

高等学校教材试用本

地下水动力学

北京地质学院编



中国工业出版社

高等学校教材试用本



地下水动力学

北京地质学院编

中国工业出版社

本書根据我院水文地質及工程地質專業五年制的地下水动力学教学大綱編写。系統地論述了地下水运动的基本原理和研究方法——水力学方法，流体力学方法和实验方法。在內容上增添了一些最新科学成果，使讀者不仅能够迅速掌握运用，更重要的是指出了科学发展的研究途径和方法。

本書系水文地質教研室地下水动力学教学小組集体編写，因在編写过程中时间倉促，同时又限于水平，难免有不妥当或錯誤地方，希望讀者能隨時提出宝贵意見，以便进一步提高質量。

地下水动力学

北京地質学院編

*

中国工業出版社出版（北京佟麟閣路丙10号）

（北京市書刊出版事業許可証出字第110号）

北京市印刷一厂印刷

新华書店科技發行所發行·各地新华書店經售

*

开本 787 × 1092 1/16 · 印張 9 3/4 · 字数 230,000

1961年10月北京第一版 · 1961年10月北京第一次印刷

印数 0001—1,837 定价(10-6)1.20元

統一書号：15165·964（地質-41）

目 录

緒論	5
§ 1 地下水动力学研究的对象及在国民經济中的意义	5
§ 2 地下水动力学發展簡史	6
第一章 渗透的基本概念和渗透的基本定律	8
§ 1-1 渗透的基本概念	8
§ 1-2 渗透的基本定律	10
第二章 地下水在均質岩層中的稳定流动	15
§ 2-1 概述	15
§ 2-2 地下水的均匀流动	16
§ 2-3 潜水的平面流动	17
§ 2-4 地下水的承压——無压流动	20
§ 2-5 地下水的輻射流动	21
第三章 地下水在非均質岩層中的稳定流动	24
§ 3-1 概述	24
§ 3-2 地下水在透水性垂直水流方向急剧变化含水層中的流动	26
§ 3-3 地下水在透水性沿水流方向急剧变化岩層中流动	27
§ 3-4 地下水在透水性渐变的岩層中的流动	29
§ 3-5 地下水在透水性变化复杂的岩層中流动	30
第四章 潜水的稳定流动	31
§ 4-1 概述	31
§ 4-2 潜水不稳定流的基本微分方程式	31
§ 4-3 潜水不稳定流动的有限差数方程式	33
§ 4-4 空間流有限差方程式	38
第五章 研究地下水运动的实验方法	40
§ 5-1 滲流槽实验法	40
§ 5-2 水电比拟实验法	43
§ 5-3 窄縫槽实验法	48
§ 5-4 努克揚諾夫水力积分仪实验法	50
§ 5-5 流網	52
第六章 有关水工建筑的地下水流动	55
§ 6-1 概述	55
§ 6-2 坝下渗透流量的計算	55
§ 6-3 繞坝渗透流量的計算	58
§ 6-4 水庫渗透流量的計算	60
§ 6-5 地下水壅水的計算	63
§ 6-6 渠道中的滲漏	73
第七章 地下水向集水建筑物的流动	74
§ 7-1 概述	74
§ 7-2 地下水向完整潜水井的流动	75

§ 7-3 地下水向完整承压井的流动	79
§ 7-4 地下水以非层流状态向完整井的流动	81
§ 7-5 影响半径	83
§ 7-6 地下水向承压—无压井的流动	85
§ 7-7 根据抽水试验资料确定涌水量的经验公式的方法	86
§ 7-8 注水井	95
§ 7-9 汇点源点及势	96
§ 7-10 势的迭加, 井群计算的原理	100
§ 7-11 直线供给边缘附近的井的计算	103
§ 7-12 在直线隔水边缘附近的井的计算	106
§ 7-13 当含水层厚度为无限时, 过滤器位于承压含水层上部的不完整井	108
§ 7-14 当含水层厚度为无限时, 过滤器位于承压含水层内部的不完整井	115
§ 7-15 当含水层厚度为有限时, 过滤器位于承压含水层上部的不完整井	115
§ 7-16 潜水含水层中的不完整井	117
§ 7-17 层状构造非均质含水层中的完整井	120
§ 7-18 鑽井附近岩层透水性为非均质的完整井	124
§ 7-19 井群计算	126
§ 7-20 井群计算——阿里托夫斯基半经验水力学法	128
§ 7-21 承压非完整井井群的计算	135
§ 7-22 潜水非完整井井群的计算	137
§ 7-23 混合抽水原理	137
§ 7-24 地下水流向水平隔水底板上完整的水平集水建筑物	139
§ 7-25 地下水流向水平隔水底板上非完整的集水建筑物	140
§ 7-26 地下水流向河床下水平的集水建筑物	142
§ 7-27 基坑(或坑道)排水	142
§ 7-28 具有渗入时排水渠的地下水流动	145
§ 7-29 鑽井降低地下水位(水头)	146
§ 7-30 环形井群降低潜水位数的计算	147
§ 7-31 环形井群降低承压水头的计算	150

