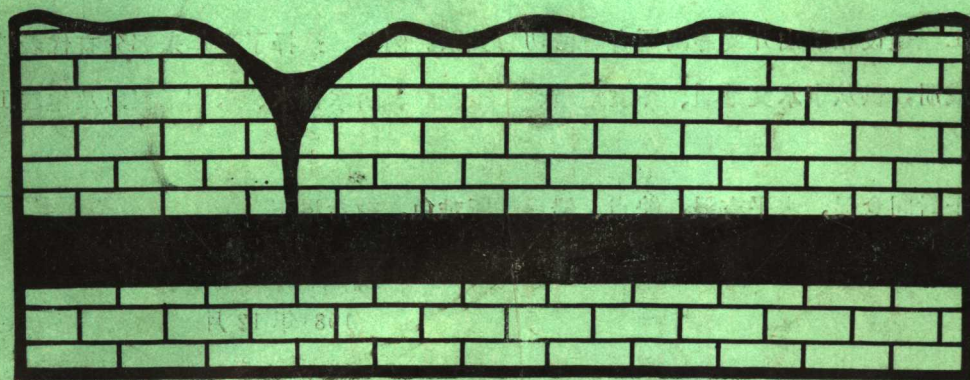


地质科技资料选编 (六十六)

国外裂隙-岩溶水研究

(下)



地质部情报研究所

一九八一年十二月

前 言

裂隙-岩溶水研究，在现代水文地质领域中，具有相当重要的意义。近年来，国外关于这方面的研究，无论在理论或者实际应用方面，都取得了不少进展。

本专辑内容共包括五个方面：（1）裂隙-岩溶水的水文地质背景；（2）裂隙-岩溶水的特征；（3）裂隙-岩溶水的地球化学原理及同位素研究；（4）裂隙岩层的地下水动力学；（5）裂隙-岩溶水资源评价及合理开发。

为了便于学术交流，对一些岩溶基本词汇需要统一认识。本专辑根据国际水文地质学会岩溶分会公布的岩溶术语作了汉语编译，同时还附录七种外文解释。

我国是一个多山的国家，裂隙-岩溶水分布比较广泛，它和国民经济发展中日益增长的供水、工程建设和矿山开发等问题有着密切的关系。因此，选择了近年来部分有代表性的文献编译成册，供从事水文地质、环境地质、工程地质、给水排水、水利工程以及地理工作者们参考。

由于时间仓促，水平有限，缺点、错误在所难免，敬希指正。

编 者
1981年12月

裂隙岩层中地下水流的流体动力学

作者：T. D. 斯特雷索瓦

前 言

作为流体资源天然储体和导管的裂隙岩石在世界各地均有发现。可是，只是在本世纪五十年代初期，才着手对流体的流动和岩石的性质进行定量的评价，并对解释裂隙水流的特点做了一些努力。研究工作主要是由石油地质学家完成的，因为世界上最大的和最重要的生产油田都与裂隙岩石有关。从这些调查工作一开始就认识到，裂隙岩层中流体流动的状态和基本储体参数，即渗透性和储存量，与多孔介质的状态和参数不同。裂隙储体表明生产井初期阶段流体压力逐渐下降和封闭井最终开采量很低的特殊性能。

皮尔逊（1953）在研究裂隙岩石的物理性质时，把储体的孔隙度划分为三大类：（1）粒间孔隙度，由岩石矿物颗粒间的空隙组成；（2）多孔泡状孔隙度，由风化引起的淋滤作用造成；（3）裂隙孔隙度，由诸如孔洞、裂隙、节理等大量裂口组成。

粒间孔隙被认为是原始的或原生的孔隙，因为它是岩石固有的特征，而裂隙孔隙和多孔泡状孔隙则往往被看作是次生的、过渡的或诱导的孔隙。

除原生的粒间孔隙外，裂隙岩层有大量的裂隙，其裂隙能大大地提高岩石的渗透性到几个数量级。虽然裂隙造成了错综复杂的多孔结构，但对岩石的原生孔隙并不起很大作用。存在于岩石中的水流几乎全部是由成了流动通道的裂隙造成的，而传送流体的储体则与岩石的粒间孔隙度有关。

引自现有生产油田分析中几个关于裂隙岩石性质的例子列举如下。

得克萨斯州西部著名的斯普拉贝里油田，垂直裂隙广泛发育，具有“独特的”、“显著的”特征，其储体具有下述特性：“…裂隙的空间容积估计不到砂中空间容积的1%…这些砂的孔隙度可达13%，而渗透率的变化范围则介于不到0.001毫达西至约1毫达西之间…”

（1达西等于0.85米/日，见附录）。“因此，裂隙对储体的空间容积所起的作用很小，但却起着导管的作用，使石油和天然气从储体流到井内”。

伊朗西南部马斯吉德·J. 苏莱曼油田和哈夫特-克尔油田的裂隙灰岩，原生孔隙度在2%到15%之间，渗透率很低，在0.00005到0.5毫达西之间，但产油量仍具有商业价值，这完全取决于裂隙的数量。

喀尔巴阡山东部的生产油田，由裂隙砂岩和各种砂质页岩组成，具有下列岩石特征：平均原生孔隙度为8—10%，渗透率小于1毫达西；平均裂隙孔隙度和裂隙渗透率分别为0.1—0.2%和100毫达西。

谢别林斯基的裂隙砂岩天然气田，原生孔隙度在5%到27%之间，渗透率极低，但在裂隙发育的地段内任何地方的产量都非常高。裂隙孔隙度为0.3—0.4%（裂口的大小为0.08

到 0.1 毫米)，而裂隙渗透率为 100 毫达西，甚至达到 1000 毫达西。

一般孔隙空间，特别是裂隙空间的分类和成因以及裂隙的地质情况可以在阿尔奇(1952)、莱沃森(1967)、斯梅乔弗(1961)、罗姆(1966)等人的著作中和他们的大量参考注释中找到。大量有关不同类型岩石的孔隙度和渗透率的分析可以在戴维斯的著作(1969)中找到。

渗透率和孔隙度的两个并行系统，即裂隙之间原生粒间孔隙度的低渗透岩块和小容积的高渗透裂隙，是将裂隙岩石中的水流特征解释为两个孔隙系统中流体饱和和作用重新调节的基本概念。马斯开特在研究流向井中的稳定流时，根据灰岩只有单独一条穿过抽水井的裂隙的假设，也认为灰岩本身和裂隙是以两个渗透性不同的相邻多孔介质存在，其中一条裂隙相当于一条传递流体的长条形自由通道。

两种类型渗透性的存在表明多孔岩块和裂隙中水流的阻力差、原生孔隙度和次生孔隙度各点中的压力差以及岩块和裂隙之间连续发生的水流交换。考虑到裂隙灰岩中酸类处理的效应，波拉德(1959)假设“…从细小空隙进入大裂隙…”的流速与空隙中和裂隙中的压力差成正比。

