之和，即

$$q = q_1 + q_2 + \cdots + q_n$$

由式（2-47）得

$$-q = K_1 h_1 \frac{dH}{dx} + K_2 h_2 \frac{dH}{dx} + \cdots + K_i h_i \frac{dH}{dx} + \cdots + K_n h_n \frac{dH}{dx}$$

即

$$q = \left(\sum_{i=1}^{n} K_i h_i\right) \frac{H_1 - H_2}{l} \tag{2-59}$$

整个含水层的渗透系数 $\overline{K}$ 可采用加权平均求得

$$\overline{K} = \frac{\sum_{i=1}^{n} K_i h_i}{\sum_{i=1}^{n} h_i} \tag{2-60}$$

图 2-12 是典型的冲积层二元结构，通常其下部为河床相沉积，物质较粗大；上部为河漫滩相沉积，物质较细小。因此，有 $K_2 > K_1$。设隔水底板为水平时，整个断面的单宽流量

$$q = q_1 + q_2$$

上层

$$q_1 = -K_1 h \frac{dh}{dx}$$

下层

$$q_2 = -K_2 h \frac{dh}{dx}$$

故

$$q = -K_1 h \frac{dh}{dx} - K_2 h \frac{dh}{dx}$$

分离变量积分后得



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$$q = -K_1 \frac{h_1^2 - h_2^2}{2l} + K_2 M \frac{h_1 - h_2}{l} \tag{2-61}$$

（二）地下水垂直于层面的渗流

地下水垂直于层面的流动可出现在上下岩层间，也可发生在断层、阶地和滑坡地带。图2-13为地下水垂直于由两种不同介质组成的阶地的交界面流动，由于通过的流量是连续的，因此在不同介质的单宽流量应相等，即

$$q_1 = q_2 = q$$

由式（2-52）可知

$$q_1 = K_1 \frac{h_1^2 - h_3^2}{2l_1}$$

$$q_2 = K_2 \frac{h_3^2 - h_2^2}{2l_2}$$

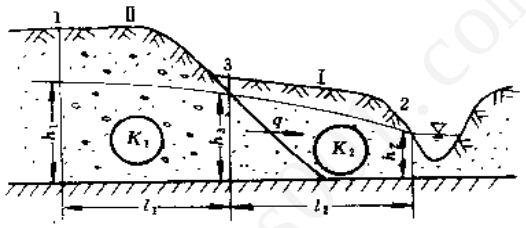


图 2-13　地下水垂直于层面的运动

分别移项，得

$$h_3^2 = \frac{-2l_1 q_1}{K_1} + h_1^2, h_3^2 = \frac{2l_2 q_2}{K_2} + h_2^2$$

从而　　$$-\frac{2l_1 q_1}{K_1} + h_1^2 = \frac{2l_2 q_2}{K_2} + h_2^2$$

得

$$q = \frac{h_1^2 - h_2^2}{2\left(\frac{l_2}{K_2} + \frac{l_1}{K_1}\right)} \tag{2-62}$$

对于有 $n$ 层结构的岩层，不难推导出如下公式

$$q = \frac{h_1^2 - h_2^2}{2\left(\sum_{i=1}^{n} \frac{l_i}{K_i}\right)} \tag{2-63}$$

（三）透水性变化复杂岩层中的渗流

在自然界，岩层的结构往往比较复杂，无论是在洪积扇、河漫滩地区，以及断层破碎带，岩性变化可能较复杂。例如，在洪积冲积层中，可夹有许多透镜体、尖灭层等，如图2-14。渗透系数 $K$ 的变化无规律，隔水底板也不是水平等。

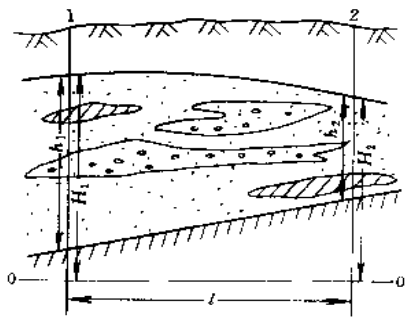


图 2-14　复杂岩层的地下水运动

在这些地区，地下水稳定流运动仍符合裘布依方程式（2-46），式中 $K$ 为断面的平均渗透系数，由于岩性变化复杂，$K$ 和厚度 $h$ 都是变量，令 $Kh$ 为新变量，且 $Kh = f(H)$，因此式（2-47）变为

$$q = -f(H)\frac{\mathrm{d}H}{\mathrm{d}x} \tag{2-64}$$

对上式分离变量，并积分

$$-\int_{H_1}^{H_2} f(H)\mathrm{d}H = q\int_0^l \mathrm{d}x$$

根据中值定理，得

$$f(H_m)(H_1 - H_2) = ql$$

式中　$f(H_m)$ 为中值，采用算术平均值代替，即



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$$f(H_m) = \frac{K_1 h_1 + K_2 h_2}{2}$$

代入上式后，得

$$q = \frac{(K_1 h_1 + K_2 h_2)(H_1 - H_2)}{2l} \tag{2-65}$$

## 第四节　地下水向井的运动

井是人类开发地下水的主要工程措施之一。以井的结构和含水层的关系，可将其分成为完整井和非完整井。凡是水井打穿整个含水层，而且在整个含水层的厚度上都安置了滤水管的，就叫完整井，如图 2-15（$a$）所示；反之，水井只打穿部分含水层，或者只在部分含水层中下了滤水管的，叫非完整井，如图 2-15（$b$）、（$c$）、（$d$）等。

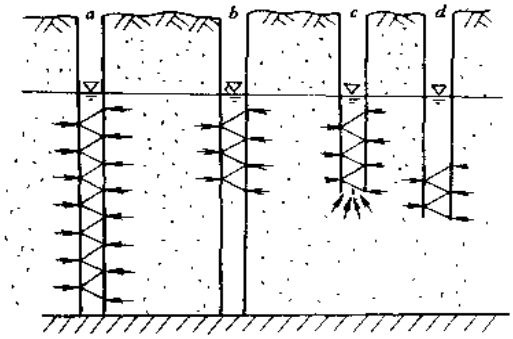



图 2-15　潜水完整井和非完整井

当水井开始抽水时，井中的水位迅速下降，井周围的地下水位也随之下降，整个水面形状同漏斗相似，称降落漏斗。井中心的水位下降值 $S$ 称为降深，随着抽水继续进行，降深 $S$ 加大，漏斗逐渐扩大。同时，井的涌水量 $Q$ 渐渐减少，到相当时间后，涌水量 $Q$ 稳定不变，$S$ 不再下降，漏斗范围亦不扩大，这时地下水向井的运动便是稳定流运动。从井中心到漏斗边缘的距离 $R$，称影响半径，如图 2-17 所示。

如果在一个地区有许多井同时开采，致使许多单井漏斗互相叠加，从而造成一个大范围的地下水面下降，由于范围大，即使停止抽水，地下水位亦难于迅速恢复。这种水位下降，代表了区域性降落漏斗。

### 一、地下水向井的稳定流运动

#### （一）地下水向潜水完整井的运动

假设隔水底板水平，含水层为均质、各向同性，延伸范围很大，同时假设过水断面为近似的圆柱形，如图 2-16。

裘布依公式为

$$Q = KA\frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}r} \tag{2-66}$$

式中　$A$——圆柱形过水断面，$A = 2\pi rh$。

以之代入上式得

$$Q = K2\pi rh\frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}r} \tag{2-67}$$

用分离变量法求解得

$$Q = \pi K\frac{H^2 - h_0^2}{\ln(R/r_0)} = 1.366K\frac{H^2 - h_0^2}{\lg(R/r_0)} \tag{2-68}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

设稳定的水位降深为 $S_0$，$S_0=H-h_0$，则式(2-68)可以写成

$$Q=1.366K\frac{(2H-S_0)S_0}{\lg(R/r_0)} \qquad (2\text{-}69)$$

由式（2-69）可知，$Q$、$H$、$S_0$、$r_0$、$R$ 都是可测量值，因此利用此式可以计算渗透系数 $K$。但在生产实践中，观测井往往不会很多，因此 $R$ 无法从实测中求得，而只能由计算求得。这时，就需要有观测井的资料(如图 2-17 中的井 1 或井 2 是两个观测井)，利用以下推求的公式计算 $K$ 和 $R$。

对式（2-67）用分离变量法积分

$$\frac{Q}{\pi K}=\int_{r_1}^{R}\frac{\mathrm{d}r}{r}=2\int_{h_1}^{H}h\mathrm{d}h$$

得 $$Q=\pi K\frac{H^2-h_1^2}{\ln(R/r_1)}=1.366K\frac{H^2-h_1^2}{\lg(R/r_1)} \qquad (2\text{-}70)$$

联解式（2-68）及式（2-70），即得 $K$ 及 $R$。为了求得漏斗的浸润曲线，可改变一下积分限，得计算公式

$$h^2=\frac{Q}{\pi K}\ln\frac{r}{r_0}+h_0^2 \qquad (2\text{-}71)$$

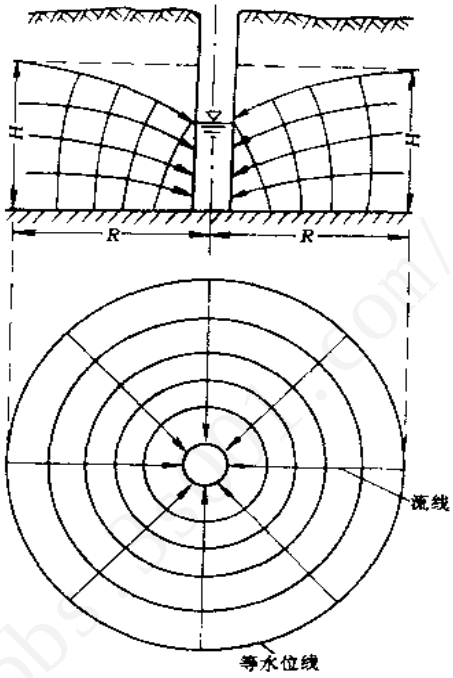


图 2-16　轴对称的潜水完整井降落漏斗

必须指出：①从式（2-69）看，$Q$ 和 $S$ 是二次方关系，即 $Q=f(s)$ 是一条抛物线。②从式（2-68）可知，当 $h_0=0$ 时，井的涌水量最大。但从物理概念而言，当 $h_0=0$ 时，过水断面为 0，流量应为 0，若要流量不为 0，则必须是水力坡度 $\frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}r}=\infty$，这是不可能的。产生这种矛盾的结论，是由于公式推导时的假设条件所造成的，因为当 $S$ 值较大时，过水断面就不是圆柱形，所以式（2-69）对于小降深较为适用，或者利用离抽水井较远的观测井资料进行计算较为合适。③在计算时，要注意“水跃值”的影响。所谓“水跃值”是指抽水时井壁内和井壁外的水位差 $\Delta h'$，即井内稳定水位为 $h_0$ 时，井壁外则为 $h_0+\Delta h'$。在实际计算水面曲线时，应当采用井壁外的水位。

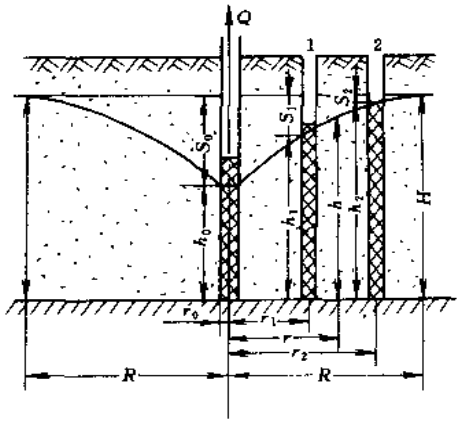


图 2-17　带观测井的潜水完整井

（二）地下水向承压完整井的运动

假设含水层水平、均质、各向同性，含水层分布范围很大，抽水时降落漏斗为轴对称的，如图 2-18 所示，并假设过水断面可用垂直的圆柱代替，这时并的涌水方程为

$$Q=K2\pi rM\frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}r} \qquad (2\text{-}72)$$

分离变量后积分

$$\int_{h_0}^{H}\mathrm{d}h=\frac{Q}{2\pi KM}\int_{r_0}^{R}\frac{\mathrm{d}r}{r}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

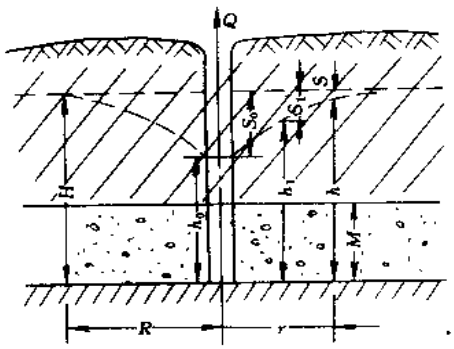



图 2-18　地下水向承压水完整井的运动

得
$$Q=\frac{2\pi KM(H-h_0)}{\ln(R/r_0)} \tag{2-73}$$

因降深 $S_0=H-h_0$，所以式（2-73）可写为

$$Q=\frac{2\pi KMS_0}{\ln(R/r_0)}=2.73\frac{KMS_0}{\lg(R/r_0)} \tag{2-74}$$

由上式可知，承压完整井的流量同降深是一直线关系。

同潜水完整井一样，可求得承压完整井流量与任一点地下水位 $h$ 的关系式

$$Q=2.73\frac{KM(h-h_0)}{\lg(r/r_0)}=2.73\frac{KM(S_0-S)}{\lg(r/r_0)} \tag{2-75}$$

式中　$r$——任一点至抽水井中心的距离；

$S$——与抽水井中心距离为 $r$ 的任一点的压力水位降深。

在承压完整井附近有观测井时，若观测井与抽水井的距离为 $r_1$，水位降深为 $S_1$，则可将 $r=r_1$，$S=S_1$ 代入式（2-75），从而可根据式（2-75）计算承压完整井的出水量。

自式（2-75）还可得承压完整井降落曲线的表达式

$$h=h_0+\frac{Q}{2\pi KM}\ln\frac{r}{r_0} \tag{2-76}$$

## 二、地下水向井的非稳定流运动

### （一）承压水完整井的非稳定流运动

前已述及，承压水井非稳定流抽水时，含水层将发生弹性变形而释出弹性水量。承压水完整井当以固定流量 $Q$ 抽水时，随着抽水时间的延续，降落漏斗向外不断扩展，水位不断降低，此时地下水运动满足式（2-19）或式（2-20）。

当单井在抽水前，承压水面假定为水平，水头为 $H_0$，井半径为 $r$ 的条件下，则对于初始时刻 $t=0$ 时，初始条件为 $H(r,0)=H_0$，该 $H_0$ 为抽水前的水位（为一常量），其边界条件为

$$\left.\begin{aligned}&\text{当 } r\to\infty \text{ 时},H\to H_0\\&\lim_{r\to 0}\left(r\frac{\partial H}{\partial r}\right)=\frac{Q}{2\pi T}\end{aligned}\right\}\quad t>0 \text{ 时}$$

在上述初始条件和边界条件下，式（2-20）的解是唯一确定的，其解即为非稳定流运动的泰斯（C. V. Theis）公式（推导从略）。

$$S(r,t)=\frac{Q}{4\pi T}\int_u^\infty\frac{1}{u}e^{-u}du=\frac{Q}{4\pi T}W(u) \tag{2-77}$$

式中　$S(r,t)$——以固定流量 $Q$ 抽水时与抽水井距离为 $r$ 处任一时间 $t$ 的水位降深值（m）；

$T$——含水层的导水系数（$m^2/d$）；

$u$——井函数自变量，$u=\frac{r^2}{4at}=\frac{\mu_s r^2}{4Tt}$；



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$a$——压力（或水位）传导系数（$m^2/d$），$a=\frac{T}{\mu_e}$；

$\mu_e$——含水层的弹性释水系数；

$W(u)$——井函数（或指数积分函数），它是一个收敛级数，$W(u)=-0.5772-\ln u-\sum_{n=1}^{\infty}(-1)^n\frac{u^n}{n\cdot n!}$。

当 $u=\frac{r^2}{4at}<0.01$ 时，上述收敛级数只取前两项已能满足计算精度要求（误差不超过2%），则式（2-77）可简化成通用公式

$$S(r,t)=\frac{Q}{4\pi T}\ln\frac{2.25at}{r^2} \tag{2-78}$$

若以常用对数表达，则为

$$S(r,t)=\frac{2.3Q}{4\pi T}\lg\frac{2.25at}{r^2} \tag{2-79}$$

对于井函数 $W(u)$ 值可查表 2-2，其标准曲线可参见图 2-19 及图 2-20。

**表 2-2　　井函数 $W(u)$ ~$u$ 数值表**

| $u$ | 1.0 | 2.0 | 3.0 | 4.0 | 5.0 | 6.0 | 7.0 | 8.0 | 9.0 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $\times1$ | 0.219 | 0.049 | 0.013 | 0.0038 | 0.0011 | 0.00036 | 0.00012 | 0.000038 | 0.000012 |
| $\times10^{-1}$ | 1.82 | 1.22 | 0.91 | 0.70 | 0.56 | 0.45 | 0.37 | 0.31 | 0.26 |
| $\times10^{-2}$ | 4.04 | 3.35 | 2.96 | 2.68 | 2.47 | 2.30 | 2.15 | 2.03 | 1.92 |
| $\times10^{-3}$ | 6.33 | 5.64 | 5.23 | 4.95 | 4.73 | 4.45 | 4.39 | 4.26 | 4.14 |
| $\times10^{-4}$ | 8.63 | 7.94 | 7.53 | 7.25 | 7.20 | 6.84 | 6.69 | 6.55 | 6.44 |
| $\times10^{-5}$ | 10.94 | 10.24 | 9.84 | 9.55 | 9.33 | 9.14 | 8.99 | 8.86 | 8.74 |
| $\times10^{-6}$ | 13.24 | 12.55 | 12.14 | 11.85 | 11.63 | 11.45 | 11.29 | 11.16 | 11.04 |
| $\times10^{-7}$ | 15.54 | 14.85 | 14.44 | 14.15 | 13.93 | 13.75 | 13.60 | 13.46 | 13.34 |
| $\times10^{-8}$ | 17.84 | 17.15 | 16.74 | 16.46 | 16.23 | 16.05 | 15.90 | 15.76 | 15.65 |
| $\times10^{-9}$ | 20.15 | 19.45 | 19.05 | 18.76 | 18.54 | 18.35 | 18.20 | 18.07 | 17.05 |
| $\times10^{-10}$ | 22.45 | 21.76 | 21.35 | 21.06 | 20.84 | 20.66 | 20.50 | 20.37 | 20.25 |
| $\times10^{-11}$ | 24.75 | 24.06 | 24.06 | 23.36 | 23.14 | 22.96 | 22.81 | 22.67 | 25.55 |
| $\times10^{-12}$ | 27.05 | 26.36 | 26.36 | 25.67 | 25.44 | 25.26 | 25.11 | 24.97 | 24.86 |
| $\times10^{-13}$ | 29.36 | 28.66 | 28.66 | 27.97 | 27.75 | 27.56 | 27.41 | 27.28 | 27.16 |
| $\times10^{-14}$ | 31.66 | 30.97 | 30.97 | 30.27 | 30.05 | 29.87 | 29.71 | 29.58 | 29.46 |
| $\times10^{-15}$ | 33.96 | 33.27 | 32.86 | 32.58 | 32.35 | 32.17 | 32.02 | 31.88 | 31.76 |

泰斯公式在野外的地下水水文工作中，是目前应用相当广泛的，因为通过泰斯公式，可以根据非稳定流抽水资料，求出含水层的释水系数 $\mu_e$，压力传导系数 $a$ 及导水系数 $T$ 值。当含水层厚度 $M$ 已知时，还可确定渗透系数 $K$ 值。另外，若当含水层参数 $a$ 及 $T$ 值已知时，即可预报距抽水井任意距离处在任意时刻 $t$ 的水位。这些，都是生产实践中极其关注的问题，也是地下水资源评价中最核心的问题之一。

（二）越流条件下承压水完整井的非稳定流运动

1. 越流的概念

越流含水层（简称越流层）是指如图 2-21 所示的多层含水层，当在含水层Ⅰ中抽水时，其上复和下卧相邻含水层（即补给层）Ⅱ、Ⅲ通过弱透水层向含水层Ⅰ进行补给，这种补



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

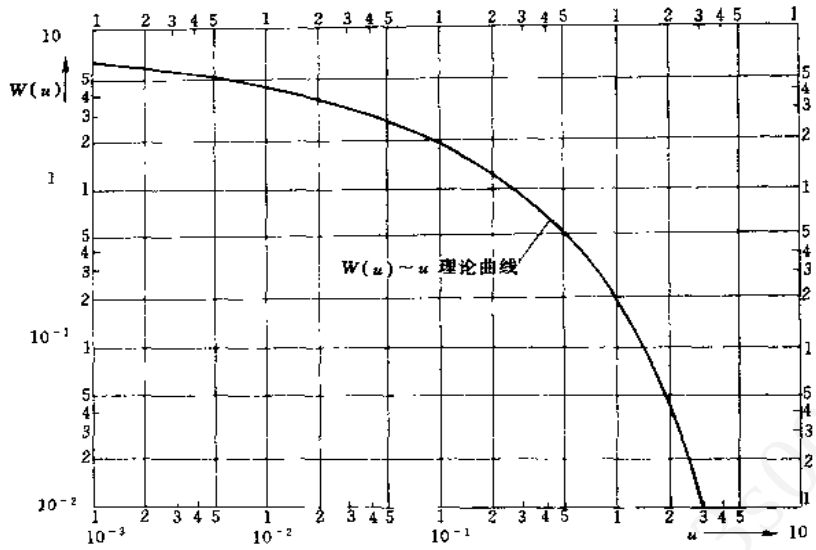



图 2-19　泰斯标准曲线（1）

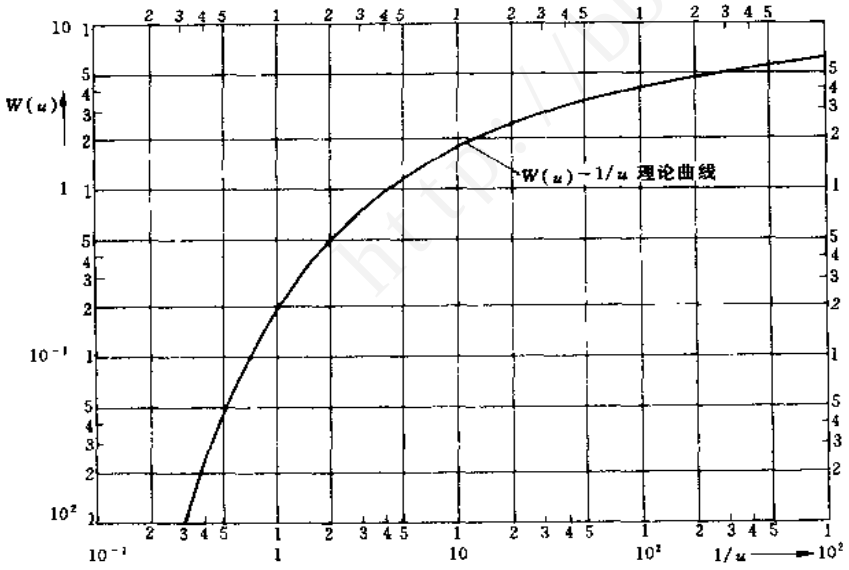



图 2-20　泰斯标准曲线（2）

给称为越流补给，含水层Ⅰ就称为越流含水层。

从图 2-21 知，弱透水层的地下水呈垂向运动，而越流含水层的地下水系水平运动。显而易见，通过弱透水层的越流量的大小，既和弱透水层的渗透系数 $K'$、$K''$有关，同时也和弱透水层的厚度 $m'$ 和 $m''$有关。当弱透水层的 $K'$ 愈大且 $m'$ 愈小，则越流的能力愈大；反之则小。因而，在越流条件下，除前述 $a$ 和 $T$ 之外，尚需引进两个新的含水层参数，一个是越流系数$\frac{K'}{m'}$、$\frac{K''}{m''}$，表示弱透水层在垂直方向上导水性能大小的参数，也称漏水率。其定义



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

为，当越流含水层和补给层之间的水头差为一个单位时，通过越流含水层及弱透水层之间的单位面积界面上的地下水越流量。显然，越流系数愈大，则在相同的水头差下的越流量愈多。另一个是越流因素 $B$，其值为越流含水层导水系数和弱透水层越流系数倒数的乘积的平方根，表达式为

$$B=\sqrt{\frac{Tm'}{K'}}$$

或

$$B=\sqrt{\frac{KM}{\frac{K'}{m'}+\frac{K''}{m''}}}$$

式中 $m'$、$m''$——弱透水层的厚度；

$K'$、$K''$——弱透水层的渗透系数；

$T$——越流含水层的导水系数。

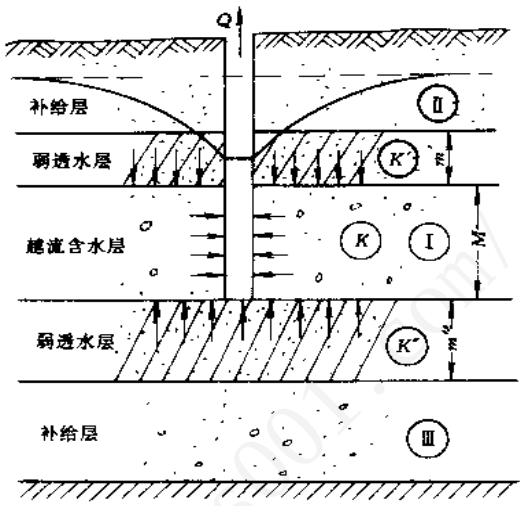



图 2-21 越流含水层示意图

2. 越流方程及其解

1946 年首先由雅可布（C. E. Jacob）建立的越流条件下非稳定流偏微分方程，假设条件为：在抽水整个影响范围内，含水层是多层、均质等厚、各向同性和侧向无限延展的；上复和下卧的弱透水层在越流含水层中抽水时能产生越流补给条件；补给层水位保持不变；越流含水层和弱透水层的渗透系数 $K$ 值相差很大（一般为 2～3 个数量级）；忽略弱透水层本身的弹性释水条件。

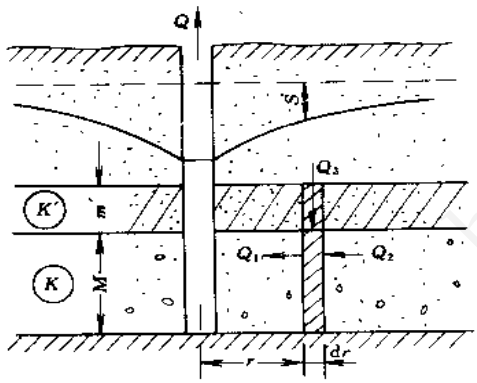



图 2-22 越流补给时的地下水运动

如图 2-22 所示，我们考察离抽水井为 $r$ 处割离出一个渗透微分环状圆柱体，对其进行水量平衡分析。

单位时间内流出该微分环状圆柱体的水量 $Q_1=2\pi KMr\frac{\partial S}{\partial r}$，流入上述微分环状圆柱体的水量，由含水层本身的侧向流入量 $Q_2$ 和上部弱透水层的越流补给量 $Q_3$ 两部分组成。

$$Q_2=Q_1-\mathrm{d}Q_1=2\pi KMr\frac{\partial S}{\partial r}-\frac{\partial\left(2\pi KMr\frac{\partial S}{\partial r}\right)}{\partial r}\mathrm{d}r$$

$$=2\pi KMr\frac{\partial S}{\partial r}-2\pi KM\left(\frac{\partial S}{\partial r}+r\frac{\partial^2 S}{\partial r^2}\right)\mathrm{d}r$$

$$Q_3=2\pi rS\mathrm{d}r\frac{K'}{m'}$$

在 $\mathrm{d}t$ 时间内，微分环状圆柱体内的水量变化 $\mathrm{d}V$ 应为

$$\mathrm{d}V=[Q_1-(Q_2+Q_3)]\mathrm{d}t$$

$$=\left[2\pi KM\left(\frac{\partial S}{\partial r}+r\frac{\partial^2 S}{\partial r^2}\right)\mathrm{d}r-2\pi rS\mathrm{d}r\frac{K'}{m'}\right]\mathrm{d}t \qquad (2\text{-}80)$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

由于在 $dt$ 时间内，因抽水造成含水层减压而释放出弹性水量为 $dV_{弹}$，其值为

$$dV_{弹} = \mu_e 2\pi r \frac{\partial S}{\partial t} dt dr \tag{2-81}$$

根据质量守恒定律（此处即体积守恒），应有 $dV = dV_{弹}$ 成立，即

$$\left[2\pi KM\left(\frac{\partial S}{\partial r} + r\frac{\partial^2 S}{\partial r^2}\right)dr - 2\pi r S dr \frac{K'}{m'}\right]dt = 2\pi r \mu_e \frac{\partial S}{\partial t} dr dt$$

化简得

$$KM\left(\frac{\partial S}{\partial r} + r\frac{\partial^2 S}{\partial r^2}\right) - rS\frac{K'}{m'} = r\mu_e \frac{\partial S}{\partial t}$$

从而得

$$\frac{\partial^2 S}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial S}{\partial r} - \frac{S}{B^2} = \frac{\mu_e}{T}\frac{\partial S}{\partial t} \tag{2-82}$$

上式即为越流条件下承压水完整井非稳定流运动的微分方程。当 $\frac{\partial S}{\partial t} = 0$ 时，地下水呈稳定流状态，此时得到越流条件下和稳定状态的微分方程

$$\frac{\partial^2 S}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial S}{\partial r} - \frac{S}{B^2} = 0 \tag{2-83}$$

上式只表达了在抽水时间很长，抽水井中抽出的水量几乎等于越流补给量时，水位降深 $S$ 才不随时间而变化。

对于式（2-82）及其定解条件可写为

$$\begin{cases} \dfrac{\partial^2 S}{\partial r^2} + \dfrac{1}{r}\dfrac{\partial S}{\partial r} - \dfrac{S}{B^2} = \dfrac{\mu_e}{T}\dfrac{\partial S}{\partial t} \\ S(r,0) = 0, t = 0 \\ S(\infty, t) = 0, t > 0 \\ \lim\limits_{r\to 0}\left(r\dfrac{\partial S}{\partial r}\right) = \dfrac{Q}{2\pi T}, t > 0 \end{cases}$$

通过积分变换，该定解问题经汉图什和雅可布求得该方程的解为

$$S = \frac{Q}{4\pi T}\int_u^\infty \frac{1}{u}\exp\left(-u - \frac{r^2}{4B^2 u}\right)du \tag{2-84}$$

式中

$$u = \frac{r^2}{4at}$$

$$a = \frac{T}{\mu_e}$$

$$\frac{r}{B} = r\Big/\sqrt{\frac{Tm'}{K'}}$$

若用井函数形式表示，可写成

$$S = \frac{Q}{4\pi T}W\left(u, \frac{r}{B}\right) \tag{2-85}$$

式中

$$W\left(u, \frac{r}{B}\right) = \int_u^\infty \frac{1}{u}\exp\left(-u - \frac{r^2}{4B^2 u}\right)du \tag{2-86}$$

称 $W\left(u, \frac{r}{B}\right)$ 为越流井函数，可查表 2-3。其标准曲线可使用图 2-23。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

