

水在裂隙网络中的运动

[苏] 切尔内绍夫 著



地质出版社

水在裂隙网络中的运动

[苏] C·H·切尔内绍夫 著

盛志浩 田开铭 译

李生林 校

地 质 出 版 社

内 容 提 要

本书阐述了坚硬岩体渗透系数、水力坡度及单个裂隙中水流速度的测定方法。这套方法充实了矿床勘探和水工建设勘察实际工作中所形成的关于坚硬岩体渗透试验的方法体系。书中以较大篇幅论述了方法的校核试验,及评价了利用裂隙空间结构资料计算岩体渗透系数的精度。方法的精度虽不高,但能满足解决一系列工程水文地质实际问题的需要。

本书可供设计院、研究所、地质勘探队、矿业及建筑业的工程技术人员参考。

ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ ПО СЕТЯМ ТРЕЩИН С.Н. ЧЕРНЫШЁВ МОСКВА «НЕДРА» 1979

水在裂隙网络中的运动

[苏] С.Н. 切尔内绍夫 著

盛志浩 田开铭 译

李生林 校

责任编辑: 沈树荣

地质出版社出版

(北京西四)

蔚县印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本: $850 \times 1168^{1/32}$ 印张: $47^{1/16}$ 字数: 113,000

1987年10月北京第一版·1987年10月蔚县第一次印刷

印数: 1—1,995册 国内定价: 1.30元

统一书号: 13038·新421

前 言

在岩体中毫无例外地存在着大量互相贯通，断断续续的裂隙。沿裂隙运动着的地下水流，时而在大的通道中汇合，时而又顺细小的裂隙散流而去。裂隙张开情况的变化、裂隙长度的限止、裂隙被疏松透水物质的局部充填以及裂隙的其它一些特点都会影响渗透过程。本书探讨了与岩体渗透性能有关的裂隙网络的特性；提出了利用裂隙的几何参数测定岩体渗透系数的方法。这种方法可用来计算给定方向的渗透系数，同时亦可用于裂隙中水流速度和坡度的计算。

本方法的基础是大家所熟知的裂隙岩体渗透性的张量理论（斯诺，1965，1969）和线素理论（威特克，路易，1966；路易1967）。这两种理论是第一次共同受到工程勘察和实验室专门研究资料的检验。检验证明，两者各有优缺点；检验还说明每一种理论所能适用的自然情况。

裂隙的地质编录主要是在坑道中取得的，可以把它们用作测定岩体水文地质参数的原始资料。露头上的裂隙资料也可用于计算。但是，得出的渗透系数及其它计算参数难以外推到岩体的深处，因为在露头表面裂隙宽度及格架的其它参数因表生作用而引起的变化很大。在坑道内裂隙由于爆破和弹性反击也会扩大。不过，爆破工作在内行的指导下，勘探巷道壁上的岩体构造是能够保全的。有经验的地质人员在勘探坑道编录工作中能识别出岩体的破坏部分和原始部分。在本次工作范围内所完成的那些试验，特别证明了下述事实：利用勘探坑道的编录成果所计算的渗透系数，按一系列实验的平均数而言，同野外水动力试验测得的渗透系数没有差别。

裂隙编录总是在有限露头的表面上作的，不论人工露头还是天然露头都是如此。因此，根据编录成果算得的渗透系数，所代

表的体积是有限的，体积的大小与在压水或注水实验时的情况相似。同压水试验一样，根据裂隙参数算得的结果差异很大。同压水试验类似，可以把利用裂隙参数所作的渗透系数计算，看成是一种点上的水文地质试验。为了概括岩体内这种试验的结果，必须对点上试验的参数进行统计处理。

作为一种点上的水文地质试验来说，与单孔的压水试验、抽水试验和注水试验相比，利用裂隙参数计算渗透系数具有一系列优点。其中包括能测定：（1）定向的渗透性和岩体的各向异性；（2）干燥岩体和含冰岩体的渗透性；（3）裂隙中的水流速度和坡度。这种计算方法的优点还在于野外工作简单，如果有坑道，就不需要复杂的专门设备。但是，目前还不能认为这种计算方法可以替代各种水力学试验方法。原因之一就是利用裂隙参数测得的岩体渗透系数是精度不高的，但是，实践证明，精度低并不排除在各个点上测定岩体渗透系数的合理性。在苏联以及国外，在水工建筑地段，进行大量的单孔抽水试验和压水试验。与比较精确的群孔试验不同，通过单孔试验，能提供岩体的分散特性；能查明岩体内地下水流的集中带；还能评价岩体内这些地带的透水性。在排水设施和帷幕的设计中，这种评价比岩体导水性的精确概括值更有用。反之，在计算地下水储量时，则主要是利用概括的和十分精确的岩体导水性数值，而此数值是不能用分点法得到的。这样，就确定了本书所研究的方法在解决实际问题中的适用范围。同单孔试验一样，本方法在水工建筑勘测，矿床水文地质条件的评价，隧道、深部采掘及其它建筑施工中是会有用的。