巴伦布拉特等人(1960)首先在裂隙岩石中水流的水动力学方面进行了研究。假定有两种重叠的连续介质，即多孔介质和裂隙介质，每一种介质都布满整个水流域，代表一种裂隙岩层，该岩层是由在具有原生孔隙度的岩石中分布杂乱、方向不定而范围广大的裂隙系统组成。因此，水流域的每一点都有两个压力值：一个是该点附近多孔介质的平均孔隙流体压力值，另一个是该点附近裂隙介质的平均裂隙流体压力值。为了得到有代表性的平均压力值，假设有一个具有介质特征的单元体，其体积是由相当量的为裂隙网络所切穿的孔隙岩块组成。相应的流速符合达西定律。在这种裂隙介质中的非稳定流特征是：流体从多孔岩块转移到裂隙中，根据巴伦布拉特的量纲分析，这种转移被假设是取决于两种连续介质中某一点上的压力差、流体的粘度以及岩块和裂隙的某些几何特征。因此，提出了裂隙水流以及具有双重孔隙度岩层中水流的一般微分方程和与多孔岩块和裂隙有关的初始边界条件，并给出了流向廊道和完整井中水平流的某些特解。值得注意的是，双重孔隙度模型(原生孔隙度和次生孔隙度是同一数量级)的方程类似于鲁宾斯坦(1948)考虑用来表示非均匀介质中热传导的方程。

基本定义、假设及关系

在下文中，一种导水性主要与裂隙渗透性、而储水性则与原生孔隙度有关的岩层可称为裂隙岩层(如图1，左)。根据多孔岩块和裂隙渗透率和孔隙度的关系，这种岩层可区分为：(1)纯裂隙岩层，全部由连续的裂隙孔隙组成(图1，左中)，(2)双重孔隙度岩层，受同一数量级的裂隙和岩块的水力性质所控制，而总渗透率主要取决于裂隙的存在(图1，右中)。

但是，往往有这样的情况，裂隙被粉砂粘土和细砂，即渗透率小于多孔岩块的物质所充填。于是，水流域就认为是由渗透性较弱的、互相连接的通道所隔开的许多储水岩块组成。这种岩层就称为非均质岩层(图1，右)。

两种介质的混合物，即孔隙岩块与相邻的裂隙，不管它们是空的，还是被细粒物质所充填，都被假设是对由两个分力组成的压力突变的弹性反应。一个分力是由于主导水介质的直接反应引起的，另一个分力是由于渗透性较差物质的诱发接连发生的反应引起的。

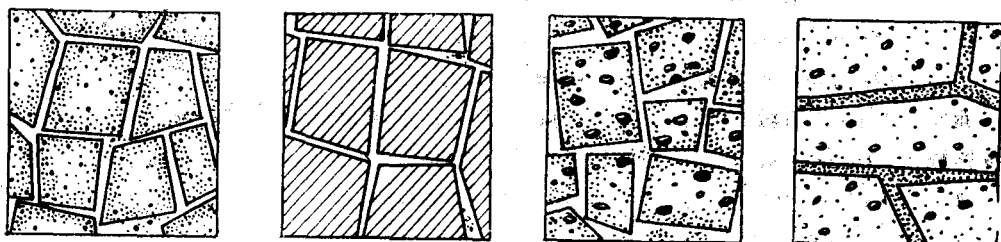


图 1 裂隙介质（左）、纯裂隙介质（左中）、双重孔隙度介质（右中）和非均匀介质（右）示意图

当水从次要导水介质进入主要导水介质时所产生的诱发弹性变形与时间有关，因为这两种介质中各点间的压力差随时间趋于平衡，而在抽水引起压力变化的时刻达到最大值。假设重建一种平衡的瞬息过程取决于两种介质的压力差、几何特征和渗透率。因此，所研究的岩层不均匀性对水力特性的影响，表现在引起附加压缩项的明显延迟作用。一种均质（各向同性或各向异性的）多孔岩层的弹性相对均匀性，表明用不平衡指数积分所描述的一般压力—应变关系。如果考虑到多孔介质的变形性，这一单值关系就成为可疑的。轻微不均匀性的实际影响很可能是不重要的，但具有学术意义。可是，作为一种均匀介质（一系列被渗透性低的薄层所隔开的大范围的水平岩块）例子的越流含水层特征，很早就被认识到了。

目前的研究似乎与弹性地下水盆地变形的某些晚期发展相一致。例如，在甘博拉蒂（1974）的三维变形介质的二次水流理论中，介质某一点上的应变体积显然是由点内外的压力变化造成的。在压力变化后的中间阶段，外部作用产生一种附加的压缩。在裂隙岩层或非均质岩层中这种“外部作用”是比较明显和有差别的，它充分地强调不均匀性对介质弹性的影响。在 J. B. 塞尔梅杰的半承压含水层的非稳定流研究中，考虑到上覆低渗透粘土层的固结也会产生一种附加水流作用，从而引起下伏砂质含水层中水位下降的延迟。

裂隙岩层的一般水流方程

流向裂隙岩层中井的水流的一般微分方程首先是指承压含水层的情况，假设含水层及其所含的水都是可压缩的。作为原生多孔物质的岩层为一组连通裂隙所切割，从裂隙与所考虑的位置无关这个意义上来说，该岩层被认为是均质的。裂隙优先方位的迹象与岩层的各向异性相一致。含水层的厚度不大，全部过滤的井为完整井，抽水量是恒定的。在抽水开始前，具不同方向的裂隙和多孔岩块同样受到静水压力的压缩。

抽水一开始，流体压力的减低引起含水层的弹性反应。从单位横断面积的含水层垂直柱体储体中释放出来的水量，由裂隙和多孔岩块两部分组成，这两个部分与两个储存系数有关。相应的降深被认为在整个垂直数值内有一个平均值。水流呈水平状，于是，达西定律和连续方程可导出裂隙水流的一般微分方程，其形式为：

$$\left(k_1 \frac{\partial^2 s_f}{\partial x_1^2} + k_2 \frac{\partial^2 s_f}{\partial x_2^2}\right)h = S^* \frac{\partial s_f}{\partial t} + S \frac{\partial s_p}{\partial t} \quad (1)$$

式中: s_f 和 s_p 分别为裂隙降深和孔隙降深;

S^* 和 S 分别为裂隙和多孔空间的储水系数;

x_1 为各向异性的长轴, 其最大渗透系数为 k_1 ;

x_2 为各向异性的短轴, 其最小渗透系数为 k_2 ;

通常, 把储水系数定为水头单位下降 (降深) 从单位横断面积含水层的垂直柱体的储体中所释放出的水量。假设由于裂隙和多孔岩块的弹性差, 裂隙含水层的储体具有两个部分。

取 $\mu^2 = k_2/k_1$, $\rho = x_2/\mu$, $rk_1 = T$, $r^2 = x_1^2 + \rho^2$, 以及

$$\frac{\partial^2 s_f}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2 s_f}{\partial \rho^2} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial s_f}{\partial r} \right)$$