緒 論

§ 1 地下水动力学研究的对象及在国民經济中的意义

地下水动力学是研究地下水流动規律的科学，它是水文地質学的一个重要組成部分。地下水动力学主要是用力学的方法来研究地下水在孔隙岩層、裂隙岩層及喀斯特岩層中，由于天然因素或人为因素的影响而流动的規律的科学。由于結合水流动速度極緩慢、流量很少，而毛細水的分布区——毛細帶的厚度与飽水帶的厚度比較一般也是很小，所以地下水动力学的研究对象主要是重力水，只有在特殊情况下才研究毛細水。

由于地下水的流动發生在岩層中，同时它又是自然界整个水循环的組成部分，所以地下水的流动受到各种复杂的自然因素和人为因素的影响。

影响地下水运动的基本地質因素是含水層埋藏条件和岩層的孔隙及裂隙的性質，在第四紀孔隙岩層中，淺部地下水多数呈潛水流动，而深部地下水却多数具有承压流动。在裂隙岩層及喀斯特地区，地下水因受裂隙的性質，大小，产狀以及喀斯特形态的影响和控制，所以运动的性質也就非常复杂。在裂隙，喀斯特發育地区，地下水的通道是相互連通的，地下水也会有統一的自由表面的潛水流，而在其他裂隙或喀斯特不大發育地区，往往地下水通道是不相連通，因而彼此可以沒有水力联系的不統一含水層。

地貌因素对地下水运动的影响，表現在山区上升劇烈，地表割切程度較深，地形陡峻，因而地下逕流条件良好。在平原地区是沉降堆积地帶，逕流条件不好，蒸發成为排洩地下水的主要方式。

水文气象因素对地下水的影响，表現在过湿地区，降水量超过蒸發量，因而大气降水是地下水主要補給来源，而在干旱、半干旱地区，蒸發量超过降水量，这样蒸發就成为地下水主要排洩的方式。此外，地下水和地表水經常有密切水力联系，如河流、湖泊以及海洋都可以是地下水補給或排洩的地方，当枯水期时，河水排洩地下水，洪水期河水補給地下水。由于这样，河流、湖泊和海洋的边岸地区的地下水运动是会有週期性变化的。

在岩層中运动的地下水，由于它与岩層之間相互不断作用結果，使它所含的化学成份和含量發生变化的可能，地下水的重率 and 粘滯性也随之改变，因而就会影响地下水流动的速度。

应该指出，除了上述自然因素对地下水运动有关外，尚有人为的因素，如修建水庫，进行农田灌溉，矿坑的排水等等，都会对它产生影响。在一般地下水动力学問題的研究中，对于自然因素中的水化学成份和含量是不加考虑的。

地下水动力学是綜合性的实用科学，它主要从数量上进行对水文地質問題的評价，提供工程措施的合理建議，而广泛地为国民經济事業服务。

地下水动力学根据水文地質勘探資料进行計算，在城市或工矿企業区域，可以确定某建筑物的类型，数量和地点的布置，以充分利用地下水水力資源保証供水需要。在水工建筑物区域，可以确定坝基滲漏量，浮托力及坝下游逸出速度大小，水庫地帶浸沒范围大小以及从数量上論証水庫滲漏，能够經济有效地帮助我們坝址的选定，并相应地提出工程措

施的建議。在矿床开采，基坑及鹽碱化沼澤化地区，与地下水作斗争中，必須进行系列降低地下水排水措施，通过地下水动力学計算可以解决排水降深与涌水量的关系，集水建筑物类型的选择和合理的布置，以保证生产建設順利进行。

本書內容將介紹地下水运动的基本理論及其在生产上的应用。前几章主要涉及基本概念和在均質及非均質岩層中地下水稳定流动，进而討論到地下水的不稳定流动以及实验室的研究方法，最后討論有关工程的地下水运动的專門問題的研究和具体的計算。

在地下水动力学中研究地下水运动規律的方法有三种：

一、水力学方法 这是一种近似的方法，它的优点在于能够結合具体地質条件，对簡單的地下水流动获得近似解答。

二、流体力学方法 对于某些边界条件比較复杂的水流，利用水力学的一般数学分析方法是不易解决，流体力学滲流理論可以找到解答，但結合具体地質条件有时尚有困难。

三、实验方法 在复杂条件下地下水流动，当理論上的研究不能解决时，往往利用实验模型来模拟自然条件，以确定地下水流动的規律，这种实验模型都需要特殊装置，只有在一定设备条件的实验室中进行。

在地下水动力学中对于水文地質的勘探資料必須作正确的簡化，然后結合具体条件进行計算，怎样正确的簡化，既能反映原来自然的特点，又能考虑計算，就要根据自然具体的条件，研究的对象及問題的性質綜合考虑，这在學習地下水动力学解决实际問題中應該注意的。

§ 2 地下水动力学发展簡史

我国水利工程很早就非常發达，大禹“因势利导”治水收得了良好效果，古代尽力溝洫能够对地面水过多地区进行防洪排澇工程措施，开渠鑿井，修建陂塘能够对缺水地区引用地表水及地下水来灌溉，堯时击壤歌“日出而作，日入而息，掘井而飲”。这說明当时我国已有了掘井的知識，2000年以前春秋时代“隴中少鹽，惟天水一井可煮为鹽”“用火井之火，煮鹽井之鹽”，当时就利用鹽井沉取滷水，同时利用气井煮鹽，这說明祖先劳动人民已在控制地表水和利用地下水过程中創造了优越的成效，并且促进了生产的發展，显然劳动人民在生产实践中已經掌握了地下水运动規律一些知識，但是由于社会政治經濟制度的限制，生产力不可能获得进一步發展，因而生产的經驗和技术知識就不可能进行总结和进一步推广。

