

204208

基本資料

苏联 C. B. 特罗扬斯基等著

矿床疏干



煤炭工业出版社

苏联 C. B. 特罗揚斯基等著

礦 床 疏 干

程慧珠 徐秉濤譯 刘慈群 朱繼中校訂

煤炭工业出版社

內 容 提 要

本書系根据苏联С.В.特罗揚斯基等所著的“矿床水文地質和矿床疏干”一书节譯的。

本書分为两篇，着重叙述矿床疏干問題。第一篇为地下水动力学，其中談到地下水运动規律及其运动的基本概念；向人工排水设备流动的地下水运动情况；垂直排水设备的相互干預；渗透系数的測定等。第二篇为矿床疏干，其中談到疏干的任务和矿床充水的因素；排水和疏干时的地下水动态；矿内地下水的化学性質；矿床水文地質分类；水文地質調查；与地面大气降水和地下水作斗争的措施；疏干设备的类型、布置系統和应用；疏干装置，以及某些充水矿床的开发和开采程序等。

本書可供矿床水文地質工作人員閱讀，矿床水文地質方面的教学人員、研究人員也可参考。

С.В.Троянский, А.С.Велицкий, А.Н.Чекни

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ОСУШЕНИЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ

Углетехиздат Москва 1956

根据苏联国立煤矿技术書籍出版社1956年版节譯

781

矿 床 疏 干

程 經 殊 徐 秉 濤 譯

刘 慈 祥 朱 繼 中 校 訂

*

煤炭工业出版社出版(社址：北京东长安街煤炭工业出版社)