方程 (1) 可写作如下形式:

$$T \left(\frac{\partial^2 s_f}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s_f}{\partial r} \right) = S^* \frac{\partial s_f}{\partial t} + S \frac{\partial s_p}{\partial t} \quad (2)$$

式中: r 为变换水平面 ρ 、 x_1 上抽水井中心到任一点的半径距离。

假设由多孔岩块随其内外点之间压力差反应形变所释放出来的水量与穿过岩块的压力梯度和多孔岩块的导水率成正比。如果内压与岩块中心的压力 s_f (降深) 有关, 而外压与岩块表面上的压力 s_p 有关, 那么该量, 即裂隙岩块随时间变化的水流为:

$$S \frac{\partial s_p}{\partial t} = k \frac{s_f - s_p}{l} = p (s_f - s_p) \quad (3)$$

式中: k 为多孔岩块的渗透系数, l 为岩块中心和表面之间距离的平均数, p 为裂隙-孔隙水流的交换参数。如多孔岩块是立方体, 则 $p = k/l = 2k/m$, 其中 m 为立方体的大小。

方程 (3) 为一阶线性方程。当 $t=0$ 时, $s_f=0$, 其通解为:

$$s_p = s_f - \int_0^t e^{-\epsilon(t-\tau)} \frac{\partial s_f}{\partial t} d\tau \quad \epsilon = p/S \quad (4)$$

式中: 末项表示裂隙和多孔降深之间随时间变化的差。

将 (4) 式代入 (3) 式, 并乘以 S , 可得:

$$S \frac{\partial s_p}{\partial t} = p \int_0^t e^{-\epsilon(t-\tau)} \frac{\partial s_f}{\partial t} d\tau \quad (5)$$

再将 (5) 式代入 (2) 式中, 把裂隙岩层中流向井的水流的一般微分方程简化为下式,

$$T \left(\frac{\partial^2 s_f}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s_f}{\partial r} \right) = S^* \frac{\partial s_f}{\partial t} + p \int_0^t e^{-\epsilon(t-\tau)} \frac{\partial s_f}{\partial t} d\tau \quad (6a)$$

因为, 假设裂隙含水层的储水性取决于原生孔隙度, 从含水层中抽出的水是从多孔岩块中释放出来的水。抽水井的边界条件是:

$$-r \frac{\partial s_p}{\partial r} = \frac{Q}{2\pi T} \quad r \rightarrow 0 \quad (6b)$$

用方程 (3) 以 s_f 表示 s_p , 边界条件 (6b) 可改为:

$$-r \frac{\partial s_f}{\partial r} = \frac{Q}{2\pi T} (1 - e^{-\epsilon t}) \quad r \rightarrow 0 \quad (6c)$$

作为具抽水井 (6c) 边界条件的 (6a) 的解, 裂隙水流降深分布 s_f 为:

$$s_f = \frac{Q}{4\pi T} W_f \left(\frac{r}{B}, \epsilon t, \eta \right) \quad (7)$$

$$W_f = \int_0^\infty J_0 \left(\frac{r}{B} \frac{x}{v} \right) \left[2 - \frac{A}{1+a_1} - \frac{C}{1+a_2} - \frac{\eta(1-x^2)}{q} \left(\frac{A}{1+a_1} - \frac{C}{1+a_2} \right) \right] \frac{dx}{x}$$

式中: $A = \exp(a_1 \epsilon t) + a_1 \exp(-\epsilon t)$, $a_1 = 0.5[q - \eta(1-x^2)]$, $C = \exp(a_2 \epsilon t) + a_2 \exp(-\epsilon t)$, $a_2 = 0.5[q + \eta(1+x^2)]$ 。

当 $\eta=10$ 和参数 r/B 、 ϵt 为各种假定值时, 根据 (7) 式计算的裂隙水流降深函数 W_f , 对照 $\theta = 4\epsilon t / (r/B)^2 = 4Tt/Sr^2$ 绘制在对数纸上 (图 2)。为了表示函数的变化趋势, 虚线表示 $\eta=\infty$ 时绘制的极限曲线 ($r/B=3.0$, $r/B=0.05$)。

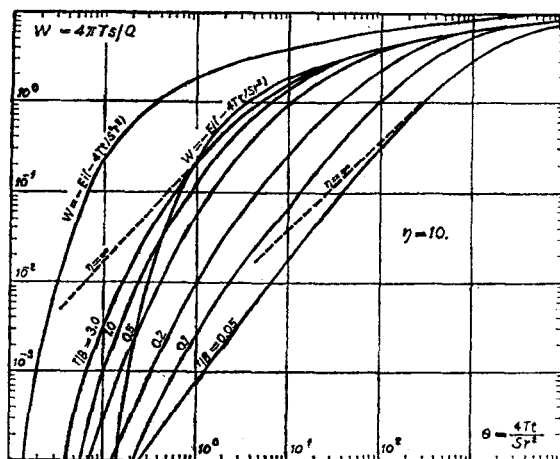


图 2 $\eta=0$ 时绘制在双对数纸上的裂隙水流降深函数 W_f 的标准曲线

当 $\eta=10$ 、100 和 ∞ 以及不同的 r/B 值时, 根据 (7) 式计算的裂隙水流降深函数 $W_f = 4\pi T s_f / Q$ 列于表 1 中。

表 1 孔隙水水位降深函数 $W_f = 4\pi T s_f / Q$ 值

θ	η 当 $r/B=0.05$ 时			η 当 $r/B=0.1$ 时			η 当 $r/B=0.2$ 时		
	10	100	∞	10	100	∞	10	100	∞
0.1									
1	0.0006	0.0019	0.0039	0.0024	0.0074	0.0121	0.0093	0.0268	0.0349
10	0.0178	0.0311	0.0388	0.0697	0.1099	0.1202	0.2444	0.3279	0.3379
100	0.2963	0.3650	0.3793	0.9815	1.0864	1.1010	2.3494	2.5014	2.5138
500	1.5801	1.6845	1.7133	3.7324	3.8696	3.8947	5.1574	5.3476	5.3619
1000	2.8827	2.9959	3.0385	5.3244	5.4755	5.5050	6.0105	6.2019	6.2162
2000	4.6957	4.8189	4.8789	6.5515	6.7066	6.7377	6.7631	6.9546	6.9690

θ	η 当 $r/B=0.5$ 时			η 当 $r/B=1.0$ 时			η 当 $r/B=3.0$ 时		
	10	100	∞	10	100	∞	10	100	∞
0.1									
1	0.0003	0.0070	0.0115	0.0010	0.0140	0.0150	0.0042	0.0159	0.0165
10	0.0498	0.1049	0.1136	0.1262	0.1950	0.2032	0.1925	0.2290	0.2346
100	0.8478	0.9689	0.9805	1.3264	1.4777	1.4952	1.6146	1.7676	1.7841
500	3.6406	3.8286	3.8455	3.7882	3.9762	3.8874	3.8411	4.0135	4.0318
1000	5.3981	5.5890	5.6062	5.4203	5.6102	5.6316	5.4442	5.6183	5.6368
2000	6.1067	6.2979	6.3151	6.1163	6.3063	6.3277	6.1365	6.3109	6.3294