在交通困难地区，亦即在钻探要付出大量资金和时间的地区进行测绘时，本书推荐测定渗透系数的方法也是有效的。利用本方法能评价渗透性随着岩体状况变化而产生的变化。例如，如果预测出冰融化、上伏岩层释荷或建筑物加荷之后裂隙张开情况的变化，就能预算出岩体的透水性。如果这一方法进一步发挥，就能用它来计算岩体的潜蚀强度和裂隙的淤填作用。

本文手稿是在出版社收到苏联国家标准局的正式解释(16263-70号苏联国家标准在《地下资源》出版社出版的文献中推广应用)之前发排的,所以书中没有用“误差”(погрешность)这一术语,而是用了“差错”(ошибка)。

裂隙的野外调查是同М·И·波格列比斯基一起进行的,作者对此表示深切谢意。

在完成手稿过程中,作者得到В·Д·巴布什金、Е·С·泽克采尔、Н·И·依林、А·Г·雷科申、Л·И·马雷舍夫和М·В·拉茨许多有益的建议和批评意见。为此,向他们深表谢意。作者还感谢Н·Б·伊凡诺娃,她对手稿的设计和计算做了大量工作。

目 录

第一章 岩体中裂隙的网络结构	(1)
§ 1. 含水裂隙空间结构的基本特点	(1)
§ 2. 单个裂隙的形状	(4)
§ 3. 小体积岩块内的裂隙网络结构	(10)
§ 4. 裂隙网络在岩体空间中的变化	(19)
§ 5. 裂隙充填物	(23)
第二章 裂隙网络水流的计算方法	(25)
§ 1. 张量法	(25)
§ 2. 有限元法	(29)
§ 3. 线素法	(30)
§ 4. 电模拟法	(33)
第三章 岩石单个裂隙水流的研究	(35)
§ 1. 试验目的	(35)
§ 2. 流量与压力梯度的关系	(36)
§ 3. 用放射性指示剂研究裂隙形状	(39)
§ 4. 在切面上测定的裂隙宽度及其结果的统计 分析	(42)
§ 5. 裂隙壁粗糙度的评定	(47)
§ 6. 单个裂隙模型的选择	(48)
第四章 岩层裂隙网络水的实验室和野外研究	(51)
§ 1. 实验室试验	(51)
§ 2. 野外试验	(63)
第五章 根据裂隙参数计算岩层渗透系数的精确度	(68)
§ 1. 裂隙参数的测量误差	(68)
§ 2. 用张量法计算渗透系数时的随机误差	(79)
§ 3. 用张量法计算渗透系数时的系统误差	(85)

§ 4. 渗透系数的计算值同实验结果的对比	(89)
第六章 测定岩体渗透系数及裂隙中水流速度的	
试验	(96)
§ 1. 场地的自然条件	(96)
§ 2. 按裂隙参数计算渗透系数和水流速度的	
原始资料	(99)
§ 3. 渗透系数和裂隙中水流速度的计算结果	(109)
第七章 用于计算渗透系数和裂隙水参数	
的裂隙度研究方法	(116)
§ 1. 要研究的裂隙参数	(116)
§ 2. 裂隙度编录的地点、时间和形式	(116)
§ 3. 测量方法	(121)
§ 4. 计算结果的总结	(123)
结语	(125)
参考文献	(127)
附 录	(131)

第一章

岩体中裂隙的网络结构

§ 1. 含水裂隙空间结构的基本特点

裂隙空间同孔隙空间的区别 本文的任务是阐明将裂隙的几何参数转化为流经岩体的水流速度，或者说，由矿山几何流场(горногеометрическое поле)转化为地质流场(геологическое поле)的可能性(奥基利维, 1974)。