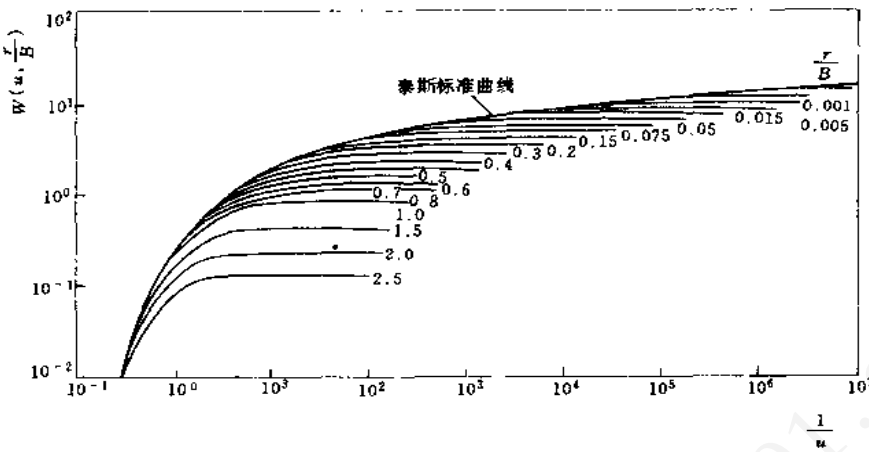



图 2-23 $W\left(u,\frac{r}{B}\right)\sim\frac{1}{u}$理论标准曲线

表 2-3 $W\left(u,\frac{r}{B}\right)$表

| $u$ \ $r/B$ | 0.01 | 0.015 | 0.03 | 0.05 | 0.075 | 0.10 | 0.15 | 0.2 | 0.3 | 0.4 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.000001 | | | | | | | | | | |
| 0.000005 | 9.4413 | | | | | | | | | |
| 0.00001 | 9.4176 | 8.6313 | | | | | | | | |
| 0.00005 | 8.8827 | 8.4533 | 7.2450 | | | | | | | |
| 0.0001 | 8.3983 | 8.1414 | 7.1211 | 6.2282 | 5.4228 | | | | | |
| 0.0005 | 6.9750 | 6.9152 | 6.6219 | 6.0821 | 5.4062 | 4.8530 | | | | |
| 0.001 | 6.3069 | 6.2765 | 6.1202 | 5.7965 | 5.3078 | 4.8292 | 4.0595 | 3.5054 | | |
| 0.005 | 4.7212 | 4.7152 | 4.6829 | 4.6084 | 4.4713 | 4.2960 | 3.8821 | 3.4567 | 2.7428 | 2.2290 |
| 0.01 | 4.0356 | 4.0326 | 4.0167 | 3.9795 | 3.9091 | 3.8150 | 3.5725 | 3.2875 | 2.7104 | 2.2253 |
| 0.05 | 2.4675 | 2.4670 | 2.4642 | 2.4576 | 2.4448 | 2.4271 | 2.3776 | 2.3110 | 1.9283 | 1.7075 |
| 0.1 | 1.8227 | 1.8225 | 1.8213 | 1.8184 | 1.8128 | 1.8050 | 1.7829 | 1.7527 | 1.6704 | 1.5644 |
| 0.5 | 0.5598 | 0.5597 | 0.5596 | 0.5594 | 0.5588 | 0.5581 | 0.5561 | 0.5532 | 0.5453 | 0.5344 |
| 1.0 | 0.2194 | 0.2194 | 0.2193 | 0.2193 | 0.2191 | 0.2190 | 0.2186 | 0.2179 | 0.2161 | 0.2135 |
| 5.0 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 |

| $u$ \ $r/B$ | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | 1.0 | 1.5 | 2.0 | 2.5 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.01 | 1.8486 | 1.5550 | 1.3210 | 1.1307 | | | | | |
| 0.05 | 1.4927 | 1.2955 | 1.2955 | 1.1210 | 0.9700 | 0.8409 | | | |
| 0.1 | 1.4422 | 1.3115 | 1.1791 | 1.0505 | 0.9297 | 0.8190 | 0.4271 | 0.2278 | |
| 0.5 | 0.5206 | 0.5044 | 0.4860 | 0.4658 | 0.4440 | 0.4210 | 0.3007 | 0.1944 | 0.1174 |
| 1.0 | 0.2103 | 0.2065 | 0.2020 | 0.1970 | 0.1914 | 0.1855 | 0.1509 | 0.1139 | 0.0803 |
| 5.0 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 | 0.0011 |

注 据 Hantush，Domenico。

当式（2-83）的稳定流状态及定解条件有

$$\frac{\partial^2 S}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial S}{\partial r}-\frac{S}{B^2}=0$$

$$S(r,0)=0,\quad t=0$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$$S(\infty,t)=0,\quad t>0$$

$$\lim_{r\to 0}\left(r\frac{\partial S}{\partial r}\right)=\frac{Q}{2\pi T},\quad t>0$$

其解为

$$S_{max}=\frac{Q}{2\pi T}K_0\left(\frac{r}{B}\right) \tag{2-87}$$

当$\frac{r}{B}\leqslant 0.05$时，上式可写成对数形式的表达式

$$S_{max}=\frac{Q}{2\pi T}\ln\left(0.89\frac{r}{B}\right) \tag{2-88}$$

（三）潜水完整井的非稳定流运动

在潜水含水层中的非稳定流运动有着与承压含水层中迥然不同的运动状态，在潜水含水层中，疏干往往落后于水位的下降，且随着抽水时间的延长，疏干速度会逐渐赶上水位下降速度，这种水位下降所引起的水的释放，不能如承压水那样达到瞬时完成，而是逐渐被释放出来的，这种由于潜水位下降后，它上部新形成的包气带水缓慢而逐渐排出的现象称迟后疏干（也称滞后重力排水）。1964年英国的博尔顿（S. N. Boulton）提出了考虑迟后疏干的潜水含水层中地下水运动的偏微分方程，并为微分方程求了解。

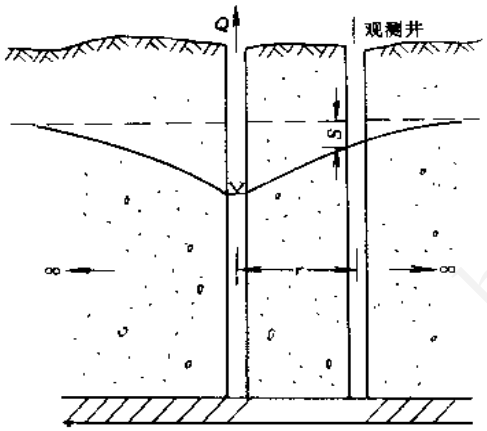


图 2-24　潜水完整井非稳定流

图2-24表示潜水含水层中的两口完整井，含水层为均质、各向同性、等厚、无限延伸，假设抽水降深要比含水层的厚度小得多。

当这井以固定流量$Q$连续抽水，降深逐渐变大，漏斗也在扩张，因为没有其它水源补给含水层，因而扩张速度和水位下降速度不断减慢，但却不会稳定。抽出的水量，一部分是由于重力作用从颗粒孔隙中排出，另一部分则是由于水位下降引起的弹性释放排出的。重力排水作用并不是在瞬时内完成，而是慢慢地排出，含水层的颗粒愈细，排出愈慢，给水速度是逐渐增加的，只是增加的速率愈来愈小。

潜水含水层在开始抽水的短时间内，主要表现为弹性水量的释放，水位的变化如同一个承压含水层的非稳定流过程，其中的给水度为弹性给水度（即释水系数）。在这短暂的时间以后，漏斗扩大，排出重力水。假如没有滞后排水现象，潜水非稳定流的微分方程应为

$$T\left(\frac{\partial^2 S}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial S}{\partial r}\right)=\mu_e\frac{\partial S}{\partial t} \tag{2-89}$$

从开始抽水后某时刻$\tau$到$\tau+\Delta\tau$之间的时段内，因为降深增加了$\partial S$，含水层释放的水量由两部分组成：一部分是单位水平面积上瞬时释放的弹性水量，其量等于释水系数$\mu_e$乘上$\partial S$，即$\mu_e\partial S$。另一部分是在开始抽水以后，任意时刻$t$（$t>\tau$）由单位水平面积上单位时间滞后流出的水量，其量为$\partial S\alpha\mu e^{-\alpha(t-\tau)}$，其中$\alpha$是经验常数，称$\frac{1}{\alpha}$为延迟系数，$\mu$是给水度。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

在 $\tau$ 时刻以后，单位水平面积含水层内，单位降深条件下，滞后重力排水的总体积为

$$\alpha\mu\int_{\tau}^{\infty} l^{-\alpha(t-\tau)}\mathrm{d}t = \mu$$

在潜水的条件下，有效释水系数应为 $\mu_e$ 和 $\mu$ 之和。

在 $t$ 时刻，单位水平面积含水层，降深 $\partial S$ 时，单位时间的滞后重力排水的总体积为

$$\alpha\mu\int_{0}^{t}\partial S\mathrm{e}^{-\alpha(t-\tau)}\mathrm{d}\tau$$

在 $t$ 时刻，单位水平面积含水层滞后重力排水的速率为

$$\alpha\mu\int_{0}^{t}\frac{\partial S}{\partial t}\mathrm{e}^{-\alpha(t-\tau)}\mathrm{d}\tau \tag{2-90}$$

把式（2-90）加到式（2-89）中，则得如下微分方程

$$T\left(\frac{\partial^2 S}{\partial r^2}+\frac{1}{r}\frac{\partial S}{\partial r}\right)=\mu_e\frac{\partial S}{\partial t}+\alpha\mu\int_{0}^{t}\frac{\partial S}{\partial t}\mathrm{e}^{-\alpha(t-\tau)}\mathrm{d}t \tag{2-91}$$

当边界条件

$$S(\infty,t)=0,t>0$$

$$\lim_{r\to 0}\left(r\frac{\partial S}{\partial r}\right)=\frac{Q}{2\pi T}$$

初始条件　　$S(r,0)=0,t=0$

得方程式（2-91）的解为

$$S=\frac{Q}{4\pi T}\int_{0}^{\infty}\frac{2}{x}\left\{1-\mathrm{e}^{-u_1}\left[\mathrm{Ch}u_2+\frac{\alpha N(1-x^2)t}{2u_2}\mathrm{Sh}u_2\right]\right\}\cdot J_0\left(\frac{r}{\nu D}x\right)\mathrm{d}x \tag{2-92}$$

式中　$N=\dfrac{\mu_e+\mu}{\mu_e}$，$u_1=\dfrac{\alpha t(1-x^2)N}{2}$，

$u_2=\dfrac{\alpha t\sqrt{N^2(1+x^2)^2-4Nx^2}}{2}$，$\nu=\sqrt{\dfrac{N-1}{N}}=\sqrt{\dfrac{\mu}{\mu+\mu_e}}$，

$D=\sqrt{\dfrac{T}{\alpha\mu}}$，$x$ 为积分变量。

方程（2-92）的制表工作量很大，由于一般 $N$ 值都很大，当 $N\to\infty$ 时，式（2-92）可以简化成

$$S=\frac{Q}{4\pi T}\int_{0}^{\infty}2J_0\left(\frac{r}{D}x\right)\left[1-\left(\frac{1}{x^2+1}\right)\exp\left(-\frac{\alpha t x^2}{x^2+1}\right)-F\right]\frac{\mathrm{d}x}{x} \tag{2-93}$$

其中

$$F=\frac{x^2}{x^2+1}\exp[-\alpha Nt(x^2+1)]$$

式中　$J_0(x)$ ——第一类零阶贝塞尔函数。

上式可用井函数形式表示为

$$S=\frac{Q}{4\pi T}\cdot W\left(u_a,u_\nu,\frac{r}{D}\right) \tag{2-94}$$

其中

$$u_a=\frac{r^2\mu_e}{4Tt} \tag{2-95}$$

$$u_\nu=\frac{r^2\mu}{4Tt}=u_a(N-1) \tag{2-96}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

式中 $W\left(u_a, u_y, \frac{r}{D}\right)$——潜水含水层完整井的井函数。

当 $t>0$ 时，由于 $N\to\infty$，$F\to 0$；但当 $t\to 0$，$N\to$有限值时，$F\to$有限值。因此，对于足够小的 $t$ 值，式（2-93）可以简化成

$$S=\frac{Q}{4\pi T}\int_0^{\infty}2J_0\left(\frac{r}{D}x\right)\frac{x^2}{1+x^2}\left[1-e^{-aNt(x^2+1)}\right]\frac{dx}{x} \tag{2-97}$$

当给定不同的$\frac{1}{u_y}$、$\frac{r}{D}$代入式（2-94）可算出 $W\left(u_y, \frac{r}{D}\right)$，其结果如表 2-4（$b$）。将表绘在双对数纸上，为 $S$ 型曲线簇，称为 $B$ 类标准曲线，如图 2-25。在 $t$ 值足够小时，按给定的 $u_y$，算出 $u_a$，连同给定的$\frac{r}{D}$，代入式（2-97），可算得 $W\left(u_a, \frac{r}{D}\right)$，其结果如表 2-4（$a$），并以此作曲线，称 $A$ 类泰斯标准曲线，如图 2-25。在该图中，每条 $A$ 类标准曲线的右边部分与 $B$ 类标准曲线的左边部分，均为近似的水平线，它遵循下式规律

$$W\left(u_a, u_y, \frac{r}{D}\right)=2K_0\left(\frac{r}{D}\right) \tag{2-98}$$

式中 $K_0\left(\frac{r}{D}\right)$——零阶第二类修正的贝塞尔函数。

根据潜水完整井抽水的不同阶段，井的降深表达式可写成

抽水初期

$$S=\frac{Q}{4\pi T}W\left(u_a, \frac{r}{D}\right) \tag{2-99}$$

抽水中期，也即水位呈假稳定阶段

$$S=\frac{Q}{4\pi T}K_0\left(\frac{r}{D}\right) \tag{2-100}$$

抽水后期

$$S=\frac{Q}{4\pi T}W\left(u_y, \frac{r}{D}\right) \tag{2-101}$$

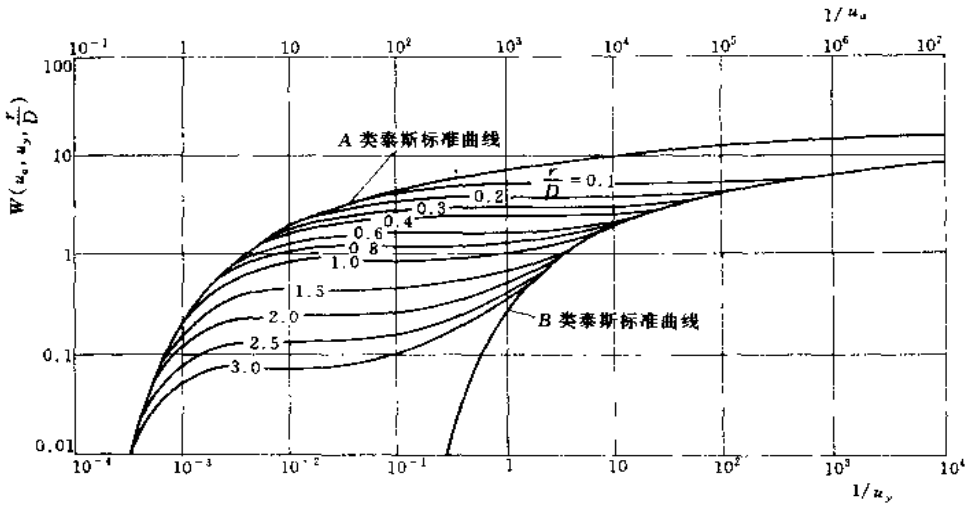



图 2-25 $W\left(u_a, u_y, \frac{r}{D}\right)\sim\frac{1}{u_a}$、$\frac{1}{u_y}$标准曲线



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

表 2-4 (a)　　$W\left(u_a, \frac{r}{D}\right)$ 值表，$\frac{1}{u_a}N\times10^4$（A 组曲线）

| $\frac{r}{D}=0.01$ | | | $\frac{r}{D}=0.1$ | | | $\frac{r}{D}=0.2$ | | | $\frac{r}{D}=0.316$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ |
| 1 | 1 | 1.82 | 1 | 1 | 1.80 | 5 | 0 | 1.19 | 1 | 0 | 0.216 |
| 1 | 2 | 4.04 | 2 | 1 | 3.24 | 1 | 1 | 1.75 | 2 | 0 | 0.544 |
| 1 | 3 | 6.31 | 1 | 2 | 3.81 | 5 | 1 | 2.93 | 5 | 0 | 1.153 |
| 5 | 3 | 7.82 | 2 | 2 | 4.30 | 1 | 2 | 3.29 | 1 | 1 | 1.655 |
| 1 | 4 | 8.40 | 5 | 2 | 4.71 | 5 | 2 | 3.50 | 5 | 1 | 2.504 |
| 1 | 5 | 9.42 | 1 | 3 | 4.83 | 1 | 3 | 3.51 | 1 | 2 | 2.623 |
| 1 | 6 | 9.44 | 1 | 4 | 4.85 | | | | 1 | 3 | 2.648 |

| $\frac{r}{D}=0.4$ | | | $\frac{r}{D}=0.6$ | | | $\frac{r}{D}=0.8$ | | | $\frac{r}{D}=1.0$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ |
| 1 | 0 | 0.213 | 1 | 0 | 0.206 | 5 | −1 | 0.046 | 5 | −1 | 0.0444 |
| 2 | 0 | 0.534 | 2 | 0 | 0.504 | 1 | 0 | 0.197 | 1 | 0 | 0.1855 |
| 5 | 0 | 1.114 | 5 | 0 | 0.996 | 2 | 0 | 0.466 | 2 | 0 | 0.421 |
| 1 | 1 | 1.564 | 1 | 1 | 1.311 | 5 | 0 | 0.857 | 5 | 0 | 0.715 |
| 5 | 1 | 2.181 | 2 | 1 | 1.493 | 1 | 1 | 1.050 | 1 | 1 | 0.819 |
| 1 | 2 | 2.225 | 5 | 1 | 1.553 | 2 | 1 | 1.121 | 2 | 1 | 0.841 |
| 1 | 3 | 2.229 | 1 | 2 | 1.555 | 5 | 1 | 1.131 | 5 | 1 | 0.842 |

| $\frac{r}{D}=1.5$ | | | $\frac{r}{D}=2.0$ | | | $\frac{r}{D}=2.5$ | | | $\frac{r}{D}=3.0$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ |
| 5 | −1 | 0.0394 | 3.33 | −1 | 0.0100 | 5 | −1 | 0.0271 | 5 | −1 | 0.0210 |
| 1 | 0 | 0.1509 | 5 | −1 | 0.0355 | 1 | 0 | 0.0803 | 1 | 0 | 0.0534 |
| 1.25 | 0 | 0.199 | 1 | 0 | 0.114 | 1.25 | 0 | 0.0961 | 1.25 | 0 | 0.0607 |
| 5 | 0 | 0.301 | 1.25 | 0 | 0.144 | 2 | 0 | 0.1174 | 2 | 0 | 0.0681 |
| 2 | 0 | 0.413 | 2 | 0 | 0.197 | 5 | 0 | 0.1247 | 5 | 0 | 0.0695 |
| 1 | 1 | 0.427 | 5 | 0 | 0.277 | 1 | 1 | 0.1247 | 1 | 1 | 0.0695 |
| 2 | 1 | 0.428 | 1 | 1 | 0.288 | | | | | | |

表 2-4 (b)　　$W\left(u_y, \frac{r}{D}\right)$ 值表，$\frac{1}{u_y}N\times10^4$（A 组曲线）

| $\frac{r}{D}=0.01$ | | | $\frac{r}{D}=0.1$ | | | $\frac{r}{D}=0.2$ | | | $\frac{r}{D}=0.316$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ |
| 4 | 2 | 9.45 | 4 | 0 | 4.86 | 4 | −1 | 3.51 | 4 | −1 | 2.66 |
| 4 | 3 | 9.54 | 4 | 1 | 4.95 | 4 | 0 | 3.54 | 4 | 0 | 2.74 |
| 4 | 4 | 10.23 | 4 | 2 | 5.64 | 2 | 1 | 3.69 | 4 | 1 | 3.38 |
| 4 | 5 | 12.31 | 4 | 3 | 7.72 | 4 | 1 | 3.85 | 4 | 2 | 5.42 |
| 4 | 6 | 14.61 | 4 | 4 | 10.01 | 1.5 | 2 | 4.55 | 4 | 3 | 7.72 |
| | | | | | | 4 | 2 | 5.42 | | | |



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

续表

| $\frac{r}{D}=0.4$ | | | $\frac{r}{D}=0.6$ | | | $\frac{r}{D}=0.8$ | | | $\frac{r}{D}=1.0$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ |
| 1 | −1 | 2.23 | 1.44 | −1 | 1.586 | 2.5 | −2 | 1.113 | 4 | −2 | 0.844 |
| 1 | 0 | 2.26 | 2.22 | 0 | 1.707 | 2.5 | −1 | 1.158 | 4 | −1 | 0.901 |
| 3 | 0 | 2.40 | 1.11 | 0 | 1.844 | 1.25 | 0 | 1.264 | 4 | 0 | 1.356 |
| 1 | 1 | 2.25 | 2.67 | 1 | 2.148 | 2.5 | 0 | 1.387 | 1 | 1 | 3.110 |
| 3.75 | 1 | 3.20 | 4.44 | 1 | 3.255 | 9.37 | 0 | 1.938 | | | |
| 1 | 2 | 4.05 | | | | 2.5 | 1 | 2.704 | | | |

| $\frac{r}{D}=1.5$ | | | $\frac{r}{D}=2.0$ | | | $\frac{r}{D}=2.5$ | | | $\frac{r}{D}=3.0$ | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ | $N$ | $n$ | $W$ |
| 7.11 | −2 | 0.441 | 4 | −2 | 0.239 | 2.56 | −2 | 0.1421 | 1.78 | −2 | 0.0743 |
| 3.55 | −1 | 0.509 | 2 | −1 | 0.283 | 1.28 | −1 | 0.1617 | 8.89 | −2 | 0.0939 |
| 7.11 | −1 | 0.587 | 4 | −1 | 0.337 | 2.56 | −1 | 0.1988 | 1.78 | −1 | 0.1189 |
| 2.67 | 0 | 0.967 | 1.5 | 0 | 0.614 | 9.6 | 1 | 0.3990 | 6.67 | −1 | 0.2618 |
| 7.11 | 0 | 1.569 | 4 | 0 | 0.111 | 2.56 | 0 | 0.7977 | 1.78 | 0 | 0.5771 |

## 第五节　河渠沟附近地下水非稳定流运动

对潜水非稳定流运动基本微分方程——布西涅斯克方程的求解，在地下水资源计算、地下水位预报和含水层参数计算中，都具有重要意义。兹着重介绍河渠沟附近地下水非稳定流计算，这是一个求解在特定边界和初始条件下的潜水非稳定流问题。

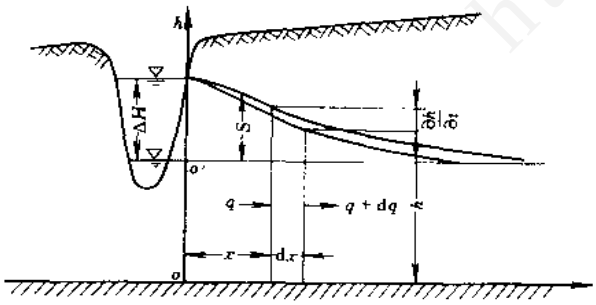



图 2-26　河渠沟水位上升 $\Delta H$ 时的地下水分布

设有渠道过水，水位瞬时上升 $\Delta H$，由此引起附近地下水位上升，如图 2-26 所示。

假设垂直入渗或潜水蒸发 $\varepsilon=0$，并且考虑在一维流条件下，则布氏方程

$$\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{K\bar{h}}{\mu}\left[\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}\right]+\frac{\varepsilon}{\mu}$$

可简化为

$$\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{K\bar{h}}{\mu}\cdot\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$$

或

$$\frac{\partial h}{\partial t}=a\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \qquad (2\ 102)$$

在给定的河渠沟水位具体上升条件下，可以对式（2-102）进行求解。

### 一、河渠沟水位迅速上升时，地下水的非稳定流计算

#### （一）求河渠沟附近地下水位上升高度

假设在河渠沟水位上升前，地下水位与河渠沟水位处于同一水平状态，则式(2-102)可改写为

$$a\frac{\partial^2 S}{\partial x^2}=\frac{\partial S}{\partial t} \qquad (2\text{-}103)$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

式中 $S$——地下水位上升值（或下降值，下降时取负值）。

求解式（2-103）的初始条件和边界条件为

$$S(x,0)=0$$

$$S(\infty,t)=0$$

$$S(0,t)=\Delta H$$

采用拉普拉斯变换（推导从略），最终求得

$$S(x,t)=\Delta H\cdot\bar{S} \tag{2-104}$$

式中 $\bar{S}$—— 河渠沟补给地下水位的影响系数，它是时间 $t$ 和距离 $x$ 的函数，即

$$\bar{S}=\operatorname{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right) \tag{2-105}$$

而 $\operatorname{erfc}(Z)=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_Z e^{-u^2}du$ 称之为误差余函数。

在上述条件下

$$Z=\frac{x}{2\sqrt{at}} \tag{2-106}$$

在已知含水层的压力传导系数 $a$，并且给定距离 $x$ 和时间 $t$，可根据式（2-106）先算出 $Z$，由 $Z$ 值查表 2-5 得 $\bar{S}$，将 $\bar{S}$ 代入式（2-104）即可求出 $S$ 值来。表 2-5 是根据误差函数事先算出的。

**表 2-5　　函数 $\bar{S}$，$1-\bar{S}$ 表 $\bar{S}=\operatorname{erfc}(Z)$，$1-\bar{S}=\operatorname{erf}(Z)=1-\operatorname{erfc}(Z)$**

| $Z$ | $\bar{S}$ | $1-\bar{S}$ | $Z$ | $\bar{S}$ | $1-\bar{S}$ | $Z$ | $\bar{S}$ | $1-\bar{S}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.001 | 0.9989 | 0.0011 | 0.650 | 0.3580 | 0.6420 | 1.50 | 0.0339 | 0.9661 |
| 0.005 | 0.9944 | 0.0056 | 0.700 | 0.3222 | 0.6778 | 1.60 | 0.0237 | 0.9763 |
| 0.010 | 0.9887 | 0.0113 | 0.750 | 0.2888 | 0.7112 | 1.70 | 0.0161 | 0.9839 |
| 0.050 | 0.9436 | 0.0564 | 0.800 | 0.2579 | 0.7421 | 1.80 | 0.0109 | 0.9891 |
| 0.100 | 0.8875 | 0.1125 | 0.850 | 0.2293 | 0.7707 | 1.90 | 0.0072 | 0.9928 |
| 0.150 | 0.8320 | 0.1680 | 0.900 | 0.2031 | 0.7969 | 2.00 | 0.0047 | 0.9953 |
| 0.200 | 0.7773 | 0.2227 | 0.950 | 0.1791 | 0.8209 | 2.10 | 0.0030 | 0.9970 |
| 0.250 | 0.7237 | 0.2763 | 1.00 | 0.1753 | 0.8427 | 2.20 | 0.0019 | 0.9981 |
| 0.300 | 0.6714 | 0.3286 | 1.05 | 0.1376 | 0.8624 | 2.30 | 0.0011 | 0.9989 |
| 0.350 | 0.6206 | 0.3794 | 1.10 | 0.1198 | 0.8802 | 2.50 | 0.0004 | 0.9996 |
| 0.400 | 0.5716 | 0.4284 | 1.15 | 0.1039 | 0.8961 | 2.80 | 0.000075 | 0.999925 |
| 0.450 | 0.5245 | 0.4755 | 1.20 | 0.0897 | 0.9103 | 2.90 | 0.000041 | 0.999959 |
| 0.500 | 0.4795 | 0.5205 | 1.25 | 0.0771 | 0.9229 | 2.99 | 0.000021 | 0.999979 |
| 0.550 | 0.4367 | 0.5633 | 1.30 | 0.0660 | 0.9340 | 3.00 | 0 | 1.000 |
| 0.600 | 0.3961 | 0.6039 | 1.35 | 0.0562 | 0.9438 | | | |
| 0.617 | 0.3829 | 0.6171 | 1.40 | 0.0477 | 0.9523 | | | |

（二）求河渠沟附近地下水的单宽流量 $q$

要求出任意时刻 $t$，通过距离河渠 $x$ 处的单宽断面的地下水流量 $q(x,t)$，根据达西定律经变换有



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$$q(x,t) = -K\bar{h}\frac{\partial S}{\partial x} \tag{2-107}$$

而
$$\frac{\partial S}{\partial x} = \frac{\partial S}{\partial z}\cdot\frac{\partial z}{\partial x}$$

故
$$\frac{\partial S}{\partial x} = \frac{\partial(\Delta H\bar{S})}{\partial Z}\cdot\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{x}{2\sqrt{at}}\right]$$

$$= \Delta H\frac{\partial}{\partial z}\left[\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_z^{\infty} e^{-u^2}du\right]\cdot\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{x}{2\sqrt{at}}\right] = -\frac{\Delta H}{\sqrt{a\pi t}}e^{-z^2} \tag{2-108}$$

将式（2-108）代入式（2-107），得

$$q(x,t) = -K\bar{h}\left(-\frac{\Delta H}{\sqrt{a\pi t}}e^{-z^2}\right)$$

$$q(x,t) = \frac{\mu\Delta H\sqrt{a}}{\sqrt{\pi t}}e^{-z^2} \tag{2-109}$$

式中各项符号意义同前。

令 $e^{-z^2}=F$，由已知的 $a$、$t$、$x$ 值，可根据式（2-106）算出 $Z$，再由 $Z$ 按图 2-27 曲线查得 $F$，将 $F$ 代入式（2-109）即可最终求出 $q$，图 2-27 曲线是由 $e^{-z^2}=F$ 事先作好的。

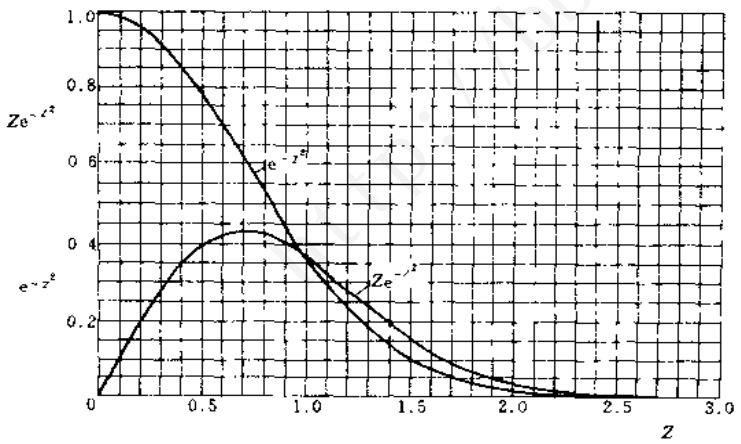



图 2-27　$Ze^{-z^2}$、$e^{-z^2}\sim Z$ 曲线图

在 $x=0$ 处的地下水单宽流量（即在时刻 $t$ 时河渠补给一侧地下水的流量）$q_0$ 为

$$q(0,t) = -\frac{\Delta H\mu\sqrt{a}}{\sqrt{\pi t}} \tag{2-110}$$

所以，$q$（0，$t$）与 $q$（$x$，$t$）的关系为

$$q(x,t) = q(0,t)F \tag{2-110'}$$

（三）求河渠沟补给一侧地下水单宽总水量

从开始到 $t$ 时间内，通过河渠沟附近任一断面 $x$ 处的单宽总水量为

$$V_x = \mu\Delta Hx\frac{1}{Z}\text{ierfc}(Z) \tag{2-111}$$

或
$$V_x = \mu\Delta HxG(Z) \tag{2-111'}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$$G(Z)=\frac{1}{Z}ierfc(Z) \tag{2-112}$$

式中 $ierfc(Z)=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_{z}^{\infty}\int_{z}^{\infty}e^{-u^2}du$