北京市書刊出版業營業許可証出字第084号

煤炭工业出版社印刷厂排印 新华書店发行

*

開本850×1168公厘 $\frac{1}{32}$ 印張 5 $\frac{1}{2}$ 字數124,000

1955年2月北京第1版 1956年2月北京第1次印刷

統一書号：15435·507 印数：0,001—3,000册 定价：0.88元

目 录

第一篇 地下水动力学

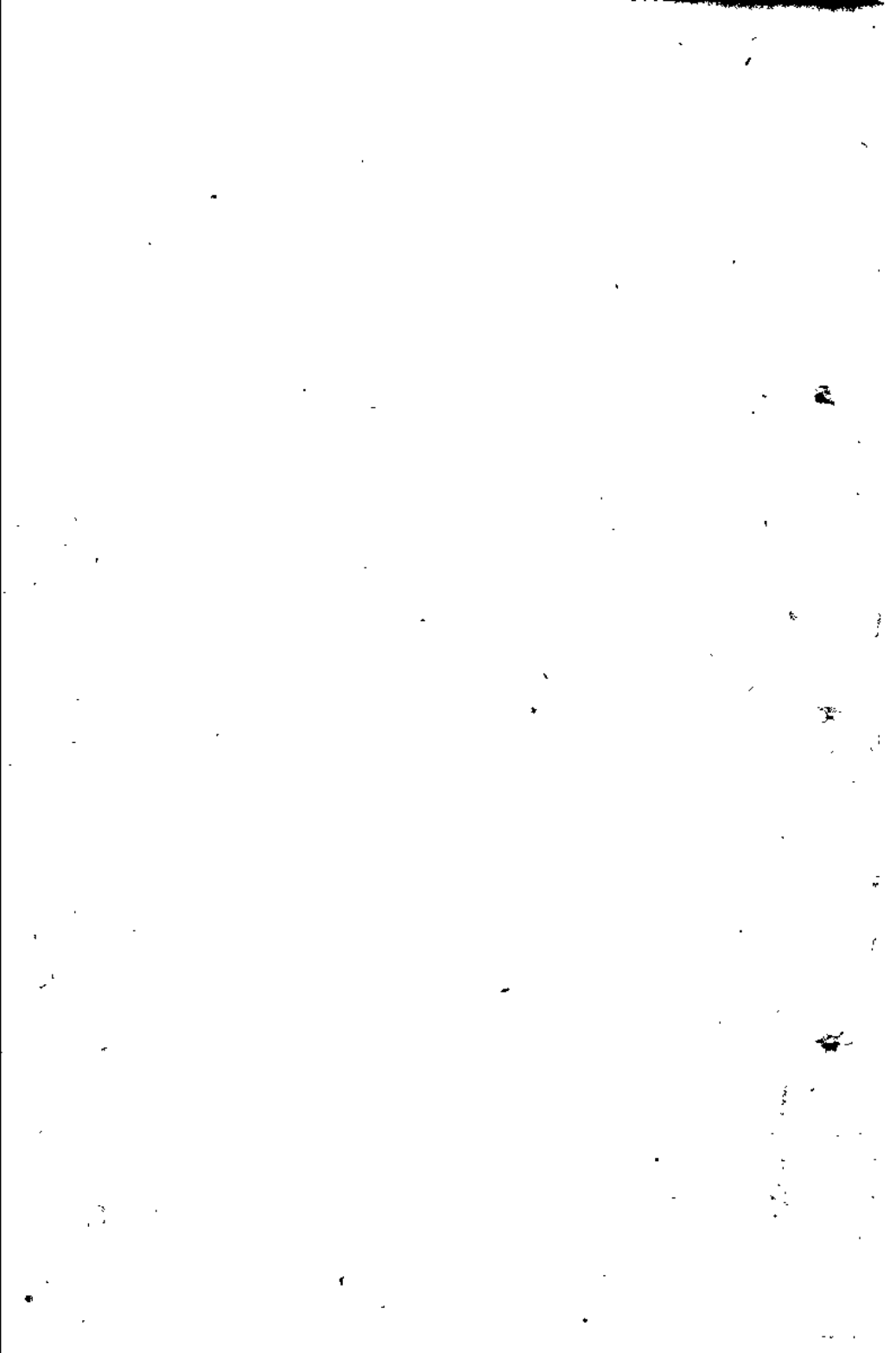
第一章 地下水运动定律及地下水运动的基本概念	3
第一节 渗透定律	5
第二节 地下水水流的主要水动力要素	11
第三节 地下水水流的分类及地下水运动的类型	12
第四节 地下水的均匀流	16
第五节 地下水的非均匀流	18
第六节 与渗入量有关的潜水运动方程式	21
第七节 地下水在非均质岩层中的运动	23
第二章 流向人工排水设备的地下水的运动	25
第一节 流向完整垂直排水设备的承压水流	26
第二节 流向完整垂直排水设备的无压水流	30
第三节 垂直排水设备的影响半径和补给区	34
第四节 坑道涌水量与水位降落之间的关系	38
第五节 流向不完整垂直排水设备的地下水流	40
第六节 吸水排水设备的水流量	43
第七节 流向完整水平排水设备的水流	44
第三章 垂直排水设备的相互干扰	46
第一节 两个垂直排水设备的相互干扰	47
第二节 一组垂直排水设备的相互干扰	48
第三节 流向位在河流附近的垂直排水设备的水流	54
第四章 渗透系数的测定	57

第二篇 矿山水文地质(矿床疏干)

第五章 排水任务及决定矿床充水性的因素	62
---------------------	----

第一节 概 論	62
第二节 影响矿床充水的天然要素	64
第三节 影响充水量的人为要素	65
第六章 矿山坑道排水及疏干时的地下水动态	69
第一节 在地下水储量非常大的条件下水的动态	70
第二节 地下水动力储量有限时水的动态	74
第三节 静水储量的耗损	76
第四节 地下水动态的季节变化	79
第七章 矿井水的化学成分	81
第八章 矿床的瓦斯情况	86
第九章 矿床水文地质分类	90
第一节 分类的目的	90
第二节 水文地质分类	91
第三节 矿床充水的辅助特征	94
第十章 水文地质调查	97
第一节 各种类型矿床调查的性质及主要工作类型	97
第二节 各勘探阶段的水文地质研究要求	101
第三节 调查资料的整理	103
第四节 矿山坑道总流入水量的测定	110
第十一章 与地表水和大气水作斗争的措施	114
第一节 系统措施	114
第二节 专门措施	121
第十二章 矿床排水设备的类型及疏干设备	121
第一节 排水渠	122
第二节 打入式过滤器	123
第三节 真空过滤器	126
第四节 排水井	128
第五节 直通式过滤器	130
第六节 降水钻孔和吸水钻孔	132

第七节	真空过滤器和真空水泵装置	134
第十三章	防止地下水措施的一般规划	144
第一节	保持水的自然动态	144
第二节	实施矿床疏干措施的次序	145
第三节	超前勘探	149
第十四章	排水方法及其应用	150
第一节	超前排水	150
第二节	环形排水	152
第三节	系统排水	159
第四节	边岸排水	163
第十五章	某些充水矿床的开发和开采程序	165
第一节	充水矿床的总体开采法	166
第二节	地表水流或水体附近矿床的开采	167
第三节	永久冻土带的矿床的开采	169
第四节	河流和水体附近矿床的露天开采	172
第五节	矿山水文地质机构的任务	174