为了实现这一转化和作出一套相应的方法，必须了解岩石-几何流场，即裂隙内空间(внутреннее пространство)的特性。从地质流场的形成特点及其意义上说，裂隙的内空间，或简言之裂隙空间，接近于岩石的孔隙空间。但是，它们之间存在着关系重要的差异，正是这些差异推动着水在离散裂隙空间中各种运动理论的出现。Ю·А·科瑟金对裂隙不同于粒状土孔隙的特点，作过这样的论述：“构造裂隙多数是直线的，同时是有规则排列的。”如果拿裂隙同孔隙相比，可以说，岩石中的所有裂隙在相当大的程度上都属于这种情况。必须强调指出，直线的含义不仅在于裂隙没有大的曲率，同时还在于裂隙有很大的长度。裂隙的长度始终要比宽度或张度大几个数量级，而且张度值在很大一段长度上或者说在裂隙的全长上平均起来是一个常数。与裂隙相比，孔隙是各向同形的(изометричный)，杂乱的，并且规模始终是很小的。粒状土的每一通道，那怕是决定岩石容积渗透性的最大的孔隙通道，其体积也比控制很小裂隙渗透性的裂隙体积要小好几个数量级。所以在某些工程课题中，研究一个裂隙或

者若干裂隙中水流的水力学是合适的，而根据（反映裂隙网络结构规律的）裂隙模式的分析，则可评价岩体中的地下水流。

岩石中裂隙的上述一般特点乃是A·格里菲斯创建的脆性破坏理论基本定律的表现。直线性质的形成是因为应力场对称于裂隙轴面。裂隙长距离的延伸性决定于岩体单位容积内最长裂隙的发育情况（不管是平衡发育的，还是不平衡发育的）。这就从物理上表述了地质学上著名的构造发育继承性定律。毗邻裂隙岩块的完整性，换句话说，岩体中巨大体积岩块的存在乃是大裂隙发育的结果。只有当岩体应力场的轴向和大小发生根本变化时，才能在岩体中产生新的裂隙。

裂隙网络的不均匀程度 岩体中相邻裂隙发育的不平衡造成了裂隙格局的极端不均匀。在岩体中往往存在着各种级别的裂隙，从岩石的各个矿物颗粒中晶格的位移，到贯穿各种岩体长达数百或数千米的大裂缝。因此，在裂隙格局中可划出三种不同的等级：微裂隙、大裂隙和巨裂隙。本文主要研究大裂隙，即肉眼可见的、长度不超过几十米的裂隙，为了方便起见，以后我们就简称它为裂隙。

巨裂隙或构造破裂通常由一组大裂隙组成。从这组大裂隙中有时还可分出一种主干裂隙，在这个主干裂隙内或者形成一条地下直流通道；或者由于有糜棱岩充填成为隔水层。如果存在通道，那么，其中水的运动可以用裂隙中的层流方程式或紊流方程式表示；或者还可以用岩层渗透理论方程表示。就这方面来说，我们就不用把断裂同所取的单个大裂隙区分开来了。如果不存在个别主干裂隙，那么地下水流顺着大裂隙分散成流束，其结构与断裂带以外的水流没有差别。这就失去了断裂带的特点，因此，在我们以后的讨论中，只把大裂隙网络看成是基本的导水途径。

我们认为，在岩层中分布的微裂隙在估价地下水流流速和流量时可以去研究它，因为它们透水性是微不足道的。属于微裂隙一级的为小于0.1毫米宽的，长度不大的裂隙，肉眼是辨认不出的。毛细裂隙的开口也不大，但由于它的长度可察，故可裂入

大裂隙。总之，凡是能将岩石分割成块状并构成连续的透水网络的细微宽度的裂隙都归入大裂隙一级。包含在岩块内部的微裂隙与大裂隙的基本网络没有充分连通。关于微裂隙网络这种隐伏结构的概念是从坚硬岩体是含裂隙的块状介质这一定义中引出来的。如果微裂隙象大裂隙那样彼此贯通，岩体由微岩块组成，那么就该称它为粒状土了，而不能再称它为坚硬岩体。坚硬岩石中微裂隙的渗透性微不足道，已为许多实验室研究所证实。实验证明，一块一块的岩石，其渗透性大多比含有大裂隙的岩体小几个数量级（见表1）。即使是贯穿的微裂隙，导水作用也不大，因为通过裂隙的水流量与其张度的立方成正比。如果裂隙张度相差一阶，通过各相应裂隙的流量要差三阶。微裂隙对水流流量和流速没有明显的影响，但它同孔隙一起可以明显增大岩体的给水度。根据实验室对充水岩样所做的试验测得，微裂隙和孔隙的总容积大致为原状坚硬致密岩样总容积的百分之零点几。而保持原状的岩体由大裂隙构成的空隙度也是这个数量级，风化岩石的微裂隙和大裂隙容积均可达百分之几，总数达10%。个别岩石