函数 $G$（$Z$）可自表 2-6 查得。

从开始到 $t$ 时间，在河长取单宽条件下，从河渠的一侧，补给地下水的总量为

$$V_0=1.128\Delta H\mu\sqrt{at} \tag{2-113}$$

表 2-6　　函数 $G$ 值表 $G=\frac{1}{2}\cdot ierfc(Z)$

| $Z$ | $G$ | $Z$ | $G$ | $Z$ | $G$ | $Z$ | $G$ | $Z$ | $G$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | ∞ | 0.12 | 3.76 | 0.31 | 0.994 | 0.56 | 0.308 | 1.50 | 0.00573 |
| 0.001 | 563.2 | 0.13 | 3.42 | 0.32 | 0.943 | 0.58 | 0.283 | 1.60 | 0.00362 |
| 0.005 | 111.8 | 0.13 | 3.11 | 0.33 | 0.894 | 0.60 | 0.260 | 1.70 | 0.00222 |
| 0.010 | 55.42 | 0.15 | 2.85 | 0.34 | 0.848 | 0.62 | 0.239 | 1.80 | 0.00156 |
| 0.015 | 36.62 | 0.16 | 2.62 | 0.35 | 0.806 | 0.64 | 0.220 | 1.90 | 0.00084 |
| 0.020 | 27.22 | 0.17 | 2.41 | 0.36 | 0.768 | 0.66 | 0.203 | 2.00 | 0.00050 |
| 0.025 | 27.53 | 0.18 | 2.23 | 0.37 | 0.735 | 0.68 | 0.187 | 2.20 | 0.00013 |
| 0.030 | 17.83 | 0.19 | 2.07 | 0.38 | 0.695 | 0.70 | 0.172 | 2.40 | 0.00050 |
| 0.035 | 15.14 | 0.20 | 1.94 | 0.39 | 0.662 | 0.75 | 0.140 | 2.60 | 0.0000011 |
| 0.040 | 13.13 | 0.21 | 1.81 | 0.40 | 0.630 | 0.80 | 0.114 | 2.80 | 0.000004 |
| 0.045 | 11.58 | 0.22 | 1.69 | 0.42 | 0.574 | 0.85 | 0.0930 | 3.00 | 0.0000032 |
| 0.050 | 10.31 | 0.23 | 1.58 | 0.44 | 0.523 | 0.90 | 0.0745 | | |
| 0.06 | 8.44 | 0.24 | 1.49 | 0.46 | 0.477 | 0.95 | 0.0622 | | |
| 0.07 | 7.10 | 0.25 | 1.40 | 0.48 | 0.436 | 1.00 | 0.0503 | | |
| 0.08 | 6.10 | 0.26 | 1.32 | 0.50 | 0.398 | 1.10 | 0.0332 | | |
| 0.09 | 5.32 | 0.27 | 1.24 | 0.52 | 0.336 | 1.29 | 0.0217 | | |
| 0.10 | 4.70 | 0.28 | 1.17 | 0.54 | 0.335 | 1.30 | 0.0141 | | |
| 0.11 | 4.20 | 0.29 | 1.11 | 0.55 | 1.05 | 1.40 | 0.00907 | | |

## 二、河渠沟水位等速上升时，地下水的非稳定流计算

在河渠沟水位上涨速度 $V_0$ 是一常数的条件下，于 $t$ 时间内，上升的高度 $\Delta H=V_0t$，在这种条件下，同样可以求解地下水位上升值、地下水流量等。

### （一）求河渠沟附近地下水位上升高度

地下水非稳定流的基本方程仍为

$$\frac{\partial S}{\partial t}=a\frac{\partial^2 S}{\partial x^2}$$

初始和边界条件为

$$S(x,0)=0$$
$$S(\infty,t)=0$$
$$S(0,t)=\Delta H=V_0t$$

最终求解得

$$S(x,t)=V_0t\cdot M(Z) \tag{2-114}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

式中

$$M(Z) = 4i^2\mathrm{erfc}(Z) \tag{2-115}$$

$$i^2\mathrm{erfc}(Z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_Z\int_Z\int_Z e^{-u^2}du$$

表 2-7　　函数 $M$ 值表 $M = 4i^2\mathrm{erfc}(Z)$

| $Z$ | $M(Z)$ | $Z$ | $M(Z)$ | $Z$ | $M(Z)$ | $Z$ | $M(Z)$ | $Z$ | $M(Z)$ | $Z$ | $M(Z)$ | $Z$ | $M(Z)$ | $Z$ | $M(Z)$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.0 | 1.000 | 0.110 | 0.775 | 0.215 | 0.600 | 0.360 | 0.412 | 0.570 | 0.229 | 0.78 | 0.120 | 1.18 | 0.0293 | 1.60 | 0.0052 |
| 0.005 | 0.989 | 0.115 | 0.766 | 0.220 | 0.592 | 0.370 | 0.401 | 0.580 | 0.222 | 0.79 | 0.116 | 1.20 | 0.0272 | 1.62 | 0.0047 |
| 0.010 | 0.978 | 0.120 | 0.757 | 0.225 | 0.587 | 0.380 | 0.391 | 0.590 | 0.215 | 0.80 | 0.112 | 1.22 | 0.0252 | 1.64 | 0.0043 |
| 0.015 | 0.967 | 0.125 | 0.747 | 0.230 | 0.578 | 0.390 | 0.380 | 0.600 | 0.209 | 0.82 | 0.105 | 1.24 | 0.0233 | 1.66 | 0.0039 |
| 0.020 | 0.956 | 0.130 | 0.739 | 0.235 | 0.571 | 0.100 | 0.370 | 0.610 | 0.203 | 0.84 | 0.0982 | 1.26 | 0.0215 | 1.68 | 0.0036 |
| 0.025 | 0.946 | 0.135 | 0.730 | 0.240 | 0.563 | 0.110 | 0.360 | 0.620 | 0.197 | 0.86 | 0.0919 | 1.28 | 0.0199 | 1.70 | 0.0033 |
| 0.030 | 0.934 | 0.140 | 0.721 | 0.250 | 0.549 | 0.420 | 0.350 | 0.630 | 0.191 | 0.88 | 0.0860 | 1.30 | 0.0184 | 1.72 | 0.0030 |
| 0.035 | 0.923 | 0.145 | 0.712 | 0.255 | 0.542 | 0.130 | 0.341 | 0.640 | 0.185 | 0.90 | 0.0803 | 1.32 | 0.0170 | 1.74 | 0.0027 |
| 0.040 | 0.913 | 0.150 | 0.704 | 0.260 | 0.535 | 0.440 | 0.331 | 0.65 | 0.180 | 0.92 | 0.0750 | 1.34 | 0.0156 | 1.76 | 0.0025 |
| 0.045 | 0.902 | 0.155 | 0.695 | 0.265 | 0.528 | 0.450 | 0.332 | 0.66 | 0.174 | 0.94 | 0.0700 | 1.36 | 0.0144 | 1.78 | 0.0023 |
| 0.050 | 0.892 | 0.160 | 0.687 | 0.270 | 0.522 | 0.460 | 0.313 | 0.67 | 0.169 | 0.96 | 0.0654 | 1.38 | 0.0133 | 1.80 | 0.0021 |
| 0.055 | 0.882 | 0.165 | 0.679 | 0.275 | 0.516 | 0.470 | 0.305 | 0.68 | 0.164 | 0.98 | 0.0609 | 1.40 | 0.0122 | 1.81 | 0.0017 |
| 0.060 | 0.872 | 0.170 | 0.670 | 0.280 | 0.509 | 0.480 | 0.296 | 0.69 | 0.159 | 1.00 | 0.0568 | 1.42 | 0.0113 | 1.88 | 0.0014 |
| 0.065 | 0.862 | 0.175 | 0.661 | 0.285 | 0.503 | 0.490 | 0.288 | 0.70 | 0.154 | 1.02 | 0.0529 | 1.44 | 0.0101 | 1.92 | 0.0011 |
| 0.070 | 0.852 | 0.180 | 0.654 | 0.290 | 0.496 | 0.500 | 0.280 | 0.71 | 0.119 | 1.04 | 0.0492 | 1.46 | 0.0095 | 1.96 | 0.0009 |
| 0.075 | 0.842 | 0.185 | 0.646 | 0.300 | 0.483 | 0.510 | 0.270 | 0.72 | 0.145 | 1.06 | 0.0458 | 1.48 | 0.0087 | 2.00 | 0.0007 |
| 0.080 | 0.832 | 0.190 | 0.638 | 0.310 | 0.470 | 0.520 | 0.264 | 0.73 | 0.140 | 1.08 | 0.0426 | 1.50 | 0.0080 | 2.10 | 0.0005 |
| 0.085 | 0.822 | 0.195 | 0.630 | 0.320 | 0.158 | 0.530 | 0.256 | 0.74 | 0.136 | 1.10 | 0.0396 | 1.52 | 0.0073 | 2.20 | 0.0003 |
| 0.090 | 0.813 | 0.200 | 0.622 | 0.330 | 0.446 | 0.540 | 0.249 | 0.75 | 0.132 | 1.12 | 0.0367 | 1.54 | 0.0067 | 2.30 | 0.0002 |
| 0.095 | 0.803 | 0.205 | 0.615 | 0.340 | 0.435 | 0.550 | 0.242 | 0.76 | 0.128 | 1.14 | 0.0341 | 1.56 | 0.0062 | 2.40 | 0.0001 |
| 0.100 | 0.793 | 0.210 | 0.607 | 0.350 | 0.423 | 0.560 | 0.235 | 0.77 | 0.123 | 1.16 | 0.0316 | 1.58 | 0.0057 | 2.50 | 0 |

$M(Z)$ 为一特殊函数，可自表 2-7 中查得。式（2-104）表示河渠沟附近地下水位上升高度 $S(x, t)$ 等于河渠沟水位上升高度 $V_0t$ 乘以河渠沟对地下水位的影响系数。

（二）求河渠沟附近地下水的渗透速度与单宽流量

在 $t$ 时刻，距河渠沟岸 $x$ 断面处的地下水渗透速度

$$V(x,t) = V_0x\frac{\mu}{h}G(Z) \tag{2-116}$$

式中　$G(Z) = \frac{1}{Z}i\mathrm{erfc}(Z)$，可自表 2-6 中查得。

距岸 $x$ 处的地下水单宽流量为

$$q_x = V_0x\mu G(Z) \tag{2-117}$$

在 $x=0$ 处，河渠沟补给地下水的单宽流量为

$$q_0 = 1.123V_0\mu\sqrt{at} \tag{2-118}$$

（三）求河渠沟补给一侧地下水的单宽总水量



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

从开始到时间 $t$，通过河渠沟附近 $x$ 处断面的单宽总水量为

$$W_x = 8V_0\mu\sqrt{a}\,t^{5/2}i^3\mathrm{erfc}\left(\frac{1}{2}\frac{x}{\sqrt{at}}\right) \tag{2-119}$$

或

$$W_x = V_0 t\mu x D(Z) \tag{2-120}$$

式中 $D(Z)=\frac{4}{Z}i^3\mathrm{erfc}(Z)$，可自表 2-8 中查得。

在 $t$ 时间内，在 $x=0$ 处，河渠沟补给地下水的单宽总水量为

$$W_0 = 0.75V_0\mu\sqrt{a}\,t^{3/2} \tag{2-121}$$

**表 2-8　　函数 $D$ 值表 $D=\frac{4}{Z}i^3\mathrm{erfc}(Z)$**

| $Z$ | $D(Z)$ | $Z$ | $D(Z)$ | $Z$ | $D(Z)$ | $Z$ | $D(Z)$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | ∞ | 0.13 | 2.03 | 0.44 | 0.238 | 0.82 | 0.0351 |
| 0.001 | 37.5 | 0.14 | 1.83 | 0.46 | 0.211 | 0.84 | 0.0319 |
| 0.005 | 74.3 | 0.15 | 1.66 | 0.48 | 0.192 | 0.86 | 0.0289 |
| 0.01 | 36.6 | 0.16 | 1.52 | 0.50 | 0.163 | 0.88 | 0.0257 |
| 0.015 | 24.10 | 0.17 | 1.39 | 0.52 | 0.156 | 0.90 | 0.0236 |
| 0.020 | 17.82 | 0.18 | 1.27 | 0.54 | 0.111 | 0.95 | 0.0187 |
| 0.025 | 14.02 | 0.19 | 1.15 | 0.56 | 0.126 | 1.0 | 0.0111 |
| 0.03 | 11.60 | 0.20 | 1.08 | 0.58 | 0.115 | 1.1 | 0.0091 |
| 0.035 | 9.79 | 0.22 | 0.928 | 0.60 | 0.103 | 1.2 | 0.0053 |
| 0.04 | 8.45 | 0.24 | 0.802 | 0.62 | 0.0935 | 1.3 | 0.0031 |
| 0.045 | 7.42 | 0.26 | 0.698 | 0.64 | 0.0850 | 1.4 | 0.0020 |
| 0.05 | 6.58 | 0.28 | 0.611 | 0.66 | 0.0770 | 1.5 | 0.0011 |
| 0.06 | 5.53 | 0.30 | 0.537 | 0.68 | 0.0694 | 1.6 | 0.00075 |
| 0.07 | 4.45 | 0.32 | 0.474 | 0.70 | 0.0593 | 1.7 | 0.00047 |
| 0.08 | 3.79 | 0.34 | 0.420 | 0.72 | 0.0572 | 1.8 | 0.00022 |
| 0.09 | 3.28 | 0.36 | 0.374 | 0.74 | 0.0519 | 1.9 | 0.00021 |
| 0.10 | 2.87 | 0.38 | 0.332 | 0.76 | 0.0468 | 2.0 | 0 |
| 0.11 | 2.54 | 0.40 | 0.297 | 0.78 | 0.0426 | | |
| 0.12 | 2.26 | 0.42 | 0.266 | 0.80 | 0.0385 | | |

## 第六节　地下水运动的数值方法

以上各节主要讨论地下水数学模型的解析解，解析解的优点在于所得出的地下水运动情况无论在时间和空间方面都是连续的。但解析解又有很大的局限性，它只能处理比较简单的数学模型，并不得不把含水层人为地理想成均质的，各向同性的，形状简单的含水层。这样，就对现实的含水层作了较大的歪曲，而这种歪曲大大降低了解析公式的实用价值。为了比较真实反映现实含水层的复杂面貌，采用了数值分析这样一种方法，它能把含水层边值和初值条件复杂的偏微分方程，简化成极为简单的线性代数方程组，随着高速电子计算机的广泛应用，数值分析法在地下水水文学领域的应用已证明了它的有效性。目前，应用较多的数值方法主要有两种，一是物理意义比较直观的有限差分法，另一是目前比较流行



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

的有限单元法。

## 一、地下水非稳定流运动的数学模型

地下水非稳定流运动的数学模型，是由地下水非稳定流运动的偏微分方程及定解条件（包括初始条件和边界条件）所构成的。

### （一）承压水非稳定流的偏微分方程

假设条件是

1）地下水运动为平面二维流，即流速 $V$ 与 $x$、$y$ 轴的坐标有关，在 $Z$ 轴方向为零，所以水头函数可写成 $h=h\ (x,\ y,\ t)$。

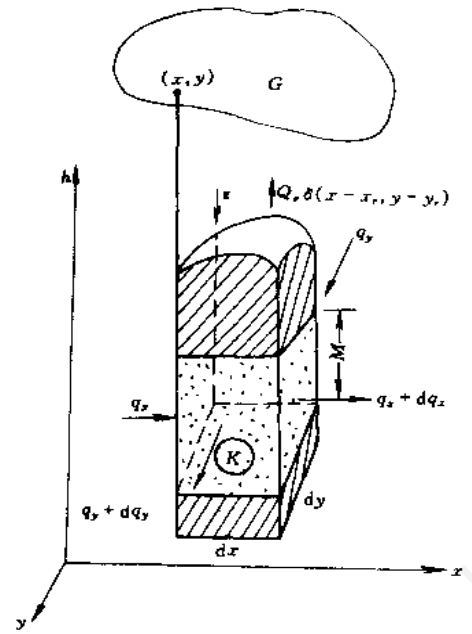



图 2-28　二维渗流域

2）含水层为均质、不等厚，各向异性。

3）含水层上下部有弱透水层，并有越流补给。

4）设 $G$ 区域内有若干个开采井。

在渗流区域 $G$ 内，任意取一个底面积为 $dxdy$，高为 $M$ 的微小柱体，如图 2-28 所示。在单位时间内微小柱体所得到的侧向补给量是 $dq_x+dq_y=\frac{\partial}{\partial x}\left(T_1\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T_2\frac{\partial h}{\partial y}\right)$，微小柱体所获得的垂向越流补给量 $\varepsilon$。

根据假设 $G$ 域内有若干个抽水井，开采量为 $-Q_r$（注水井为 $+Q_r$，$r=1$、2、…、$n$）。由于该量只在井点位置才有，所以可借助 $\delta$ 函数来表示其关系，即微小柱体中的开采量可表示为 $\sum_{r=1}^{n}Q_r\delta(x-x_r,\ y-y_r)$。

又根据能量守恒原理，对微小柱体来说，无论水量的进入和流出，都会产生储存量的变化，这种储存量的变化可表示为 $\mu_e\frac{\partial h}{\partial t}$。

综合上述几种水量的分析，从水均衡的关系出发，即得下式

流入量－流出量＝储存量的变化量

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_1\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T_2\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\varepsilon-\sum_{r=1}^{n}Q_r\delta(x-x_r,y-y_r)=\mu_e\frac{\partial h}{\partial t}\qquad(2\text{-}122)$$

令
$$q'(x,y,t)=-\varepsilon+\sum_{r=1}^{n}Q_r\delta(x-x_r,y-y_r)$$

则式（2-122）可改写为

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_1\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T_2\frac{\partial h}{\partial y}\right)-q'=\mu_e\frac{\partial h}{\partial t}\qquad(2\text{-}123)$$

式中　$h=h\ (x,\ y,\ t)$ ——$G$ 域内任一时刻的水头或水位标高（m）；

$T_1=K_1M$、$T_2=K_2M$ ——导水系数（$m^2/d$）；

$K_1=K_1\ (x,\ y)$、$K_2=K_2\ (x,\ y)$ ——渗透系数（m/d）；



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$\mu_s=\mu(x, y)$——弹性释水系数，无量纲；

$Q_r$——区域 $G$ 内，井坐标为 $x_r$、$y_r$ 的第 $r$ 口抽水的流量($m^3$/d)；

$\delta(x-x_r, y-y_r)$——对应于井 $(x_r, y_r)$ 处的 $\delta$ 函数 ($1/m^2$)；

$\varepsilon$——垂向补给强度 (m/d)。

基于上述类似方法，可以写出形式一样的潜水非稳定流的偏微分方程

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[K_1(h-B)\frac{\partial h}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K_2(h-B)\frac{\partial h}{\partial y}\right]-q'=\mu\frac{\partial h}{\partial t} \tag{2-124}$$

式中 $B$——含水层底板标高 (m)；

$\mu$——给水度，无量纲；

其它符号同前。

（二）定解条件与定解问题

上述建立的为地下水平面非稳定流的偏微分方程，它和一般常微分方程一样具有多解性。然而，求其特解仅凭借方程本身是不够的，还必须考虑每一个具体的地下水非稳定流运动的初始条件和边界条件，这两个条件统称为定解条件，也称边值问题。由定解条件和方程构成定解问题，也就是所谓数学模型。定解问题本身，就是需要求出满足定解条件下的唯一特解。

1. 初始条件

是指计算时段开始时的地下水位，用下列形式表达

$$h(x,y,t)|_{t=0}=h_0(x,y) \tag{2-125}$$

2. 边界条件

地下水计算中的一般边界条件有以下几类

第一类边界 ($\Gamma_1$) 条件——指边界上的水位是已知值，表达式为

$$h(x,y,t)|_{\Gamma_1}=h_1(x,y) \tag{2-126}$$

第二类边界 ($\Gamma_2$) 条件——指边界上的侧向补给量为已知的，即在 $\Gamma_2$ 边界上单位时间单位长度的流入或流出的水量为已知，表达式为

$$\left[T_1\frac{\partial h}{\partial x}\cos(\bar{n},x)+T_2\frac{\partial h}{\partial y}\cos(\bar{n},y)\right]_{\Gamma_2}=-q(x,y,t) \tag{2-127}$$

$$(x,y)\in\Gamma_2,\ t\geqslant 0$$

当 $T_1=T_2$ 时，上式可简写为下式

$$T\frac{\partial h}{\partial n}|_{\Gamma_2}=-q(x,y,t) \tag{2-127'}$$

$$(x,y)\in\Gamma_2,\ t\geqslant 0$$

第一、二类混合边界条件——指由第一类和第二类边界混合组成的边界，即在 $G$ 域的边界上既有第一类边界，又有第二类边界，也即在 $\Gamma_1$ 上的水位 $h_1(x, y)$ 为已知的，而在 $\Gamma_2$ 上的侧向补给量 $q(x, y, t)$ 为已知的。其表达式为

$$h(x,y,t)|_{\Gamma_1}=h_1(x,y) \tag{2-126}$$

$$T\frac{\partial h}{\partial n}|_{\Gamma_2}=-q(x,y,t) \tag{2-127'}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

（三）有关的几个数学模型

不同的地下水非稳定流偏微分方程和定解条件，或相同的偏微分方程和不同的定解条件，均能构成不同的数学模型。下面只列出有关的几个常用的数学模型。

1. 承压水属于第一类边界条件的非稳定流数学模型

$$\left.\begin{aligned}&\frac{\partial}{\partial x}\left(T_1\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T_2\frac{\partial h}{\partial y}\right)-q'-\mu_e\frac{\partial h}{\partial t}=0\\&\qquad(x,y)\in G,\ t>0\\&h(x,y,t)|_{t=0}=h_0(x,y)\quad(x,y)\in G\\&h(x,y,t)|_{\Gamma_1}=h_1(x,y,t)\quad(x,y)\in\Gamma_1\end{aligned}\right\}\tag{2-128}$$

$\Gamma_1$ 是 $G$ 的全部边界。

2. 承压水属于第二类边界条件的非稳定流数学模型

$$\left.\begin{aligned}&\frac{\partial}{\partial x}\left(T_1\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T_2\frac{\partial h}{\partial y}\right)-q'-\mu_e\frac{\partial h}{\partial t}=0\\&\qquad(x,y)\in G,\ t>0\\&h(x,y,t)|_{t=0}=h_0(x,y)\quad(x,y)\in G\\&\left(T_1\frac{\partial h}{\partial x}\cos\alpha+T_2\frac{\partial h}{\partial y}\cos\beta\right)\Big|_{\Gamma_2}=-q(t)\\&\qquad(x,y)\in\Gamma_2,\ t>0\end{aligned}\right\}\tag{2-129}$$

$\Gamma_2$ 是 $G$ 的全部边界。

3. 具有混合边界条件的承压水非稳定流数学模型

$$\left.\begin{aligned}&\frac{\partial}{\partial x}\left(T_1\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T_2\frac{\partial h}{\partial y}\right)-q'-\mu_e\frac{\partial h}{\partial t}=0\\&\qquad(x,y)\in G,\ t>0\\&h(x,y,t)|_{t=0}=h_0(x,y)\quad(x,y)\in G\\&h(x,y,t)|_{\Gamma_1}=h_1(x,y,t)\quad(x,y)\in\Gamma_1,t>0\\&\left(T_1\frac{\partial h}{\partial x}\cos\alpha+T_2\frac{\partial h}{\partial y}\cos\beta\right)\Big|_{\Gamma_2}=-q(t)\\&\qquad(x,y)\in\Gamma_2,\ t>0\end{aligned}\right\}\tag{2-130}$$

$\Gamma_1+\Gamma_2$ 为 $G$ 的全部边界。

4. 具有混合边界条件的潜水非稳定流数学模型

$$\left.\begin{aligned}&\frac{\partial}{\partial x}\left[K_1(h-B)\frac{\partial h}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[K_2(h-B)\frac{\partial h}{\partial y}\right]-q'=\mu\frac{\partial h}{\partial t}\\&\qquad(x,y)\in G,\ t>0\\&h(x,y,t)|_{t=0}=h_0(x,y)\quad(x,y)\in G\\&h(x,y,t)|_{\Gamma_1}=h_1(x,y,t)\quad(x,y)\in\Gamma_1,t>0\\&\left[K_1(h-B)\frac{\partial h}{\partial x}\cos\alpha+K_2(h-B)\frac{\partial h}{\partial y}\cos\beta\right]\Big|_{\Gamma_2}=-q(x,y,t)\\&\qquad(x,y)\in\Gamma_2,\ t>0\end{aligned}\right\}\tag{2-131}$$

5. 具有混合边界条件的越流承压水非稳定流数学模型



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$$\left.\begin{aligned}
&\frac{\partial}{\partial x}\left(MK_1\frac{\partial H}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(MK_2\frac{\partial H}{\partial y}\right)+Q'+\frac{K'}{M'}(H_z-H)-\mu_e\frac{\partial h}{\partial t}=0\\
&\qquad (x,y)\in G,\ t>0\\
&H(x,y,t)|_{t=0}=H_0(x,y)\qquad (x,y)\in G\\
&H(x,y,t)|_{\Gamma_1}=H_1(x,y,t)\qquad (x,y)\in G_1,\ t>0\\
&MK_1\frac{\partial H}{\partial x}\frac{\mathrm{d}y}{\mathrm{d}s}-MK_2\frac{\partial H}{\partial y}\frac{\mathrm{d}x}{\mathrm{d}s}\Big|_{\Gamma_2}=rH+Q'\\
&\qquad (x,y)\in G_2,t>0
\end{aligned}\right\}\quad (2\text{-}132)$$

式中 $Q'$——侧向径流补给量；

$r$——比例系数；

$K'$——潜水与承压水之间弱透水层的渗透系数；

$M'$——潜水与承压水之间弱透水层的厚度；

$H_z$——作越流项处理的潜水位；

其余符号同前。

**二、有限差分法**

有限差分法就是将微分近似地用差分来表示，从而将微分方程转化为差分方程。

设某一函数 $H$ 的自变量为 $x$ 和 $t$，记为

$$H=H(x,t)$$

则有 $$\frac{\mathrm{d}H}{\mathrm{d}x}=\lim_{\Delta x\to 0}\frac{H(x+\Delta x,t)-H(x,t)}{\Delta x}\approx\frac{H(x+\Delta x,t)-H(x,t)}{\Delta x}\quad\text{（向前差商）}$$

$$\frac{\mathrm{d}H}{\mathrm{d}x}\approx\frac{H(x,t)-H(x-\Delta x,t)}{\Delta x}\quad\text{（向后差商）}$$

$$\frac{\mathrm{d}H}{\mathrm{d}x}\approx\frac{1}{2}\left[\frac{H(x+\Delta x,t)-H(x,t)}{\Delta x}+\frac{H(x,t)-H(x-\Delta x,t)}{\Delta x}\right]$$

$$=\frac{H(x+\Delta x,t)-H(x-\Delta x,t)}{2\Delta x}\quad\text{（中心差商）}$$

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2}=\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial H}{\partial x}\right)$$

$$=\lim_{\Delta x\to 0}\frac{1}{\Delta x}\left[\frac{H(x+\Delta x,t)-H(x,t)}{\Delta x}-\frac{H(x,t)-H(x-\Delta x,t)}{\Delta x}\right]$$

$$\approx\frac{H(x+\Delta x,t)+H(x-\Delta x,t)-2H(x,t)}{(\Delta x)^2}\qquad (2\text{-}133)$$

同理 $$\frac{\partial H}{\partial t}\approx\frac{H(x,t+\Delta t)-H(x,t)}{\Delta t}\qquad (2\text{-}134)$$

对于二维流，在进行差分计算时，需要将研究区域划分为许多矩形网格（如图 2-29 所示），在时间上分成许多时段。网格的交点称为结（节）点，应用有限差分法计算的就是这些节点上的水位，而不是整个研究区域内任意点的水位，这正是数值法同解析法的根本差别。在计算前要对节点进行编号，在 $x$ 方向上用 $i$ 表示，在 $y$ 方向上用 $j$ 表示，节点的距离分别为 $\Delta x$、$\Delta y$；设时段的顺序号为 $K$，时段步长为 $\Delta t$，则节点 $i$，$j$ 的坐标为 $x=i\cdot\Delta x$、$y=j\cdot\Delta y$；第 $K$ 时段的时间为 $t=K\cdot\Delta t$，节点 $i$、$j$ 第 $K$ 时序的水位用 $H_{i,j}^{K}$ 表示，节点 $i$、



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$j$ 与节点 $i+1$、$j$ 之间的平均导水系数以 $T_{i+\frac{1}{2},j}$ 表示，其余依此类推。

由式（2-133）和式（2-134），对于承压含水层非稳定流运动，可以写出节点 $i$、$j$ 的显式差分方程

$$T_{i+\frac{1}{2},j}\frac{H^K_{i+1,j}-H^K_{i,j}}{(\Delta x)^2}+T_{i-\frac{1}{2},j}\frac{H^K_{i-1,j}-H^K_{i,j}}{(\Delta x)^2}+T_{i,j+\frac{1}{2}}\frac{H^K_{i,j+1}-H^K_{i,j}}{(\Delta y)^2}+T_{i,j-\frac{1}{2}}\frac{H^K_{i,j-1}-H^K_{i,j}}{(\Delta y)^2}=\mu_{i,j}\frac{(H^{K+1}_{i,j}-H^K_{i,j})}{\Delta t}-\varepsilon^K_{i,j} \tag{2-135}$$

当导水系数变化不大时，可统一用 $T_{i,j}$ 表示，则上式可简化为

$$H^{K+1}_{i,j}=\frac{T_{i,j}\Delta t}{\mu_{i,j}(\Delta x)^2}(H^K_{i+1,j}-2H^K_{i,j}+H^K_{i-1,j})+\frac{T_{i,j}\Delta t}{\mu_{i,j}(\Delta y)^2}(H^K_{i,j+1}-2H^K_{i,j}+H^K_{i,j-1})+\frac{\varepsilon^K_{i,j}\Delta t}{\mu_{i,j}}+H^K_{i,j} \tag{2-136}$$

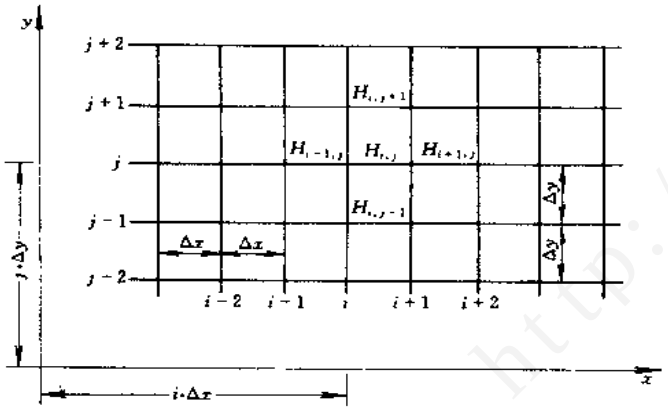



图 2-29　差分网格布置示意图

式中 $\varepsilon_{i,j}$ 是在节点 $i$、$j$ 处的垂直交换量，例如当 $i$、$j$ 处进行抽水时，$\varepsilon_{i,j}$ 即为抽水强度。

差分方程式（2-136）的右端各项都是第 $K$ 时序的水位，等号的左边为下一时序（$K+1$）的水位，当节点的各项参数 $T$、$\mu$、$\varepsilon$ 为已知数，可以由第 $K$ 时序的水位直接计算求出下一时序的水位，这种差分格式称为显式差分。显式差分的优点是可以直接引用上一时刻的水位推算下一时刻的水位。这样逐个时段往下推算，便可算出任意要求时刻的水位，计算比较方便。但采用显式差分法计算时，对 $\Delta x$、$\Delta y$ 以及 $\Delta t$ 的大小有一定的要求，从理论上讲，$\Delta x$、$\Delta y$ 及 $\Delta t$ 愈小愈精确，但计算工作量太大。在选择 $\Delta x$、$\Delta y$、$\Delta t$ 时应满足下列关系

$$\frac{T}{\mu}\left[\frac{1}{(\Delta x)^2}+\frac{1}{(\Delta y)^2}\right]\Delta t\leqslant\frac{1}{2} \tag{2-137}$$

当 $\Delta x=\Delta y$ 时

$$\frac{\mu(\Delta x)^2}{4T}\geqslant\Delta t \tag{2-138}$$

当采用时段末水位的差商代替微商时，差分方程式具有“隐式差分”的格式。当导水系数可以统一用 $T_{i,j}$ 表示时有

$$\frac{T_{i,j}}{(\Delta x)^2}(H^{K+1}_{i+1,j}-2H^{K+1}_{i,j}+H^{K+1}_{i-1,j})+\frac{T_{i,j}}{(\Delta y)^2}(H^{K+1}_{i,j+1}-2H^{K+1}_{i,j}+H^{K+1}_{i,j-1})-\mu_{i,j}\frac{H^{K+1}_{i,j}}{\Delta t}=\mu_{i,j}\frac{H^K_{i,j}}{\Delta t}-\varepsilon^K_{i,j} \tag{2-139}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

方程（2-139）中左端的时段末水位均为未知数，不能直接求解，因此必须列出全部节点的方程组联立求解。隐式差分的优点是无条件稳定，选择时间步长 $\Delta t$ 不受限制。但每个方程均有五个变量，在求解中占用计算机的存贮单元多，计算时间较长，因此在实际应用中常采用交替方向隐式差分格式（A.D.I 法）来实施。