1750年罗蒙諾索夫在“論地層”著作中，指出地下水是自然溶液，它在自然界中处于不断循环状态，这是在科学理論上闡明地下水是运动的开始。

研究地下水在多孔隙岩層中运动規律，是法国水力学家达尔西开始的，他在1852年根据試驗确定了水在多孔隙岩層中直綫滲透基本定律，并提出了岩層滲透系数的概念。

1857年另外一个法国水力学家裘布依發展了直綫滲透基本定律来研究地下水在岩層中的流动。

达尔西定律和裘布依方程是作为水力学中一个独立部分發展成为地下水动力学的基础。

1889年儒柯夫斯基發表了“潛水运动理論的研究”，对地下水的运动在理論上作了概括的总结。

在十月革命以前，地下水动力学也与其他科学一样，發展是緩慢的，同时理論联系实际也少，但在十月革命以后，生产力得到了解放，生产实际的要求推动了科学的發展，巴甫洛夫斯基把潛水运动理論进一步完善，并应用到水工建筑物区域，解决了生产問題，同时也提出了地下水动力学研究的三个方法：水力学，流体力学和实验的方法。其中实验方法——水电比拟法到目前广泛地应用在研究水工建筑物区域地下水运动，而且更有了进一步發展应用到其他科学領域。

1930—1931年發表的“潛水非均匀运动”的著作，对于岩層中潛水运动作了进一步的理論研究。

1935—1949年卡明斯基把潛水运动的理論运用到各种具体水文地質条件中，总结了实际工作的經驗并丰富和提高到理論，“地下水动力学原理”一書的著作是对地下水动力学这門科学作了系統的論述。

随着生产不断的發展要求，地下水动力学理論的研究，逐渐注意到流向集水建筑物的水流，水工建筑物有关的地下水运动等專門問題，其中謝尔卡切也夫，查尔納，阿里托夫斯基，吉林斯基及阿勃拉莫夫等对于流向垂直集水建筑物的水流作了不少研究工作，而柯斯嘉柯夫，丘卡耶夫等对流向水平集水建筑物的水流作了不少研究，阿拉文，薩馬林及努明諾夫等对水工建筑物有关地下水运动作了进一步研究，許多理論上的發展指导了生产实际工作，丰富了地下水动力学新兴的科学。

其中应该指出的，在水力学發展的过程中，1921年列依宾松对油，气和水混合渗透問題作了研究，提出地下水力学新的方向，而是为石油开采工作服务。

在我国解放后，由于国民經济事業迅速的發展，对地下水动力学也提出了新的要求，尤其是1958年大躍进，水利建設带来了工农业生产建设的高潮，人民公社成立以后，生产关系的改变，又进一步推动了生产力的發展，整个国民經济事業取得了史无前例的巨大成績。水利建設中，在党的正确领导下大搞水利化的羣众运动，使水利化运动推向更高潮，在全国改变了农村旧的面貌，“河渠密如網，井庫滿天星，河与渠相連，渠与庫相通”，如此歌頌水利化建設的成就。在城市供水方面1958年大躍进完成的工作量已相当于第一个五年計划三倍以上，其他如大量矿床的發現和开采数量上亦相当惊人，这是总路綫，大躍进和人民公社的胜利，也說明了劳动羣众的积极性和創造性。一系列有关地下水运动的工程措施中生产經驗和創造貢獻，我們必須認真地学习，并进行科学总结来丰富地下水动力学，此外在許多生产工作中也提出不少实际的問題，如裂隙岩層中地下水运动規律，喀斯特地区矿坑涌水量的确定等等，均有待于进一步研究来發展地下水动力学理論。

目前国内各生产机构，科学研究部門和地質院校对地下水动力学的理論和生产实际問題进行了研究。自1958年以来各种刊物已經陸續發表了一些总结实际工作經驗的文章、是有利于生产中存在問題的解决和理論的进一步發展，由于生产的不断躍进，不断地提出了新的問題，怎样进一步使这門科学能够密切結合我国自然的特点，以满足生产發展的需要，尚要作更大的努力。

第一章 渗透的基本概念和渗透的基本定律

地下水动力学是在水力学的基础上发展起来的，因而，地下水运动的一些基本概念和基本定律与水力学有密切联系。有些概念是由水力学中继承下来的；而另一些概念则是在水力学的基础上，根据地下水运动的特点发展起来的。所以，在学习地下水动力学时，应该与水力学联系起来，这将有助于我们去体会它的实质。

§ 1-1 渗透的基本概念

在精论中已提到，地下水动力学是研究渗透的规律。什么叫渗透呢？我们将地下水在孔隙或裂隙岩层中的运动称为渗透或渗流，也有称为滤流。而将地下水运动的场所称为渗透场。为了描写渗透场的特点，采用一些量，如流速、压力和水头等等来说明它。这些表征液体运动情况的各个量（流速、压力和水头等）就称为渗透场的运动要素。运动要素是空间坐标 x 、 y 、 z 和时间 t 的函数。