表 1 坚硬岩样和裂隙岩体的渗透系数对比（根据K·路易的资料）

原状岩石	渗透系数 (K) (cm/s)	每米长度内含一个裂隙的岩石	
		裂隙张度 (mm)	裂隙方向上的渗透系数 (cm/s)
石灰岩	$(0.36-23) \cdot 10^{-14}$	0.1	$0.7 \cdot 10^{-4}$
砂岩	$(0.11-1.1) \cdot 10^{-8}$	0.2	$0.6 \cdot 10^{-3}$
砂岩	$(0.29-6) \cdot 10^{-11}$	0.4	$0.5 \cdot 10^{-2}$
砂岩	$(0.21-2) \cdot 10^{-11}$	0.7	$2.5 \cdot 10^{-2}$
花岗岩	$(0.5-2) \cdot 10^{-10}$	1	$0.7 \cdot 10^{-1}$
页岩	$(0.7-1.6) \cdot 10^{-10}$	2	0.6
大理岩	$(0.7-120) \cdot 10^{-9}$	4	5
白云岩	$(0.5-1.2) \cdot 10^{-8}$	6	16
砖	$2 \cdot 10^{-4}$	10	70

试样的吸水性和透水性大，可能与孔隙度和多洞性有关。某些碎屑岩，包括石灰岩和某些喷出岩浆岩（贝壳石灰岩和浮岩）就是这种情形。这些岩石具有这种高透水性，同裂隙透水性没有任何共同之处。认为除了大裂隙以外这些岩块无透水性的说法是不正确的。但是，这并不否定孔隙-裂隙岩体中纯裂隙渗透性的意义。根据E·C·罗姆（1966）经过试验得到证实的假说，要测定通过岩体的总流量，可将孔隙中的与裂隙中的稳定流视为互不相关的。在这种情况下，一般可以把裂隙渗水性看作总渗透量中比较大的分量。裂隙间岩块的渗透性在许多情况下可用试样在实验室内测定。

总之，在研究坚硬岩体的裂隙透水性时，可以把注意力集中在大裂隙的渗透性上。下面就探讨岩体中大裂隙的形状及相互关系。

§ 2. 单个裂隙的形状

裂隙壁的形状 裂隙壁之间地下水流动的狭窄空间，具有复杂的形状。

在计算水流流速的模拟中，一般都将裂隙的形状归结为一条两个壁面互相平行、互不接触的板状隙缝。天然裂隙同模型的差异用各种系数加以校正。天然裂隙的隙壁时合时分，形成时窄时宽的交替系统。有时它们同时弯曲，形成裂隙曲率。弯曲一般不是急陡的，由于弯曲率而增加的裂缝长度很少超过两端间距的百分之几。这说明由曲率引起水力阻力的增大是很小的。在中空的裂隙中主要的水力阻力是由于水与隙壁的摩擦造成的，这可从隙宽反映出来。裂隙宽窄交替的特点也有意义。除了宽度以外，如果有充填物时，则决定水力阻力的还有：疏松物质的成分、排列和密度。渗透空间形状的一切特点与裂隙的成因和发育有关，所以从成因角度去研究才是合适的。

在岩体中可以分出形状根本不同的张裂隙和剪切裂隙。张裂

隙是在垂直张力作用下形成的，其分布垂直于张力方向，而剪切裂隙是在切应力作用下形成的。按莫尔理论，剪切裂隙面的分布往往与最大切应力矢量和中间主应力的矢量一致。必须指出，应注意的不是裂隙的位置，而是裂隙的形状有明显的差异。看来，张裂隙的形状比剪切裂隙的形状在更大程度上决定于岩石的结构。非均质的粗晶或粒状岩层在拉张时形成很粗糙的弯曲面（图1）。在细晶和非晶质的喷出岩中，例如在玄武岩中，张裂面比较平整。在粒状胶结的沉积岩中也有这种情况。张裂隙的隙壁在