A.D.I 法之特点是分两步进行，第一步沿 $x$ 方向计算，所计算的行（即 $j$ 行）的节点水位取隐式（即取时段末之水位），与之有关相邻行的水位取显式（已知水位），当 $T$ 可用统一值 $T_{i,j}$ 表示时，则有

$$\frac{T_{i,j}}{(\Delta x)^2}(H_{i-1,j}^{K+1}-2H_{i,j}^{K+1}+H_{i+1,j}^{K+1})+\frac{T_{i,j}}{(\Delta y)^2}(H_{i,j+1}^{K}-2H_{i,j}^{K}+H_{i,j-1}^{K})$$

$$=\frac{\mu_{i,j}}{\Delta t}(H_{i,j}^{K+1}-H_{i,j}^{K})-\varepsilon_{i,j}^{K} \tag{2-140}$$

合并同类项后得

$$\frac{T_{i,j}}{(\Delta x)^2}H_{i-1,j}^{K+1}-\left[\frac{2T_{i,j}}{(\Delta x)^2}+\frac{\mu_{i,j}}{\Delta t}\right]H_{i,j}^{K+1}+\frac{T_{i,j}}{(\Delta x)^2}H_{i+1,j}^{K+1}$$

$$=-\frac{T_{i,j}}{(\Delta y)^2}(H_{i,j-1}^{K}-2H_{i,j}^{K}+H_{i,j+1}^{K})-\frac{\mu_{i,j}}{\Delta t}H_{i,j}^{K}-\varepsilon_{i,j}^{K} \tag{2-141}$$

公式（2-141）中左端仅有三个未知数 $H_{i-1,j}^{K+1}$，$H_{i,j}^{K+1}$，$H_{i+1,j}^{K+1}$，其余为已知水文地质参数或上一时段（或前次迭代结果）的水位均是已知数据。因此，上式可以写成如下简单形式

$$A_iH_{i-1,j}^{K+1}+B_iH_{i,j}^{K+1}+C_iH_{i+1,j}^{K+1}=D_i \tag{2-142}$$

沿 $x$ 方向第 $j$ 行共有 $m$ 个节点，列出 $m$ 个线性方程组，即可进行求解。沿 $x$ 方向逐行水位取显式（已知水位），即有

$$\frac{T_{i,j}}{(\Delta x)^2}(H_{i-1,j}^{K}-2H_{i,j}^{K}+H_{i+1,j}^{K})+\frac{T_{i,j}}{(\Delta y)^2}(H_{i,j-1}^{K+1}-2H_{i,j}^{K+1}+H_{i,j+1}^{K+1})$$

$$=\frac{\mu_{i,j}}{\Delta t}(H_{i,j}^{K+1}-H_{i,j}^{K})-\varepsilon_{i,j}^{K} \tag{2-143}$$

上式同样可以简化成类似式（2-142）的形式

$$A_jH_{i,j-1}^{K+1}+B_jH_{i,j}^{K+1}+C_jH_{i,j+1}^{K+1}=D_j \tag{2-144}$$

沿 $y$ 方向第 $i$ 行共有 $n$ 个节点，列出 $n$ 个线性方程组，即可求解。

对于每个时段都这样交替计算，逐个时段往下计算到所求的时刻为止。交替方向隐式差分法的优点，是把一个研究区域所有节点的联立方程组变成许多小的方程组求解，这样就大大节约了计算时间和贮存单元，所以被广泛利用。计算时要依据不同边界条件，第一类边界是边界节点的水位是已知的，即由水位控制的边界，如图 2-30 中河边的节点水位等于已知的 $H_o$；第二类边界侧向补给的流量 $q$ 为已知的，也就是由流量控制的边界，即

$$q=T\frac{\partial H}{\partial n} \quad 或 \quad q\approx T\frac{\Delta H}{\Delta n}$$

式中 $n$ 表示边界的法线方向，当 $y$ 方向与边界平行时，法线方向即为 $x$ 方向。因而有

$$q=T\frac{\partial H}{\partial x} \quad 或 \quad q\approx T\frac{\Delta H}{\Delta x}$$

如果边界点位于 $j$ 行 $m$ 列（如图 2-30 所示），则由上式可得



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$$H_{m,j} - H_{m-1,j} = \frac{q\Delta x}{T} \tag{2-145}$$

当该边界为隔水边界时，$q=0$，则有 $H_{m,j}=H_{m-1,j}$。

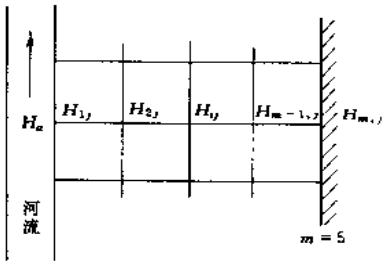



图 2-30　边界条件示意图

列出差分方程式时，必然将边界节点的水位也包括在内。兹以交替方向隐式差分法为例，沿 $x$ 方向写出图 2-30 中第 $i$ 行各节点的方程如下：

对于 $i=1$，有 $A_1H_{0,j}+B_1H_{1,j}+C_1H_{2,j}=D_1$，由于不存在节点 $(0,\ j)$，因而可令 $A_1=0$；而第一个节点，$H_{1,j}=H_a$，因而上式变成

$$C_1H_{2,j} = D_1 - B_1H_a \tag{2-146}$$

由上式可立即求出 $H_{2,j}$，因为 $C_1$、$B_1$、$D_1$ 及 $H_a$ 均为已知值。

对于 $i=2$，有

$$A_2H_{1,j} + B_2H_{2,j} + C_2H_{3,j} = D_2 \tag{2-147}$$

式中 $H_{1,j} = H_a$，而 $H_{2,j}$已经求出，仅有 $H_{3,j}$是未知的，故可直接求解。

对于 $i=3$，有

$$A_3H_{2,j} + B_3H_{3,j} + C_3H_{4,j} = D_3 \tag{2-148}$$

式中仅 $H_{4,j}$是未知量，可以直接求出。

若右边为隔水边界，则有 $H_{4,j} = H_{5,j}$。

总之，将边界已知条件列入 A. D. I 法的差分方程中，使求解更加直接和简便。

**三、有限单元法**

根据水量均衡原理建立的一个特定区域的地下水非稳定流问题的数学模型，实际上是一个偏微分方程的混合边值问题，在式（2-122）中

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_1\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T_2\frac{\partial h}{\partial y}\right) + \varepsilon - \sum_{r=1}^{n} Q_r(x-x_r, y-y_r) = \mu_r\frac{\partial h}{\partial t}$$

$$(x,y) \in G, t > 0 \tag{2-149}$$

$$h(x,y,t)|_{t=t_0} = h_0(x,y) \quad (x,y) \in G \tag{2-150}$$

$$h(x,y,t)|_{\Gamma_1} = h_1(x,y,t) \quad (x,y) \in \Gamma_1, t > t_0 \tag{2-151}$$

$$\left[T_1\frac{\partial h}{\partial x}\cos(\bar{n},x) + T_2\frac{\partial h}{\partial y}\cos(\bar{n},y)\right]_{\Gamma_2} = -q(x,y,t)$$

$$(x,y) \in \Gamma_2,\ t > t_0 \tag{2-152}$$

式中符号同前。

在上述模型中，式（2-149）为地下水非稳定流的偏微分方程；式（2-150）为初始条件；式（2-151）和式（2-152）则分别为第一和第二类边界条件。由式（2-149）至式（2-152）定义的数学模型反映了承压地下水运动的规律，但这是一个偏微分方程的混合边值问题，迄今采用解析法求解还十分困难。为此，只有近似地求有限个点上的数值解，这就是数值法中的有限单元法。

有限单元法的基本思路和步骤如下：



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

1. 有限单元剖分

把 $G$ 域按一定规则剖分成有限个三角形单元 $\Delta_i$（$i=1$、2、$\cdots m$、$m+1$、$\cdots n$）。三角形单元的顶点称为结（节）点，其中域内结点为内结点，边界上的结点为外结点，外结点又分成第一类外结点和第二类外结点，分别相应于第一类边界和第二类边界上的结点。如图 2-31 所示，自 1～$M$ 为内结点和第二类外结点，自（$M+1$）～$N$ 为第一类外结点。

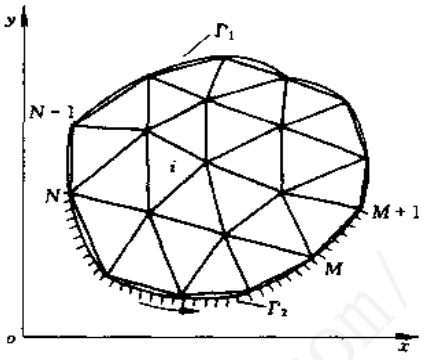



图 2-31 有限单元剖分示意图

2. 水头离散

将每个三角形单元 $\Delta_i$ 的水头 $h_i$，应用线性插值函数 $h_i=a_i+b_ix+c_iy$ 和迦辽金法进行离散，并构造面积坐标函数 $\varphi_i$（$x$，$y$），这样把上述数学模型化为积分方程

$$\iint_G\left[T\left(\frac{\partial\varphi_i}{\partial x}\frac{\partial h_i}{\partial x}+\frac{\partial\varphi_i}{\partial y}\frac{\partial h_i}{\partial y}\right)+\left(q'+\mu_e\frac{\partial h_i}{\partial t}\right)\varphi_i\right]\mathrm{d}x\mathrm{d}y$$
$$=-\oint_\Gamma T\left[\frac{\partial h_i}{\partial x}\cos(n,x)+\frac{\partial h_i}{\partial y}\cos(n,y)\right]\varphi_i\mathrm{d}\Gamma, \tag{2-153}$$

式中 $q'(x,y,t)=\varepsilon-\sum_{r=1}^{n}Q_r\delta(x-x_r,y-y_r)$。

3. 地下水位预报方程组的建立

对式（2-153）中的面积坐标函数 $\varphi_i$ 和水头离散函数 $h_i$ 进行运算，又可将积分方程式（2-153）转化为线性矩阵方程

$$\sum_{i=1}^{n}T_i(B_iB'_i+C_iC'_i)\Delta_iH_n(t)+\sum_{i=1}^{n}\mu_n\iint_{\Delta_i}N_iN'_i\mathrm{d}x\mathrm{d}y\frac{d}{\mathrm{d}t}H_n(t)$$
$$=\sum_{i=1}^{n}\varepsilon_i\iint_{\Delta_i}N_i\mathrm{d}x\mathrm{d}y-\sum_{i=1}^{n}\iint_{\Delta_i}\left[\sum_{r=1}^{n}Q_r\delta(x-x_r,y-y_r)\right]N_i\mathrm{d}x\mathrm{d}y$$
$$+\sum_{i=1}^{n}\oint_{\Gamma_i}Q_iN_i\mathrm{d}\Gamma, \tag{2-154}$$

式中 $N$、$B$ 和 $C$ 均为（$n\times1$）维矩阵，其元素分别由 $\varphi_i$、$\frac{\partial\varphi}{\partial x}$及$\frac{\partial\varphi}{\partial y}$组成，而 $N'$、$B'$ 和 $C'$ 则分别为 $N$、$B$ 和 $C$ 的转置。$H_n(t)$ 为（$n\times1$）维的水头矩阵。$\Delta_i$ 为第 $i$ 个三角形单元的面积。

如令
$$A_n=\sum_{i=1}^{n}T_i(B_iB'_i+C_iC'_i)\Delta_i$$
$$B_n=\sum_{i=1}^{n}\mu_e\iint_{\Delta_i}N_iN'_i\mathrm{d}x\mathrm{d}y$$
$$C_n=\sum_{i=1}^{n}\varepsilon_i\iint_{\Delta_i}N_i\mathrm{d}x\mathrm{d}y-\sum_{i=1}^{n}\iint_{\Delta_i}\left[\sum_{r=1}^{n}Q_r\delta(x-x_r,y-y_r)\right]N_i\mathrm{d}x\mathrm{d}y$$
$$+\sum_{i=1}^{n}\oint_{\Gamma_i}Q_iN_i\mathrm{d}\Gamma,$$

则式（2-154）可写成

$$A_nH_n(t)+B_n\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}H_n(t)=C_n(t) \tag{2-155}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

考虑了给定的初值条件，即构成了常微分方程组的初值问题，这一问题的解也就是原模型式（2-149）～式（2-152）的解。本模型作为混合边值问题来处理，此时 $N$ 个结点水头值中，前 $M$ 个是未知的，而后（$N-M$）个则是已知的边界水头值。这样可把 $A$、$B$、$C$ 与 $H$ 各矩阵均分成两块，即未知块 $A_M$、$B_M$、$C_M$ 和 $H_M$ 及已知块 $A_{NM}$、$B_{NM}$、$C_{NM}$和 $H_{NM}$。然后，再把未知函数 $H_M(t)$ 和已知函数 $H_{NM}(t)$ 分开，采用数值法中的梯形法求解常微分方程式（2-149），得到与原模型等价的代数方程组及其初值问题，这就是有限单元法所使用的水头预报方程组，即

$$\left(\frac{A_M}{2}+\frac{B_M}{\Delta t}\right)H_M(t_1)=\left(\frac{B_N}{\Delta t}-\frac{A_N}{2}\right)H_N(t_0)-\left(\frac{A_{NM}}{2}+\frac{B_{NM}}{\Delta t}\right)N_{NM}(t_1)+C_N \tag{2-156}$$

$$H_M(t)|_{t=t_0}=H_M(t_0) \tag{2-157}$$

式中 $\left(\frac{A_M}{2}+\frac{B_M}{\Delta t}\right)$ 是 $M$ 维对称正定矩阵，故其解 $H_M(t_1)$ 存在且唯一，可用消去法求得。利用式（2-156）的水头（或水位）预报方程组，在已知边界结点的水头条件下，即可预报未知结点的水头值。此外，它亦可用于验证区域含水层参数和预报开采量等。

## 复 习 思 考 题

1. 什么是达西定律？应用于饱水带和包气带中有何不同？
2. 渗透系数的物理意义是什么？它受哪些因素的影响？在饱水带和包气带中有何不同？
3. 拉普拉斯方程的适用条件是什么？
4. 什么是泰斯公式？标准曲线是如何绘出的？
5. 地下水数值计算法与解析法有何异同？有限差分法中的显式、隐式和交替方向隐式差分格式又有何区别？



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

# 第三章　地下水的转化、动态和均衡

为深入研究地下水的转化关系，常将自然界水分为大气水、地表水、土壤水和地下水，通称为“四水”，含水层中的地下水与大气水、地表水及土壤水通过相互转化进行水循环。由大气水和地表水（或经由土壤水）转化为地下水，地下含水层得到补给；反之，由地下水（或经由土壤水）转化为大气水或地表水，是为地下水排泄。由于地下水的补给和排泄，使储存在含水层中的地下水得以不断交替、更新和流动。

分析研究地下水补给和排泄均衡的数量关系称为地下水均衡。由地下水补给和排泄不平衡而引起的地下水位、流量 等的变动，以及地下水温、水化学等水文因素的变动过程，是为地下水动态。

为研究地下水的动态和均衡，须先讨论地下水的补给、排泄和径流，也即应先从地下水的转化关系着手。

## 第一节　地下水的转化系统

在水循环过程中，大气降水往往是地表水、土壤水和地下水的主要源泉，上述“四水”转化关系可由图 3-1 所示的概念性模型加以简要说明。

在天然条件下，大气水通过降水抵达地表，在土壤空隙中凝结的大气水即为土壤水；降至地表的大气降水，经由地表的调蓄作用，其中一部分直接下渗转化为土壤水，而另外的一部分则形成为地表流；地表流汇集于河川径流，在汇集沿程又继续下渗转化为土壤水。以上各项土壤水经包气带调蓄作用，一部分形成壤中流；一部分继续下渗补给地下水。地下水经含水层调蓄，除转变为静态储存外，并形成地下径流外泄。

由地表流、壤中流和地下径流汇集成河川径流，河川径流的渗漏水可进入包气带调蓄转化为土壤水，或直接渗入地下含水层转化为地下水，余下的河川径流则继续向下游宣泄。

另一方面，由地表水、土壤水和地下水通过水面蒸发、叶面腾发、土表蒸发和潜水蒸发等途径可转化为大气水，以汽态水形式返回大气层。

若在人工引用河川径流或提取地下水灌溉的条件下，则灌溉水犹如大气降水施加于地表。

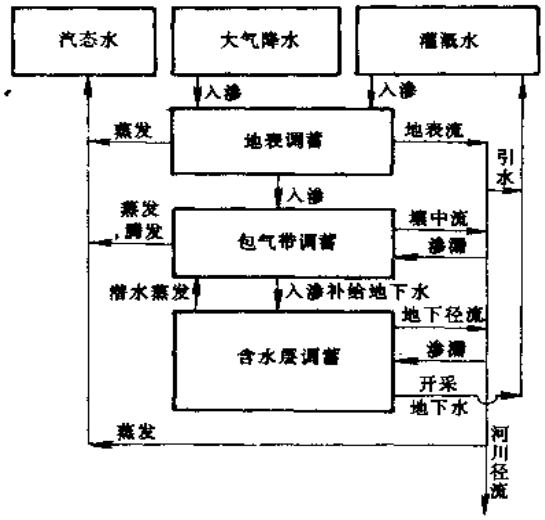



图 3-1　“四水”转化的概念性模型

以上仅是“四水”转化途径的概要描述，实



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

际上的“四水”转化关系远较此要复杂得多。它既受气候、地形、地貌、土壤、植被、地质构造、水文条件等自然因素的综合影响和制约作用，也受到人类经济活动的影响。

人们常将“四水”转化体系概化为由大气水子系统、地表水子系统、土壤水子系统及地下水子系统等四个子系统组成的大系统。各子系统间不仅彼此制约，相互转化，且又受到气候、地形地貌、土壤植被、灌溉排水、江河湖洼蓄水体分布、水文地质、区外来水以及区内各类用水等外界系统的作用和影响。

上述各子系统一般又可再分解为若干个二级甚至三级的次一级的子系统，构成多层次复合系统。

子系统与子系统间又可进行相互耦合，通常具有以下六种耦合转化关系：

1）大气水子系统——地表水子系统；

2）大气水子系统——土壤水子系统；

3）地表水子系统——土壤水子系统；

4）地表水子系统——地下水子系统；

5）土壤水子系统——地下水子系统；

6）大气水子系统——地下水子系统。

其中，直接涉及地下水转化系统的是上述的后三种耦合转化关系。由于“土壤水子系统——地下水子系统”的耦合转化关系，属于地表以下中间过渡性质的转化关系，书中不拟单独分列。

以下仅讨论“大气水子系统——地下水子系统”与“地表水子系统——地下水子系统”两种耦合转化关系问题。

## 第二节　大气水与地下水的相互转化

大气水与地下水的相互转化，包括大气水转化为地下水以及地下水转化为大气水。对子地下水而言，前者属于补给；后者是为排泄。兹分述之。

### 一、大气水转化补给地下水

大气水转化为地下水主要是通过降水入渗补给地下水；其次还可通过水汽凝结途径转化补给地下水。

#### （一）大气降水入渗补给地下水

##### 1. 降水入渗过程及其机理分析

大气降水抵达地表便向土壤孔隙渗入，如土壤初始含水率很小，则渗水首先形成薄膜水，待达最大薄膜水后，又继续充填毛细孔隙形成毛细水，只有当土壤含水率超过最大持水量时，才形成重力水下渗补给地下水。

以下先分析干土在表层有积水情况下的入渗现象，这是最为简单、最具代表性的垂直入渗问题。图 3-2 为初始干土积薄水层后一段时间的土壤剖面含水率 $\theta$ 分布图，对于均质包气带，自地表往下大致可划分为四个区：

饱和区　紧贴地表下存在数厘米厚接近饱和含水率 $\theta_s$ 的薄土层；

过渡区　上联饱和区下接传导区，其间土壤含水率有明显降低；



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

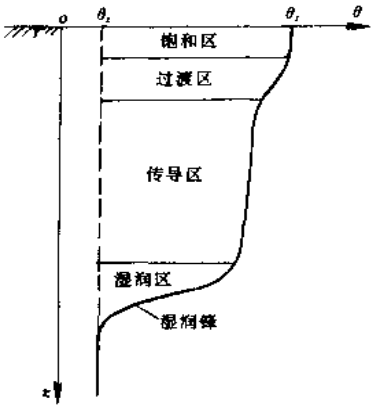



图 3-2 积水入渗时土壤含水率分布和分区（据 Coleman 和 Bodman）

传导区 不断接受上层水分向下传输，其间土壤含水率分布变化不大，且不再增加；

湿润区 土壤含水率自上向下急剧降低至初始含水率 $\theta_i$，其前缘称为湿润锋，在毛细力作用下不断向下推进。

为进一步分析土壤剖面含水率分布随时间变化和湿润锋下移的规律，通过入渗过程的观察，对图 3-3 所示的积水入渗过程土壤剖面含水率分布变化过程，得到以下几点认识：

1）在降水抵达土壤表面后的很短时间内，表土层含水率会很快由初始值 $\theta_i$ 增大至接近饱和含水率 $\theta_s$ 的某一最大值 $\theta_0$，这是由于在天然条件下难以达到完全饱和的缘故。

2）随着入渗时间推延，湿润锋不断向下推进，土壤剖面含水率分布曲线由陡直逐渐趋于相对平缓。

3）在地表处，土壤含水率梯度或包气带水基质势梯度的绝对值，由入渗起始时的极大值逐渐变小．当入渗时间持续足够长时，将趋近于零。

基于以上对降水入渗过程及其机理的定性认识，下面我们再从降水入渗率 $i$ 的变化过程作进一步讨论。所谓降水入渗率，即指在单位时间内渗入单位面积的入渗降水量。

随着降水入渗过程的演进，土壤不断被湿润．含水率逐渐增大，由于土壤水吸力陆续降低，促使降水入渗率由起始入渗时的最大值逐渐减小，并趋近于一稳定入渗率值。干土表层有积水（即在能充分满足入渗能力要求时）的入渗率曲线，如图 3-4 中的虚线 $a'b'c'$ 所示。

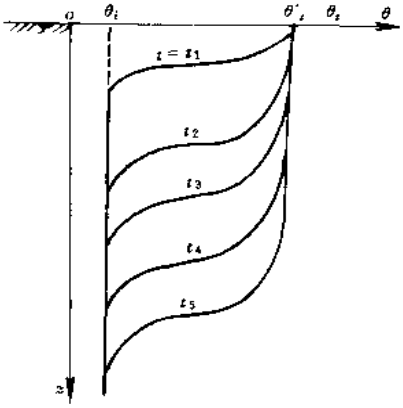



图 3-3 积水入渗过程的土壤含水率分布

如由降水提供的实际供水强度 $P_0$ 小于上述入渗率曲线的初期入渗率，则实际的入渗率只能等于当时的供水强度，在稳定供水强度条件下，将一直维持至 $t'_b$ 时刻，即实际的入渗率过程线应为图中的 $ab'$ 实线段，而不会是 $a'b'$ 虚线段。同时，由于在 $t'_b$ 以前时段内，因实际供水强度一直未能充分满足入渗能力的要求，实际入渗的累积水量必然小于能充分满足入渗能力要求的累积入渗水量，因此土壤的含水率也较小，则土壤水的吸力较大，故在 $t'_b$ 时刻后实际入渗率仍将按供水强度维持一段时间至 $t_b$ 时刻，如图中的 $b'b$ 实线。在 $t_b$ 时刻后，实际的入渗率过程线将按 $bc$ 实线段变化，并逐渐趋于稳定入渗率 $K_0$，该时段由于供水强度大于土壤的入渗能力，地面将出现积水并形成地表径流。

综上所述，一般的降水入渗过程可划分为两个不同阶段。在前期属于受供水强度控制阶段；在后期则为受入渗能力控制阶段。

2. 降水入渗模型



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

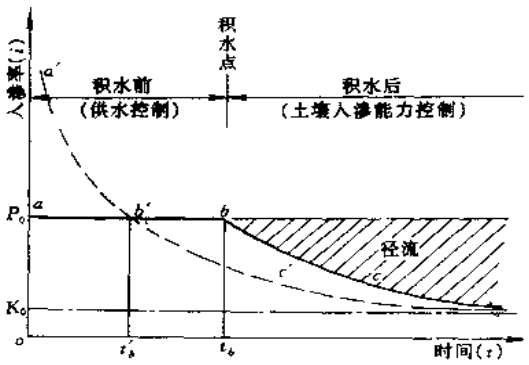



图 3-4　入渗率变化过程线

为定量分析降水入渗过程包气带剖面的含水率时空分布规律，需借藉入渗模型求解。早在1911年，Green—Ampt 基于毛细理论提出一个入渗模型，该模型在50年代前已被广泛应用于入渗问题研究，自70年代以来，对入渗模型的研究及应用有所发展，在理论上也有新解释。

Green—Ampt 模型为研究初始于燥土壤在薄层积水条件下的入渗问题。其基本假设是，在入渗过程土壤剖面存在明显的水平湿润锋面，将湿润区域和未湿润区域截然分开，在湿润区土壤含水率均达到饱和含水率 $\theta_s$，而湿润锋下缘未湿润区则为初始含水率 $\theta_i$，如图 3-5 所示。由于这类模型中的湿润锋犹如活塞向下推进，故又称活塞模型。

Green—Ampt 模型主要研究入渗率 $i$、累积入渗量 $I$ 及湿润锋位置 $Z_f$ 与时间 $t$ 的关系。如图 3-5 所示，以纵坐标 $z$ 示埋深值，坐标原点取在地表处，向下为正；以横坐标示土壤含水率 $\theta$；地表积水层深 $H$，且不随时间变动；湿润锋到达位置为 $Z_f$，随时间下移；土壤水吸力为某一定值 $S_f$。

在地表处（$Z=0$）的总水势为 $H$，湿润锋面处（$Z=Z_f$）的总水势为 $-(S_f+Z_f)$，由地表至湿润锋面的水势梯度为 $[-(S_f+Z_f)-H]/Z_f$。

根据达西定律，可求出地表处的入渗率为

$$i = K_s \frac{Z_f + S_f + H}{Z_f} \tag{3-1}$$

式中　$K_s$——饱和含水率状态下的渗透系数。

入渗率 $i$ 与湿润锋位置 $Z_f$ 均为时间 $t$ 的函数。

按模型原先假定，由水量均衡原理可得出透过地表的累积入渗量 $I$ 和湿润锋位置 $Z_f$ 的关系为

$$I = (\theta_s - \theta_i)Z_f \tag{3-2}$$

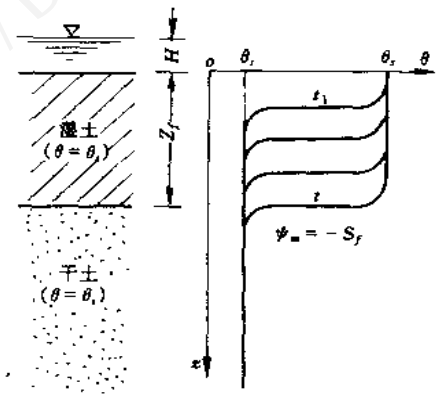



图 3-5　Green—Ampt 入渗模型

依入渗率 $i$ 与累积入渗量 $I$ 的关系，可列出

$$i = \frac{dI}{dt} = (\theta_s - \theta_i)\frac{dZ_f}{dt} \tag{3-3}$$

代入式（3-1），化简得

$$\frac{dZ_f}{dt} = \frac{K_s}{\theta_s - \theta_i}\frac{Z_f + S_f + H}{Z_f} \tag{3-4}$$

对上式积分，并代入 $Z_f(t) = Z_f(0) = 0$ 的初始条件，则有

$$t = \frac{\theta_s - \theta_i}{K_s}\left[Z_f - (S_f + H)\ln\frac{Z_f + S_f + H}{S_f + H}\right] \tag{3-5}$$

式（3-1）、（3-2）和式（3-5）即为 Green—Ampt 模型的主要入渗关系式。若已知 $H$、$\theta_i$、$\theta_s$、$K_s$ 和 $S_f$ 各值，可依之分别求得在不同时间 $t$ 相应的湿润锋位置 $Z_f(t)$、累积入渗



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

量$I$（$t$）与入渗率$i$（$t$）等值。

上述的Green—Ampt活塞模型比较符合孔隙尺度差别不大的均质砂层的入渗现象。除此之外，还有所谓捷径模型，这类模型认为下渗水流并不作面状推进，而是以沿着根孔、虫孔或裂隙等通道率先下渗的方式推进。在我国黄土高原粘性土地区，潜水位深达二三百米，仍能获得降水入渗补给，运用捷径模型可作出较好解释。

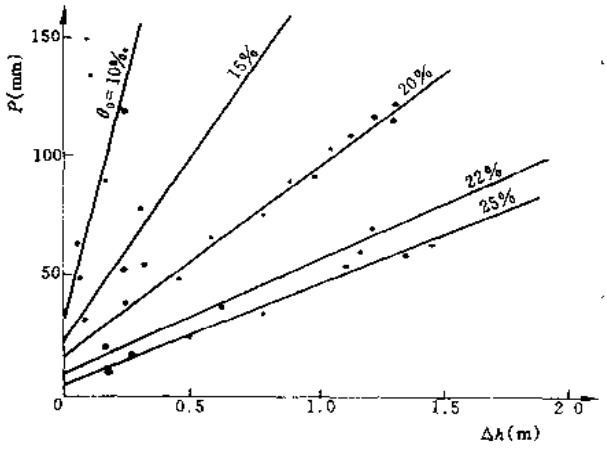



图 3-6　以雨前土壤含水率为参数的 $P\sim\Delta h$ 相关图
（据参考文献［15］）

3. 降水入渗补给量的相关分析

众所周知，实际条件下的降水入渗过程其土壤水分流动远较概化模型复杂得多，从大气降水转化为土壤水，并进而转化为地下水，是在众多影响因素及其相互作用非常复杂的情况下进行的。因而，对降水入渗补给量进行定量分析，往往用相关分析方法。

综上所述，可将影响降水入渗补给地下水的各因子归纳为：降水因素（包括降水强度、历时和降水量）、含水介质因素（包括雨前土壤初始含水率与各项土壤水理性质）、潜水位埋深以及地面积水情况或土壤蒸散发等因素。

进行降水入渗补给量相关分析，须区别次降水入渗补给和时段（如季、年或多年等）降水入渗补给统计规律两种性质，并应明确是定点的关系，还是区域（或流域）性统计规律。

一般存在以下相关关系：

（1）雨前土壤含水率对次降水入渗补给量的影响　图3-6表明雨前土壤含水率$\theta_0$对次降水量$P$与地下水补给量（以米计的潜水位变幅值$\Delta h$）关系的影响。在雨前土壤含水率较小时，干燥土将吸收大量渗入地表的降水，少量降水不会形成重力水补给地下水，潜水位变幅$\Delta h=0$；如果雨前土壤含水率较大，并接近田间持水量，则渗入的降水几乎不再被土壤吸收而形成重力水，因而即使只有少量降水也会对地下水产生补给。此外，在次降水量$P$相等的情况下，雨前土壤含水率$\theta_0$较大时所引起的潜水位升幅$\Delta h$，显然要大于$\theta_0$较小时的$\Delta h$值，而且次降水量愈大，这种差别也愈明显。

（2）潜水位埋深对次降水入渗补给地下水量的影响　图3-7表明在雨前土壤含水率基本相同的情况下，潜水位埋深值$\Delta$对次降水量$P$与地下水补给量$\Delta h$关系的影响。

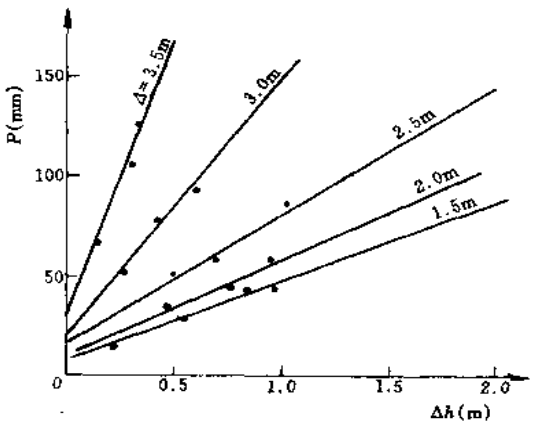



图 3-7　以潜水位埋深为参数的 $P\sim\Delta h$ 相关图
（据参考文献［15］）



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

在潜水位埋深值 Δ 较大时，即当包气带较厚时，包气带将吸收大量渗入地表的降水，少量的降水不会产生重力水补给地下水；反之，如 Δ 较小时，即使降水量较小也能补给地下水而抬高潜水位。此外，对于一定的次降水量，其入渗补给地下水量引起的潜水位升幅，在潜水埋深 Δ 小时的值要大于 Δ 大时的值，而且次降水量愈大，两者差值愈悬殊。

