

# 断层泥的分形研究<sup>\*</sup>

邵顺妹 邹谨敞

(中国兰州 730000 国家地震局兰州地震研究所)

**摘要** 介绍了利用光学显微镜和电子显微镜对采自西秦岭北缘活动断裂带的天然断层泥进行分形研究的程序和结果, 得到该断裂带断层泥的分维数  $D=2.594 \pm 0.122$  (二维截面  $D=1.594 \pm 0.122$ ), 并测得该断裂带断层泥分维上限平均粒径为  $9.6 \sim 19.2$  mm。研究结果表明, 该断裂带断层泥具有分形特征, 断层面的粘滑摩擦特征位移参数可由分维上限确定。文中还讨论了断层泥分形研究对地震断层的研究意义。

**主题词** 分形 分维数 断层泥 西秦岭活动断裂带

## 引言

断层的剪切错动或新的剪切破裂都会形成断层泥, 断层泥记载着断层活动的大量信息。同时, 人们在粘滑实验中发现断层泥在断层运动中起着重要的作用, 对断层的粘滑特征有着很大的影响。因此, 对天然断层泥的研究成为活动断层研究的重要内容之一。

自从 Mandelbrot(1982)最早引入分形概念以来, 分形研究在自然科学各个领域得到了广泛的应用。Scholz 和 Aviles(1986)研究了大量的自然断层面, 证明了断层面的不均匀分布存在标度律, 断层面是分形的, 并提出断层的粘滑作用与断层表面的粗糙度有关。Dietrich(1981)通过实验, 研究了由一层人工断层泥分隔的表面摩擦性状, 发现特征位移不仅与表面粗糙度有关, 而且还与断层泥的颗粒度有关。在国外, 已经有了关于天然和实验条件下断层泥碎粒具有自相似分布特征和美国圣安德烈斯断裂系上的洛佩斯(Lopez)断层断层泥的分形研究结果的报道(Sammis *et al.*, 1986; Sammis, Biegel, 1989; Biegel, Sammis, 1989)。

本文以西秦岭北缘活动断裂带中的天然断层泥为研究实体, 介绍了断层泥分形研究中断层泥样品的采集; 利用光学显微镜和电子显微镜进行断层泥分形研究的方法、步骤和结果; 最后对研究结果及其意义进行了讨论。

## 1 西秦岭北缘断裂带及其断层泥特征

### 1.1 断裂带的宏观特征

西秦岭北缘断裂带不仅是一条区域大地构造单元分界线(黄汲青, 1981)和区域地貌单元分界线, 而且也是一条现今强烈活动的区域性大断裂。断裂形成历史悠久, 经历了多期

\* 地震科学联合基金资助项目。

1995-02-13 收到初稿, 1995-04-17 收到修改稿并决定采用。

构造运动。现已查明, 断裂系现今活动主要位于西秦岭北部边缘断裂。该断裂带形成早期为压性断裂, 自中更新世以来则转为以左旋剪切运动为主(滕瑞增等, 1994)。该断裂带上断层泥分布广泛, 但对断层泥性状尚未进行过研究。与地震活动关系密切的鸳鸯镇—凤凰山断裂位于西秦岭北缘断裂带东段, 走向北70°西, 长70多公里, 活动特点与西秦岭北缘断裂带完全一致, 普遍可见厚度为0.5~2 m的断层泥带。

## 1.2 断层泥基本特征

我们在鸳鸯镇—凤凰山断裂上的渭河堡、甘谷南三十里铺和凤凰山南麓等地采集了10多个断层泥样品和断层上下盘围岩样品。断裂的平面展布特征和采样位置见图1。

各采样点断层泥特征为: 渭河堡断层泥为紫红色, 断层切割上第三系砂岩、泥岩; 断层泥厚2 m左右。

三十里铺断层泥亦呈紫红色, 断层发育于下第三系紫红色砂砾岩与上第三系砖红色粉砂岩及泥岩之间, 断面产状近于直立; 断层泥厚约40 cm。

凤凰山南麓断层泥发育于前古生代变质岩系与第三系接触面之间, 走向北70°西, 倾向南西, 倾角70°。前古生代变质岩系为混合岩、角闪片岩、角闪片麻岩等, 上第三系为红色砂岩; 断层泥在上述岩石中都比较发育。在野外从断层泥到两侧围岩采集了系列样品。该处断层泥带厚约60 cm, 野外由断层泥色调的差异可明显划分为3层, 各层厚度大致相等(约20 cm), 每层断层泥的粒度大小及碎屑、泥质的含量也各不相同。