第一篇 地下水动力学

第一章 地下水运动定律及地下水运动的基本概念

第一节 渗透定律

当岩石的孔隙和裂隙中充满水时，水在水头差的影响下就进行运动，这种运动叫做渗透。

在水力学中，大家都知道水的运动有两种状态，即层流和紊流。层流状态的特征是：液体作流束状运动，无论在数量上或方向上，均无强烈的脉运现象；因此，流束不致相混杂。当水在岩石中运动时，运动速度的改变是如此地缓慢，以致使流束不相互混杂（见图1中的箭头所示）。

在紊流状态下，某些流束的速度的脉动，无论是在数量上或是在方向上，是如此地强烈，以致使得流束杂乱无章地混淆起来（图2）。

法国水力学家达尔西，对于渗透定律的研究，奠定了基础。远在十九世纪中叶，他曾为了罗纳河河谷冲积砂中取水建筑的勘查工作，作了一系列的水在砂中渗透的试验。

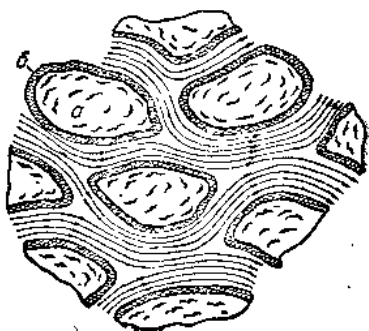


图1 层流状态下流束运动的特征

a—岩石的颗粒；

b—实际上粘滞的水的薄膜。

达尔西的试验仪器（图3）是一个装满砂的金属圆筒1，上面

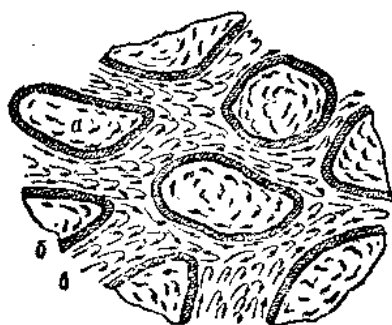


图 2 紊流状态下水流运动的特征
a—岩石的颗粒；b—粘滞水的薄膜；
c—水流运动的特征。

盖上盖子2、由水管3把水注入圆筒中，水立即向砂中渗透并从下面的开关4中流出来。注入的水量及其水头可用入口开关5和出口开关4来调节。在达尔西实验仪上还安装了两个水银测压计6和7，以便用来测量圆筒中渗透途径上的水头损失。根据用水银测压计测量出来的不同