（3）包气带岩性对年降水入渗补给地下水量的影响　这里引入降水入渗补给系数 $\alpha$ 的概念，即

$$\alpha = \frac{P_r}{P} \tag{3-6}$$

式中　$P$——次或时段降水量；

$P_r$——同次或同时段降水入渗补给量；

$\alpha$——相应为次或时段（月、季或年）的降水入渗补给系数。

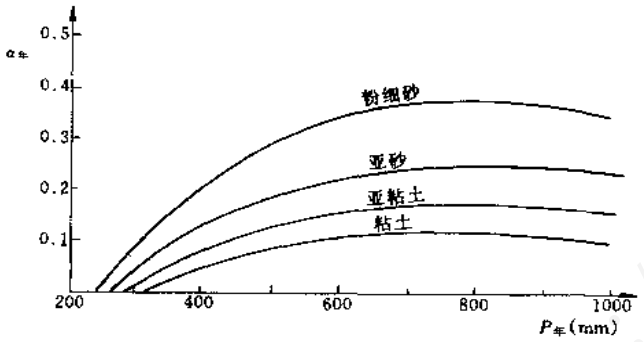



图 3-8　鲁北平原不同岩性土的 $P_{年}$～$\alpha_{年}$ 相关图（据姜明武等）

图 3-8 所示为在不同的包气带岩性条件下全年降水总量 $P_{年}$ 与年降水入渗补给系数 $\alpha_{年}$ 的多年统计关系。图示表明，在相同降水量年份，砂性土的 $\alpha_{年}$ 要大于粘性土的；对于各种包气带岩性，$\alpha_{年}$ 随年降水量 $P_{年}$ 增大而增大，当 $P_{年}$ 增至某值时，$\alpha_{年}$ 达最大值，之后随着 $P_{年}$ 的加大 $\alpha_{年}$ 反而逐渐变小；开始产生降水入渗补给的最小年降水量，砂性土的要略小于粘性土。多年平均降雨入渗补给系数经验数值，参见表 4-3。

（二）水汽凝结补给地下水

空气中的饱和湿度随温度下降而降低，在气温下降时，当其饱和湿度低于实际湿度时，超出饱和湿度的水汽便凝结成液态水。

在昼夜气温温差较大地区，白昼土壤空隙温度和气温比较接近，但到夜晚由于土壤散热快，土壤空隙温度急剧下降，当其饱和湿度低于土壤空隙中的绝对湿度时，便形成凝结水吸附于土壤颗粒表面。此时，因气温高于土壤，大气的水汽压高于土壤空隙的水汽压，使水汽源源流向土壤空隙，土壤空隙湿度不断得到补充。如此不断补给，不断凝结，以致形成重力水补给地下水。

大气水凝结转化补给地下水的绝对水量虽然并不太多，但对于高山、沙漠等昼夜温差大的地区，尤其是在降水稀罕、地表径流极其贫乏的我国西北、内蒙古等荒漠干旱地区，凝结补给往往成为地下水的主要补给源之一，不容忽视。据资料报导❶，我国西北的腾格里、巴丹吉林和浑善达克三处沙漠初步估算，每年由大气水凝结补给的地下水量约达 3.73 亿 $m^3$，对当地来说是个甚为可观的宝贵资源。

❶ 内陆河流域地下水资源，水利电力部兰州勘测设计院，1986 年 6 月。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

## 二、地下水排泄转化为大气水

地下潜水在土水势的作用下转化为土壤水，移升至包气带，并由土面蒸发和叶面腾发转化为水汽排泄于大气中，由于蒸发和腾发在天然条件下难以区分，故通常合并称为潜水蒸发。潜水蒸发为地下水的垂直排泄，是浅层地下水转化为土壤水和大气水的主要途径。

1. 潜水蒸发过程及其机理分析

包气带水的蒸发主要取决于两方面因素：其一是影响大气蒸发能力的外界气象条件，如辐射、气温、湿度和风速等，这既决定水分在蒸发过程的能量供应状况，又影响蒸发表面水汽向大气的扩散过程，通常以水面蒸发强度 $E_0$ 作为综合因素反映；其二是表层土壤水分蒸发后，下层水分向表层补给输送的土壤输水能力，它取决于土壤含水率、包气带水的土水势和含水介质的导水性能。

潜水蒸发过程按大气蒸发能力和土壤输水能力所起作用大小不同，大致可分为三个阶段：

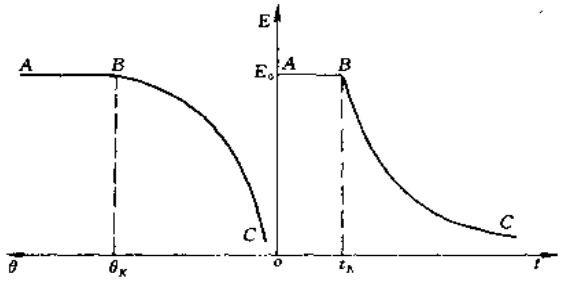



图 3-9　气象不变情况下潜水蒸发过程示意图

（1）取决于大气蒸发能力的稳定蒸发阶段　在蒸发起始阶段，若地表土壤含水率 $\theta$ 高于某一临界值 $\theta_K$ 时，尽管由于表土蒸发土壤含水率会有所降低，但如地表处的水汽压仍能维持或接近于饱和水汽压，在外界气象条件不变情况下，其水汽压梯度也基本上保持不变，因此不至于影响水汽的扩散量。另一方面，虽然由于表土含水率减小会降低土壤导水率，但却因土壤水向上吸力梯度的增加面得到补偿，使仍能维持向地表充分输水。在这种情况下，潜水蒸发强度 $E$ 不会因土壤含水率 $\theta$ 的降低而变化，故称为稳定蒸发阶段。如图 3-9 中的 $AB$ 线段所示。

（2）潜水蒸发强度随表土含水率降低而变化阶段　当表土含水率 $\theta$ 低于临界值 $\theta_K$ 时，不仅因土壤导水率随其含水率降低而不断减小，且又导致土壤水上移的吸力梯度不断降低，因此向地表的输水能力不可避免地减弱下来，由于表土消耗的水分得不到及时补充，土壤含水率又进一步减小。另一方面，随着表土含水率的减小，地表处的水汽压也将降低，因此潜水蒸发强度 $E$ 随之减弱。如图 3-9 中 $BC$ 线段所示，即为潜水蒸发随表土含水率降低而递减的阶段。

（3）取决于土壤输水能力的潜水蒸发相对稳定阶段　上述受控于土壤输水能力阶段，当土壤输水能力与表土蒸发强度相当时，潜水蒸发则维持在相对稳定阶段。

潜水稳定蒸发强度随潜水埋深值加大而降低（参见图 3-10）。随着潜水蒸发过程进展，地下水埋深将逐渐加大，向上输水能力

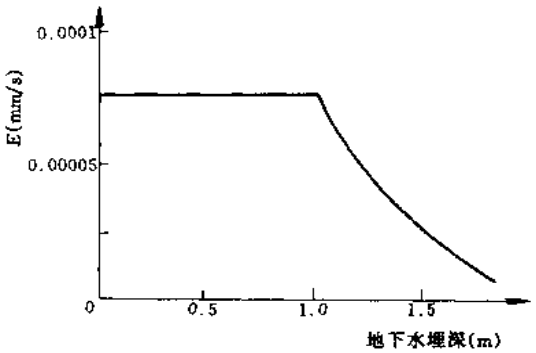



图 3-10　潜水稳定蒸发强度 $E$ 与地下水埋深关系示意图



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

随之减弱，如不能及时补足表土蒸发所消耗的水分，表土将形成干土层。此时，潜水向上输送的土壤水分则在干土层底部蒸发，然后以水汽扩散的方式穿越干土层而进入大气中。实际的蒸发面已不在地表，而是在土壤内部，蒸发强度大小主要取决于干土层厚度。由于干土层内水汽扩散能力所控制，一般来说其变化速率十分缓慢，且很稳定。

2. 定水位条件下稳定潜水蒸发分析

在讨论的计算时段内，若外界蒸发条件基本不变，地下水位在有侧向补给情况下维持相对稳定，潜水面以上土壤输水能力与表土蒸发能力又大致平衡，则可近似为稳定潜水蒸发。

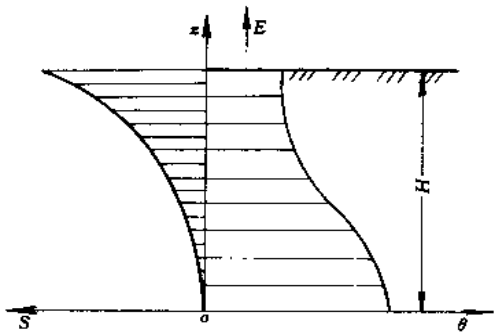



图 3-11　定水位均质土稳定潜水蒸发下的土壤含水率和吸力分布示意图

(1) 稳定潜水蒸发下的土壤含水率分布

如图 3-11 所示，取垂直坐标 $z$ 的原点在潜水面，以向上为正，对于定水位稳定潜水蒸发，潜水位埋深为 $H$ 不变值，且地表蒸发强度和潜水面以上任一断面的土壤输水能力都与潜水蒸发强度 $E$ 相等。

潜水蒸发的土壤水分运动可用在第二章所述的包气带水一维垂向运动的偏微分方程表示，即

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}\right]+\frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \tag{2-44}$$

对于均质土的稳定潜水蒸发，上式可改写为

$$-E=D(\theta)\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}z}+K(\theta) \tag{3-7}$$

设潜水面处 ($z=0$) 的土壤含水率为接近于饱和含水率的值 $\theta\approx\theta_s$，即其土壤水吸力 $s=0$。对式 (3-7) 进行积分，可得

$$z=\int_{\theta}^{\theta_s}\frac{D(\theta)}{K(\theta)+E}\mathrm{d}\theta \tag{3-8}$$

当已知土壤的扩散系数 $D(\theta)$ 和导水率 $K(\theta)$ 的关系时，上式给出了稳定潜水蒸发强度为 $E$ 的土壤含水率分布关系 ($\theta\sim z$)。

如将式 (3-7) 中的变量 $\theta$ 改用土壤水吸力 $S$，则变为

$$K(s)\left(\frac{\mathrm{d}s}{\mathrm{d}z}-1\right)=E \tag{3-9}$$

其积分式为

$$z=\int_{s}^{0}\frac{1}{1+\dfrac{E}{K(S)}}\mathrm{d}s \tag{3-10}$$

当已知土壤的导水率 $K(S)$ 关系时，上式给出了稳定潜水蒸发强度为 $E$ 的土壤水吸力分布关系 ($s\sim z$)。

为对式 (3-10) 进行积分，1958 年 Gardner 提出了以下的经验关系式：

$$K(S)=\frac{a_1}{a_2+S^m} \tag{3-11}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

式中 $a_1$、$a_2$——与土壤性质有关的常值。

若令 $a_1=E/\alpha$；$a_2=\dfrac{\beta-1}{\alpha}$，以之代入式（3-10），可得

$$z=\int_s^0 \frac{1}{\alpha S^m+\beta}\mathrm{d}S \tag{3-12}$$

式中 $m$——与土壤性质有关的常值，一般为1～4，对于粘性土取小值，砂性土取大值。

对不同 $m$ 值，通过式（3-12）积分，可得在定水位条件下，稳定潜水蒸发时，在潜水位以上土壤水吸力 $s$ 与高程 $z$ 之间的关系。例如，对于 $m=2$ 时，其积分式为

$$z=\frac{1}{\sqrt{\alpha\beta}}\arctan\left(S\sqrt{\frac{\alpha}{\beta}}\right) \tag{3-13}$$

（2）定水位下的潜水极限蒸发强度 土壤水吸力分布因蒸发强度不同而改变，地表处的土壤水吸力 $S_H$ 与稳定蒸发强度 $E$ 之间存在着一定的关系。在定水位条件下，即当潜水位埋深 $H$ 一定时，由于 $S_H$ 增大，意味着土壤水上移的吸力梯度加大，从而导致增加流向地表的土壤水输水量，因此稳定潜水蒸发强度将随之加大。但是，另一方面 $S_H$ 之所以能得以增大，表明土壤含水率降低，致使导水率降低，因此稳定潜水蒸发强度增加的速率却不断减弱。当地表处土壤水吸力趋于无穷大时，则稳定潜水蒸发强度将达最大可能值，这即为潜水极限蒸发强度 $E_{max}$。

在式（3-11）中，当 $S$ 达到很大的 $S_H$ 值时，其中的 $S^m\gg a_2$，因此可近似为

$$K(S)\approx\frac{a_1}{S^m} \tag{3-11'}$$

此时的 $\alpha$ 仍为 $E/a_1$，而 $\beta\approx1$，如仍以 $m=2$ 为例，以之代入式（3-13），则为

$$H=\sqrt{\frac{a_1}{E}}\arctan\left(S_H\sqrt{\frac{E}{a_1}}\right) \tag{3-14}$$

若 $S_H\to\infty$，此时的 $E$ 即为潜水极限蒸发强度 $E_{max}$，且 $\arctan\left(S_H\sqrt{\dfrac{E}{a_1}}\right)=\dfrac{\pi}{2}$，因此可得关系式

$$E_{max}=\frac{\pi^2}{4}a_1H^{-2}=2.46a_1H^{-2} \tag{3-15}$$

3. 潜水蒸发量的相关分析

综上所述，影响潜水蒸发强度除气象因素（包括辐射、气温、地温、水汽压力差与风速等）外，主要还有潜水埋深、含水介质岩性与地表植被等因素。

一般存在以下相关关系：

（1）气象因素的影响 已如前述，通常以水面蒸发强度 $E_0$ 综合反映同期气象因素对潜水蒸发的影响。

图 3-12 表明，在水面蒸发强度 $E_0$

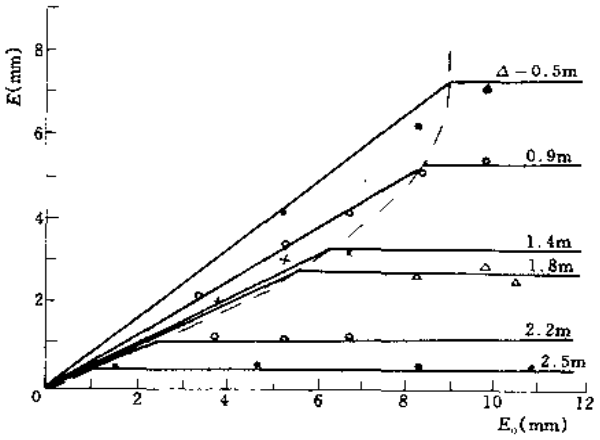



图 3-12 以潜水埋深为参数的 $E\sim E_0$ 相关图（据参考文献［9］）



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

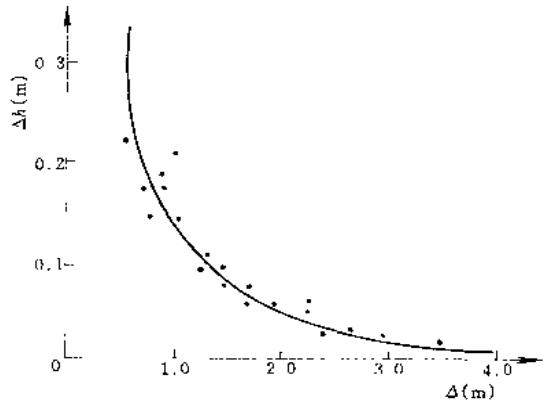



图 3-13 潜水日消退量 $\Delta h$ 与潜水埋深 $\Delta$ 关系（据参考文献［15］）

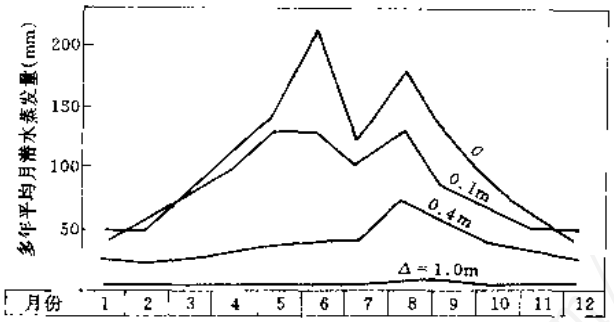



图 3-14 不同潜水埋深下多年平均月潜水蒸发过程线（据安徽五道沟）

较小时，潜水蒸发强度 $E$ 主要取决于水分蒸发能力，$E$ 与 $E_0$ 呈斜直线关系；在 $E_0$ 增至某一临界值时，$E$ 增大到潜水极限蒸发强度 $E_{max}$；此后，因潜水蒸发受控于土壤输水能力，对于一定潜水埋深值 $\Delta$，潜水蒸发以 $E_{max}$ 值为限不再随水面蒸发加大而增加，即 $E$ 与 $E_0$ 呈水平直线关系。而且潜水极限蒸发强度值及达到该极限值的水面蒸发强度临界值，都随潜水埋深的减小而加大。

（2）潜水埋深的影响　图 3-10 已表明潜水埋深对潜水稳定蒸发强度的影响。图 3-12 也显示潜水埋深对潜水蒸发与水面蒸发关系的影响，以及对潜水极限蒸发强度值的影响。

此外，潜水埋深对潜水蒸发的影响还反映在对潜水位日消退值 $\Delta h$ 的影响，如图 3-13 所示，潜水蒸发随潜水埋深的增大而逐渐减小，相应的潜水位日消退量也将随埋深的增大而减弱。当潜水位消退至某一定埋深值（约相当于土壤毛细上升高度），由于上移的输水能力减弱，潜水蒸发量急剧减小，因此潜水位消退也趋缓慢，日消退量逐渐接近于零，这时相应的潜水位埋深值，通常即称之为潜水蒸发极限埋深。

另据实测资料表明，多年平均月潜水蒸发量过程线在不同潜水埋深条件下也不相同，如图 3-14 所示。而且在蒸发强度较强烈的月份，不同潜水埋深下的月潜水蒸发量相差更为悬殊，显示潜水埋深对潜水蒸发的影响尤为突出。

（3）土壤岩性的影响　以上图 3-12、图 3-13 与图 3-14 都是针对特定土质条件的，不同土质由于毛细上升高度与水理性质等不同，其潜水蒸发变动规律也各异。图 3-15 所示为不同土壤岩性

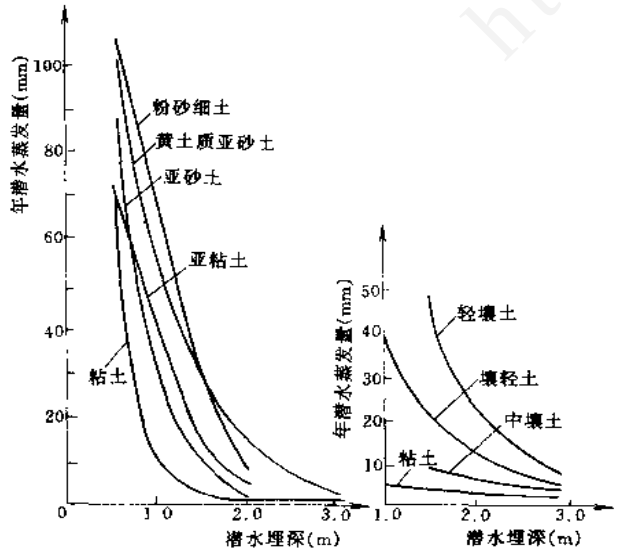



图 3-15 不同土壤岩性年潜水蒸发量与潜水埋深关系［据参考文献［13］］



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

条件下年潜水蒸发总量随潜水埋深的变动情况，可以看出不同土质的差异是很显然的，尤其是在潜水埋深较小时更为突出。

（4）植被的影响　地面植被由于根系对土壤水分的吸取作用，相当于将蒸发面从地表下移至根系层底部，而且根系对水分的吸力往往要高于一般土壤毛细作用的吸力，所吸取的水分又通过繁茂的叶面蒸腾散失于大气。植被对潜水蒸发的影响随植被种类、生育季节和覆盖程度不同而异。图 3-16 所示是为在无作物及在不同季节生长不同作物种类，对日最大潜水蒸发量的影响随潜水埋深的变动情况，图示表明在潜水埋深较小时植被对潜水蒸发的影响尤为显著。

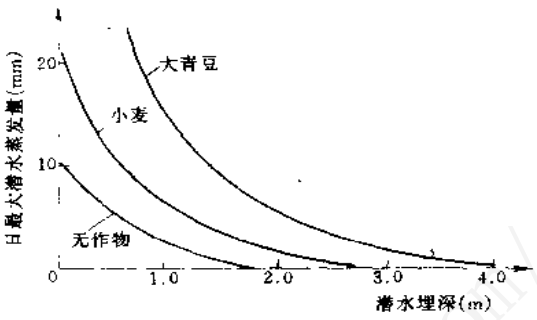



图 3-16　不同作物条件下，日最大潜水蒸发量与潜水埋深关系（据安徽五道沟）

## 第三节　地表水与地下水的相互转化

地表水泛指由江、湖、库、洼乃至海洋等所汇集的水体，这些地表水与地下水的水力联系都非常密切。由地表水转化为地下水是为对地下水的补给；反之，由地下水转化为地表水则是地下水的排泄。

在山区常流溪涧和河流上游常是排泄两侧地下水，但在山洪暴发期则又补给两侧地下含水层。山区河流出山口后，在山前冲洪积扇顶部，地下水位埋藏很深，由于土质透水性强，大量河水下渗补给地下水，如我国祁连山、天山北麓的山区河流，出山后就几乎全部渗入山前戈壁砾石中，转化为地下水。在岩溶地区由于特殊的地质、地貌条件，地表水与地下水却很难截然分开，地表河水有时可全部变为地下河，有时地下河水又可全部泄出地表成为地上河。

一般河流的中上游地带，在平水期多数是由河谷承接两岸排泄的地下水，而至汛期因河水位陡涨，两侧地下水位抬升缓慢，则江河水反过来又补给地下水。在河流下游某些冲积平原，河床因泥沙淤积逐年抬高，形成地上悬河，其中河水常年不断地渗漏补给地下水。如我国黄河下游的黄泛平原，目前河床普遍高出两岸地面 3～5 m，由于河水常年渗流，致使河间洼地的地下水埋深长期介于 1～2 m，处于低湿状态。

地表水与地下水的相互转化，互为补排的关系，可以通过地下水等水位线来判明，如图 3-17 所示，其中图（*a*）显示地表河水补给两岸含水层地下水的情况；而图（*b*）则属于两侧含水层地下水排泄于河谷的情况。

### 一、地表水转化补给地下水

地表水和大气水一样也是地下水的主要补给来源，但两者在时空分布上的特点各异。在空间分布上，大气水转化补给地下水（如降水入渗补给地下水）呈面状补给，范围广且较均匀；而地表水转化补给地下水（如河渠渗漏水补给地下水）一般为线状补给，甚或呈点状补给（如注水井人工回灌补给地下水），补给范围仅限地表水体周边。在时间分布上，大



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

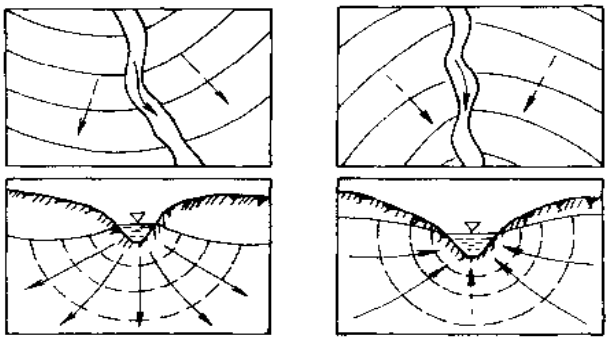



图 3-17　地表水与地下水相互转化关系示意图（据参考文献［5］）

气降水补给的持续时间有限，且具随机性；而地表水补给的持续时间一般较长，甚至是经常性的。

（一）地表水转化补给地下水的过程及其主要影响因素

河渠水是一种最为主要的和具有代表性的地表水体，其转化补给地下水大致可分为以下两个过程：

1. 自由渗流过程

在河渠地表水渗漏的前期，地表水与地下水尚未形成连续水流，渗流不受地下水位顶托影响，细分之又可划分为两个演变阶段。

（1）非饱和渗漏阶段　在河渠长期干涸情况下，在刚通水的起始阶段，河渠渗漏水借助重力和毛细作用润湿河渠底部以下土层，如图 3-18（$a$）所示。渗漏水量 $Q_p$ 随湿润范围加大而变化。这一阶段历时长短视地下潜水埋深和地下水出流条件而定，如潜水埋深很大，该阶段持续时间将会很长；反之，如潜水埋深不大，则会在不太长的时间内，随着湿润范围的继续扩大，将会接上潜水面，如图 3-18（$a$）、（$b$）中的虚线所示。

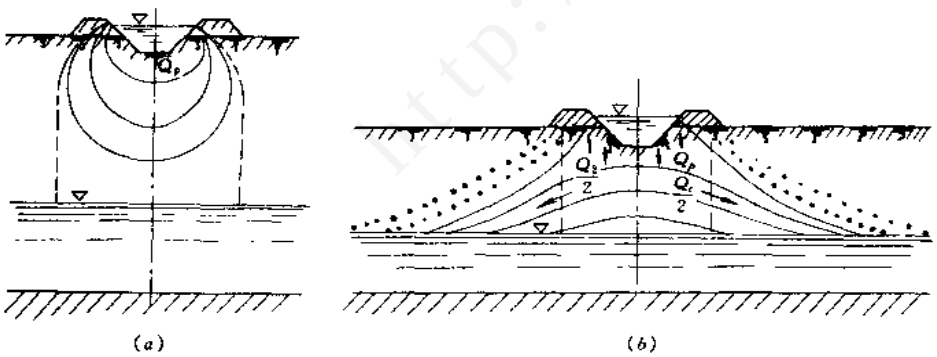



图 3-18　河渠水自由渗流过程示意图（据参考文献［22］）

（2）形成水丘阶段　当非饱和渗流阶段的湿润范围达到潜水面，而且河渠底部渗漏量 $Q_p$ 又大于地下水向两侧排泄的出流量 $Q_c$ 时，在河渠底部将出现地下水丘，并逐渐向上扩展，如图 3-18（$b$）中的实线段所示。若潜水位埋深较大，地下水又具有良好的泄流条件，该阶段将会持续很久，而所形成的地下水丘甚至达不到河渠底部；反之，如潜水埋深较浅，地下水泄流条件又较差，则所形成的地下水丘将会不断抬升而达到河渠底部，这时便结束自由渗流过程，而进入下一渗流过程。

2. 顶托渗流过程

当地下水丘抬升至河渠底部，使潜水而与河渠水面相衔接，则抬升的地下水面将逐渐向两侧扩展，如图 3-18（$b$）中的点线所示。这时的河渠渗流将受地下水顶托影响，随着渗



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

流水力梯度的逐渐减小，河渠渗流量也随之逐渐降低。

综上所述，可将影响河渠地表水转化补给地下水的主要因素归结为：河渠床面的渗透系数、透水床面的周界大小、河渠底部至潜水面间的岩土水理性质、地表水面与潜水面的高差、地下水的排泄条件以及河渠的过水时间长短等。

（二）地表水转化补给地下水量的计算

除采用第二章的地下水动力学法外，常用方法有：

1. 河段水量平衡法

此法可广泛应用于河渠地表水转化补给地下水，也可用于地下水排泄转化为地表水，同时可用以推求地表水与地下水间相互转化的综合平衡量。河段水量平衡方程应按地表水载体的实际情况列出，如对无洪水滩地或水库的河流主干段，其水量平衡方程为

$$\sum Q_1 - Q_2 - \sum Q_\alpha + \sum Q_\beta \pm \sum Q_3 \pm \sum Q_\omega \pm Q_\omega \pm Q_0 = 0 \qquad (3\text{-}16)$$

式中 $\sum Q_1$——主干河段上游河系各出口断面的入流量总和；

$Q_2$——主干河段下游出口断面的泄流量；

$\sum Q_\alpha$——自该主干河段引出的取水量总和；

$\sum Q_\beta$——地表水的回归量总和；

$\sum Q_3$——冰冻因素修正量（结冰时取负值，融冰时取正值）；

$\sum Q_\omega$——该主干河段出口断面以上河段与含水层间相互补排水量的总和；

$Q_\omega$——在计算时段始末，主干河段的调蓄水量（蓄水时取负值，泄水时取正值）；

$Q_0$——计算误差修正项。

2. 水文分析法

常用以分析河水对地下水的补给计算，即

$$Q_{河补} = (\sum Q_1 - Q_2 \pm Q_r)(1 - \lambda)\frac{L}{L'} \qquad (3\text{-}17)$$

式中 $Q_{河补}$——河水转化补给地下水量；

$Q_r$——区间入流（取正值）或出流（取负值）水量；

$\lambda$——修正系数，为河段两测站间的水面蒸发量和浸润带蒸散量之和与河段损失水量的比值；

$L$——计算河段长度；

$L'$——河段两测站间的距离。

3. 渠系系数法

常用以分析渠道水对地下水的补给计算，即

$$Q_{渠补} = Q_{渠首}(1 - \eta - S - \delta - \varepsilon) \qquad (3\text{-}18)$$

式中 $Q_{渠补}$——渠系渗漏水转化补给地下水量；

$Q_{渠首}$——渠首引入的水量；

$\eta$——渠系水有效利用系数；

$S$——由于地下水土壤蒸发而引起的附加渠系水渗漏系数；

$\delta$——渠系水面蒸发损失系数，一般较小常可忽略；

$\varepsilon$——渠系退水系数。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

在无 $\varepsilon$ 并忽略 $S$、$\delta$ 的情况下，式（3-18）则为

$$Q_{\text{侧补}} = (1-\eta)Q_{\text{降首}} \tag{3-18'}$$

## 二、地下水排泄转化为地表水

地下水排泄除了转化为大气水外，也常转化为地表水，但两者在时空分布上的特点也各不相同。在空间分布上，地下水排泄转化为大气水（如潜水蒸发）一般范围广，且呈面状均匀分布；而地下水排泄转化为地表水则往往呈线状排泄（如地下水泄流）或点状排泄（如泉眼涌流）。在时间分布上，以垂直排泄的潜水蒸发一般具有经常持续性；而以水平排泄的泄流或涌泉其持续时间长短不一，或具间歇性，取决于补给源含水层的具体条件而定。

### （一）地下水排泄转化为地表水的形式

主要有以下两类：

1. 泉

泉是地下水的天然露头，为地下水排泄转化为地表水的主要形式之一。在含水层或含水通道与地表面相交处地下水即出露成泉，转化为地表水，泉常见于山丘区的沟谷和坡脚处，在平原地区因地面平缓则很少见。

根据泉的补给源含水层的性质可分为上升泉和下降泉两大类。

（1）上升泉　由承压含水层补给，按其出露原因又可分为

1）侵蚀泉［图 3-19（$a$）］。当河谷、冲沟等切穿承压含水层的隔水顶板时形成。

2）断层泉［图 3-19（$b$）］。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形成。

3）接触带泉［图 3-19（$c$）］。岩脉或侵入体与围岩的接触带常因冷凝收缩产生隙缝，地下水沿此类接触带上升成泉。

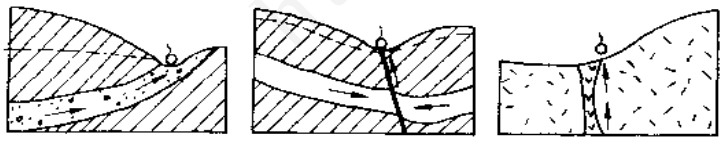



图 3-19　上升泉的各种类型（据王大纯等）

（2）下降泉　由潜水或上层滞水补给，按其出露原因，又可分为

1）侵蚀泉［图 3-20（$a$）、（$b$）］。由于沟谷切割揭露潜水含水层而形成。

2）接触泉［图 3-20（$c$）］。当地形切割达到含水层隔水底板时，地下水从两岩层接触处出露形成。

3）溢流泉［图 3-20（$d$）、（$e$）、（$f$）、（$g$）］。溢流泉的种类很多，在潜水流动前方如因含水层透水性急剧变弱，或因隔水底板隆起，或因潜水流动受阻等缘故，都可使地下水浸漫形成溢流泉。