一、实际流速与渗透流速

透水岩层由固体部分和空隙部分所组成，而地下水只能在空隙中运动，地下水在空隙中运动的平均速度称为实际流速，以 u 表示

即，
$$u = \frac{\Delta Q}{\Delta \omega'} \quad (1-1)$$

式中 $\Delta \omega'$ ——过水断面的空隙面积。

ΔQ ——核过水断面上的流量。

由于实际流速中包含过水断面空隙面积 $\Delta \omega'$ 因素在内，用起来很不方便，所以引出另一个目前在地下水动力学中用得普遍的概念——渗透速度。它是一个想像的流速，将水流看成是通过整个过水断面（包括固体部分和空隙部分在内），而其流量不变的流速，用 V 表示。

即，
$$V = \frac{\Delta Q}{\Delta \omega} \quad (1-2)$$

式中 $\Delta \omega$ ——过水断面总面积（包括固体部分和空隙部分）。

由上两式可看出

$$V = \frac{\Delta \omega'}{\Delta \omega} u = nu \quad (1-3)$$

或
$$u = \frac{V}{n} \quad (1-4)$$

式中 n ——空隙率（以小数表示）。

空隙率总是小于1，所以渗透流速总是小于实际流速。

假如考虑到在固体部分的表面上有一层薄膜水。它是由于静电引力和分子引力被吸附在固体表面上，不受重力作用，不传递压力，因而它是不参加渗透运动的。这样，渗透流速与实际流速的关系就不应该用空隙率来表达，而是用给水度 μ 来表达。

即，
$$V = \mu u \quad (1-5)$$

和

$$u = \frac{V}{\mu} \quad (1-6)$$

給水度是小于空隙率的，对于裂隙岩層或粗粒的砂礫質土，它們在数值上差得不大，对于細粒的土則相差很大，不可忽視。

二、滲透压力和測压管高度

在靜水中有靜水压力，在动水中有动水压力，在地下水流中同样也有压力（动水压力）。在地下水动力学中称它为滲透压力，以 p 表示。由于在自然界的地下水中所受的表面压力都是一个大气压，所以習慣上滲透压力是不考虑（不計算）表面压力的，而仅仅計算地下水本身产生的压力。

与水力学一样，地下水中滲透压力的大小也可用水柱高度表示。因为这里省去了大气压力，所以表征滲透压力的大小是用測压管高度 h_n 。

$$h_n = \frac{p}{\gamma} \quad (1-7)$$

式中 p —— 滲透压力（不計算大气压力）。

γ —— 地下水的重率。

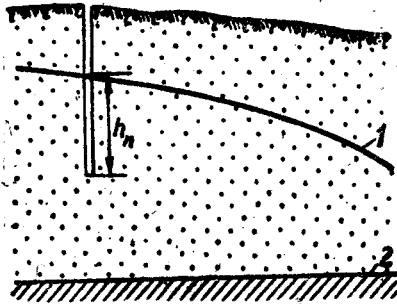


圖 1-1 潛水含水層中鑽井剖面圖
1—水頭曲線；2—不透水層

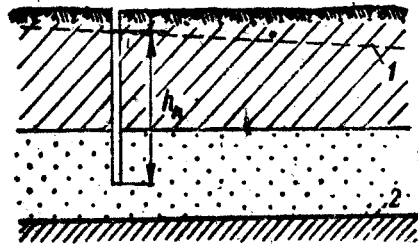


圖 1-2 承压含水層中鑽井剖面圖
1—水頭綫；2—不透水層

如圖 1-1 和圖 1-2 所示，鑽井中的水深就表示了孔底一點的測压管高度。

三、水头和水力坡度

在水力学中已学过，总水头 H_d 为：

$$H_d = Z + \frac{p}{\gamma} + \frac{\alpha u^2}{2g} \quad (1-8)$$

式中 Z —— 位置高度；

α —— 动能修正系数；

u —— 地下水实际流速（相当水力学中的过水断面平均流速）；

g —— 重力加速度。

我們注意到，地下水的实际流速是很小的，所以上式中的第三項与第一二項比較起来是可以忽略不計，而地下水动力学中，第二項

$$\frac{p}{\gamma} = h_n$$

这样就有：

$$H_d = Z + h_n = H_n$$

即地下水动力学中，可以認為总水头在数量上是等于测压管水头，于是实用上往往它們是不分的，統称为水头，以 H 表示。（見圖 1-3）同理，地下水动力学中，总水头綫也就是测压管水头綫，統称为水头綫，对于潛水來說，它的自由面（潛水面）与沿水流方向的剖面相交的曲綫就是水头綫，一般称为浸潤曲綫。