巴伦布拉特等人假设裂隙水流的弹性小得可以忽略不计 ($S^*=0$)，研究了 $\eta=\infty$ 时相当于方程 (8) 的情况，

$$s_f = \frac{Q}{4\pi T} W_f\left(-\frac{r}{B}, \epsilon t, \eta=\infty\right) \tag{8}$$

$$W_f = \int_0^\infty J_0\left(\frac{r}{B}x\right) \left[1 - \exp\left(-\frac{\epsilon t x^2}{x^2 + 1}\right)\right] \frac{dx}{x}$$

当 $\eta=\infty$ 时，裂隙水流降深的标准曲线绘制在对数纸上 (图 3)。从图中可以清楚地看到，曲线接近于直线。因此，根据此方程提出的抽水试验分析方法，如罗费尔 (1967) 提出的方法，不能充分地反映含水层的参数，同时也不可靠。此外，裂隙水流的储水系数为零的条件是极限的情况，尤其是近年来承认弹性对地下水盆地的机理的反应具有头等重要意义。

多孔岩块中水流的一般微分方程与方程 (6 a) 相同，仅有的差别是以 s_p 替换 s_f 。相同性可以用换算法直接来证实。用抽水井边界条件的 (6 b) 解方程 (6 a) 是合适的，并可用此处采用的符号写成孔隙水流降深分布：

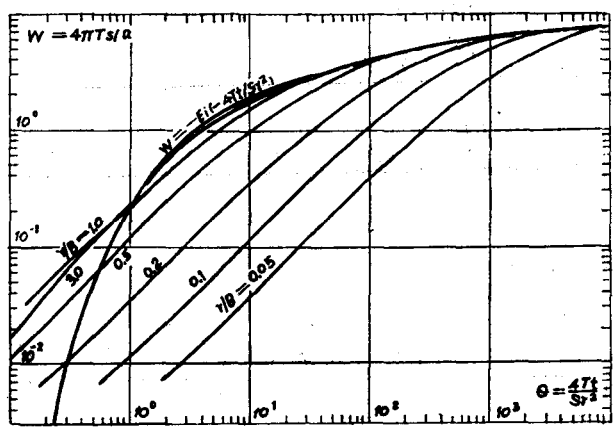


图 3 $\eta=\infty$ 时裂隙水流降深函数 W_f 标准曲线

$$s_p = \frac{Q}{4\pi T} W_p \left(-\frac{r}{B}, \epsilon t, \eta \right)$$

$$W_p = \int_0^\infty 2J_0 \left(\frac{r}{B} \frac{x}{\nu} \right) \left\{ 1 - \exp \left[-\frac{\epsilon t \eta (1+x^2)}{2} \right] \cdot \left[\cosh \left(\frac{\epsilon t q}{2} \right) + \frac{\eta (1-x^2)}{q} \sinh \left(\frac{\epsilon t q}{2} \right) \right] \right\} \frac{dx}{x} \quad (9)$$

式中: $B^2 = T/p$, $q = [\eta^2(1+x^2)^2 - 4\eta x^2]^{1/2}$, $\nu^2 = (\eta-1)/\eta$, $\eta = S/S^* + 1$ 。

当 $\eta=10$ 和 r/B 、 ϵt 为各种假定值时, 根据方程 (9) 计算的孔隙水流降深函数 W_p , 对照 $\theta = 4\epsilon t/(r/B) = 4Tt/Sr^2$ 绘制在双对数纸上 (图 4)。用指数积分所描述的两个渐近解限制着孔隙水流降深曲线族: 左侧表示与储水系数 S^* 有关的纯裂隙介质, 右侧表示与储水系数 $S+S^*$ 有关的多孔介质。指数积分沿水平方向移到 η 值上。所计算的降深函数值 $W_p = 4\pi T s_p/Q$ 列于表 2。

表 2 降深函数 $W_p = 4\pi T s_p/Q$ 值

θ	η 当 $r/B=0.05$ 时			η 当 $r/B=0.2$ 时			η 当 $r/B=0.5$ 时		
	10	100	1000	10	100	1000	10	100	1000
0.002		0.0011	0.5594		0.0011	0.5533		0.0011	0.5206
0.005		0.0489	1.2209		0.0487	1.1944		0.0477	1.0593
0.01		0.2193	1.8184		0.2179	1.7528		0.2104	1.4426
0.02	0.0011	0.5594	2.4576	0.0011	0.5534	2.3112	0.0011	0.5210	1.7084
0.05	0.0489	1.2209	3.3264	0.0487	1.1947	2.9526	0.0478	1.0609	1.8403
0.10	0.2193	1.8135	3.9796	0.2181	1.7534	3.2884	0.2112	1.4463	1.8536
0.2	0.5594	2.4577	4.6086	0.5539	2.3127	3.4585	0.5245	1.7167	1.8590
0.5	1.2211	3.3267	5.3541	1.1972	2.9566	3.5090	1.0759	1.8624	1.8744
1.0	1.8189	3.9801	5.7971	1.7598	3.2967	3.5149	1.4830	1.8985	1.8988
2.0	2.4586	4.6096	6.0833	2.3272	3.4753	3.5244	1.7978	1.9486	1.9495
5.0	3.3293	5.3569	6.2204	2.9961	3.5511	3.5525	2.0710	2.0903	2.0911
10	3.9854	5.8026	6.2344	3.3776	3.5983	3.5986	2.2969	2.2934	2.3044
20	4.6205	6.0945	6.2408	3.6359	3.6873	3.6876	2.5569	2.6610	2.6614
50	5.3843	6.2481	6.2593	3.9277	3.9309	3.9311	3.3791	3.3802	3.3803
100	5.8574	6.2894	6.2897	4.2707	4.2721	4.2722	4.0408	4.0408	4.0409
200	6.2024	6.3491	6.3491	4.7816	4.7822	4.7823	4.7265	4.7265	4.7265
500	6.5055	6.5169	6.5169	5.6414	5.6414	5.6414	5.6394	5.6394	5.6394
1000	6.7653	6.7657	6.7657	6.3316	6.3316	6.3316	6.3315	6.3315	6.3315