的水头差，达尔西测量了单位时间从下面开关4中流出的水量（流量）、砂柱的高度和砂的性质，并确定了下列关系式：

$$Q = k \cdot \frac{H_1 - H_2}{l} \omega$$

$$= k \frac{\Delta H}{l} \omega, \quad (I, 1)$$

式中 Q ——水流量；

H_1 和 H_2 ——上下两水银测压计中水柱的高度；

ΔH ——水银测压计所示高度之差值（水头损失）；

l ——渗透砂柱的长度，也就是发生水头损失

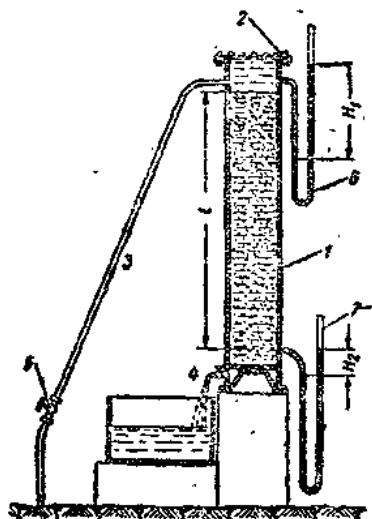


图 3 达尔西仪器

ΔH 的地方；

ω ——圓筒橫切面的面积；

k ——表示岩石透水程度的常数，可称为渗透系数。

比值 $\frac{\Delta H}{l}$ 是单位渗透途径上水头的下降值，它被称为水头梯度，可用字母 i 来表示。

在公式 (I, 1) 中，引入水头梯度的表示符号，即得：

$$Q = k \cdot i \cdot \omega. \quad (I, 2)$$

假使用 ω 除等式的两边，并考虑到

$$\frac{Q}{\omega} = v, \quad (I, 3)$$

式中 v —— 渗透速度，

由此可求得下列方程式：

$$v = k \cdot i, \quad (I, 4)$$

这一方程式表示：渗透速度与水头梯度的一次方成正比，因此该定律又被称为线性渗透定律。

渗透系数 k 表示岩石透水的程度。假使在方程式 (I, 4) 中取 $i = 1$ ，则得：

$$v = k. \quad (I, 5)$$

这样，当水头梯度等于 1 时，渗透系数即等于渗透速度。在水文地质学中，取渗透系数及渗透速度的因次为公尺/昼夜，很少取公分/秒。

渗透速度 v 是水通过渗透介质横断面单位面积的流量。渗透速度不表示水在砂孔隙中运动的真正速度，而是一种假定的所谓“换算”速度。

若要获得水在渗透岩层孔隙及裂缝中运动的真正速度，必须用流量 Q 除以孔隙或裂缝所占据的那一部分面积，而不必除

以水流横断面的全部面积。这一部分面积平均等于圆柱横断面面积 ω 与渗透岩层有效孔隙度之乘积(n_0)。

$$u = \frac{Q}{\omega \cdot n_0} \quad (I, 6)$$

由公式(I, 3)及(I, 6)中, 得出换算渗透速度 v 与水在岩层孔隙中运动的真正“綫性”速度 u 之間的关系式:

$$v = u \cdot n_0 \quad (I, 7)$$

在最大分子水容量不大的大顆粒岩层中, 有效孔隙度(n_0)几乎等于总孔隙度(n)。

经过水在多孔介質中渗透情况的实验室研究, 許多科学家确定: 当水头梯度增大到表征某一岩石标本的一定限度时, 綫性的渗透定律即遭到破坏, 虽然这时层流并不一定轉变为紊流运动。能使綫性渗透定律遭受破坏的水头梯度及其相应的速度, 称为临界水头梯度和临界速度。

A. A. 克拉斯諾波利斯基认为, 水在大型裂縫中和喀斯特空洞中的运动与水在管中的运动是相同的, 并根据比拟假定: 当地下水在强裂隙性和喀斯特化岩层中运动时, 应当产生紊流状态。对这种紊流状态, A. A. 克拉斯諾波利斯基提出渗透速度与水头梯度的关系式:

$$v = k\sqrt{i} \quad (I, 8)$$

当地下水在小裂縫岩层和小卵石中运动时, 斯姆列盖尔假定了由层流到紊流的过渡状态的存在, 并提出了渗透系数与水头梯度的綜合关系式:

$$v = k\sqrt[m]{i}, \quad (I, 9)$$

式中 $1 < m < 2$ 。

当 $m = 1$ 时, 公式(I, 9)就变成公式(I, 4)。当 $m = 2$ 时

公式(I,9)就变成公式(I,8)。

在对线性渗透定律之适用范围作实验性检查时，曾經确定：临界水头梯度和临界渗透速度与岩石孔隙和裂缝的大小成反比关系。

例如，当颗粒为中等时，在均质砂中可以获得表1所列的临界渗透速度值及临界梯度值。

表 1

颗粒直径: 公厘	临界渗透速度 v_{KP} , 公尺/昼夜	临界水头梯度 i_{KP}
0.57	890	6.67
0.90	530	1.63
1.35	300	0.54

表 2

裂缝的宽度 公分	水运动的临界速度, u_{KP} , 公尺/昼夜
0.1 0.3	8640
0.5	864
3.0	86.4
5.0	8.64
10-20	0.864

H.Φ.伏洛季柯测定了水在各种不同宽度的裂缝中运动的真正临界速度。茲把他所获得的结果列于表2中。

I. M. 罗米捷不仅改变了裂缝的宽度，而且把裂缝的相对粗糙度也改变了（裂缝表面突起的最大高度与其宽度之比称为相对粗糙度）。现在把他所得到的临界水头梯度列于表3。

表 3

裂缝的宽度 公分	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	1.114
0.2	0.325	0.188	0.175	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	0.010	0.010	0.009