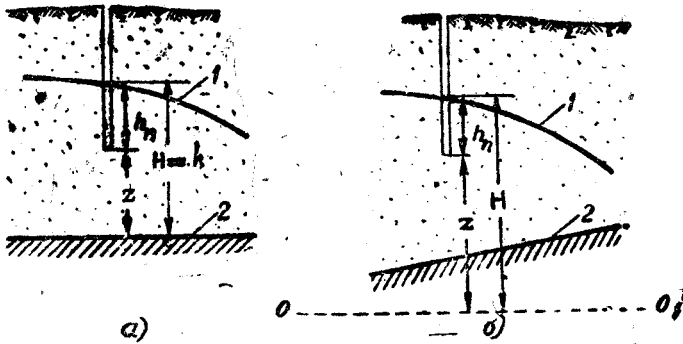


圖 1-3 潛水含水層剖面圖
a—基底水平 6—基底傾斜
1—浸潤曲綫；2—不透水層

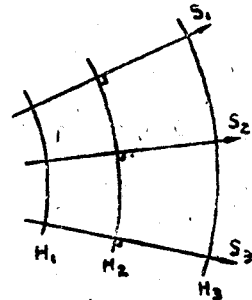


圖 1-4 流網
H—等水頭綫；S—流綫

地下水动力学与水力学一样，也是利用水力坡度 J 来表征水头綫的坡度。

$$J = -\frac{dH}{ds} \quad (1-9)$$

四、流網

在滲透場中，各水头值相等的点連成的面称为等水头面，而它在平面上或剖面上則表现为等水头綫。

在滲透場中，由等水头綫和流綫所組成的網格称为流網（圖 1-4）。

在地下水动力学中流綫的概念与水力学相似，不同的在于它是以滲透流速为基础的（水力学的流綫是以点的实际流速为基础的）。

流網的一个重要特性就是流綫与等水头綫正交。这是由于沿流綫方向必定有水头損失，而沿等水头綫各点水头却是相等的，这就决定了任一点的流速在等水头綫上没有分量即各个点的流速是垂直等水头綫的。

在地下水动力学中，流網被用来解决許多实际問題，这將在第五章中討論。

§ 1-2 滲透的基本定律

地下水具有不同的流动状态，所以它也遵循不同的基本运动規律。

一、直綫滲透定律

1852 年到 1855 年期間，法国水力学家达尔西在實驗室中用砂土做了大量的滲透实验，得到了滲透基本定律。

实验簡單过程如下：在圆柱狀的金属筒中裝滿砂土（圖 1-5），利用溢水設備控制水流进入和流出处的水头保持不变。当水通过砂土滲透过程中，其水头損失可在兩测压管中測得，而流量則在出口处測量。

实验結果得到如下关系：

$$Q = K\omega \frac{H_1 - H_2}{l} = K\omega J \quad (1-10)$$

或
$$V = \frac{Q}{\omega} = KJ \quad (1-11)$$

- 式中
- Q ——渗透流量；
 - H_1, H_2 ——1、2断面测压管水头值；
 - l ——两断面的间距；
 - J ——水力坡度；
 - ω ——过水断面面积；
 - K ——渗透系数

上式表明：渗透流量 Q 或渗透流速 V 与水力坡度一次方成正比。所以称它为直綫渗透定律。

水力学上告诉我们：当液体作均匀流动，其过水断面平均流速与水力坡度一次方成正比时属于层流运动。这正反映了达尔西渗透实验是在层流状态下进行的。就是说，直綫渗透定律的应用条件是层流。

由式(1-11)可知，水力坡度是无因次的，所以渗透系数 K 与渗透流速 V 具有同样的因次，即米/日，厘米/秒等。

渗透系数 K 在水文地质学中是一个非常重要的概念，必须很好地理解它。首先要明确，渗透系数 K 并不单单表示岩石的渗透性能，而且也包括水（液体）的渗透性能。换句话说，渗透系数 K 的大小，不仅决定于岩石的空隙性，而且也决定于水（液体）的物理性质。同一岩层对于水是一种渗透系数，对于石油却另是一个渗透系数。为了方便起见，以 K_0 纯粹表示岩石的渗透性能，称为渗透率。则渗透率 K_0 与渗透系数 K 之间有如下关系：

$$K = K_0 \frac{\gamma^*}{\mu} \quad (1-12)$$

- 式中 γ ——渗透液体的重率；
 μ ——渗透液体的粘滞动力系数。

渗透率 K_0 的大小决定于岩石的空隙性，即空隙的大小，形状和空隙度。

由式(1-12)看出，渗透系数与渗透液体的重率 γ 成正比，与渗透液体的粘滞动力系数 μ 成反比。而地下水的重率和粘滞动力系数又决定于一系列因素，如温度、压力和矿化度等。但其中除温度对粘滞动力系数的影响较大外（图1-6），其它影响则很小，在一般情况下可以忽略不计。