图1 闪长岩中张度大的张裂隙

（蒙古人民共和国）

颗粒中等和颗粒大的岩石中（图2）比细粒岩石中更弯曲些，更粗糙些。剪切裂隙弯曲较小，往往不很粗糙。它们切割岩石的颗粒和晶体，仍保持裂隙的基本方向。在剪切裂隙的隙壁上往往可以看到羽毛状结构（图3）。和由一个面向另一个面的阶梯状过渡。阶梯发生在把各个雁行结构单元连成一个裂隙的地方。众所周知，大裂隙是由小裂隙汇合而成的。剪切裂隙在发育初期是由一组平行的、类似雁行排列的小裂隙构成的。

裂隙隙壁在岩体内在其存在的漫长时期中，形状发生了显著的变化。在高压下裂隙隙壁的移动引起磨平作用，有时甚至磨出光泽。在经受过强烈构造运动的岩体内，广泛分布磨光的裂隙隙壁。在地质文献中称它们为磨镜面。摩擦作用除了产生光滑面以外，还产生岩石的破碎物质——构造角砾岩和糜棱岩。这些岩石把裂隙封得相当严实，乃至使裂隙由导水通道变成隔水墙。在可溶岩层内，裂隙渐渐扩大，

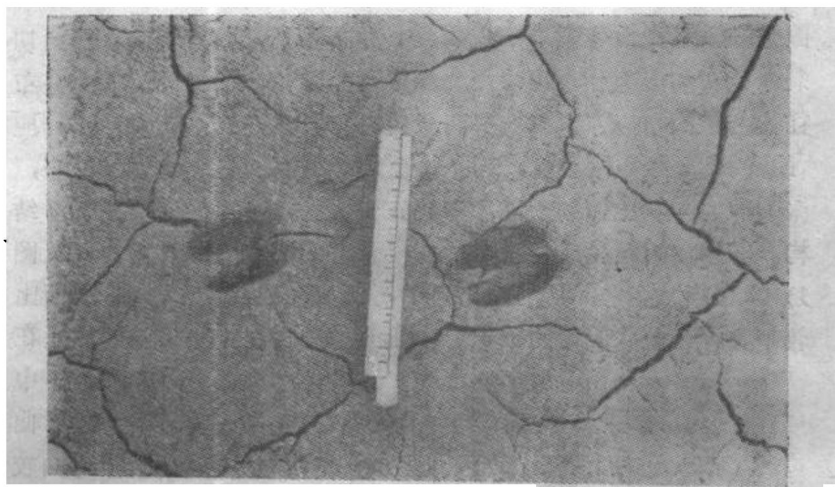


图 2 颗粒不等的沉积物中泥石流流面上的张裂隙标尺长度为20厘米
(塔吉克斯坦)

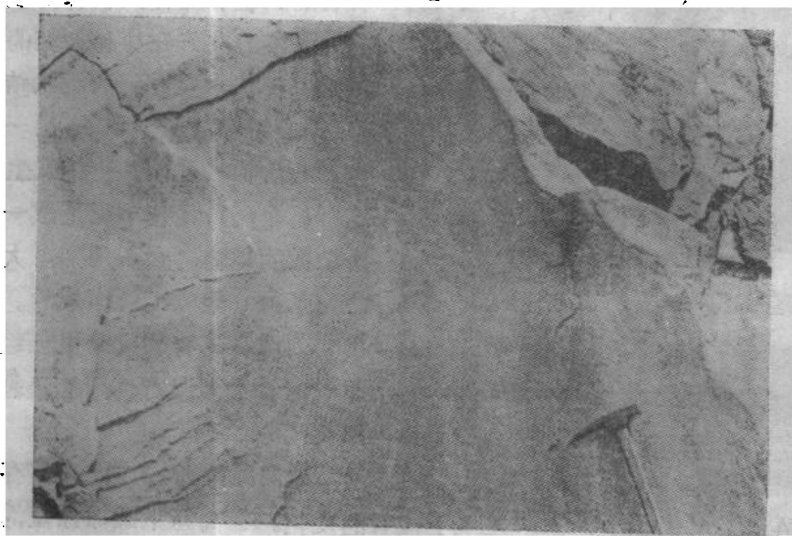


图 3 砂岩中的剪切裂隙隙壁
(努列克水电站)