在地质、地形、水文地质等自然条件的巧妙配合下，有时可出现成群的大泉。如山东省济南是举世闻名的泉城，在仅 2.6 $km^2$ 面积上竟分布有黑虎泉、趵突泉、珍珠泉、五龙潭泉等 106 眼泉，都是排泄石灰岩中的地下水，其总涌水量最大时可达 5 $m^3/s$。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

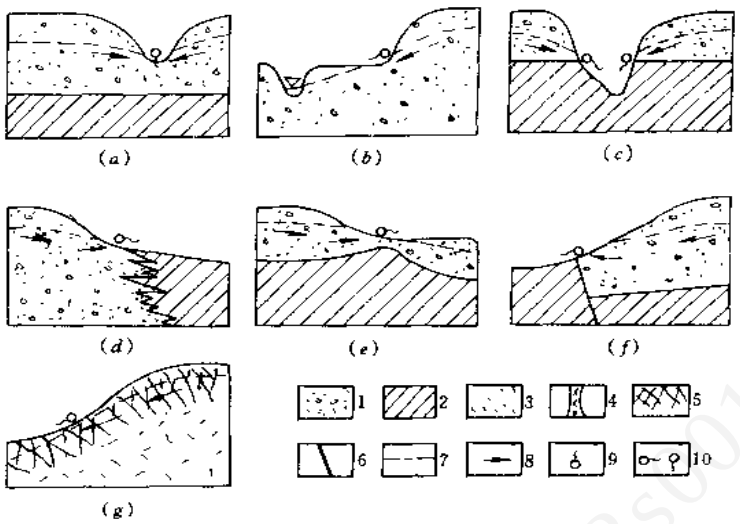



图 3-20　下降泉的各种类型（据王大纯等）

1—透水层；2—隔水层；3—基岩；4—岩脉；5—风化裂隙；6—断层；7—潜水位；8—地下水流向；9—上升泉；10—下降泉

2. 泄流

泄流是地下水排泄转化为地表水的另一主要形式。在地下水与地表水存在水力联系时，如地下水位高于地表水面，则地下水可直接不断地渗泄转化为地表水，并从江河、湖洼岸侧或底部渗出。

泄流现象常见于河谷切割强烈的河流中、上游地段，其泄流量取决于地下水位与地表水面的高差、含水层透水性能以及河床切入含水层的深度、长度等因素。地下水以泉和泄流形式转化为地表水的泄流，在有些特定地区甚为可观，如甘肃酒泉东盆地，由于河流下游基岩隆起，且含水层颗粒变细透水性减弱，抬高了地下水位，促使地下水流沿地面低凹处溢出地表，汇集成清水河和临水河两条泉水河流，其年均泄流量约合 2.0 亿 $m^3$。

大气水、地表水与地下水的相互转化，在某些特定的地形、地貌、地质和水文地质条件下，可以出现多次转化的特殊现象。如图 3-21 所示为甘肃河西石羊河流域地下水多次转化过程的示意图，该流域南部祁连山脉是流域的主要产流区，大量大气降水在此转化为裂隙—脉状水和层间水；由于水文网的强烈切割，使侵蚀基准面以下绝大部分的地下水转化为地表水排泄于山前河谷中；河流进入流域南盆地上部，在山前冲洪积扇群带大量渗漏，又转化为第四纪洪积相地层中的潜水；至南盆地中部，从洪积扇群边缘开始，一部分地下水沿浅切的河槽呈泉水转化为地表水溢出，并汇集成泉水河流流出南盆地进入下游北盆地，其余则消耗于潜水蒸发和人工开采；进入北盆地的河水又大部分渗入洪积、冲积、湖积相的巨厚地层中转化为地下水；北盆地的地下水除消耗于潜水蒸发和人工开采外，其余水在下游又溢出转化为地表水，并泄入尾闾湖洼。上述经人工开采的地下水转化为地表水后主要用于当地的农田灌溉，灌溉水除消耗于作物蒸腾外，仍有相当部分又回归转化为地下水补给，增添了大气水、地表水和地下水相互转化的重复次数，使转化关系更为复杂。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

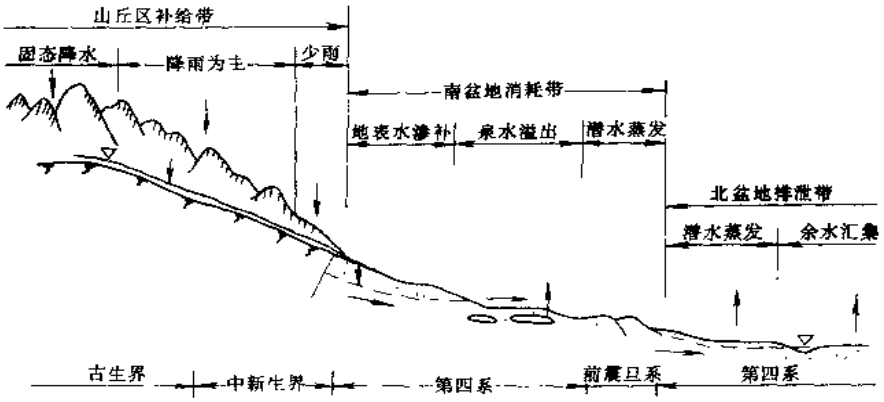



图 3-21　石羊河地下水多次转化过程示意图

（二）地下水排泄转化为地表水的常用分析计算方法

这里主要介绍以下两种方法：

1. 地下水动力学法

此法同样可用于地下水转化为地表水排泄或地表水转化补给地下水。按达西原理可列出

$$W = KIHLT \tag{3-19}$$

式中　$W$——河渠地表水转化为地下水或地下水转化为地表水的水量；

$K$——含水层的渗漏系数；

$I$——地下水流水力梯度；

$H$——含水层厚度；

$L$——计算河段长度；

$T$——地表水与地下水相互转化历时。

2. 基流分割法

山丘区的地下水除少量消耗于蒸发外，主要形成地下径流，并最终汇泄于河谷，此即为通称的基流，一般认为可以之近似代表当地的地下水量。在枯水季节，河水几乎全部是由地下水排泄转化而补给的，这时的河道流量可以认为全部是基流量；但在汛期则不同，河道中的流量则大部分是由地表径流汇入的，只有较小部分仍为地下水转化泄入的基流量。为从河川总径流量中划分出这两部分水量，所使用的分析计算方法即称为河川基流分割法。

基流分割目前都采用近似法，常见的有：

（1）基流直线分割法　首先，根据实测资料绘制河川流量过程线，并在分析多次洪水退水曲线的基础上，推求一条代表该流域的标准退水曲线；然后，将此退水曲线画在透明纸上，用以盖在某一欲分割的河川流量过程线上，并平移透明纸直至标准曲线同所欲分割的河川流量过程线的退水线段尾部重合为止，找出重合起始点 $C$（如图 3-22 所示）。可以认为 $C$ 点以后时段的河川流量全部属于河川基流量，即地下径流量；而 $C$ 点以前时段的河川流量则既包括地下径流量，也包括地表径流量。如所欲分割的河川流量过程线的起涨点 $A$ 较低，则 $A$ 点以前时段的流量可以认为全部是地下径流量。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

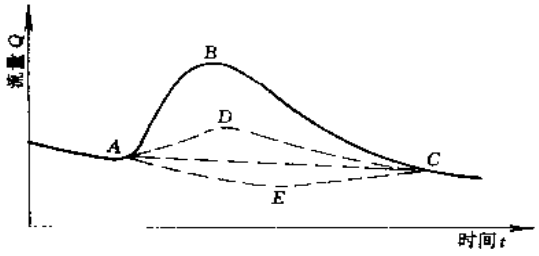



图 3-22　基流分割法示意图

观点，可如图 3-22 所示，以 $ADC$ 曲线段相接。至于 $D$ 点抬升多大，通常全凭经验主观拟定。

3）有些流域在洪水期，地下水径流并不立即随河川径流量而上涨，而是仍按 $A$ 点处的退水曲线趋势继续下降，待经历一定时段后才会逐渐抬升与 $C$ 点衔接，基于以上的分析，则可如图 3-22 所示以 $AEC$ 曲线段相接。至于何时出现 $E$ 点，$E$ 点降落多大，操作时仍带有相当的主观经验成分。

（2）下包线分割法　对于河川基流相对稳定、洪峰次数频繁且连续出现的流域，通常可采用直线段或曲线段平滑连接各洪峰群的最低流量点，构成河川径流量过程线下部的内包线，如图 3-23 所示。

问题的关键在于如何分割 $A$—$C$ 时段间的河川径流量，基流分割问题涉及的方方面面十分复杂，在《陆地水文学》中已有专门讨论，这里仅拟简单介绍其中三种具体处理的方法：

1）$A$、$C$ 点间联以直线。如图 3-22 中的 $AC$ 直线所示。

2）基于认为洪水期地下水径流量与河川总径流同步上涨，且两者洪峰也同时出现的

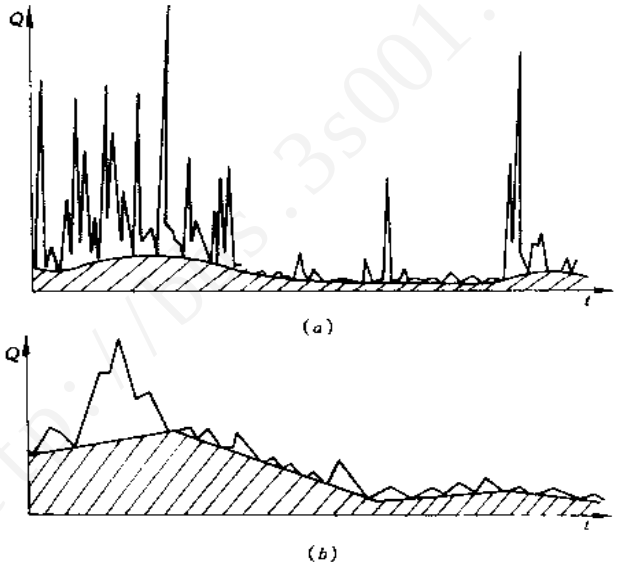



图 3-23　基流分割的下包线分割法示意图（据参考文献［13］）

## 第四节　地下水的其他转化关系

### （一）融雪水、融冻水转化补给地下水

天然降水量通常系指降雨量与降雪量的总和。在一般地区大气降水入渗补给地下水已包括了降雨入渗与融雪水入渗，而原系由地表水冻结后融化的融冻水也不单列，但在高寒地区由于融雪水和融冻水有其特殊性，也可单列分别计算。

我国西北、东北高寒地区每年积雪时间长，有较厚的雪盖，在冬季包气带和部分饱水带土有较厚的雪盖。在冬季包气带和部分饱水带土层温度常处于 0℃以下，形成冻土，在土层冻结期几乎无入渗补给；至夏季才开始逐渐消融，其入渗补给地下水量的大小与积雪的厚度、包气带冻土厚度、化冻时间长短及气温高低等因素有关。有些高寒地区在融冻期的入渗补给系数相对较大，有时竟高达 0.8 以上。但在我国大小兴安岭北部、青藏高原、阿尔泰山、



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

天山等地的多年冻土区，由于季节解冻范围仅限于地表以下 4～5 m 深度内，再向下直至 50～60 m 深度内则常年处于负温，形成天然的隔水介质，往往得不到直接的入渗补给。

（二）含水层间的地下水相互补排

在两相邻含水层间，若具有联系通道又存在水力梯度时，往往促成其间地下水相互转化，存在互为补排关系，即对某一含水层而言是为补给，而对另一含水层则为排泄。

由于天然隔水层分布的不均一性，在其缺失部位（俗称为“天窗”）有可能使相邻两含水层通过“天窗”建立水力联系，使其间的地下水得以相互转化互为补排。成为水力联系通道的类型很多，除了松散沉积物及基岩可能存在的透水“天窗”外，切穿基岩隔水层的导水断层则是基岩含水层间联系通道的另一类型，甚至穿越几个含水层的钻孔或止水不佳的分层钻孔，都可构成入为联系通道。

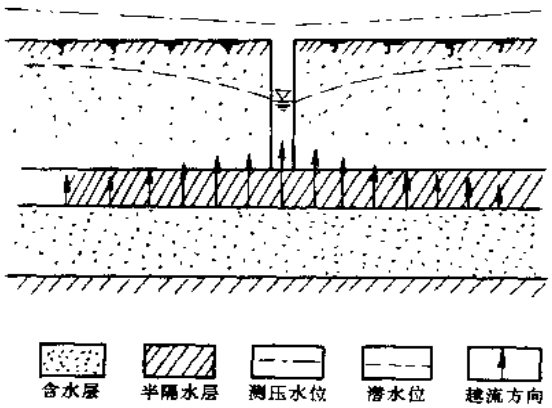



图 3-24 承压水通过越流补给潜水示意图（据参考文献 [8]）

由隔水层隔开的相邻两含水层间的另一水力联系方式是越流补排。如第二章所述，在松散沉积物含水层之间的粘性土隔水层也并非绝对不透水，而是具有相对微弱透水性，当相邻两含水层间存在水力梯度时，在此类弱透水层间可出现渗透现象，通称为越流。按达西定律可知，越流强度随两含水层间水头差值和垂向渗透系数的加大而增强；随着其间弱透水层厚度的加大而减弱。图 3-24 为承压含水层透过弱透水层越流补给潜水的示意图，弱透水层的垂向渗透系数虽然相当小，其越流强度也不大，但由于越流补排的空间是在相邻两含水层的整个垂向平面范围上进行的，因此相邻两含水层间地下水相互转化的越流补排量仍是相当可观的，有时也是不可忽视的。

（三）人为措施形成的地下水转化

1. 人为措施促使地表水转化补给地下水

由于人为措施促使地表水转化补给地下水，除上述的渠系两渗漏入渗补给外，尚有：

（1）灌溉水回归补给地下水　实施农田灌溉由于灌水技术条件所决定，不可避免地会经常使部分灌溉水回归补给地下水，称之为灌溉回归水。灌溉水的转化补给形式视灌水方式不同而异，如采用喷洒灌水方式，则灌溉水转化补给地下水的过程和特性犹如大气降水；如采用地下灌溉或滴灌方式，则灌溉水直接输入包气带转化为土壤水；如采用沟灌、畦灌、淹灌等地面灌水方式，则灌溉水转化补给地下水的过程可视同于地表水的转化补给。灌溉水回归补给地下水的形式不同，其入渗补给系数大小也不相等，一般须由试验测定。其经验数值可参见表 4-1。

（2）人工回灌（回注）补给地下水　采取人为措施，常可修建专用工程有计划地引取地表水注灌含水层，使之转化补给地下水。通常采用的工程措施主要有人工回灌渠和人工注水井。前者借助重力作用，使所引入的地表水通过自然渗漏转化为地下水补给地下含水



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

层；后者则要凭藉人工施压，将地表水注入地下含水层。此外，还可修建地下水库，采用人工回灌补给的方式将大气降水和汛期地表水引灌于地下岩土空隙中，使起调节作用以备旱季引用。目前，在国外采用人工回灌补给地下水已相当普遍，有的国家几占地下水利用总量的30%，我国近年已开始在华北等地进行这方面的工作。

2. 人为措施促使地下水排泄转化为地表水

(1) 人工开采地下水　通过人为措施，如挖泉引水或凿井提水开采地下水，使之转化为地表水以供利用，这是地下水排泄的另一重要途径。在地下水开发程度高的地区，人工开采量可占地下水排泄量的绝大部分。在有些地下水超采地区，也由此促使地下水位逐年降低，形成大面积大幅度降落漏斗，改变了天然排泄条件，如使潜水蒸发量大为减少，使泉水流量减小甚至干枯，使泄入地表水体的泄流量减小，甚至反过来排泄地表水，形成地表水转化补给地下水等，所有这些现象都是值得注意的。

(2) 人工排水　为给农作物创造适宜的生长环境，或为了土地利用和开发资源，常采用人工措施排除地下水降低地下水位，这类人工排水措施也是地下水排泄的主要方式之一。人为措施一般采用明沟、暗管和竖井等工程措施，通过人工措施可将地下水转化为地表水予以排除，或泄入其它含水层。

此外，地下水的其它转化还有生物排水等，生物排水系指由在地表生长的树草等植物群体的根系吸收水分，通过叶面蒸腾转化为大气水排泄，一般都将之归并于潜水蒸发。但对成年树木的耗水能力不容忽视，据参考文献[8]介绍，一棵15年的柳树每年可消耗90 $m^3$以上的水。在原苏联饥荒草原上的灌林带，树木吸水影响范围可远达200 m，最多可使地下潜水位下降1.6 m。

## 第五节　地下水的径流交替

地下水由于既有补给又存在排泄，使贮存在含水层中的地下水得以不断交替和更新，并从补给区向排泄区不断地运动而产生地下水径流，除极个别特殊的封闭条件外，一般的地下水都有不同程度的交替和径流。

### 一、地下水的径流方向与水交替类型

从总体上说，地下水径流方向由高水位向低水位运动，由补给区向排泄区流动，但其具体的方向和路径却是很复杂的。

根据地下水径流方向的特征不同，可将地下水水交替分为以下三种类型：

(1) 垂向交替　在无出口的内陆盆地，地下水的补给来源以大气降水入渗补给为主，或存在地表水的垂直渗漏补给，而地下水的排泄出路只有潜水蒸发。由此，地下水的交替循环主要是在垂向进行，如图3-25所示的渗入—蒸发型的平原潜水水交替即属这一类型。

(2) 侧向交替　在泉和地表水排泄处如排泄基准面低，排泄条件良好，地下水的水交替循环主要是在水平方向上进行，补给来源可以是各种形式。

(3) 混合交替　介于上述两类型之间，两类地下水水交替兼而有之，自然界中的地下水大都属于混合交替，但有以垂向交替为主和以侧向交替为主之别。

### 二、地下水的径流强度与径流模数



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

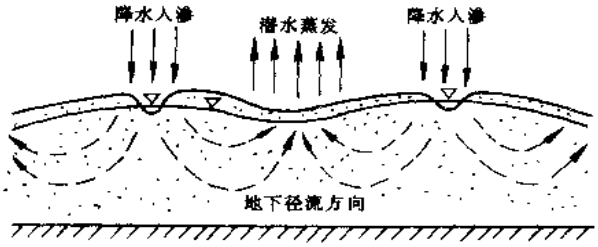



图 3-25　渗入-蒸发型的平原潜水水交替

地下水的径流强度系指在单位时间内通过单位断面积的地下水径流量，换言之也即以地下水的渗透速度表征。地下水的流速与含水层的渗透系数、补给区至排泄区的水力梯度成正比；地下水径流量的大小还取决于含水层的厚度和地下水的补排条件，并常以地下径流模数（地下径流率）$M$ 或地下径流系数 $\eta$ 表征。

地下径流模数表示 1 km² 含水层分布面积 $F$ 上的地下水径流量，其年平均地下径流模数 $M_{年}$ 为

$$M_{年} = \frac{Q}{365 \times 86.4F} \tag{3-20}$$

式中　$Q$——年内地下水径流总量（m³/a）；

$F$——含水层分布面积或地下径流流域面积（km²）。

地下径流系数 $\eta$ 是指地下水径流量 $Q$ 与同一时间内含水层分布面积 $F$ 上的降水总量 $P$ 之比，即

$$\eta = 0.001 \frac{Q}{P \times F}(\%) \tag{3-21}$$

式中　$P$——年降水总量（mm）；

其它符号的定义和单位同上。

**三、地下水径流基本类型与地下水径流系统**

按地下水径流方向、径流强度等地下水水交替特征，可将地下径流分为以下五种基本类型：

（1）畅流型［图 3-26（*a*）］　地下水的流线近似平行，水力梯度大且沿流向变化不大，侧向交替占绝对优势，垂向交替极弱，补排条件良好，地下径流通畅，水交替积极，形成水质良好、矿化度很低的淡水资源。

（2）汇流型［图 3-26（*b*）］　地下水的流线在平面上呈汇集状，水力梯度由小变大。其水交替在承压水属侧向交替；但在潜水盆地则主要属混合型，其中间部位垂向交替比重较大，而在边缘处则以侧向交替为主。排泄条件取决于出口条件，一般情况下水交替较积极。

（3）散流型［图 3-26（*c*）］　地下水的流线与汇流型相反，在平面上呈散射状，水力梯度由大变小。其水交替属以侧向为主的混合型。但在潜水排泄区附近垂向交替比重加大。径流交替强度沿程由强变弱，并形成水化学水平分带规律。

（4）缓流型［图 3-26（*d*）］　水力梯度很小，潜水面或地下水测压水面近似水平，地下水流动缓慢，流线大致平行或略有变化。水交替微弱，属以垂向交替为主的混合型。地下水的矿化度一般较高。

（5）滞流型［图 3-26（*e*）］　水力梯度趋于零，地下径流停滞，在潜水可为渗入--蒸



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

发型，属垂向水交替类型；在承压水可为垂向越流补排。地下水的矿化度一般也较高，水质不良。

地下水径流系统指以流面为边界的，具有统一补给、径流和排泄的地下水单元。它不同于第一章中所述的地下含水系统，地下含水系统是以固定的地质界面为边界的，具有隔水或相对隔水边界的沉积单元或构造单元。两者在功能上也不相同，地下水径流系统主要表现为传输水、盐、热的功能；而地下含水系统则主要体现在具有储存、释放和调节地下水量，储热和输热，以及对盐分的溶解、迁移和积聚等功能。一个大的地下含水系统可能包含若干个地下水径流系统，在人类活动影响下，地下水径流系统的数目、径流方向都可能发生变化，但不会超越地下含水系统的边界。

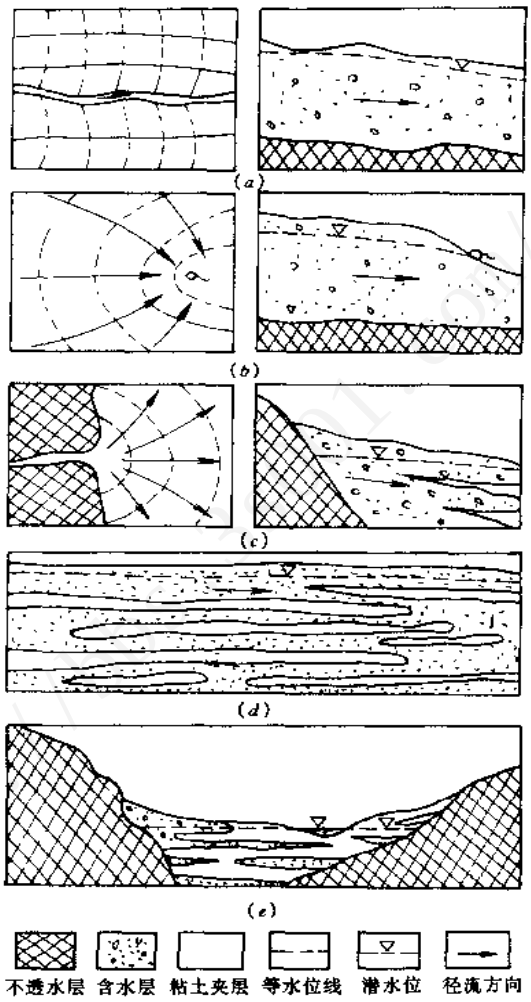



图 3-26　地下水径流基本类型示意图
（据沈照理等并修改）

1940 年，M. K. Hubbert 给出了均质、各向同性的河间地块潜水的流动模式（如图 3-27），在降水入渗补给情况下，沿地下水分水岭 *CD* 线无水流流动，沿河谷中轴 *AB* 线也没有水流流动，因此可以将 *ABCD* 作为一个地下水单元。从图中可以看出，在脊部附近地下水径流方向垂直向下，面在谷部周围地下水却垂直向上，介于脊谷中间地带的地下水径流近似为水平方向流动。

J. Toth 于本世纪 60 年代提出了均质、各向同性的潜水盆地的理想流动模式，如图 3-28 所示。他把一个地下水盆地的地下水径流系统划分为局部流系统、中间流系统和区域流系统。其中局部流系统是从补给区排泄至相邻河谷的水流系统，流动速度大，水交替范围深度浅；区域流系统是从盆地边缘的最高补给区

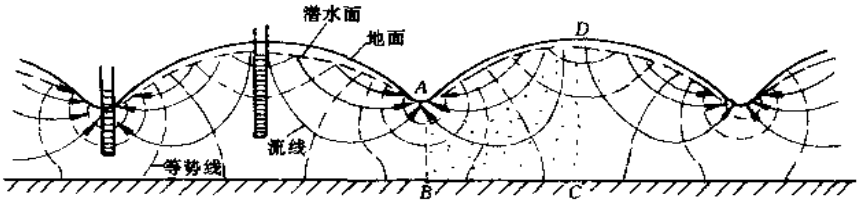



图 3-27　河间地块潜水流动模式示意图（据朱学愚修改 Hubbert）



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

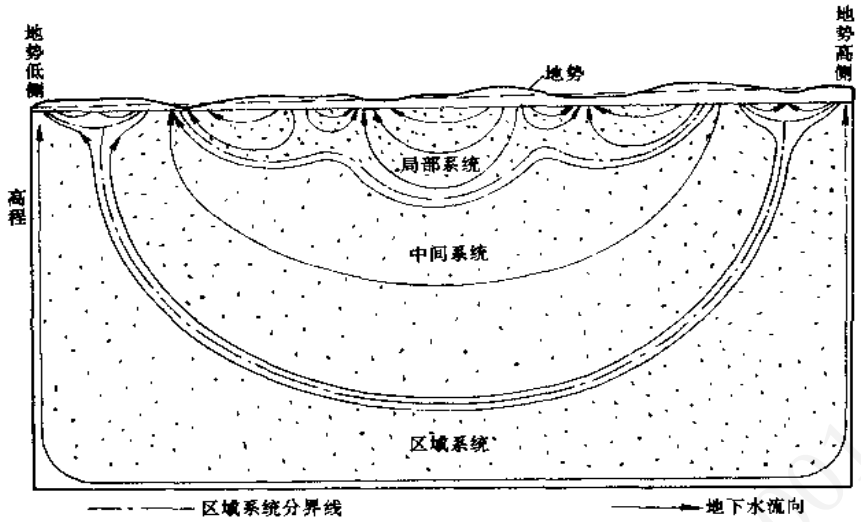



图 3-28　潜水盆地的理想流动模式示意图（据 J. Toth，1963 年）

至盆地中最低排水基准面的水流系统，水交替缓慢，水交替深度大；而中间流系统则介乎上述两者之间，但它至少要跨越一个以上的局部流系统。

实际的地下水径流交替是相当复杂的，如我国华北冲积平原的地下水径流模式，如图 3-29 所示。图示在总的地势控制下，地下水由山前向滨海地区作纵向流动。与此同时，由山前下渗的地下水流在平原的某些部位上升；又在局部地形的控制下，浅层地下水自地上河及地上河古河道下降，越流补给深层水，而在河间洼地则由深部向浅部作上升越流运动。由此可见，地下水径流交替是非常复杂的，在不同条件下，呈现不同的水交替类型。

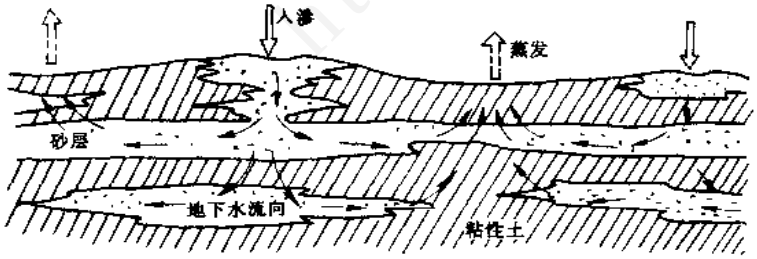



图 3-29　冲积平原地下径流模式示意图（据王大纯等，1986 年）

## 第六节　地下水的动态和均衡

地下水的动态是指地下水的数量和质量（包括地下水位、水量、水化学成分与水温等水文要素）随时间的变化过程。引起变化的原因是地下水在不同时间内的补给与排泄不均衡所造成的。

在某一时段内，流入含水层的水量及随之掺入的盐量和热量，如大于从含水层中排出的水量、盐量和热量，由于含水层中水量、盐量和热量的增加，则反映出地下水位上升及



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

矿化度和温度增高的动态变化；反之则反映出地下水位下降和矿化度和温度降低的动态变化。分析研究某一单元在某一时段内地下水水量、水质补排收支均衡的数量关系，即为地下水的均衡，包括地下水水均衡、盐均衡和热均衡。

由此可见，地下水的动态和地下水的均衡是同一事物的两个方面，前者是后者的外部表现；而后者则是前者的内在根源。

本书只讨论其中的水动态与水均衡问题。

## 一、地下水动态

地下水动态是含水系统对外界因素作用的一种响应，由于影响地下水动态的补给过程和排泄过程都具有连续性、随机性和周期性的性质，因此地下水动态也必然具有相应的连续性、随机性和周期性的特点。

### （一）影响地下水动态的自然因素

影响地下水动态的因素就是以上所述的影响地下水转化、补给、排泄和径流交替的各类自然因素与人为因素。其中自然因素可概括为气候、水文、地形、地貌、地质、土壤和植被等几类，这些因素有的影响较为显著，有的不甚明显；有的是引起动态变化的直接原因，有的只是影响其动态特征。兹择要分述如下。

#### 1. 气候因素

气候对地下水动态的影响是起主导作用的因素，尤其是对潜水、浅层水更为突出。降水和蒸发直接影响地下水的补给和排泄，其季节性和多年变化规律，引起地下水动态也有相应的变化规律，特别是季节性的变化最为明显。

我国气候受季风影响，南方和北方无论降水量和时间分布都有很大差异，这种时空分布特点也都反映在地下水动态上。从总体上讲，自南往北，地下水位过程线形状，由多峰型逐渐变为双峰型和单峰型；其高水位出现时期，由 5～6 月逐渐推迟至 8～9 月。

我国东南地区，雨量充沛，年内分配较均匀，使得这个地区的地下水位过程线呈现锯齿状多峰型［图 3-30（$a$）］；在中南地区，梅雨影响显著，多春雨少秋雨，使地下水位过程线为驼峰状双峰型［图 3-30（$b$）］；华北地区属于温带气候，夏季雨量为全年的 60%～70%，秋季多暴雨，具有春旱秋涝的特点，地下水位过程线多为不对称状单峰型［图 3-30（$c$）］，但由于该地区降水量年际变化很大，如冬雪较大，使春季融雪水补给增大，或在春雨偏多的年份，则也会相应出现双峰型［图 3-30（$d$）］；我国东北地区属寒温带气候，夏季短促湿润多雨，冬季漫长干燥，严寒多风雪，雪期长达半 年，有季节冻土，地下水位过程线呈现舒缓状单峰型［图 3-30（$e$）］。

气候因素的多年变化也引起地下水动态存在多年周期的变化规律，气候多年变化的主要原因是太阳黑子活动的周期变化。如图 3-31 所示为地下水径流模数 $q$ 与太阳相对黑子数 $W$ 变化的对比图，可以明显看出具有 5～6 年和 11 年的周期规律。