关于确定渗透系数的方法可以在普通水文地质学和专门水文地质学中找到。

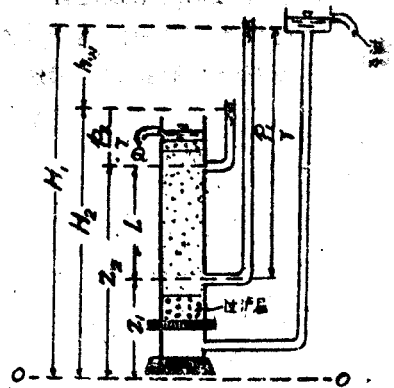


图 1-5 达尔西实验仪器装置图

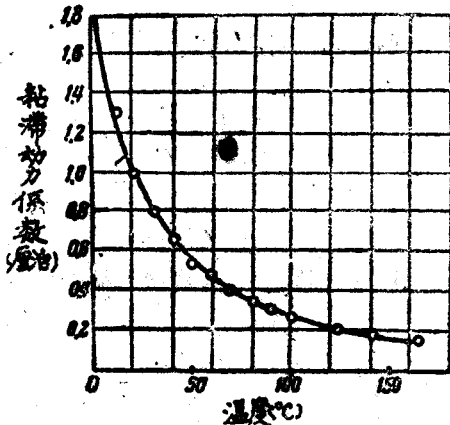


图 1-6 粘滞动力系数和温度关系曲线

* 根据因次分析，渗透率的单位为厘米²，在实用上采用达尔西。1 厘米² = 0.98 × 10⁸ 达尔西。1 达尔西 = 1.02 × 10⁻⁸ 厘米²。

二、非直綫的滲透定律

当地下水流呈層流运动状态时，是遵守直綫滲透定律。1912年克拉斯諾波里斯基提出了地下水呈紊流状态时的滲透基本定律：

$$Q = K\omega J^{\frac{1}{2}} \quad (1-13)$$

或
$$V = KJ^{\frac{1}{2}} \quad (1-14)$$

因它与水力学上的哲才公式相应，所以称它为克拉斯諾波里斯基——哲才公式。

1878年，斯姆列盖尔提出地下水呈混合流状态的滲透基本定律：

$$Q = K\omega J^{\frac{1}{m}} \quad (1-15)$$

或
$$V = KJ^{\frac{1}{m}} \quad (1-16)$$

式中 m 为界于1与2之間的系数。

三、層流和紊流的判別

不同流动状态的地下水流具有不同的运动規律，因此判別地下水流的流动状态就具有重要意义。在水力学中是采用雷諾数 $Re = \frac{V \cdot d}{\nu}$ 来判別的，在地下水动力学中模仿了水力学的方法，也采用了雷諾数的概念来判別它。

(一) 在孔隙岩層中水流状态的判別

巴甫洛夫斯基以滲透流速 V 代替导管过水断面平均流速，以顆粒的有效直徑 de 代替导管直徑，以下式表示雷諾数

$$Re = \frac{1}{0.75n + 0.23} \frac{V \cdot de}{\nu} \quad (1-17)$$

式中 ν ——粘滯动力系数。

由大量实验資料得到，临界雷諾数 $Re_{kp} = 7-9$ 。

以后，米里昂西科夫提出以另一綫性值 $l = \sqrt{\frac{K_0}{n}}$ 代替导管直徑，避免了巴甫洛夫斯基經驗公式中用起来不方便的有效直徑。

即
$$Re = \frac{Vl}{\nu} = \frac{V}{\nu} \sqrt{\frac{K_0}{n}} \quad (1-18)$$

根据实验資料 $0.022 < Re_{kp} < 0.290$ 。

最近，全苏石油研究所 $\Phi. H.$ 卡佳霍夫教授和 $\Gamma. \Phi.$ 特列宾工程師根据理論推导和实验得出如下雷諾数表示式：

$$Re = \frac{V \sqrt{K_0}}{1750\nu n^{\frac{1}{2}}} \quad (1-19)$$

式中 V ——滲透速度 (厘米/秒)；

K_0 ——滲透率 (达尔西，1 达尔西 = 1.02×10^{-6} 厘米²)；

ν ——粘滯动力系数 (厘泊，即克/厘米·秒)；

n ——孔隙度 (以小数表示)。

由实验得：当 $Re > 0.2-0.3$ 时，不遵守直綫滲透定律。

卡佳霍夫設想滲透岩層通道是由許多彼此不連通的圓管子組成。根據水力學理論，在圓導管中，層流時的過水断面平均流速 u 為：

$$u = \frac{d^2}{32} \frac{\gamma}{\mu} J$$

則滲透流速

$$V = nu = n \frac{d^2}{32} \frac{\gamma}{\mu} J$$

而根據達爾西直線滲透定律

$$V = KJ = K_0 \frac{\gamma}{\mu} J$$

上兩式相等，則有

$$K_0 = n \frac{d^2}{32}$$

$$d = \sqrt{\frac{32K_0}{n}}$$

這裏的 K_0 是以厘米²為單位的，而實用上一般是以達爾西為單位（1 達爾西 = 1.02×10^{-8} 厘米²）。改用以達爾西為單位，則有：

$$d = \sqrt{\frac{32 \times 1.02 \times 10^{-8} K_0}{n}} = \frac{1}{1750} \sqrt{\frac{K_0}{n}}$$

將這式的 d 代入一般的雷諾數公式，得：

$$Re = \frac{ud}{\nu} = \frac{Vd}{n\nu} = \frac{V\sqrt{K_0}}{1750\nu n^{\frac{1}{2}}}$$

(二) 在裂隙岩層中水流狀態的判別

Г. М. 羅米捷曾在裂隙模型中進行了大量實驗，得到由層流轉變為紊流時的臨界水力坡度 J_{kp} 與裂隙寬度 δ 、相對粗糙度 $\alpha = \frac{e}{\delta}$ （裂隙內絕對粗糙度 e 與裂隙寬度 δ 之比）有關，其關係式如下：

$$J_{kp} = 0.0062 \frac{(1 - 0.96\alpha^{0.4})^{1.5} (1 + 6\alpha^{1.4})}{\delta^3} \quad (1-20)$$