在天然条件下，地下水水流的渗透速度可以从每昼夜十分之几公尺达到几公尺，而水头梯度坡度则从千分之几到百分之

几。由此可見，在地下水天然流动的情况下，是存在綫性渗透定律的。

只有在地下水流流向矿山坑道、取水設備和排水建筑物的时候，在邻近这些建筑的地方，特别是在裂隙性和喀斯特化岩层中，渗透速度值及水头梯度值可能超过临界速度值及临界水头梯度值。

C.B. 特罗楊斯基曾經作了一些专门的研究来闡明这样一个問題：綫性渗透定律局部遭到破坏是如何影响应用以这一定律为依据的公式来計算的涌水量的精确度。

C.B. 特罗楊斯基搜集了在鑽孔及矿山坑道中抽水时地下水水位降低的觀測資料，并把这些实际資料与根据建立在綫性渗透定律基础上的公式所得出的計算資料，进行了比較；他确定：当地下水在强喀斯特化石灰岩中进行剧烈运动时（排水鑽孔的流入量达到115.7公尺³/小时，而矿井的矿山坑道的流入量达到1000公尺³/小时），建立在綫性渗透定律上的公式所給出的計算資料，与实际資料完全吻合。

由此可見，在矿山坑道和排水鑽孔壁上所观察到的、局部离开綫性渗透定律的情况，对流入量值，并没有重大的影响。

綫性渗透定律能保持在强裂隙性和喀斯特化岩块中，这是由于岩块的裂隙性的不均匀所致；沿着地下水运动的途径，大裂隙及孔隙地段被小裂隙地段所代替，这一地段限制了水流动的速度并有利于綫性渗透定律的保持。

进行研究的結果，使我們有根据作出一般的結論：在大多数的情况下，無論在多孔岩层中，或是在裂隙性和喀斯特化岩层中，都能保持綫性渗透定律。

不久以前曾有人認為，綫性渗透定律的破坏是与层流状态向紊流状态的过渡有关系的。

对这一问题的研究表明：由于渠道孔隙中断面的弯曲和連續变化引起地下水运动速度的变化，产生了慣性力；由于这种慣性力的影响，在层流轉变为紊流之前，綫性渗透定律早已經遭到破坏。

然而水的运动速度是很小的，这种慣性力也是微不足道的。但是，从某一速度值开始，慣性力达到的数值是这样大，以致在其作用下能使綫性渗透定律遭到破坏，虽然整个的运动仍然是层流。

第二节 地下水水流的主要水动力要素

地下水水流的主要水动力要素有：水头 H ，水头梯度 i ，等水头綫 N ，流綫 S ，渗透速度 v 和水流流量 Q 。由于某些水流要素之間的关系及其随時間变化的程度各不相同，可以把地下水水流和地下水运动进行分类。

水头的概念来自水力学，这一概念是由B.伯諾里首先提出的。地下水水头包括两个数值：测压高度 h 和几何高度 z （图4），即：

$$H = h + z. \quad (I, 10)$$

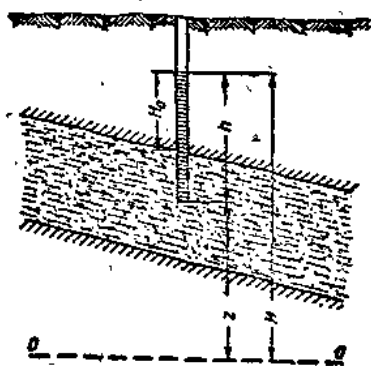


图4-地下水头的图解表示

具有透水壁或透水底的坑道中的水柱高度，称为测压管高度；测压管高度是从坑道底部开始量起的。几何高度 z 等于坑道底部与水头基准面的距离值。通常取海平面为水头基准面，并用绝对值来测量水头，也可以取其他任何一水平面，例如取水平埋藏的潜水隔水层。水头一般用水柱公尺来测量。

在矿床排水的实践中，常常应用含水层压头这个概念。压头在这一点上的数值，等于该点上水头与上面隔水层的差值（在图4中的 H_0 ）。它表示有压含水层中的水作用在该含水层顶板上的压力，用水柱公尺来测量。

沿着鑽入含水层中的鑽孔中的水位，作曲面。在无压水的情况下，这一曲面是含水层中的真正的水面；在有压水的情况下，它是一种想象的曲面，它表征含水层中水头的分布情况。当这一曲面被垂直于水流方向上的平面割切，便形成一条线，即所谓降落曲线。降落曲线表示水头沿水流方向的下降。