此外，气温除了影响降水形式和蒸发强度外，还直接影响浅层地下水水温。气压大小则主要对承压含水层的测压水位和泉水流量有一定的影响。

#### 2. 水文因素

水文因素对地下水动态的影响主要是在有水力联系的地表水体周围，其中以河流的影响较大，在河水渗漏补给地下水抬升地下水位时，其影响程度随距离的增大而减弱，影响



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

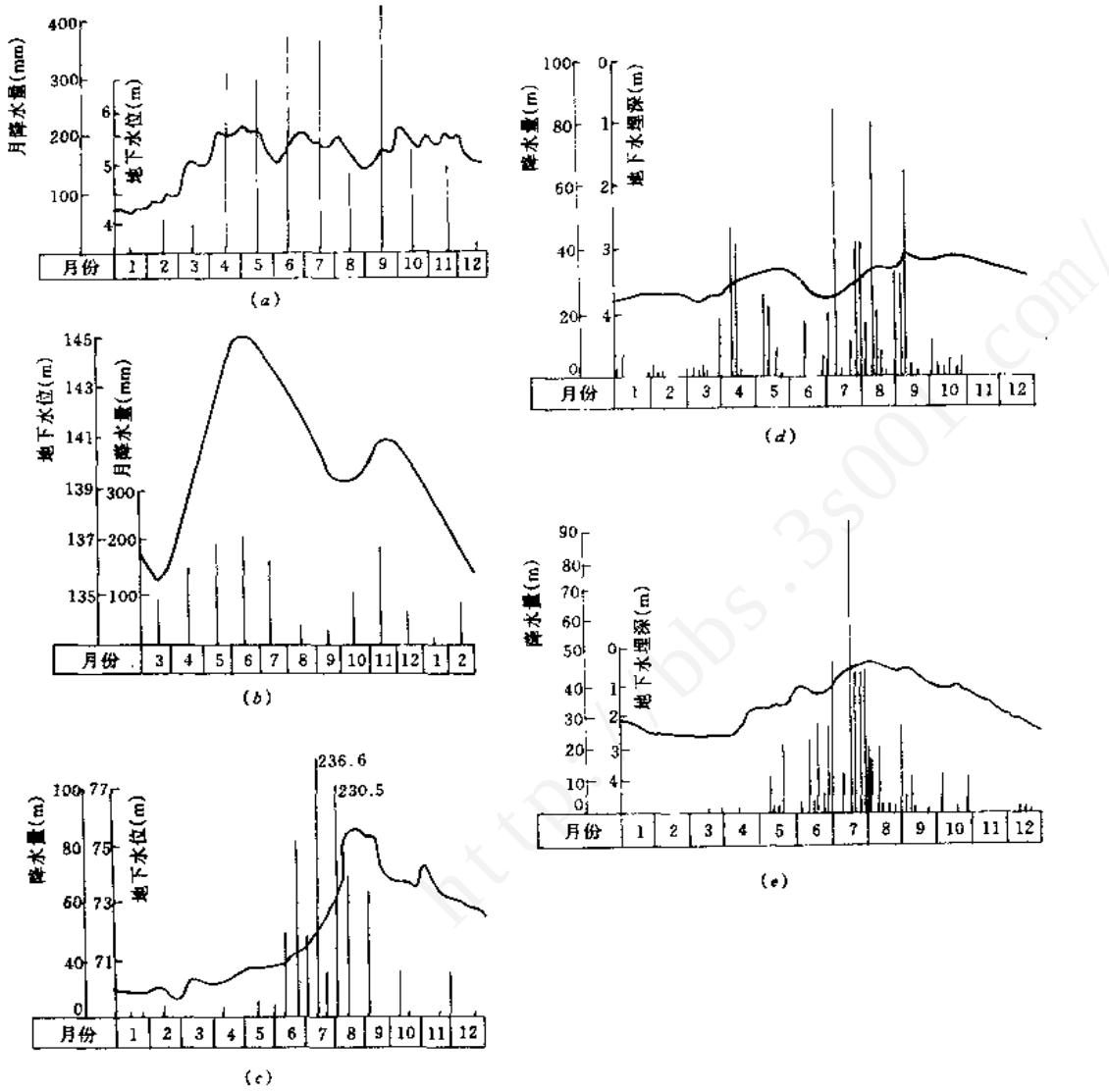



图 3-30　我国不同地区的地下水位过程线图（据参考文献［4］）

滞后时间则随距离的增大而延长。而当潜水排泄汇入河流时，潜水位的降幅以邻近河岸处为最大，且随距离河岸长度延长而减小。

湖泊等地表水体因水位波动一般都不大，因此对地下水动态的影响不显著；沿海地区因海洋潮汐波动幅度较小，且高潮位持续时间短，因此对地下水动态影响一般不显著，影响范围也较狭窄。

3. 地质因素

地质因素中除了火山爆发、地震、滑坡等少数突变因素外，大多数因素变化极其缓慢，可视为相对稳定的因素。其影响主要体现在对地下水补给、排泄与径流条件的变化上，反映在对地下水文要素的变幅和滞后时间等特征方面的影响。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

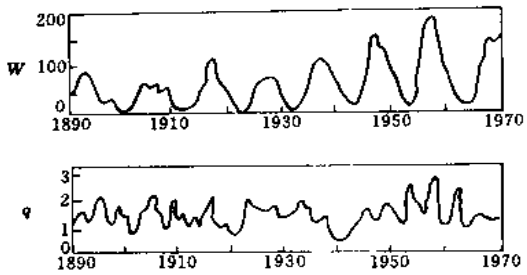



图 3-31 地下水径流模数与太阳相对黑子数变化对比图（据 Н.С 译克采尔）

地质构造决定了地下水与大气水、地表水的不同联系，在地下水动态上反映出受气候、水文因素的影响程度不同，因而出现不同的动态特征。如承压含水层的隔水顶板限制了承压水与外界大气水、地表水等的直接水力联系，因此动态变化要比上部潜水小，承压含水层的规模愈大，埋藏愈深，构造封闭性愈好，其动态变化就愈不明显。

岩土性质决定了含水层的透水性和给水性等水理特性，对于同一补给量，在不同岩土性质的含水层中所形成的动态变化差异很大。如在相同的潜水储存量情况下，以给水度较大的粗颗粒土与给水度较小的细颗粒土相比，所引起的地下水位升幅，前者要小于后者。同时，潜水位抬升滞后于降水的时间，不仅随潜水位埋深值的加大而延长，且也随土壤渗透系数的减小而延长。

4. 植被因素

地表植被生物因素，特别是森林覆盖对地下水动态的影响不容忽视。其影响反映在不同的两个方面：其一，森林覆盖不仅创造了水分积聚和改善降水渗入补给地下水的有利条件，而且也影响入渗补给期的长短，可以增加地下水的补给量；其二，通过植物根系可以吸取大量地下水，消耗于叶面蒸腾，因而对浅 埋藏的潜水动态产生了季节性的和多年的变化影响。

### （二）地下水动态的成因类型

地下水动态的类型一般根据影响地下水动态的主要因素和动态特征来划分，但由于侧重点有所不同，因而曾出现过许多不同的分类方案，至今尚未统一。

这里只介绍其中常见的一种。M.E. 阿利托夫斯基在总结前人分类的基础上，针对潜水与深层承压水两种基本类型，以地下水的补给来源为主，并考虑到地下水动态的分带性，提出了如表 3-1 所列的地下水动态类型划分方案。

## 二、地下水均衡

### （一）地下水均衡要素

地下水均衡是指以地下水体为对象，某一地域在某时域内地下水量的收支均衡状况。所涉及的均衡要素，包括：

（1）均衡区 进行地下水均衡分析计算，首先要选择和界定恰当的均衡单元。均衡单元的分布范围称为均衡区。均衡区最好选在一个水文地质单元内，边界要明显和确切，且便于圈定，如一个完整的地下含水系统。通常是选择一个小的流域面积，或圈定一个典型地段进行研究，但要求域内各项收支均衡要素分布较均匀，为便于分析计算，最好是将土壤水、潜水和承压水分别考虑。

（2）均衡期 进行均衡计算还要确定计算时段，称为均衡期。均衡期长短和起止时间须根据均衡计算的目的、要求，或纯为简化计算工作需要而选定。因此，可以是以旬、月、年或多年为均衡期，也可以是某几个月（如旱季或雨季）或连续若干年（如连旱年组或湿润年组）等。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

表 3-1　　地下水的动态成因类型

| 地下水类型 | | 地下水动态类型 | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | 分带性的 | | 非分带性的 | |
| 潜水 | 补给条件是主要因素。补给条件不仅影响潜水水位变化，而且影响水温和水化学成分 | 冰川类型 | 大面积的冰川融化与潜水的补给有密切关系 | 河流类型<br>湖泊类型 | 与水文因素各个类型的地区性作用有关 |
| | | 冻土类型 | 冻土带的负温度赋予地下水的动态很多特征 | 海洋类型 | |
| | | 积雪类型 | 主要受春季融雪及季节冻土层的融水所补给 | 岩溶类型 | 与某些特殊地质条件有关 |
| | | 雨水类型 | 主要受液态降水的补给，补给季节大致与雨季相符合 | 放射性类型 | |
| | | 沙漠类型 | 极大的蒸发度和极小的降水量具有重要意义 | 人为类型 | 与人类的经济活动有关 |
| 深层承压水 | 排泄程度是主要因素。排泄程度影响承压水的水动力条件、化学成分和温度 | 有排泄区的承压水类型 | 具有良好的水交替和排泄条件 | 火山类型<br>间歇泉类型<br>放射性类型<br>气体类型 | 与某些特殊的地质条件有关 |
| | | 无明显排泄区的承压水类型 | 埋藏较深，水交替迟缓的高矿化承压水 | | |
| | | | | 人为类型 | 与人类的经济活动有关 |

（3）收支项　就地下水而言，凡在均衡期内进入均衡区内的各类补给量和侧向汇入的地下径流均属均衡收入项；而凡自均衡区泄出的各类排泄量和侧向泄出的地下径流均属均衡支出项。地下水均衡计算一般需考虑的收支项目，列于表 3-2。

表 3-2　　地下水均衡收支项一览表

| 补给收入项（$LT^{-1}$） | 排泄支出项（$LT^{-1}$） |
|---|---|
| 1. 大气降水入渗及大气水冷凝补给地下水量（$P_1$） | 1. 由毛细边缘及浅埋潜水的潜水蒸发及植物叶面蒸腾排泄量（$E$） |
| 2. 江河、湖洼、库渠、海洋等地表水体入渗补给地下水量（$R_1$） | 2. 地下水向江河、湖洼、沟塘、海洋等地表水体排泄量及泉流排泄量（$R_2$） |
| 3. 相邻含水层间越流补给地下水量（$Z_1$） | 3. 相邻含水层间越流排泄地下水量（$Z_2$） |
| 4. 地下含水层侧向补给量（$G_1$） | 4. 地下含水层侧向排泄量（$G_2$） |
| 5. 人工补给地下水量（包括：灌溉回归水、人工回灌等地下水补给量）（$V_1$） | 5. 人工排泄地下水量（包括：开采井、人工排水井、排水沟等地下水排泄量）（$V_2$） |

（4）调蓄项　对某均衡区在一定均衡期内，地下水量在所有的补给收入项和排泄支出项下存在差额，均衡期始末的水量差值即表现为地下水贮存量的变化。如总收入项大于总支出项时，地下水贮存量增加，称为正均衡或正调蓄；反之，总收入项小于总支出项则地下水贮存量减少，称为负均衡或负调蓄。

（二）地下水均衡方程式

水均衡方程一般式为



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

收入项总量 − 支出项总量 = 调蓄项变化量 (3-22)

为计算方便起见，对于均衡式中各项水量均以平铺在均衡区面积上的水层厚度表示，通常以 mm 计。

在无人为因素条件下，对于均衡区面积 $F$，在均衡期 $t$，自地表以下至潜水隔水底板之间空间的水均衡方程式可列为

$$\left(P_r + R_1 + Z_1 + \frac{G_1 f_1}{F}\right)t - \left(E + R_2 + Z_2 + \frac{G_2 f_2)}{F}\right)t = \mu\Delta h \qquad (3\text{-}23)$$

式中 $f_1$、$f_2$——侧向地下径流流入、流出均衡区的边界垂直面积；

$\mu$——潜水变幅带土壤的平均给水度或饱和差值；

$\Delta h$——均衡期始末潜水变幅，潜水位上升取正值，下降取负值；

其余符号定义参见表 3-2。

如在无越流补排的条件下，且又忽略侧向地下径流时，式（3-23）可改写为

$$(P_r + R_1)t - (E + R_2)t = \mu\Delta h \qquad (3\text{-}24)$$

对于多年均衡期 $T$，由于地下水保持多年均衡，即 $\Delta h = 0$，因此上式即为

$$\sum_{i=1}^{n}(P_{r_i} + R_{1_i})t = \sum_{i=1}^{n}(E_i + R_{2_i})t \qquad (3\text{-}25)$$

对于有人工开采的情况，式（3-24）中需计入开采量 $V_2$，即为

$$(P_r + R_1)t - (E + R_2 + V_2)t = \mu\Delta h \qquad (3\text{-}26)$$

在有人工开采的情况下，如均衡期 $t$ 内的地下水补给总量不足以补偿同期的排泄总量与开采量，则潜水位下降，若连续若干个均衡期都发生上述现象，这将使潜水位持续下降。为合理开采地下水资源，应保持地下水多年均衡，即对于多年均衡期（$T = nt$）而言，式中的 $\Delta h$ 值应取零，而不允许出现负值，因此式（3-26）可写为

$$\sum_{i=1}^{n}(P_{r_i} + R_{1_i})t - \sum_{i=1}^{n}(E_i + R_{2_i})t = \sum_{i=1}^{n}V_{2_i}t \qquad (3\text{-}27)$$

或

$$\sum_{i=1}^{n}(P_{r_i} + R_{1_i} - E_i - R_{2_i})t = \sum_{i=1}^{n}V_{2_i}t \qquad (3\text{-}28)$$

## 第七节 人类活动对地下水动态和均衡的影响

在天然条件下，对于一个含水层或含水系统而言，其周边的补排环境具有相对稳定性，大气水、地表水、土壤水与地下水的相互转化关系基本上是稳定的。由于气候、水文因素在多年中具有围绕平均状态变动的规律，因此地下水的补给量与排泄量在多年中可保持均衡，呈现出地下水天然动态的特征。

由于人类经济活动的开展，诸如：垦殖耕耘，平整土地；开渠引水，实施灌溉；修路挖沟，筑坝蓄水；凿井抽水，矿坑疏干等，都会破坏地下水的天然均衡关系，改变地下水的天然动态特性。随着经济建设发展，人类活动对地下水动态和均衡的影响也愈来愈激烈，这种影响往往具有两重性，既有利也有弊。因此，研究人类活动对地下水动态和均衡的影响具有重要实际意义，可促使形成新的有利的影响，以防止向不良方向发展。

人类经济活动对地下水动态和均衡的影响，大致可归纳为通过以下三个方面产生影响：

（1）通过改变表层土壤水理性质产生的影响 由于经过长期垦殖耕耘和平整土地等农



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

事活动，使原先板实的表土逐渐形成具有一定深度的疏松耕作层，从而加大了局部表土层的给水度值，而且由于保墒作用增加了降水入渗补给地下水量，同时又因耕作层截断毛细水上升通道，相应地抑止了强烈的潜水蒸发，减少垂向排泄量。

（2）通过改变外界补排环境产生的影响　产生这方面影响的人类经济活动是大量的普遍的，例如开渠引水，灌溉农田，筑坝壅水和建库蓄水等人为措施，可以增加地表水渗入转化为地下水的补给来源，加大地下水的补给量，抬高地下水位，也可能由此形成地下水位持续上升，甚至招致土壤盐渍化。又如挖沟修路、农田排水和矿坑疏干等人类活动，都为地下水排泄转化为地表水创造条件，加大了地下水排泄量，降低了地下水位。

（3）直接改变地下水位产生的影响　直接改变地下水位的人工措施也很普遍，如凿井提水灌溉，抽取地下水供应城镇用水等开发利用地下水，直接降低了地下水位。由于地下水位下降，一方面可以减少潜水蒸发，加大降水入渗补给量，另一方面还可导致邻近地区的地下水向开采区汇集，增加地下水的可开采量。但是，如果长期过量开采地下水，超过地下水补给量，则会引起地下水位持续下降，形成大面积下降漏斗，导致水源枯竭、水质恶化，在沿海地带则会引起海水内侵等不良后果。

采用明渠渗水和井孔注水等回灌地下水等工程措施，则是另一种直接改变地下水位的人工措施，对地下水实施人工调节，可以遏止地下水位大幅度下降，保护地下水资源。

此外，由于大面积农田施用化肥和农药以及城镇工业废水和生活污水的大量排放，通过雨水淋渗和地表水侧渗等途径，源源不断将污染物质带入地下水体，使地下水质遭到不同程度的污染，这也是不容忽视的。

## 复习思考题

1. 潜水位埋深是如何影响降雨入渗补给地下水量的？是否是潜水位埋深愈小还是愈大，其入渗补给量愈大？为什么？

2. 试从大气蒸发能力和土壤输水能力两方面，分析说明潜水蒸发各阶段的特征。

3. 你能简要说明各类泉是如何形成的吗？

4. 何谓地下水的径流强度、径流模数和径流系数？三者有何联系？

5. 地下水均衡和地下水动态的关系如何？引起地下水动态变化的根本原因是什么？



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

# 第四章　地下含水层参数的确定

如同含水层规模、含水层几何形状和含水层边界条件一样，含水层参数包括地下水文参数和水文地质参数，它是反映水文地质实体本质特性的定量变化指标，也是地下水资源评价和地下水系统管理模型求解的基础。含水层参数确定的准确与否，直接影响到地下水资源评价的效果和地下水系统管理模型的应用。因此，开展含水层参数计算方法的研究，在理论上和实践上均具有十分重要的意义。

含水层参数主要包括地下水文参数的潜水蒸发系数 $C$、潜水蒸发临界埋深 $\Delta_0$、降雨入渗补给系数 $\alpha$、灌溉回归入渗系数 $\beta$ 与渠系渗漏补给系数 $m$ 等，以及水文地质参数的给水度 $\mu$、渗透系数 $K$、导水系数 $T$、水位（或压力）传导系数 $a$、弹性释水系数 $\mu_s$ 与越流因素 $B$ 等。确定上述这些参数的方法很多，一般分为利用地下水动态长期观测资料确定参数法和利用试验实测资料确定参数法两大类，以下分述之。

## 第一节　含水层参数群的系统动态分解求参技术

地下水动态曲线是自然界各种因素综合影响的结果。这些因素包括自然因素和人为因素两大类。前者系指气象、水文、生物及地质、地貌等因素；后者是人类活动的参与，如开采地下水、渠道输水、排水、人工回灌及耕作等因素。在广泛平原区的自然因素中，降雨和蒸发是影响地下水位动态变化且经常起作用的因素，与此同时，渠道输水、田间灌溉及人工排水也是不可忽视的人为因素。于是可从地下水位（或埋深）动态曲线上分解出降雨、蒸发、灌溉等独立因子作用的时段，采用分解模块的方法，确定出不同的含水层参数。这是基于利用系统理论中解决复杂问题的系统分析技术。将地下水动态曲线的所有组成部分与周围环境的相互作用视为一个整体大系统，也即把区内的降雨入渗、潜水蒸发、灌溉回归……等若干个相互作用、相互依赖、相互转化的组成部分（子系统），并由它们构成的具有特定功能的整体视作地下水位动态变化的大系统。由于地下水位动态变化的大系统总是处在受本身运动规律支配又受周围环境影响的动平衡中，其大系统状态表现为地下水水量补给和消耗形成均衡态势。显然，地下水动态曲线的所有原始数据序列，是由众多影响因子的相应模块构成。大系统求参理论就是寻求匹配的对应生成模块，也即寻求各个单独具有特定功能的子系统在整体大系统中与其匹配的独立作用的份额。于是可以通过一长系列的地下水位动态曲线，分析出为建模所需的各种含水层参数来，这就是求解含水层参数的基本逻辑思路和分析技术，也就是系统动态的分解求参理论。换言之，系统动态的分解求参，即把大系统分解成有关的各生成模块，分别对各生成模块建立求参模型，再按各生成模块之间的动态关系把各个参数联系起来，构成整体综合参数群，这就是系统动态的分解求参数技术。

### 一、给水度 $\mu$、潜水蒸发临界埋深 $\Delta_0$ 和潜水蒸发系数 $C$ 的确定

给水度 $\mu$ 是含水层给水能力的一个指标，在数值上它等于饱和岩土在重力作用下自由



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

排出水的体积与该饱和岩土体积的比值，它是一个无量纲参数，也是评价地下水资源的一个重要参数。在侧向径流微弱的地下水水位动态属入渗蒸发型时，忽略地下水的侧向运动，此时从同步资料系统系列中，摘取区内无降雨、无开采、无人工回灌的时段，可以认为，该时段内地下水位的下降纯系由潜水蒸发这一独立因子（模块）作用的结果。这样，就可通过建立地下水位下降与潜水蒸发之间的关系来确定给水度 $\mu$ 值。

众所周知，潜水蒸发量受气象因素影响，并和潜水埋深、土质、植被等有关。潜水蒸发与水面蒸发在蒸发动力条件等方面，都具有很多相似之处，故此一般可用下式加以表达，即

$$E = CE_0 \tag{4-1}$$

式中 $E$——潜水蒸发量（mm）；

$C$——潜水蒸发系数；

$E_0$——水面蒸发量（mm）。

$E_0(E_{601}) = KE_{20}$，$K$ 为折算系数，一般取 0.63～0.70。根据阿维里扬诺夫公式知，$C=\left(1-\frac{\Delta}{\Delta_0}\right)^n$，多数情况下，$n=1$，于是 $C=\left(1-\frac{\Delta}{\Delta_0}\right)$，从而式（4-1）可改写成 $E=CE_0=E_0\left(1-\frac{\Delta}{\Delta_0}\right)$，由于有 $E=\mu\Delta h$，故此

$$\mu\Delta h = E_0\left(1-\frac{\Delta}{\Delta_0}\right) \tag{4-2}$$

式中 $\mu$——潜水变幅带的平均给水度；

$\Delta h$——计算时段内地下水位降幅（mm）；

$\Delta$——计算时段内的平均地下水埋深（m）；

$\Delta_0$——潜水蒸发的临界埋深（m）。

利用式（4-2）可按下述步骤求解 $\mu$ 和 $\Delta_0$。首先，选取离补给源较远处的观测井，通过图 4-1 择出无降雨、无开采的地下水消退稳定段（如图 4-1 中的①、②、③、④段等），可认为其消退是单纯由潜水蒸发的独立因子作用而引起的。进而统计出各该时段始、末的地下水位和时段内的累计水面蒸发量 $E_0$，计算其日平均埋深 $\bar{\Delta}$、日平均水位变幅 $\Delta\bar{h}$、日平均水面蒸发量 $\bar{E}_0$ 及 $\frac{\Delta\bar{h}}{\bar{E}_0}$ 值。点绘出 $\frac{\Delta\bar{h}}{\bar{E}_0}\sim\bar{\Delta}$ 的关系图，并按有效点据偏离中心线最小的原则定线（参见图 4-2）。从而可在该图上直接读得横轴截距，即该观测井在 $\Delta\bar{h}=0$ 时的潜水临界埋深值 $\Delta_0$，同时读出纵轴截距，即 $\bar{\Delta}=0$ 时的 $\frac{\Delta\bar{h}}{\bar{E}_0}$ 值，按式（4-2）的关系，知其倒数即为给水度 $\mu$ 值。通过式（4-1）可知，潜水蒸发系数 $C$ 是指潜水蒸发量 $E$ 与相应水面蒸发量 $E_0$ 的比值，当以上已经确定出某一观测井的潜水临界埋深 $\Delta_0$ 后，即可按 $C=1-\frac{\bar{\Delta}}{\Delta_0}$ 统计出各时段的 $\bar{\Delta}$ 来确定 $C$ 值。

**二、降雨入渗补给系数 $\alpha$ 的确定**

降雨入渗补给系数 $\alpha$ 是指降雨入渗补给地下水的水量与相应降雨量的比值，即

$$\alpha = \frac{P_r}{P} = \frac{\mu\Delta h_P}{P} \tag{4-3}$$

式中 $\alpha$——次降雨入渗补给系数；



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

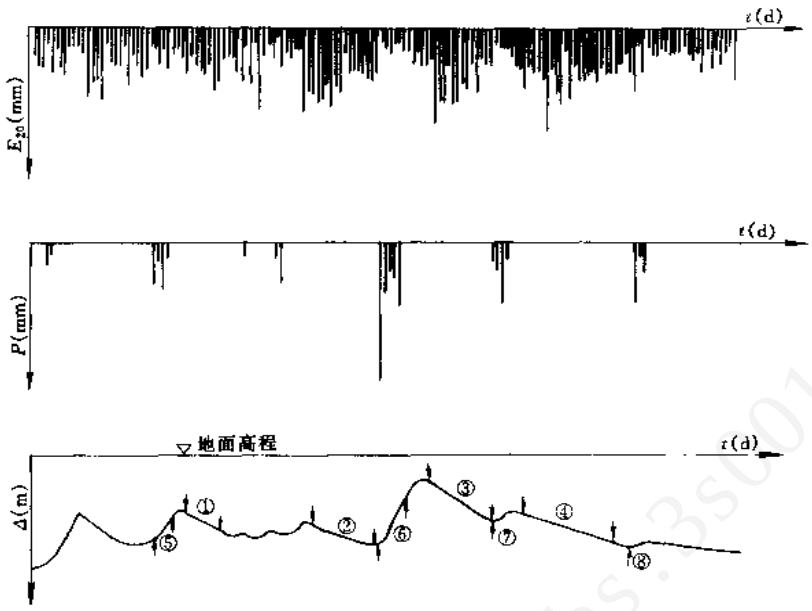



图 4-1　逐日蒸发～降雨～地下水埋深过程线

$P_r$——次降雨入渗补给地下水量（mm）；

$P$——次降雨量（mm）；

$\Delta h_P$——次降雨所引起的地下水位升幅（mm）。

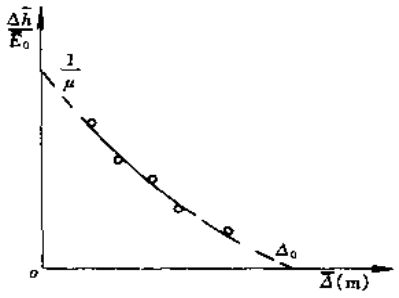



图 4-2　$\frac{\Delta h}{E_0}$～$\bar{\Delta}$ 关系图

降雨入渗补给系数 $\alpha$ 是一个无量纲系数，其值变化于 0～1 之间，降雨入渗补给量 $P_r$ 取决于某一时段内的降雨总量、雨强、地下水埋深、土壤结构和时段初包气带含水量的大小，因此 $\alpha$ 是随时间和空间而变化的。由于土壤岩性和气候条件变化不大，因而影响 $\alpha$ 的主要因素是地下水埋深 $\Delta$ 和次降雨量 $P$ 的大小。在降雨期间，虽然仍有水面蒸发，但相对较小，可以认为在降雨时段内潜水蒸发趋近于零，该时段内地下水位的水位可归结于次降雨补给地下水产生的结果，这就是推求降雨入渗补给系数 $\alpha$ 的基本原则。

为此，可在地下水位动态长期观测资料中选取某些上升段，作为独立起作用的降雨入渗补给的响应。于是，可从地下水位动态过程中，择取无开采、无灌溉、无侧向补给的时段，利用时段内次降雨量及其对应的时段内地下水位升幅，并利用前已确定的含水层给水度 $\mu$ 值，由式（4-3）可以算出降雨入渗补给系数 $\alpha$。

具体操作时，应选择降雨独立因子影响的时段，如图 4-1 中的⑤、⑥、⑦、⑧等时段，它代表了该年直接由独立的降雨因子影响的地下水位上升段。再摘录地下水位上升段的始末日期，统计该时段对应的累计降雨量 $P$，求得地下水位上升的升幅 $\Delta h_P$。最后，通过式（4-3）即可算出降雨入渗补给系数 $\alpha$。

**三、灌溉回归入渗系数 $\beta$ 的确定**



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

灌溉回归入渗系数 $\beta$ 系指回归补给地下水的水量与灌溉水量的比值，即

$$\beta = \frac{I_r}{I} = \frac{\mu \Delta h_1}{I} \tag{4-4}$$

式中 $\beta$——灌溉回归入渗系数；

$I_r$——灌溉回归补给地下水的水量（mm）；

$I$——灌溉水量（mm）；

$\Delta h_1$——由灌溉回归水所引起的地下水位升幅（mm）。

**表 4-1　　灌溉回归入渗系数 $\beta$ 值**

| 灌水定额 (m³/亩) | 地下水埋深 1.6 m | $\beta$ | 地下水埋深 1.8 m | $\beta$ |
|---|---|---|---|---|
| | $I_r$(mm) | | $I_r$(mm) | |
| 40 | 3.60 | 0.09 | | |
| 50 | 9.20 | 0.18 | 4.40 | 0.09 |
| 60 | 14.80 | 0.25 | 9.60 | 0.16 |
| 70 | 21.20 | 0.30 | 15.20 | 0.22 |
| 80 | 28.00 | 0.35 | 21.20 | 0.265 |

灌溉回归入渗系数 $\beta$ 的大小和耕地的土质、平整程度、土壤含水量、所使用的灌水技术、灌水定额以及地下水埋深等因素有关，一般通过专门的灌溉回归试验测定，在缺乏试验资料时，可参考类似条件下的数值，一般经验值采用 $\beta=0.1\sim0.2$。

表 4-1 所列为豫北忠义试验场的大田实测资料，该场包气带岩性为亚砂土。

## 第二节　含水层参数率定模型

### 一、含水层参数率定模型的物理机制

含水层参数率定模型是建立在地下水长期观测资料基础上，以地下水水量均衡原理为依据的，而且考虑到地下水位的动态变化是地表水和地下水及大气降水相互作用后的综合效应来实现。

在一定时间内，对所研究区域的含水层系统中，作为水循环的组成部分的地下水，其补给量与消耗量之差必恒等于含水层系统中储存量的变化量。这就是地下水水均衡的基本原理，也即水体积守恒原理。地下水水均衡的表达式可用下式表示

$$\mu F \Delta H = R(t) - D(t) \tag{4-5}$$

式中 $\mu$——研究区地下含水层的给水度；

$F$——研究区计算面积；

$\Delta H$——计算时段内地下水位的平均变幅；

$R(t)$——计算时段内进入含水层系统各项补给量之和；

$D(t)$——计算时段内脱离含水层系统各项消耗量之和。

### 二、不同条件下的率定计算模型

在大面积的浅层地下水分布区域，一般的 $R(t)$ 包括降雨入渗补给量和侧向径流量，而 $D(t)$ 包括地下水开采量、潜水蒸发量和侧向排泄量等。于是式（4-5）可表示为

$$\mu F \Delta H = \alpha P F + K_1 A_1 I_1 \Delta t - V_{开} - \mu \Delta h F - K_2 I_2 A_2 \Delta t \tag{4-6}$$

式中 $\alpha$——降雨入渗补给系数；

$P$——$\Delta t$ 时段内区域平均降雨量；

$K_1$、$K_2$——入流断面和出流断面的渗透系数；



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$A_1$、$A_2$——$\Delta t$ 时段内，入流和出流平均过水断面积；

$I_1$、$I_2$——$\Delta t$ 时段内，入流和出流断面平均水力梯度；

$\Delta t$ ——计算时段长度；

$V_{开}$——$F$ 区域内在 $\Delta t$ 时段中地下水的开采体积；

$\Delta h$——$\Delta t$ 时段内潜水蒸发引起地下水位的下降值。

将式（4-6）移项得

$$\Delta H = \frac{\alpha}{\mu}P + \frac{K_1}{\mu}\left(\frac{A_1 I_1 \Delta t}{F}\right) - \frac{1}{\mu}\left(\frac{V_{开}}{F}\right) - \Delta h - \frac{K_2}{\mu}\left(\frac{A_2 I_2 \Delta t}{F}\right) \tag{4-7}$$

令

$$\frac{\alpha}{\mu} = a_1, \quad \frac{1}{\mu} = a_2, \quad \frac{K_1}{\mu} = a_3, \quad \frac{K_2}{\mu} = a_4$$

$$\frac{A_1 I_1 \Delta t}{F} = h_{入}, \quad \frac{A_2 I_2 \Delta t}{F} = h_{出}, \quad \frac{V_{开}}{F} = h_{开}$$

将以上各式代入式（4-7），对于各时段 $i$ 而言有

$$\Delta H_i = a_1 P_i - a_2 h_{开,i} + a_3 h_{入,i} - a_4 h_{出,i} - \Delta h_i \tag{4-8}$$

式中 $h_{开}$ 称开采模数，$h_{入}$、$h_{出}$分别表示地下径流流进、流出的单位渗透模数，都以 mm 表示。

式（4-8）表明 $\Delta H$ 与变量 $P$、$h_{开}$、$h_{入}$、$h_{出}$、$\Delta h$ 之间呈线性关系。由于观测误差以及各种偶然因素的影响，所以各变量之间不可能是函数关系，而只能是相关关系，因此可以将该式看成多元线性回归方程

$$\Delta H = a_1 P - a_2 h_{开} + a_3 h_{入} - a_4 h_{出} - \Delta h + a_0 \tag{4-9}$$

式中 $a_0$ 为常数项，$a_1$、$a_2$、$a_3$、$a_4$ 即为待定回归系数，可以使用最小二乘法求得。利用 $a_1$、$a_2$、$a_3$、$a_4$ 与 $\mu$、$\alpha$、$K_1$、$K_2$ 之间的关系式，就可以获得 $\mu$、$\alpha$、$K_1$ 与 $K_2$ 各值。