裂隙隙壁逐渐平整。在风化带,由于岩石受破坏,裂隙隙壁的粗糙度显著增长,而且更重要的是在裂隙内堆积起各种细小的碎屑和泥质风化物。

裂隙隙壁之间内部空间的形状 如果说裂隙隙壁的形状相当复杂,千变万化,那么裂隙壁之间的内部空间形状就更复杂。这内部形状同时反映出两壁的形态。根据对水流速度的影响来判断,在裂隙的模型中,两壁之间的距离应当是裂隙的主要特征(洛米泽1951)。在实际的裂隙中,两壁间的距离以随机的方式不断变化。为方便起见裂隙隙壁的变化幅度可以看成是依赖于距离长度的随机函数(鲁佩涅伊特,1975)。取裂隙的某点为计算

原点,平行于裂隙的总方向,作一横坐标轴,可以把裂隙壁面看作是具有遍历性的平稳随机函数曲线。第二个壁面是另一个类似的随机函数实体。两个实体之间

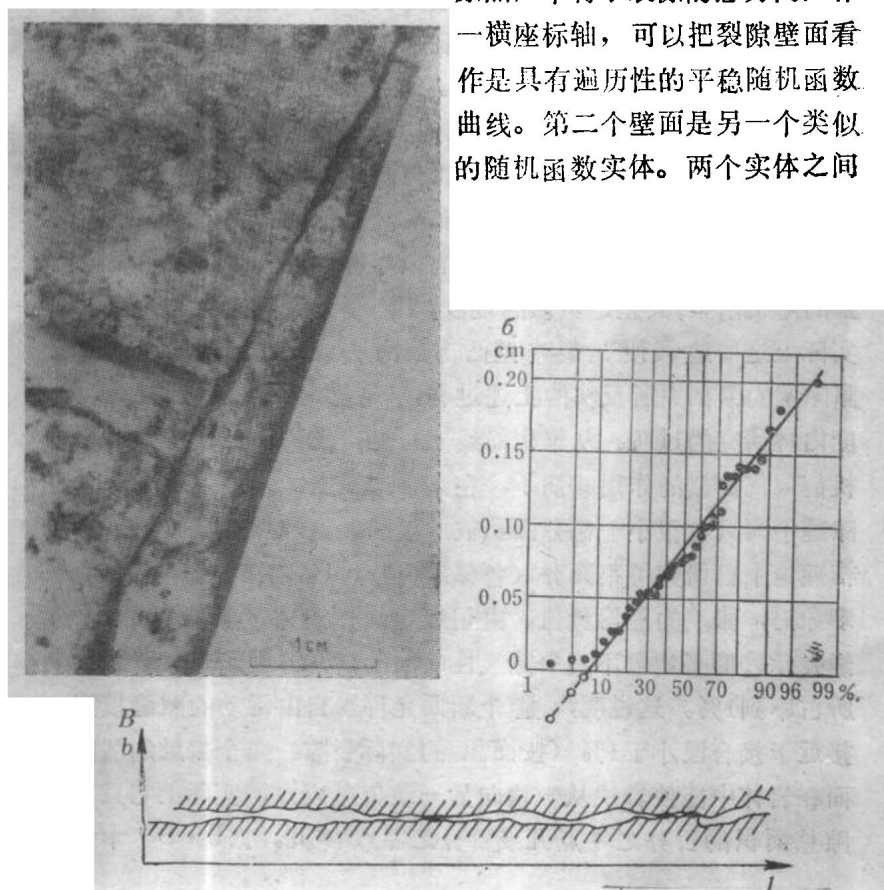


图 4 科雷姆水电站坝基勘探平洞壁上,花岗岩中的裂隙

A—概貌, E—概率纸上配置的累积曲线,表明了宽度的正态分布假说, B—裂隙隙壁的纵剖面

的值差就相当于壁间的距离或裂隙的张度。在渗透课题中，感兴趣的主要是这一差值，它也是一个随机函数。现在我们就来探讨这种函数的最简单性质——随机断面的分布律。兹举一例（见图4），照片上裂隙的断面看得很清晰，在其可见长度内没有弯曲。但是其张度变化明显，从零到两毫米。利用遍历性和测出一系列断面的张度，用概率纸可以得到证实，张度沿单个裂隙长度上的分布与正态律吻合^①。只有在最小张度地区，才显出差异。差异不大，可以解释成测量误差或随机误差。但是，实际分布也可能同正态律有非随机的差异。现在来研究非随机差异的原因。隙壁间距的值显然不可能是负值。但是，当数学期望变易不大时，在有些地方两个随机函数实体的差可以是负值。为这种差而采用的正态分布模型，其连续随机值既无上限，又无下限，因而具有略不同于零的概率，允许有负的随机值。在实际裂隙中测得的正态分布的参数为：张度负值的概率等于5—8%。表示裂隙两壁的随机函数，其差是负值的地段，相当于函数曲线越过的地段。实际上这些地段便是裂隙壁凸部被割去或磨碎的地段。这里裂隙隙壁的纵剖面所反映的上述过程，不是90%以上的裂隙延续长度内所研究的过程。从累积曲线上可见，尤其是机械磨平引起随机值偏离曲线的作用减弱了。在磨平地段上，张度大于零，因为隙缝平面只有很小一部分面积彼此接触。这一点在机械及机械结构理论中已研究得很充分（鲁佩涅伊特，1975）。当不存在磨平现象时，张度的理论负值，由用虚线画的基本分布曲线的延续线表示。磨平地段不到裂隙线性断面的10%。因而在隙壁面积上所占不到1%。这说明，整个断面允许水自由运动的隙缝模型，接近于接合段小于1%（按面积）的实际裂隙。完全接触的裂隙壁面在岩体中能使岩块从一块向另一块传递应力，实际上它只占裂隙总面积的百分之零点几或百分之零点零几。据B·B·卡亚金