θ	η 当 $r/B=1.0$ 时			η 当 $r/B=2.0$ 时			η 当 $r/B=3.0$ 时		
	10	100	1000	10	100	1000	10	100	1000
0.002		0.0011	0.4212		0.0009	0.1946		0.0006	0.0683
0.005		0.0445	0.7154		0.0335	0.2279		0.0210	0.0705
0.01		0.1858	0.8204		0.1148	0.2303		0.0544	0.0719
0.02	0.0011	0.4224	0.8438	0.0009	0.1977	0.2331	0.0006	0.0718	0.0746
0.05	0.0449	0.7204	0.8494	0.0348	0.2385	0.2414	0.0231	0.0814	0.0828
0.10	0.1888	0.8320	0.8569	0.1233	0.2533	0.2553	0.0661	0.0953	0.0967
0.2	0.4348	0.8688	0.8717	0.2287	0.2810	0.2829	0.1087	0.1236	0.1249
0.5	0.7696	0.9139	0.9156	0.3437	0.3622	0.3639	0.1991	0.2111	0.2123
1.0	0.9453	0.9848	0.9865	0.4771	0.4915	0.4929	0.3493	0.3587	0.3596
2.0	1.1034	1.1187	1.1201	0.7166	0.7284	0.7274	0.6287	0.6342	0.6347
5.0	1.4557	1.4647	1.4656	1.2638	1.2672	1.2676	1.2377	1.2392	1.2393
10	1.8998	1.9042	1.9046	1.8729	1.8339	1.8340	1.8267	1.8271	1.8272
20	2.4837	2.4860	2.4851	2.4702	2.4702	2.4704	2.4687	2.4688	2.4688
50	3.3564	3.3566	3.3566	3.3560	3.3560	3.3550	3.3547	3.3547	3.3547
100	4.0384	4.0384	4.0384	4.0379	4.0379	4.0379	4.0379	4.0379	4.0379
200	4.7262	4.7262	4.7262	4.7261	4.7261	4.7261	4.7261	4.7261	4.7261
500	5.6394	5.6394	5.6394	5.6394	5.6394	5.6394	5.6394	5.6394	5.6394
1000	6.3315	6.3315	6.3315	6.3315	6.3315	6.3315	6.3315	6.3315	6.3315

在图 5 中, 当参数与图 4 中的相同时, 根据 (9) 式计算的孔隙水流降深函数 W_p , 绘

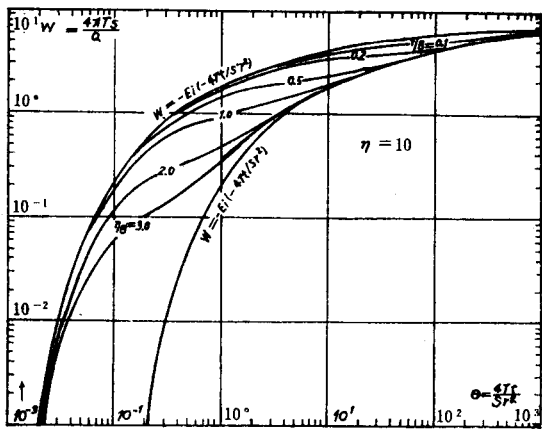


图 4 $\eta=0$ 时孔隙水流降深函数 W_p 的标准曲线

制在相同的无量纲座标的半对数纸上。用对数式逼近的指数积分, 在半对数纸上绘成一条直线。因此, 所有的 r/B 曲线都位于两条平行线之间, 这两条平行线沿水平方向移到 η 值。

根据某些可得到的野外数据的分析, 裂隙岩层 η 值似大约为 5—15, 当裂隙岩层接近双重孔隙物质时, η 的量就减少。当水力性质相同时, 则系数正好是相加。

为了支持和说明目前对裂隙岩层中水流特征的理解和发展, 将某些野外水流数据绘在图 6—9 中。

图 6 表示为确定裂隙灰岩水力性质所测的野外降深数据。该区由石炭系深灰色结晶灰岩的陡峭露头组成。张开的和被粉砂质粘土充填的裂隙为大多数钻井所揭示, 图 6 (上) 的时间降深曲线属典型的孔隙水流形式, 而图 6 (下) 的测定值则呈裂隙水流形式, 它表明: 井 w_1 和 w_2 已被含水层中的一组裂隙所连接。抽水井的降深表明对有限井径的储体没有影响。井 w_1 和 w_2 在含水层下部安装了滤水管, 用以测量平均降深, 抽水井在整个含水层部位都安装了滤水管。在整个试验过程中, 抽水量保持不变。

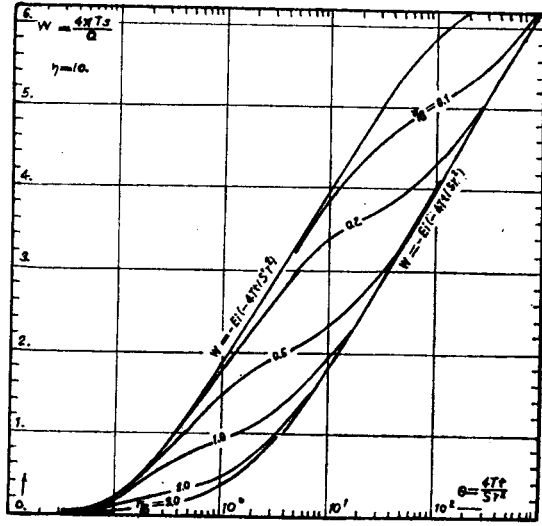


图 5 $\eta=10$ 时孔隙水流降深函数 W_p 的标准曲线

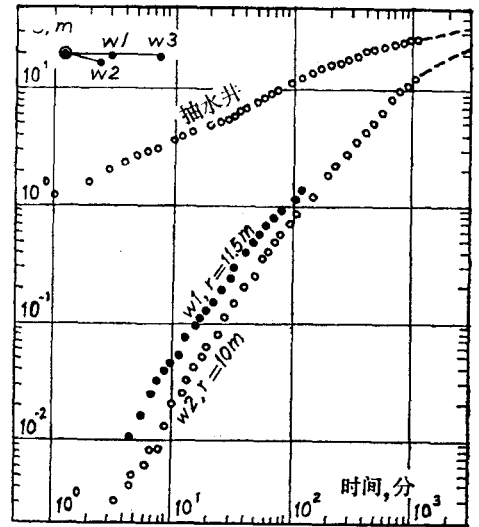
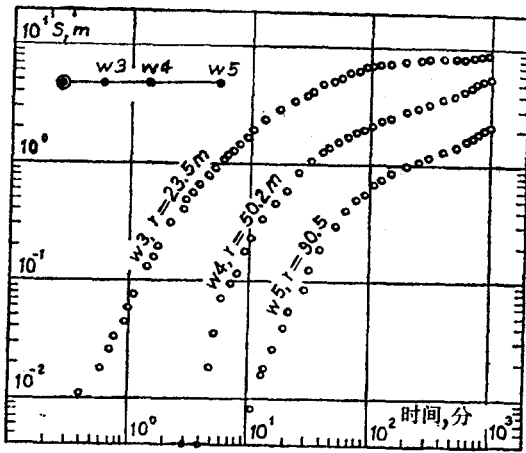


图 6 裂隙灰岩中孔隙水流（上）和裂隙水流（下）的降深实测数据

图 7 表示在奥卡河谷的裂隙灰岩承压含水层中进行的抽水试验的降深。野外数据绘制在半对数纸上。时间—降深曲线最后的稳定是由于受河流影响，水流动态属典型的孔隙水流形式。