試驗是在一種特殊裝置的裂隙模型中進行（如圖 1-7 所示）。模型是由可調整間距的（裂隙的間隙）二平行玻璃板組成，玻璃板之間可裝充填物，如果當試驗需要裂隙粗糙度不同時，可以把不同粒徑的均質砂粒粘附在玻璃板表面上，水流流動過程中的水頭損失，可由按裝在玻璃板上的測壓管來度量，供水水頭大小可用水箱及開關，調節在某一固定水頭情況下進行試驗，測壓管中的水頭差大小，可利用水銀示差測壓管及微測壓管來度量，水頭差值大時採用水銀測壓管，當水頭差值小時，通過開關調整，可利用微測壓管來度量。在平滑和粘有細砂顆粒的玻璃板上進行多次試驗結果，得出粗糙的裂隙中直線滲透定律適用的經驗公式上限雷諾數值確定如下：

$$N = 600(1 - 0.96\alpha^{0.4})^{1.5} \quad (1-21)$$

式中 N ——表示直線滲透定律應用範圍的上限雷諾數值；

α ——裂隙的相對粗糙度；

$$\alpha = \frac{e}{\delta}$$

式中 e ——裂隙的絕對粗糙度，決定於粗糙面上凸部的多少（厘米）；

δ ——裂隙寬度（厘米）。

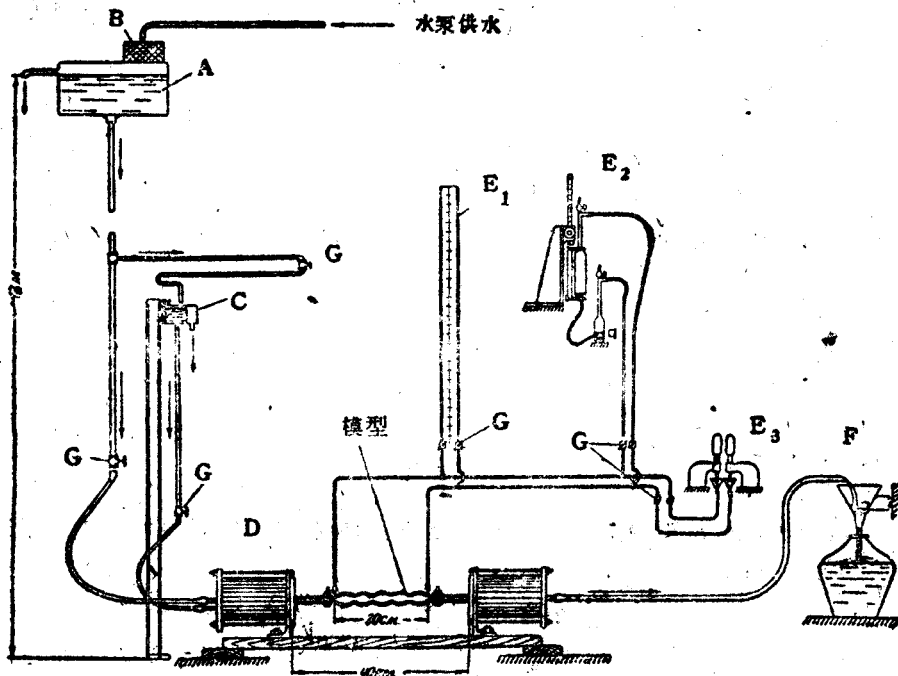


圖 1-7 裂隙岩層模型試驗儀器裝置

A—水箱，B—清潔過濾器，C—變水頭的溢水設備，D—儲水箱，E₁—示差測壓管，E₂—水銀示差測壓管，E₃—微測壓管，F—量水設備，G—開關(截門)

在平滑裂隙 ($\sigma=0$) 內， $N=600$ 。

與雷諾數相似，數值 N 可表示為：

$$N = V_{kp} \frac{R}{\nu} \tag{1-22}$$

式中 V_{kp} ——水在裂隙中的臨界流速，即開始不符合直綫滲透定律時的流速；

R ——水力半徑，等於 $\frac{\beta}{2}$ ；

ν ——水運動的粘滯係數。

由公式(1-21)及公式(1-22)可知，臨界速度為：

$$V_{kp} = 1200 \frac{\nu}{\beta} (1 - 0.96\sigma^{0.4})^{1.5} \tag{1-23}$$

按羅米捷意見，符合直綫定律時，水在裂隙中的流速為：

$$V = \frac{g}{12\nu} \beta^2 J \frac{1}{1 + 6\sigma^{1.5}} \tag{1-24}$$

式中 g ——重力加速度；

J ——水力坡度。

其次，羅米捷確定出，不符合直綫滲透定律時的臨界梯度。設 $g=981$ ； $\nu=0.0131$ (當 $t=10^\circ\text{C}$)，應用公式(1-23)及(1-24)可寫出該條件下臨界梯度的表示式：

$$J_{kp} = 0.0062 \frac{\beta}{\sigma^2}$$

式中， $\beta = f(\sigma) = (1 - 0.96\sigma^{0.4})^{1.5} (1 + 6\sigma^{1.5})$ 。

當相對粗糙度取各種不同數值時，將水在裂隙中運動臨界梯度值列入下表

表 1-1

裂隙宽度。 (厘米)	相 对 粗 糙 度					
	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5
0.1	2.600	1.508	1.404	1.352	1.274	1.144
0.2	0.325	0.189	0.176	0.169	0.159	0.143
0.3	0.096	0.056	0.052	0.050	0.047	0.042
0.4	0.041	0.024	0.022	0.021	0.020	0.018
0.5	0.021	0.012	0.011	0.011	0.010	0.009