在具体计算中，一方面根据实际的均衡要素，列出包括全部均衡要素的回归方程。另一方面，为了达到简化计算的目的，应尽量挑选均衡要素少的时段，以便于列出自变量少的回归方程。例如：

在地下径流微弱地区，地下径流项可以忽略不计，则回归方程为

$$(\overline{\Delta H + \Delta h}) = a_1 P - a_2 h_{开} + a_0 \tag{4-10}$$

由于 $\Delta h$ 的系数为 1，故可将其移至左端，这样式（4-10）即成为二元线性回归方程。

在地下径流微弱，地下水埋深大的地区，径流和潜水蒸发可忽略不计时，则回归方程为

$$\overline{\Delta H} = a_1 P - a_2 h_{开} + a_0 \tag{4-11}$$

式（4-11）仍为二元线性回归方程。

在开发漏斗区，地下水埋深大，$\Delta h = 0$，有地下径流流入漏斗区，如所选用的时段内无降雨，则回归方程为

$$\overline{\Delta H} = -a_2 h_{开} + a_3 h_{入} + a_0 \tag{4-12}$$

式（4-12）为二元线性回归方程，其中 $h_{入}$ 的计算根据漏斗实际情况而定。如选用时段中有降雨量，则回归方程为

$$\overline{\Delta H} = a_1 P - a_2 h_{开} + a_3 h_{入} + a_0 \tag{4-13}$$

式（4-13）为三元线性回归方程。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

当地下径流可以忽略不计时，且又选取无降雨但有人工开采和潜水蒸发的时段，将 $\Delta h$ 项移至左端，则回归方程呈一元线性回归方程

$$(\overline{\Delta H + \Delta h}) = -a_2 h_{开} + a_0 \tag{4-14}$$

若选取无降雨补给、地下径流微弱、地下水埋深大，且无潜水蒸发时段，则回归方程为

$$\overline{\Delta H} = -a_2 h_{开} + a_0 \tag{4-15}$$

式（4-15）为一元线性回归方程。

总之，按实际均衡要素情况，可将公式（4-9）中的某些项略去不计，但必须强调指出，开采量一项是不能缺少的，有了开采项，才能算得 $\mu$（$\mu=1/a_2$），从而才能得到 $\alpha$、$K_1$、$K_2$ 等含水层参数。对于无开采地区，虽无开采量项，但有其它实际水量之项，例如时段内区域排入河流的基流量 $V_{基}$，用以代替 $V_{开}$，亦可达到求参数的目的。否则，只能算出回归系数 $a_1$、$a_3$、$a_4$ 等，不可能最终获得 $\alpha$、$\mu$、$K_1$、$K_2$ 等值，就失去了计算的意义。

在开采地区，如果不仅有开采量 $V_{开}$，而且有排泄进入河流地下径流量 $V_{基}$（以基流表示），以及其它水量项，则可以将它们合并，因为它们具有相同的系数 $a_2$，具体公式这里就不一一罗列。

算例：江苏省丰县和沛县，地貌单元属于黄河冲积平原，当地广泛开发 50 m 以内的浅层地下水，地下水平均埋深 3～5 m，大气降水可以直接入渗补给，地下水消耗于潜水蒸发和人工开采，地下径流很小，可以忽略不计，根据敬安地下水勘测队长期观测资料分析和调查，取得表 4-2 所列资料。

**表 4-2　　江苏丰、沛县井灌区资料**　　单位：mm

| 时　段　$\Delta t$ | $\Delta H$ | $\Delta h$ | $P$ | $h_{开}$ | 时　段　$\Delta t$ | $\Delta H$ | $\Delta h$ | $P$ | $h_{开}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1973.1～1973.6.11 | 0 | 591 | 269 | 19 | 1974.12.11～1975.6.11 | −819 | 1115 | 207 | 24 |
| 1973.6.11～1973.12.11 | 263 | 2318 | 546 | 28 | 1975.6.11～1975.12.11 | 620 | 1116 | 534 | 25 |
| 1973.12.11～1974.6.11 | −394 | 497 | 247 | 21 | 1975.12.11～1976.6.11 | −1447 | 628 | 140 | 30 |
| 1974.6.11～1974.12.11 | 1218 | 1986 | 582 | 23 | 1976.6.11～1976.12.11 | 907 | 1639 | 604 | 34 |

注　据参考文献 [10]。

适用于回归方程式（4-10），即

$$(\overline{\Delta H + \Delta h}) = a_0 + a_1 P - a_2 h_{开}$$

按回归分析方法，通过计算可得

$$(\overline{\Delta H + \Delta h}) = \frac{1}{n}\sum(\Delta H + \Delta h) = 1280.6 \text{ mm}$$

$$\overline{P} = \frac{1}{n}\sum P = 391.1 \text{ mm}$$

$$\overline{h}_{开} = \frac{1}{n}\sum h_{开} = 25.5 \text{ mm}$$

$$l_{yy} = \sum[(\Delta H + \Delta h) - (\overline{\Delta H + \Delta h})]^2 = 14445472$$

$$l_{11} = \sum(P - \overline{P})^2 = 258801$$

$$l_{22} = \sum(h_{开} - \overline{h}_{开})^2 = 170$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$$l_{12} = l_{21} = \sum (P - \overline{P})(h_{井} - \overline{h}_{井}) = 2236.5$$

$$l_{1y} = \sum [(\Delta H + \Delta h) - (\overline{\Delta H + \Delta h})][P - \overline{P}] = 1865709$$

$$l_{2y} = \sum [(\Delta H + \Delta h) - (\overline{\Delta H + \Delta h})][h_{井} - \overline{h}] = 10771.5$$

故回归系数

$$a_1 = \frac{l_{1y}l_{22} - l_{2y}l_{12}}{l_{11}l_{22} - l_{12}^2} = 7.52$$

$$a_2 = \frac{l_{21}l_{1y} - l_{11}l_{2y}}{l_{11}l_{22} - l_{12}^2} = 35.5$$

$$a_0 = (\overline{\Delta H - \Delta h}) - a_1\overline{P} + a_2\overline{h}_{井} = -753$$

得回归方程为

$$\Delta H_i = -753 + 7.52P_i - 35.5h_{井i} - \Delta h_i$$

因此，得含水层参数

$$\mu = \frac{1}{a_2} = \frac{1}{35.5} = 0.0282$$

$$\alpha = \frac{a_1}{a_2} = \frac{7.52}{35.5} = 0.21$$

需要指出的是，上述方法适用在范围较小，且地下水位和地下水开采量资料比较可靠地区，但对于大区域，尤其是开采量很难统计时，就不便应用。

## 第三节　利用试验资料确定含水层参数

### 一、直接测试法确定给水度 $\mu$

#### （一）筒测法

制造一金属筒，将被测给水度的原状土（即保持原来结构的土层）装入筒内，使土层充分达到饱和状态，然后在上部加盖，防止水分蒸发但不密封，筒的下部留有排水孔，在重力作用下，筒中的水会自由地由排水孔中流出，测量排出水的体积。排出体积和筒内土体积之比即为给水度 $\mu$。

另一种类似于筒测法的是地中渗透仪测试法。图 4-3 是地中渗透仪示意图，利用潜水位控制筒可将左边测筒内土体饱和到任意位置，然后将连通管拔出，测量由连通管自由流出水的体积，使之与饱和土体体积相比，即得给水度。筒测法原理简单，但成本高，取原状土也很不方便，一般宜填

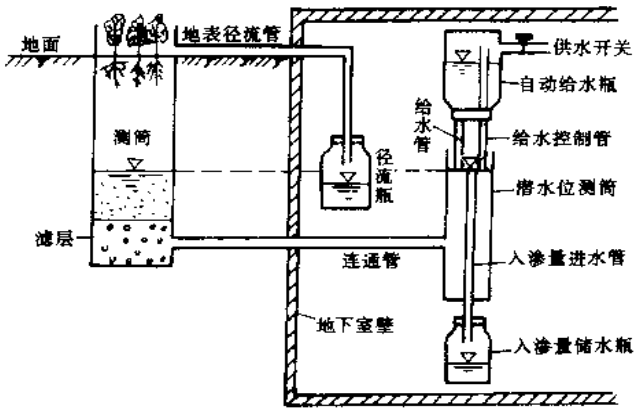



图 4-3　地中渗透仪示意图



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

重采用。

（二）试坑法

试坑法的基本原理是测量土层的体积饱和含水率和田间持水率，然后计算其差值即为给水度。整个测试分如下步骤：第一步是挖一大小适当的试坑，露出欲求给水度的土层，用环刀（一种一端锋利的短圆筒）取土样，测定土样的干容重 $\gamma_{干}$

$$\gamma_{干}=\frac{G_s}{V} \tag{4-16}$$

式中 $V$——环刀所取土样体积；

$G_s$——烘干土样的重量。

第二步是将试坑内欲测的土层泡水一定的时间，使其孔隙被水所饱和，然后舀干余水，取土样测定重量含水率

$$\theta_g=\frac{G_{ws}-G_s}{G_s}\times 100\% \tag{4-17}$$

式中 $G_{ws}$——湿土样重量。

第三步是将土层用湿物覆盖，防止土层水分蒸发。这时，饱和含水量中的重力水下渗，每隔一定时间取土测定土样的重量含水率。

第四步是将所测的重量含水率换算成体积含水率

$$\theta=\frac{V_w}{V}=\frac{G_{ws}-G_s}{\gamma_w}\Big/\frac{G_s}{\gamma_{干}}$$

$$=\frac{\gamma_{干}}{\gamma_w}\cdot\frac{G_{ws}-G_s}{G_s}=\frac{\gamma_{干}}{\gamma_w}\cdot\theta_g \tag{4-18}$$

式中 $\gamma_w$——水的重率，$\gamma_w=1.0$；

$V_w$——土样中的水体积。

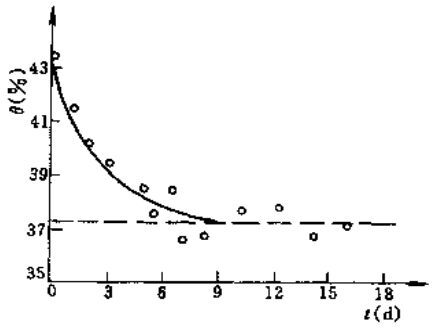



图 4-4 土层含水率变化曲线

最后，将不同时间的 $\theta$ 值点绘曲线（如图 4-4 所示），在 $t=0$ 时刻的 $\theta$ 值是为体积饱和含水率 $\theta_s$，即容水度或孔隙度；而曲线的水平段，则相当于田间持水率 $\theta_r$，即持水度，两者之差是为给水度。图 4-4 中，$\theta_s=43.3\%$，$\theta_r=37.3\%$，因此所测土样（亚沙土）的给水度 $\mu=\theta_s-\theta_r=43.3\%-37.3\%=6.0\%$。

试坑法是一种切实可行的方法，费用不多，但它测得的仅是包气带岩土中某一点的给水度，不能代表整个剖面情况。此外，在取土样的过程中，要求做到所取的土样岩性是均一的，否则点据将相当散乱，失去意义。

## 二、稳定流抽水试验法

（一）单井稳定流抽水试验计算渗透系数 $K$

利用裘布依稳定流公式进行渗透系数计算时，若没有观测孔而只能根据抽水井的出水量、水位下降等数据，则应消除抽水井附近产生的三维流、紊流的影响，特别是在抽水井水位下降值较大的情况下，最好采用下列消除渗透阻力的方法。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

首先根据单井内水位下降值 $S_0$ 与相应的出水量 $Q$ 绘制出 $Q\sim S_0$ 关系曲线，如图 4-5 所示，再按所得曲线类型选择适当的计算公式。

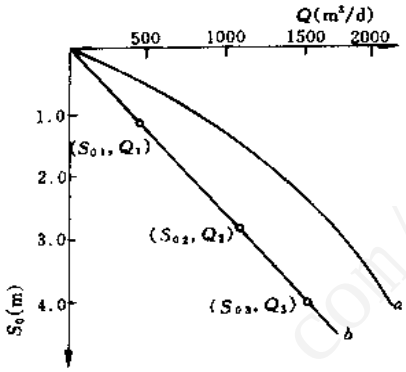


图 4-5　$Q\sim S_0$ 曲线

1. 当 $Q\sim S_0$（或 $\Delta h^2$）关系曲线为直线时

$\Delta h^2$ 是潜水含水层在自然情况下的厚度 $H$ 和抽水试验时厚度 $h_0$ 的平方差，即 $\Delta h^2=H^2-h_0^2$。

这时适合图 4-5 中的 $b$ 型，表明水流通过过滤器及在过滤器内的流动阻力不太大，从而在井壁附近产生的三维流、紊流区的影响不明显，这时可直接应用式（2-74）或式（4-19）及式（2-69）或式（4-20）表征的裘布依公式进行计算。

承压水完整井

$$Q=2.73\frac{KMS_0}{\lg(R/r_0)} \tag{2-74}$$

即

$$K=0.366Q\frac{\lg R-\lg r_0}{MS_0} \tag{4-19}$$

潜水完整井

$$Q=1.366K\frac{(2H-S_0)S_0}{\lg(R/r_0)} \tag{2-69}$$

或

$$K=0.733Q\frac{\lg R-\lg r_0}{(2H-S_0)S_0}=0.733Q\frac{\lg R-\lg r_0}{H^2-h_0^2} \tag{4-20}$$

式中　$Q$——抽水井出水量；

$K$——含水层渗透系数；

$M$——承压含水层厚度；

$S_0$——抽水井的水位降深；

$R$——影响半径；

$r_0$——抽水井半径；

$H$——潜水含水层自然情况下的厚度；

$h_0$——抽水试验时潜水含水层厚度，即抽水井内的水柱高度。

2. 当 $Q\sim S_0$（或 $\Delta h^2$）关系曲线为抛物线型时

这时适合图 4-5 中的 $a$ 型，则表明过滤器及管内水流阻力太大，在井壁附近水流呈现明显的三维流、紊流状态。这就不符合裘布依公式的基本假定条件（井壁附近水流呈二维流态的假定），所以不能直接应用稳定流公式进行计算。

为了消除三维流、紊流的影响，计算时应采用消除阻力法。首先，绘制 $\frac{S_0}{Q}\sim Q$ 或 $\frac{\Delta h^2}{Q}\sim Q$ 关系曲线，如图 4-6 所示。其次，根据三次水位下降的 $Q$、$S_0$ 值所做的 $\frac{S_0}{Q}\sim Q$ 或 $\frac{\Delta h^2}{Q}\sim Q$ 关系曲线呈直线时，可以读出直线在纵轴上的截距 $\alpha_0$ 值，且 $\alpha_0=\frac{S_0}{Q}$ 或 $\alpha_0=\frac{\Delta h^2}{Q}=$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

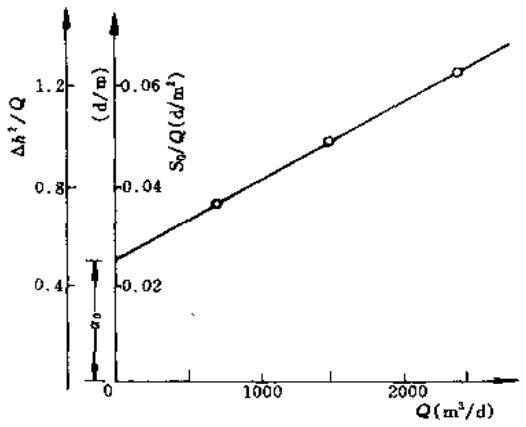



图 4-6 $\frac{S_0}{Q}\left(\text{或}\frac{\Delta h^2}{Q}\right)\sim Q$ 关系曲线

$\frac{H^2-h_0^2}{Q}$，以之分别代入第二章的水井稳定流计算公式，由式（2-74）可得承压水完整井计算渗透系数 $K$ 的公式为

$$K=\frac{\lg(R/r_0)Q}{2.73MS_0}=0.366\frac{\lg R-\lg r_0}{Ma_0} \qquad (4\text{-}21)$$

由式（2-68）可得潜水完整井计算渗透系数 $K$ 的公式为

$$K=\frac{\lg(R/r_0)Q}{1.366(H^2-h_0^2)}=0.733\frac{\lg R-\lg r_0}{a_0} \qquad (4\text{-}22)$$

（二）带观测孔的单井稳定流抽水试验计算渗透系数 $K$

带观测孔的单井抽水试验是当主井中抽水时，在主井附近至少要另设两个观测孔以取得主井抽水时其附近的水位变化资料。为了避免抽水井附近的三维流、紊流影响，要求最近的观测孔距主井一般为含水层厚度的1.6倍，而最远的观测孔距第一个观测孔的距离也不宜太远，以保证各观测孔内一定的水位下降值，并使各观测孔的水位下降值在 $S$（或 $\Delta h^2$）$\sim\lg r$ 关系曲线的直线段上，如图 4-7 所示。

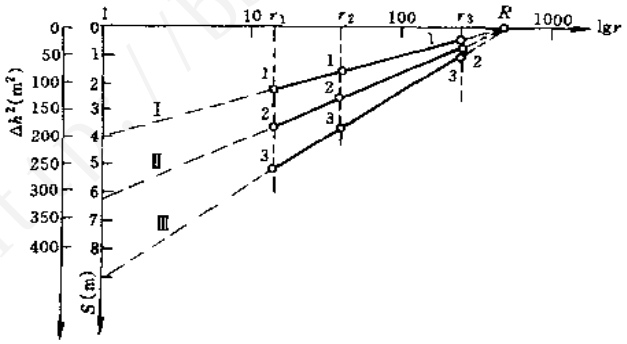



图 4-7 $S$（或 $\Delta h^2$）$\sim\lg r$ 关系曲线

承压水完整井抽水有两个观测井时，则

$$K=0.366\frac{Q(\lg r_2-\lg r_1)}{M(S_1-S_2)} \qquad (4\text{-}23)$$

潜水完整井抽水有两个观测孔时，则

$$K=0.733\frac{Q(\lg r_2-\lg r_1)}{\Delta h_1^2-\Delta h_2^2} \qquad (4\text{-}24)$$

式中 $r_1$、$r_2$——观测孔 1、2 分别距抽水井的距离（m）；

$S_1$、$S_2$——主井抽水时观测井 1、2 的水位下降值（m）；

$\Delta h_1^2$、$\Delta h_2^2$——在 $\Delta h^2\sim\lg r$ 关系曲线上的直线段上任意两点的纵坐标值（$m^2$）；

其它符号同前。

（三）影响半径 $R$ 的确定

影响半径 $R$ 是反映含水层补给能力大小的一个参数，它是一个不受抽水降深 $S$ 和出水量 $Q$ 影响的常数值，一般均通过抽水试验后采用公式计算或图解法确定。实践证明利用具有二个或二个以上观测孔的资料求得的结果较为实用和可靠。具体求法有下列两种。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

1. 公式计算法

对于分布广阔的含水层，求影响半径 $R$ 时可用下列公式

承压水含水层

$$\lg R=\frac{S_1\lg r_2-S_2\lg r_1}{S_1-S_2} \tag{4-25}$$

潜水含水层

$$\lg R=\frac{S_1(2H-S_1)\lg r_2-S_2(2H-S_2)\lg r_1}{(S_1-S_2)(2H-S_1-S_2)} \tag{4-26}$$

式中 $S_1$、$S_2$——观测井中的水位下降值（m）；

$r_1$、$r_2$——观测井距抽水井的距离（m）；

$H$——潜水含水层厚度（m）。

2. 图解法

由于利用裘布依公式进行计算时要求 $S\sim\lg r$ 或 $\Delta h^2\sim\lg r$ 呈直线关系，所以在抽水试验时可先确定各观测孔的 $r$ 值及对应的 $S$ 或 $\Delta h^2$ 值，采用单对数坐标纸以 $\lg r$ 为横坐标，$S$ 或 $\Delta h^2$ 为纵坐标，便能求得点子（$\lg r$、$S$）或（$\lg r$、$\Delta h^2$），把这些点子连成直线，如图 4-7 所示，并延长使其交于 $\lg r$ 轴，其截距便是 $R$，这就是理想的圆柱状含水层的半径。

由于影响半径是不随出水量 $Q$ 和水位下降值 $S$ 大小而变化的一个常数值，因而各次水位下降值的 $R$，应当是一样的。这样根据第二次水位下降值做成的曲线Ⅰ及第三次水位下降值做成的曲线Ⅱ都应在 $\lg r$ 轴上交于一点，如果不能交于一点则分析其原因，是否在抽水过程中补给条件发生了变化。

## 三、非稳定流抽水试验法

### （一）无越流补给时的非稳定流抽水试验

在无越流含水层中进行非稳定流抽水试验，主要是为了确定含水层的导水系数 $T$、释水系数 $\mu$ 或压力传导系数 $a$，计算这些参数的方法很多，常用的有配线法（标准曲线对比法或量板法）、直线解析法、恢复水位法、试算法、直线斜率法等，以下介绍前两种方法。

1. 配线法

这是通过实测抽水试验曲线与理论曲线对比确定含水层参数的方法，又称标准曲线法（量板法）。

此方法又分为时间 $t$—水位降深 $S$ 配线法和距离 $r$—水位降深 $S$ 配线法两种。当只有一个观测井资料时应采用时间 $t$—水位降深 $S$ 配线法，若有两个以上观测井资料时可采用距离 $r$—水位降深 $S$ 配线法。

（1）时间～降深配线法

1）计算原理：因承压水完整井的非稳定流公式为

$$S=\frac{Q}{4\pi T}W(u) \tag{4-27}$$

且

$$u=\frac{r^2}{4at} \tag{4-28}$$

即

$$t=\frac{r^2}{4a}\frac{1}{u} \tag{4-28'}$$

分析式（4-27）及式（4-28′），可以看出在一个具体的抽水过程中，由于 $r$、$Q$、$T$ 和 $a$ 皆为常数，那么 $t$ 与 $\frac{1}{u}$ 及 $S$ 与 $W(u)$ 都为正比关系。为了进一步确定 $t$ 与 $\frac{1}{u}$ 及 $S$ 与 $W(u)$ 的



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

关系，对以上两式分别取对数，则得

$$\lg S = \lg W(u) + \lg \frac{Q}{4\pi T} \tag{4-29}$$

$$\lg t = \lg \frac{1}{u} + \lg \frac{r^2}{4a} \tag{4-30}$$

因此，如果在双对数坐标纸上绘$\frac{1}{u}$和$W(u)$的关系曲线，而在另一张坐标模数相同的透明双对数纸上绘出抽水时间$t$和水位降深$S$的关系曲线。根据式（4-29）和式（4-30）的关系，表明两条曲线的形状应当是相同的，所不同的只是坐标移动了一个常量$\lg \frac{Q}{4\pi T}$和$\lg \frac{r^2}{4a}$。也就是说，在以上两条曲线重合后，两坐标的距离即分别为$\lg \frac{Q}{4\pi T}$和$\lg \frac{r^2}{4a}$。由此可见，当两曲线重合后，读出对应的$W(u)$、$S$和$\frac{1}{u}$、$t$值，并以之代入式（4-27）和式（4-28′），即可从中解出$T$和$a$值，同时可计算$\mu_e = \frac{T}{a}$。

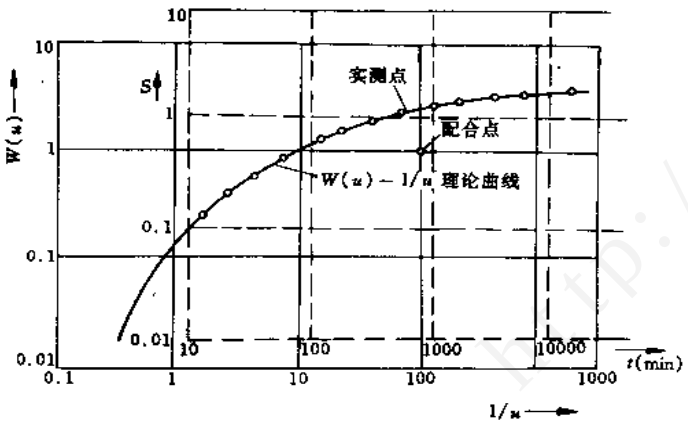



图 4-8 $\frac{1}{u}$～$W(u)$关系曲线

2）计算步骤：①按抽水过程实际观测所得的不同时间的水位降深值，在透明双对数坐标纸上点绘反映$t$～$S$关系的点子，如图 4-8 中的小圆圈。②将图 4-8 叠合在坐标模数相同的泰斯标准量板上，并使两图的纵横坐标相互平行，然后移动反映$t$～$S$关系的透明纸，使实测小圆圈完全重合在泰斯理论曲线上。③任意选定配合点，在标准量板和透明纸上分别读出对应的$W(u)$、$\frac{1}{u}$和$s$、$t$值。④将所得的$W(u)$、$\frac{1}{u}$和$s$、$t$代入式（4-27）和式（4-28′），即可解出$T$、$a$值，并算出$\mu_e$值。

（2）距离～降深配线法　如有带观测孔抽水试验资料，可采用距离～降深配线法，其所求得的参数可代表观测并所控制范围内含水层参数的平均值。

由式（4-28）可以看出，当时间$t$为定值时，$u$与$r^2$成正比，即

$$u = \frac{1}{4at} r^2 \tag{4-31}$$

式中的$\frac{1}{4at}$为一常数，对式（4-31）两边取对数，得

$$\lg u = \lg r^2 + \lg \frac{1}{4at} \tag{4-32}$$

另由式（4-29）可知

$$\lg W(u) = \lg s - \lg \frac{Q}{4\pi T} \tag{4-29′}$$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

对照以上两式可知，在透明双对数坐标纸上绘出 $r^2$ 与 $S$ 的关系曲线，同样它与泰斯标准量板曲线的形状也是一致的。叠合后任选一配合点，并读出对应的 $W(u)$、$S$ 和 $u$、$r^2$，以之代回式（4-27）和式（4-31），即可求出含水层参数 $T$ 和 $a$ 值，从而算出 $\mu_e=\frac{T}{a}$。

2. 直线解析法

在第二章中已述当非稳定流抽水观测井满足 $u=\frac{r^2}{4at}\leqslant 0.01$ 时，承压水完整井非稳定流基本方程可简化成式（2-79）的形式，即

$$S=\frac{2.3Q}{4\pi T}\lg\frac{2.25at}{r^2}=0.183\frac{Q}{T}\lg\frac{2.25at}{r^2} \tag{4-33}$$

取用两次试验数据（$t_1$、$S_1$）和（$t_2$、$S_2$）代入上式，有

$$S_1=\frac{0.183Q}{T}\left(\lg\frac{2.25a}{r^2}+\lg t_1\right) \tag{4-34}$$

$$S_2=\frac{0.183Q}{T}\left(\lg\frac{2.25a}{r^2}+\lg t_2\right) \tag{4-35}$$

联解上两式，得

$$T=\frac{0.183Q}{\Delta S} \tag{4-36}$$

其中 $$\Delta S=S_2-S_1$$

当 $S=0$ 时，$t=t_0$，代入式（4-33）有

$$\frac{0.183Q}{T}\lg\frac{2.25at_0}{r^2}=0$$

因 $\frac{2.2at_0}{r^2}=1$，所以

$$a=\frac{r^2}{2.25t_0} \tag{4-37}$$

（二）有越流补给时的非稳定流抽水试验

越流含水层进行非稳定流抽水试验，可采用类似于泰斯公式求含水层参数的配线法。由式（2-85）

$$S=\frac{Q}{4\pi T}W\left(u,\frac{r}{B}\right)$$

及式(4-28′) $$t=\frac{r^2}{4a}\frac{1}{u}$$

对上两式两边取对数，得

$$\lg S=\lg\frac{Q}{4\pi t}+\lg W\left(u,\frac{r}{B}\right) \tag{4-38}$$

$$\lg t=\lg\frac{r^2}{4a}+\lg\frac{1}{u} \tag{4-39}$$

在与标准曲线坐标尺度相同的透明双对数纸上，点绘资料曲线 $S\sim t$，并重叠在标准曲线 $W\left(u,\frac{r}{B}\right)\sim\frac{1}{u}$ 上，保持坐标轴平行移动，直至资料曲线与某一条标准曲线（图 2-23）重合为止。此时，记录下该标准曲线的 $\frac{r}{B}$，并读出任意配合点的下列四个数据，即 $W\left(u,\frac{r}{B}\right)$、$\frac{1}{u}$、$S$、$t$，按 $T=\frac{Q}{4\pi S}W\left(u,\frac{r}{B}\right)$ 及 $a=\frac{r^2}{4t}\cdot\frac{1}{u}$ 可以计算出 $T$ 和 $a$ 来，从而释水系数 $\mu_e=T/$



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn

$a$ 也可求得。与此同时，越流因素 $B=r\Big/\left(\frac{r}{B}\right)$，越流系数 $\frac{K'}{m'}=\frac{T}{B^2}$，弱透水层的渗透系数 $K'=\frac{T}{B^2}m'$ 等均可确定。

（三）潜水非稳定流抽水试验

同前述配线法类似，首先将资料数据（$S\sim t$）点绘在透明双对数坐标纸上，且叠置在标准曲线（图 2-25）上，保持坐标轴平行，将抽水开始阶段的 $S\sim t$ 曲线与 $A$ 类曲线中的一条重合，记录该曲线的 $r/D$ 值，任意选一配合点，记下配合点坐标值 $W\left(u_a,\ \frac{r}{D}\right)$、$\frac{1}{u_a}$、$S$、$t$，将上述已知坐标值代入式（2-99）及式（2-95）即可求出 $T$ 和 $S$

$$T=\frac{QW\left(u_a,\frac{r}{D}\right)}{4\pi S}$$

$$\mu_e=\frac{4Ttu_a}{r^2}$$

然后用抽水末期阶段的 $S\sim t$ 曲线与 $B$ 类标准曲线（其 $\frac{r}{D}$ 已被确定）进行拟合，当曲线重合时，任意定出配合点，记下坐标值 $W\left(u_y,\ \frac{r}{D}\right)$、$\frac{1}{u_y}$、$S$、$t$，将上述已知坐标值代入式（2-101）及式（2-96）即可求出 $T$ 和 $\mu$ 值

$$T=\frac{QW\left(u_y,\frac{r}{D}\right)}{4\pi S}$$

$$\mu=\frac{4Ttu_y}{r^2}$$

于是潜水含水层的总给水度为 $\mu_e+\mu$。

## 第四节　常用各种含水层参数的经验值

常用各种含水层参数的经验值除已列于表 1-3 的给水度值与表 2-1 的渗透系数值外，其余可参见表 4-3 至表 4-7。

**表 4-3　　多年平均降雨入渗补给系数 $\bar{\alpha}_{年}$ 表**

| 岩性 / 多年平均年降水量 | 粘土 | 亚粘土 | 亚砂土 | 粉细砂 | 砂卵砾石 |
|---|---|---|---|---|---|
| 50 | 0～0.02 | 0.01～0.05 | 0.02～0.07 | 0.05～0.11 | 0.08～0.12 |
| 100 | 0.01～0.03 | 0.02～0.06 | 0.04～0.09 | 0.07～0.13 | 0.10～0.15 |
| 200 | 0.03～0.05 | 0.04～0.10 | 0.07～0.13 | 0.10～0.17 | 0.15～0.21 |
| 400 | 0.05～0.11 | 0.08～0.15 | 0.12～0.20 | 0.15～0.23 | 0.22～0.30 |
| 600 | 0.08～0.14 | 0.11～0.20 | 0.15～0.24 | 0.20～0.29 | 0.26～0.36 |
| 800 | 0.09～0.15 | 0.13～0.23 | 0.17～0.26 | 0.22～0.31 | 0.28～0.38 |
| 1000 | 0.08～0.15 | 0.14～0.23 | 0.18～0.26 | 0.22～0.31 | 0.28～0.38 |
| 1200 | 0.07～0.14 | 0.13～0.21 | 0.17～0.25 | 0.21～0.29 | 0.27～0.37 |
| 1500 | 0.06～0.12 | 0.11～0.18 | 0.15～0.22 | | |
| 1800 | 0.05～0.10 | 0.09～0.15 | 0.13～0.19 | | |

注　东北黄土 $\bar{\alpha}_{年}$ 与表中亚粘土 $\bar{\alpha}_{年}$ 相近，陕北黄土含有裂隙，其 $\bar{\alpha}_{年}$ 与表中亚砂土 $\bar{\alpha}_{年}$ 相近（引自水利电力部水文局：中国地下水资源）。



PDF 文件使用 "pdfFactory Pro" 试用版本创建 www.fineprint.cn