① 大家知道，裂隙在形成后如果未经受强烈的外围变化，同时存在于岩体内的一个系统的许多裂隙，其宽度也符合正态分布律（波格列比斯基和切尔内绍夫，1974，a）

和K·B·色佩涅伊特(1975)估算,各种岩类的这一数值是相
当稳定的,等于0.03%。在几十米及几百米深处,岩体内完全接
触的裂隙壁面之所以如此之小,是由组成坚硬岩石的矿物硬度高
所决定的(尤什金,1971)。例如,通过显微压入方法测得的
石英硬度为1000kg/mm²,这比坚实的石英砂岩的类似特性——
瞬时抗压强度大两个数量级。计算表明,当100米高的岩柱
压在壁面由石英组成的水平裂隙上,由于只有裂隙总面积的
0.025%的面积承压,这种水平裂隙就被压实。这样大小的面积就
足以使被压的石英颗粒支撑住上伏岩层的物质。大家知道,方解
石硬度比较低,裂隙壁面接触面积的相应数值为0.25%。用矿物
硬度测定接触面积,与几何估算是一致的。利用这种测定法,能
考虑岩体内的应力,又不必花大量的劳动去测量,因为只要对裂
隙中的矿物作肉眼鉴定,再对照矿物的硬度表就可以测定。在提高
水在裂隙中运动的计算精度时,可以把基岩接触的面积看成是断
面的不透水部分。目前由于计算的精度不高和坚硬接触面积很小,
采用这种校正是不合适的。拒绝用整个断面都通过水流的缝隙进
行裂隙模拟,以及在沃尔特等的文章(沃尔特、莱因哈德、贾格
尔,1972年)中提出的用管道模拟来代替缝隙模拟更是不合适的。
水从裂隙中呈流束泄出,可以得出渗透空间具有管道特征的推
论,但这纯属表面现象。裂隙中集中的水流往往是短程的,它们
时而汇合,时而又在细缝中散流。裂隙中复杂的流束系统,只略
微象独立的管流。显然,在岩溶化岩层中以及在机械潜蚀作用下
由于裂隙充满了水,这些地方的裂隙形成管状的导水通道。因此,
如果说在一般情况下反对用裂隙管道模拟,那么在可溶性岩层
中,运用这种模拟,则认为是可行的。不过,制作这种模拟的方
法目前尚未深入研究。

裂隙形态表明,岩石中的实际裂隙很象两壁平行的隙缝,或
者说很象Г·М·洛米泽(1951)在实验中用过的那种复杂的隙
缝,即串珠状和盒状的隙缝。实际裂隙形状的复杂性及计算模拟
的多样性,要求对各种特征裂隙形状进行仔细的野外调查,以便