## 2 断层泥分形研究

### 2.1 分形概念的引入

分形理论是数学家曼德尔布罗特用来研究自然界自相似系统的复杂性和不规则现象的数学方法, 其复杂程度用分维数 $D$ 来表示。自70年代问世以来, 人们对地球科学中各个不同领域内地质现象的分形性质进行研究正在与日俱增。在各种地质现象中, 碎形是很重要的一种。由于像断层、断裂、节理和这些构造过程作用的结果, 地球表面是破碎的。对碎形中各碎块的大小和频度分布, 曾经用各种各样的统计关系来描述, 使用最广泛的是幂指数关系

$$N(>m) = c \cdot m^{-b} \quad (1)$$

式中,  $N(>m)$ 是质量大于 $m$ 的碎块数目,  $c$ 和 $b$ 是由观测资料确定的常数。事实上, 大量物体的统计数与大小之间的分布可能是分形的。为了保证这种分布是分形的, 特科特(1993)提出, 要求具有特征线度大于 $r$ 的物体数目与 $r$ 之间满足下列关系

$$N = \frac{c}{r^D} \quad (2)$$

式中,  $D$ 为分维数, 将式(1)和(2)作对比, 可得到经验常数 $b$ 等于分维数 $D$ 。

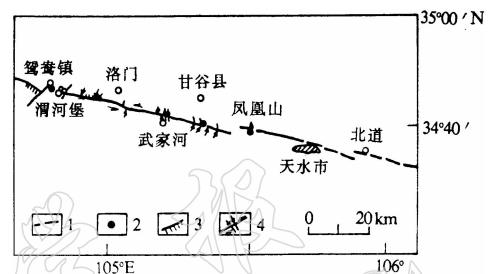


图1 断层泥采样位置示意图

- 1. 全新世活断层;
- 2. 断层泥采样位置;
- 3. 晚更新世断层崖;
- 4. 水系、冲沟位移

## 2.2 断层泥样品的制作和自相似分维数的计算方法

将野外采集的完整的断层泥样品用稀释的环氧树脂将其固结, 然后磨制成 0.1 mm 厚、边长为 2.5 cm 的方形光学薄片。用光学显微镜和电子显微镜以 12.5, 25, 50, …, 1 600 倍摄像。在自相似颗粒尺度范围内, 我们无法分辨一张照片是在何种倍率下拍摄的。因此, 对每一张照片分别计算其分维数( $D$  值)。具体的方法为: 对每一种放大倍率下的照片图像, 都以带同心圆的透明纸按粒径大小分为 4 个等级, 相邻两个等级的平均粒径是 2 倍关系。对不同的粒径计数, 记为  $N(n)$ 。自相似分维数( $D$ )可采用 Sammis 和 Biegel(1989)使用的公式表示

$$D = \lg[N(n)/A]/\lg[1/R(n)] \quad (3)$$

式中,  $D$  为分维数,  $N(n)/A$  为单位面积的颗粒数,  $R(n)$  为第  $n$  级的平均粒径。实际上,  $D$  就是式(3)用最小二乘法拟合直线的斜率。

需要说明的是, 在选择视场分析区时, 应保证不包含大于透明纸上最大圆的颗粒, 如在分析区中出现较大颗粒, 即大于透明纸上最大圆的颗粒时, 则先从总面积中扣去其面积, 然后再进行颗粒计数。

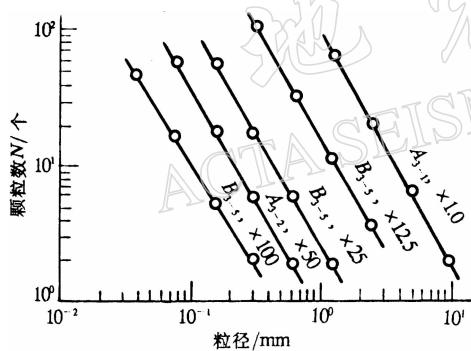


图 2 断层泥颗粒数与粒径的关系

## 2.3 自相似分维的统计结果

图 2 是断层泥样品在不同放大倍率下的颗粒数随粒径变化的情景。图中实线为最佳拟合线, 在所有情况下相关系数均优于 0.99, 说明照片中颗粒分布呈幂指数关系。因此, 各照片中断层泥颗粒统计上表现极为相似。