从表中数值可以得出結論，裂隙岩層中的天然地下水流絕大部分是属于層流运动。

第二章 地下水在均質岩层中的穩定流动

§ 2-1 概 述

地下水流动的規律受着自然界各种复杂因素的控制，其中主要因素包括透水層的透水性能在空間上的变化情况和地下水的运动要素随时间的变化情况，为了研究的方便，对上述因素进行分类。

如果將岩層的透水性按空間座标的关系来分，有均質岩層和非均質岩層两种类型。均質岩層是岩層的透水性与区域座标的位置無关，即渗透系数在不同空間点上是一个固定的常数，而非均質岩層的透水性就随着区域座标位置的改变而改变，即渗透系数在不同空間点上是一个变数。如果根据透水性和渗透方向的关系，又可將岩層分为各向同性和各向異性两种类型。如在自然界常見到的砂層，在这岩層里任意点渗透系数的大小与渗透的方向無关，因而它是属于各向同性的岩層；而在各向異性的岩層中任意点渗透系数的大小随着渗透方向的不同而改变，黄土是最典型的例子。自然界常見的复杂岩層中归結可以有均質各向同性和各向異性岩層及非均質各向同性和各向異性的岩層。本章所討論的是属于均質各向同性岩層中的地下水运动。

自然界中的地下水由于它补給和排洩条件的改变以及人为因素的影响，地下水位經常地在变化着，因而相应地引起了地下水运动要素产生改变。在研究具体問題时，往往因为在所研究的整个時間过程中水位变化是緩慢的，或者是在某段時間里水位相对变化較小时，我們常把它当作不变的情况来研究的。但如果水位随時間經常地較大幅度地变化，那么在渗透場中任意点的运动要素的改变將是不可忽視的，这样我們又將地下水流动分为穩定流和不穩定流两种类型。穩定流动是指渗透場中各个点的运动要素不随時間的过程而产生变化，如果在渗透場中任意点的运动要素随着時間过程發生变化的則属于不穩定流动。

为了便于研究，根据流速在空間三个坐标上的流速分量的关系，將地下水流分为單向流动，二向流动和三向流动三类。当地下水渗透速度只具有一个方向流动的水流，称为單向流动，即水流沿着一个方向作平行直綫的运动，其过水断面大小和形状均不随流向而改变也可以称为均匀流动。当地下水渗透速度具有两个方向的分速度的水流，称它为二向

流动。它在某一面上的流綫是互相平行的故又叫做平面流动。这种流动往往可以取出單位宽度或單位厚度来进行研究（用 q 来表示單寬流量或單厚流量。当地下水滲透速度具有三个分速度方向的水流称三向流动。它在任何平面上的流綫都不互相平行，因而同时地又可称为空間流动。

如果在某平面上的流綫是呈輻射狀汇聚或散开的水流則称为輻射流动（收斂輻射流和扩散輻射流），它可分有平面輻射流和空間輻射流。下面將分节討論各种不同的地下水流动类型。

§ 2-2 地下水的均匀流动

地下水在流动过程中，如果沿途既沒有滲入补給，也沒有滲透流量的耗損，当含水層中潜水的浸潤面平行于基底不透水層流动，或当承压水在頂底板平行的含水層中流动时，就構成了單向流动，通常我們都称为均匀的流动，只要水流符合層流条件，那末自然界岩層中地下水的流动規律是服从于直綫滲透定律。

一、潜水均匀流动

潜水均匀流动时，浸潤曲綫是平行于基底不透水層的（如图 2-1 所示）。

則

$$J = i$$

J ——潜水的水力坡度，它是一个常数；

i ——含水層的基底底坡（ $i = \sin \alpha$ ）。

水力坡度 J 应该用垂流方向的过水断面 1 及 2 的水位高差除以間距 l 所得的商来表示，

即

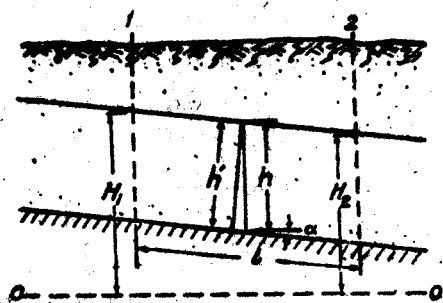


圖 2-1 潜水均匀流动

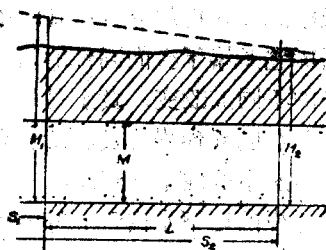


圖 2-2 承压水均匀流动

$$J = \frac{H_1 - H_2}{l}$$

根据达西定律写出單寬滲透流量 q 的表示式：

$$q = KhJ = Kh \frac{H_1 - H_2}{l} \quad (2-1)$$

对于过水断面的选择，应该是正交于流綫方向的断面。但在实际計算中，当自然界中潜水流坡度不大，而含水層基底平行潛水面，往往采用鉛直断面来代替真正的过水断面，所得的誤差根据計算如下：