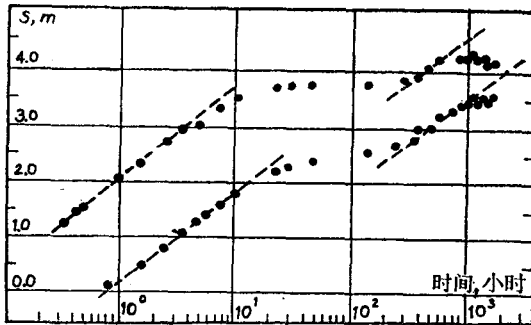


图 7 裂隙灰岩中实测的降深数据

图 8 表示乌拉尔附近裂隙火山玢岩中进行的抽水试验的降深和恢复数据。野外数据绘于 $S (\log t/r^2)$ 坐标上，典型的孔隙水流动态可在所有观测井中看到。

图 9 为沃伦和鲁特（1963，1965）所观测的野外恢复数据，这些数据具有典型的孔隙水流动态迹象。

沃伦和鲁特同奥戴赫间对裂隙岩层的特征在看法上的分歧，可用前者提出的孔隙水流形式和后者提出的裂隙水流形式来解释，这两种形式在裂隙岩层中都具有水流动态的特征（“…在我们的压力恢复曲线分析中和从不同裂隙储体内几口井中得到的降深数据，看

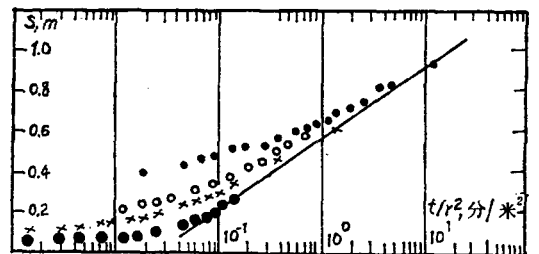
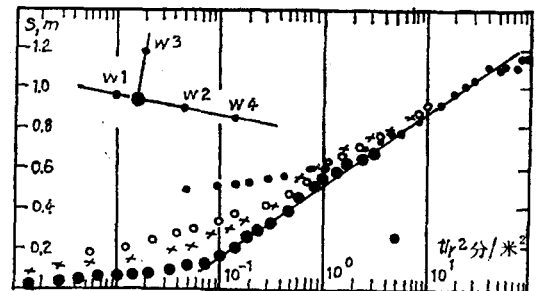


图 8 裂隙玢岩中实测的降深数据(上)和水位恢复数据(下)

不到两条平行的直线。事实上，压力恢复曲线和降深曲线在形状上与均质岩层中得到的相同……”）。

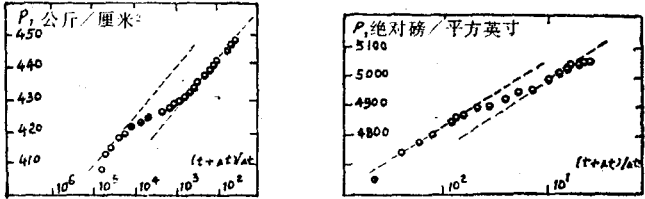


图 9 裂隙含水层中实测的水位恢复数据

当用在此处采用的符号写出时，非稳定流进入地面储体的平均和自由水面降深方程，可以被认为是半无限裂隙岩层中孔隙水流和裂隙水流的降深方程，对其弹性特征已作了考虑。

在非承压含水层情况下导出的流向裂隙岩层中井的水流的一般微分方程，包括除 (6a) 外的一个表示由垂直水流引起的水量项，而这一垂直水流是由于平均降深和自由水面降深随时间而趋向平衡的作用引起的。这个水量是在水流重新恢复到水平流性质时产生延迟的原因，其初始状态为均一水头分布。代入水平平衡方程 (6a) 中的这个附加项将导出非承压裂隙岩层中水流的一般微分方程：

$$T \left(\frac{\partial^2 s_f}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s_f}{\partial r} \right) = S^* \frac{\partial s_f}{\partial t} + p \int_0^t e^{-\epsilon(t-\tau)} \frac{\partial s_f}{\partial t} d\tau + \gamma S' \int_0^t e^{-\gamma(t-\tau)} \frac{\partial s_f}{\partial t} d\tau \quad (10)$$

式中：\$S'\$ 为含水层的给水度；\$\gamma\$ 为由 \$\gamma = \alpha\beta\$ (\$\alpha + \beta\$) 确定的延迟指数的倒数；\$\alpha\$ 为含水层的垂直扩散率，它表示毛细面变化的速率，\$\alpha = 3k_z/h^0 S'\$；\$\beta\$ 为非饱和带的垂直扩散率，表示毛细面变化的速率，\$\beta = k'/\Delta z S'\$；\$k_z\$ 和 \$k'\$ 分别为含水层和非饱和带的垂向渗透系数；\$h^0\$ 为自由水面的水头；\$\Delta z\$ 为用相等的饱和层所表示的非饱和带。

将作为孔隙水流降深分布方程 (10) 的解用一条时间—降深曲线来表示，其中（双对数座标内）除与所考虑的岩层弹性有关的 \$S\$ 形曲线外，还有与准稳定流条件有关的相应于水平渐近线后面的拐点，曲线最后部分接近与潜水条件下单位出水量有关的泰斯非均衡曲线。

非均质岩层的一般水流方程

当裂隙被渗透性小于多孔岩块的细粒物质充填时，在此描述的非均质岩层将利用孔隙空间作为主要的导水介质。

如果两种岩层介质（主要导水介质和次要导水介质）的降深与相应的岩层组合有关，那么，在上节导出的裂隙岩层的一般地下水流方程是适用的，并与非均质岩层的方程相同。

主要导水介质的水均衡方程与孔隙水流有关，这种孔隙水流是用充填裂隙空间的弹性反应所释放的水量来说明的。因此，若裂隙水流降深 \$s_f\$ 和孔隙水流降深 \$s_p\$ 分别用孔隙水流降深 \$s_p\$ 和“充填的裂隙”水流降深 \$s_{ff}\$ 来代替，\$S\$ 和 \$S^*\$ 分别为孔隙和裂隙空间的储水系数，那么微分方程 (6a) 和 (10) 就可描述非均质岩层中的水流。降深方程 (8) — (9) 和

(7) 可分别表示多孔介质和弱透水分隔层的降深分布, 在(7)中以 s_{ff} 代替相应的 s_f 。

所导出的解对多层或层状含水层最有意义, 而且可能最合乎实际应用, 其沿岩层方向的渗透率远大于垂直层面方向的渗透率。渗透性强的含水层水流可用降深(8)来描述。弱渗透岩层, 即弱透水层的水流, 可用方程(7)来描述(用 s_{ff} 写成)。含水层—弱透水层系统的降深差与通过厚度为 b' 的弱透水层的降深差有关。参数 $p = k'/b'$, 其中 k' 为弱透水层的渗透系数。

弱透水层的水力特性将确定: 含水层的水流是否受弱透水层存在的影响, 其影响范围如何。当用与多孔物质有关的 $W = 4\pi Ts/Q$ 来检验图4和图5时就可发现, 如 θ 增大, 与含水层储水系数 S 有关的右侧指数积分对所有的 r/B 曲线都是一个渐近逼近值。确定两个渐近解幅度的 η 值和对弱透水层的条件来说 $r/B = r/(T/p)^{1/2} = r/(Tb'/k')^{1/2}$, 是影响降深分布的含水层—弱透水层的参数。