连接地下水流中具有等水头各点的线称为等水头线或等势线。平面上地下水无压流的等势线，又称为等水位线；地下水有压流的等势线则称为等水压线。

沿等势线，不可能产生水的运动。水是沿着垂直于等势线的流线运动的。等势线 N 和垂直于等势线的流线 S ，组成所谓水动力网（图5）。

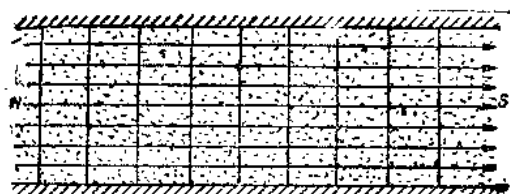


图5 流线 S 和等水头线 N （等势线）

只有在含水层各个不同断面或各点上存在着水头差时，地下水才能发生运动；沿着地下水运动的途径，水头在下降；这是由于岩石对地下水运动的阻抗而引起的。

第三节 地下水水流的分类及地下水运动的类型

在地下水流动的时候，水流每一点上渗透速度的矢量的方

向是各不相同的。假使沿着坐标轴分解这一矢量，则可以得到对应于坐标轴的分量。根据这些分量把水流分成单向水流（线性水流）、双向水流（平面水流）和三向水流（空间水流）。

假使地下水流流线与某一平面相平行，那末该水流称为平面流。平面流又可分成平面上的平面流（平面是水平的）和剖面上的平面流（平面是垂直的）。

沿着厚度不变的含水层流动的有压流，可以作为单向水流的例子。这时补给区与排水区是相互平行的（地下水有压流，处于相互平行的河流与渠道之间）。

假使有压流流线在平面上相互不平行而且有压流的厚度是不变的，这时可以把水流当作平面上的平面流。

剖面上的平面流的特征表现在：流线在水平面上是平行的，而在垂直面上是弯曲的

（具有垂直的分速度）。水平排水渠附近的无压流便是剖面上的平面流的例子。

流向自流水盆地中单个井的有压水的流动，是平面流中的一种最简单的情况。

在这种情况下，水平面上的流线是一些直线；它们呈辐射状聚集在井的中央，而等势线是一些同心圆（图6）。

象这样的流动称为平面辐射状流动。在这种情况下，由

于水流轴对称，可以把水流任意点上的渗透速度值及水头值当作一个坐标的函数来测定，即当作其矢量半径的函数来测定。

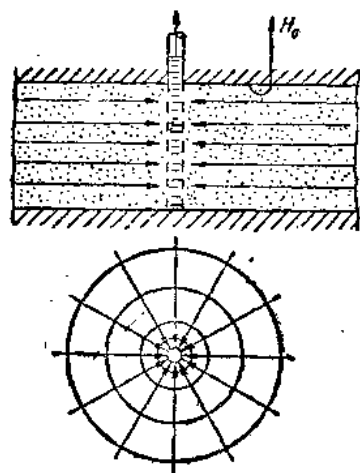


图6 向井的辐射流

这样，我們就能用同一的基本方法，象研究单向流那样，来研究平面辐射流。

一般地说，地下水运动是一种三向的或空间的运动。由于空间渗透的问题没有得到解决，因此不得不使问题简单化。这样，就引向双向流或单向流的问题，在大多数的情况下实际上保证了所得结果的足够精确性。

地下水流中水的运动，可分为稳定流与非稳定流；此外，还可分为均匀流与非均匀流。

水流要素（厚度、水头梯度、流量及渗透速度）在一定的水流断面上不随时间变化的运动，称为地下水稳定流；水流要素在一定的水流断面上随时间变化的运动，称为非稳定流。

严格地说，自然界中的水流经常是非稳定流；然而，在大多数情况下，水流要素随时间的变化不大，所以在解决实际问题时可以忽略不计。

渗透速度在所有断面上均相同的水流称为地下水的均匀流。与均匀流相反，不均匀流的特征是：渗透速度沿水流长度发生变化。

当 $Q = \text{常数}$ 时，如果稳定流的断面沿水流长度不发生变化，那末这时就出现了均匀流；在这种情形下渗透速度是固定的，即：

$$v = \frac{Q}{\omega} = \text{常数}.$$

假使渗透系数沿着该水流长度也不发生变化，那末很显然：

$$i = \frac{v}{k} = \text{常数},$$

也就是说，沿着透水性不变的含水层流动的均匀流的特征是：水头梯度沿着水流长度是不变的。降落曲线在这种情形下是一