为了计算出弱透水层停止影响含水层的降深时间, 如果用本文所采用符号的 ϵt_0 , r/B 座标系, 就可应用博尔顿(1963)提出的、考虑了滞后涌水量解的一种曲线。该曲线这样计算的, 以便表示与可忽略不计的偏差条件相应的时间 ϵt_0 , 根据泰斯渐近曲线计算, 任何一条 r/B 曲线偏差为2%。在这个时间内, 由于弱透水层的储水量的关系, 出现了越流效应, 因而含水层—弱透水层的参数(T , S^* , $r/B = r/(T/p)^{1/2} = r/(Tb'/k')^{1/2}$, S)就可以确定。

只有在这一段时间过去后, 才能得到与含水层排水特性有关的参数 $[\frac{r}{B} = r/(TaS')^{1/2}$,

$S']$ 。

弱透水层储量影响的计算结果及一般方法, 是与纽曼和威瑟斯庞(1969)越流含水层水流以及塞尔梅杰(1975)的半承压含水层水流的结果相一致或接近。

根据现有的分析, 可以认为层状各向异性岩层具有二种储水量: 一种是含水层的储量是由于任何压力变化引起含水层的弹性反应而释放的瞬时水; 另一种是由于滞后的弹性反应而释放的弱透水层的储量(与弱透水层表面的降深差成比例)。

用野外降深数据所阐明的表示多层状岩层的弹性的例子可在有关沉积层的文献中查到。当所得的含水层 S 和弱透水层 S^* 系数差为1个数量级时, 除 S 值小得足以表示有效孔隙度外(对于沉积岩来说, 通常为10—25%), 含水层可以被认为是这样一种岩层, 其弹性反应与含水层瞬时水的释放(与含水层的储存系数 S 有关)以及后来从弱透水层中释放出来的水(与弱透水层的储存系数 S^* 有关)有关。

博尔顿在分析内布拉斯加州的斯科茨布拉夫附近的北普拉特河谷中的砂和砾石的水力特性中, η 值是5.5, 两种储水系数定为0.0097和0.014。

在普雷克特(1965)收集的关于层状沉积物的大量数据中, η 值在3.3到1470之间。本文引自普雷克特的表2(表3)某些例子(根据现有的分析加以解释)也是由含水层的瞬时反应和随后发生的取决于第一次, 即弱透水层反应组成的沉积物弹性变形情况。

如果在上述所有情况下继续抽水, 就会出现含水层随自由水面变化而下降的情况, 那么降深曲线随着时间延长最终将接近与含水层给水度有关的泰斯曲线。当按照非均质岩层研究方程(10)时, 则可用一般微分方程来描述这种岩层的非承压水流。

表 3 抽水试验分析结果

含 水 层 特 征	试验时间	S^*	S	η
	小时			
砂（细到粗），一些泥沙（细到中）	3.0	0.00037	0.005	17.9
砂，（细到中）	3.0	0.00059	0.007	11.9
砂和砾石（细到粗）一些泥沙和粘土	48.0	0.00084	0.014	16.7
砂和砾石（细到粗）一些泥沙	16.0	0.00095	0.014	14.7
砂和砾石	15.5	0.00327	0.018	5.5

附 录

在石油生产工艺中，渗透率或固有渗透系数 $\bar{k}$ 仅是介质的一种性质，它与流体的流通无关。渗透系数 $\bar{k}$ 包括一个面积 L^2 的量纲。石油工业中使用的单位（达西）的值为 0.987×10^{-8} 厘米²。

1 达西 = 0.987×10^{-8} 厘米² 的渗透系数相当于液体 1 厘米³/秒·厘米² 的水流，其粘度在压力梯度为 1 个大气压/厘米时为 0.01 泊（实际上在 20° 时为 0.01005）。在厘米-克-秒制单位中，当压力梯度为 1 达因·厘米⁻²/厘米时，1 达西相当于 0.987×10^{-8} 厘米³/秒·厘米² 的水流。在英尺-磅-秒制单位中，当压力梯度为 1 磅/英寸²/英尺时，则相当于 7.32×10^{-5} 英尺³/秒·英尺² 的水流。

在地下水工程中，渗透系数或水力传导系数 k 也包括流体的特性，即其密度 ρ 和粘度 ν 在单位梯度下作为单位横断面水流量的渗透系数 k 有 LT^{-1} 的量纲，通常用于米/日单位中。

由于采用了根据通常应用的单位 $k = \bar{k}g\rho/\mu = \bar{k}g/\nu = 10^{-8}$ 厘米² $\times$ 980 厘米/0.01 厘米²·秒⁻¹ = 9.8×10^{-4} 厘米/秒 = 0.85 米/日（式中 g 是重力加速度， μ 和 ν 分别是动力粘度和流动粘滞系数）写出的系数间的已知关系，在石油和地下水单位中所表示的渗透系数是有关的，如达西 $\approx$ 0.85 米/日。

符 号

- b' 弱透水层深度。
- B 等于 $(T/p)^{1/2}$ 。
- h 含水层厚度。
- h^0 含水层自由水面的高度。
- J_0 第一类零阶贝塞尔函数。
- k 多孔物质的渗透系数。
- k_1 各向异性含水层在长轴水平方向的最大渗透系数。
- k_2 各向异性含水层在短轴水平方向的最小渗透系数。

- k_z 含水层在垂直方向的渗透系数。
 k' 弱透水层的渗透系数。
 l 多孔岩块的平均量纲, 岩块中心和表面间的距离。
 p 裂隙—孔隙水流交换参数, 裂隙岩层等于 k/l , 含水层—弱透水层等于 k'/b' 。
 q 等于 $[\eta^2(1+x^2) - 4\eta x^2]^{1/2}$ 。
 Q 单位时间从抽水井中抽出的恒定流量。
 r 从抽水井轴到变换的水平面 ρ, x_1 任一点的半径距离。
 s 含水层任一点上的水头降深。
 s_a 弱透水层任一点上的水头降深。
 s_f 含水层裂隙部分任一点上的水头降深。
 s_{ff} 含水层充填的裂隙部分任一点上的水头降深。
 s_p 含水层孔隙部分任一点上的水头降深。
 S 裂隙岩层中多孔含水层空间的储存系数。
 S^* 裂隙岩层中裂隙空间的储水系数和非均匀岩层中含水层的储水系数。
 s' 储层的出水率
 t 抽水开始时的时间。
 T 含水层的导水系数, 等于 hk_1 。
 W_f 根据 (7) 确定, 等于 $4\pi Ts_f/Q$ 。
 W_p 根据 (9) 确定, 等于 $4\pi Ts_p/Q$ 。
 x 积分的独立变量。
 x_1 水平含水层各向异性的长轴。
 x_2 水平含水层各向异性的短轴。
 α 含水层的垂直扩散率, 等于 $3k_z/h^0S'$ 。
 β 非饱和带的垂直扩散率, 等于 $k'/\Delta zS'$ 。
 γ 含水层的延迟指数的倒数, 等于 $\alpha\beta/(\alpha+\beta)$ 。
 Δz 用相当的饱和层表示的非饱和带。
 ϵ 等于 p/S 。
 η 等于 $S/S^* + 1$ 。
 θ 等于 $4\epsilon t/(\tau/B)^2 = 4Tt/Sr^2$ 。
 μ 等于 $(k_2/k_1)^{1/2}$ 。
 ν 等于 $((\eta-1)\eta)^{1/2}$ 。
 ρ 等于 x_2/μ 。

(袁朝芳译自《Water Resources Research》)

1976, Vol. 12, № 3, 本刊编辑部校)

非均质含水层中井的水力学

作者：T.D.斯特雷索瓦·亚当斯

I 前 言

自然地层的非均质性质对岩层的出水量和状态有很大的影响。深入了解非均质储层对各种工业活动（如地下流体的采出或废水的回灌）的反应，是对储层进行最佳管理的基础。由岩层的非均质性引起的复杂状态严重地影响到石油工业、地下水的开采及地下工程。人类与流体储层的关系是不断变化的。出于对将来的产量和连续开采流体后果的关切，需要更加准确地计算储层的内在特征及其流体流动的性质。当应用起初提出的关于均质层的传统方法去解释非均质储层流体流动状态时，从事地下储层开发的专家们愈来愈意识到它的局限性和缺陷。对非均质层的分析，需要有新的方法，这种新方法要对不能为某些水流特征提供合理解释的传统方法加以补充、调整甚至修正。

有两种非均质储层具有特殊的意义：一种是广泛分布的裂隙岩层，另一种是沉降影响显著的沉积系列。本文探讨了对流体流动状态的理解及其研究和解释的一般方法、水流模型的研制及其并向水流的定量评价方面的进展。第二章讨论了裂隙岩石中流体流动的分析，第三章讨论了层状岩层中流体流动的分析。计算机技术的发展促进了先进分析方法的应用，而这种方法的应用扩大了井场的规划及开发范围。

II. 裂隙岩层中的地下水流

A. 岩体中的裂隙

裂隙岩石作为流体资源的天然围岩和导体，在世界范围内都有分布。例如，根据克内贝尔和罗德里奎兹·伊拉索（1956）的资料，有 236 个主要的生产油田提供了石油总储量的 82.5%，而其中 41% 赋存在裂隙储层中。

在地面经常发现各式各样的天然裂隙。一般如斯特恩和弗里德曼（1972）、弗里德曼（1975）所划分的那样，穿过大岩体的方向一致的裂隙系主要有三种：涉及整个地区构造发育的区域性正交裂隙；与断层和褶曲伴生的裂隙；与干燥作用、温度变化和滑坡有关的裂隙。区域性裂隙通常作为单个裂缝或狭窄的断裂带连续延伸很远的距离，而且垂向切穿性发育良好，贯穿几层岩层。区域性正交裂隙系的方向受原始沉积结构的控制，一般非常一致。贯穿这种裂隙的钻孔生产能力受到很大影响。与断层和褶曲伴生的裂隙具有几种不同的型式。然而，所有这几种裂隙，从单一方向的大的单个裂隙到排列成一定间距和方向的组合，一般都是连续的，并且给相当大距离内的流体提供了许多有效通道。

非均质含水层

流体的开采受裂隙影响很大的地下储层，称作裂隙储层或裂隙含水层。储层贮存和传导流体的能力取决于储层的两种主要物理性质：相互联系的孔隙空间或有效孔隙度（供贮存流体的岩体容积或百分比）和岩石物质的渗透率（流体在压力下通过相互联系的孔隙空间能力的量度）。储层容纳流体的能力受地层弹性特性和在一定的有效压力下岩体中应力状态的影响：储层中的压力减小引起地层的压缩和流体的扩展，而压力增大则使应力集中在粒间接点上，并扩大孔隙网络和压缩含饱和流体的岩石。因此，孔隙度在一定程度上受储层中任何压力变化的影响。

皮尔逊（1953）将储层的孔隙划分为三种主要类型：由岩石矿物颗粒间的孔隙空间构成的粒间孔隙；因风化由淋滤产生的多孔孔隙；以及由大规模诸如晶簇、裂缝或节理组成的裂隙孔隙。德拉蒙德（1964）对粒间孔隙、多孔孔隙及平面孔隙做了区分，后者被定义为规则或不规则面（如节理、断层、劈理和其他裂面）之间的孔隙。平面孔隙进一步划分为两种主要类别——裂缝和裂隙，前者是由于沿裂面溶解生成的，后者是由于断层和解理的张力裂开形成的*。

粒间孔隙被认为是原始或原生孔隙，因为它是岩石固有的特性，而其他种孔隙常常被认为是次生孔隙、中间孔隙或诱导孔隙。

裂隙孔隙在广泛的地质条件下发展。主体岩石除呈现有与岩石形成同时生成的原生裂隙外，还常常为层状节理所破裂，这种层状节理将岩体分为与地表平行的平面，其厚度随深度而增加。单个裂隙或局部裂隙系统可能与构造运动时的岩石变形有关。在熔岩和碳酸盐岩中通常有诸如不规则球状节理或长的曲状管道（类似溶蚀渠）等类孔隙。在阿尔奇（1952）、莱沃森（1967）、斯梅乔夫（1962, 1965）、罗姆（1966）、戴维斯（1969）以及他们的大量著作中，可以找到一般的孔隙空间和特殊裂隙的分类和成因以及裂隙的地质特征。回顾了关于裂隙储层的文献，使得柯里和诺瓦丘科伍（1974）得出结论，裂隙特征的范围很广：裂隙的区域长度可能不超过1英里的距离，但它可能延伸达几十英里；裂隙的型式可能与节理系统相类似，而其中有一组裂隙通常处于支配地位；裂隙岩石的种类从页岩、砂岩、燧石及碳酸盐岩到变质岩和岩浆岩；裂隙储层的深度可能由不到1000英尺（305米）至2000英尺（610米）以上。科里和诺瓦丘科伍（1974）也指出，在连续隆起和剥蚀卸载的情况下，深部的裂隙孔隙可能逐渐发育成张开的裂隙网。另一方面，某些裂隙岩石的实验研究和野外研究表明，由于深部节理的闭合，裂隙的渗透率大为降低。斯诺（1972）总结了对裂隙介质的大量研究，最后得出结论：裂隙的描述“永远不会完善。裂隙既不是平行的、均匀的、平面的、平坦的、规则排列的，也不是连续的。”

B. 裂隙岩层的物理和传导特性

对已有的裂隙储层的分析表明，原生致密基岩中的流体流动渗透率一般是很低的，它介于0.001到0.5毫达西之间（1达西等于0.85米/日），而裂隙的渗透率则在几毫达西到几

* 本文中没有考虑裂隙孔隙的原生类型，裂缝和裂隙两个术语可以通用。