图 3 是断层泥样品在不同放大倍率下统计的断层泥颗粒密度与粒径变化的相互关系。图中实线为式(3)的最小二乘法拟合直线, 最佳拟合直线的斜率即定义为分维数  $D$ 。图中断层泥颗粒密度随粒径大小呈直线变化, 相关系数

$r$  均大于 0.99。因此, 断层泥粒度分布具分形特征。所以, 在任一放大倍率下的照片, 断层泥颗粒分布看起来都相同。由上述两方面的统计都说明在标度范围内, 断层泥的粒度分布具自相似特征, 是分形的。

表 1 是断层泥样品在不同放大倍率下按公式(3)计算的每一张照片的  $D$  值。由表中数据可知, 西秦岭北缘断裂带断层泥二维平面的分维数  $D$  最大为 1.716, 最小为 1.472, 平均为 1.594。

由于上述计算的断层泥分维数  $D$  值是二维截面的, 而对于断层泥等三维体来说, 其分维数应采用下式计算(Turcotte, 1993; Ghosh, Daemen, 1993):

$$D_{\text{体}} = D_{\text{面}} + 1 \quad (4)$$

这样, 西秦岭北缘断裂带断层泥的分维数应为  $2.594 \pm 0.122$ 。

表 1 凤凰山断层泥二维平面分维数

样品 编号	D 值							
	12.5 倍	25 倍	50 倍	100 倍	200 倍	400 倍	800 倍	1 600 倍
$A_{3-1}$	1.667	1.659	1.656	1.627	1.714	1.638		
	1.716	1.667	1.601	1.580			1.563	1.632
	1.519	1.483	1.576	1.570	1.555	1.606		
			1.527					
$A_{3-2}$	1.655	1.490	1.510	1.578	1.710			
	1.593	1.620	1.666	1.570	1.540	1.551	1.606	1.653
	1.621	1.658	1.472	1.680				
$B_{3-5}$	1.621	1.598	1.626	1.533				
	1.590	1.688	1.478	1.520	1.472	1.491	1.611	1.604
	1.660	1.608	1.552	1.606	1.586			
			1.632					

## 2.4 断层泥分维限的测定

自然界很多复杂现象都具有自相似特征, 但这种自相似性范围不可能无限延伸。自相似性被打破的标度长度称为分维极限, 在所有的情况下, 我们可以假定对于分形关系成立, 必定存在着  $r$ (体积的立方根) 的上限  $r_{\max}$  和下限  $r_{\min}$  (特科特, 1993)。

求断层泥分维上限的方法是: 野外采集断层泥样品的同时, 沿断层面清理出一平面( $>2 \text{ m}^2$ ), 在较大面积范围对大于  $25.6 \text{ mm}$  的颗粒进行现场识别并计数, 另外将野外采集的大块断层泥样品制成较大的圆模(直径  $50 \sim 150 \text{ mm}$ ), 用稀释的环氧树脂渗透硬化固结, 再磨制出一平面, 在室内进行  $25.6 \sim 3.2 \text{ mm}$  粒径的颗粒计数, 小于  $3.2 \text{ mm}$  的颗粒则利用薄片在光学显微镜和电子显微镜下拍摄的照片图像来进行计数。

根据自相似分布的性质, 在任一尺度看起来均相同。因此, 我们无法分辨不同放大倍率下的照片是在何种倍率下拍摄的。Sammis 和 Biegel(1989)认为, 如分布与标度无关, 那么在这一标度区域与平均颗粒度成比例的颗粒数  $N_A(n)$  也应是一常数, 其中

$$N_A(n) = N(n) \langle R^2(n) \rangle / A \quad (5)$$

和

$$\langle R^2(n) \rangle = [R^2(n) + R^2(n+1)]/2 \quad (6)$$

与  $n$  级的平均颗粒度成正比。

在断层泥分维数计算方法中已提及, 在各尺度照片中都避免了较大颗粒的取样原则, 用于整个放大域时, 对于透明纸上每一对圆环  $N_A(n)$  为一常数, 对所得分维  $D=1.594 \pm 0.122$ , 各照片上最大颗粒的  $N_A(n)=0.25$  左右。对所有较小颗粒  $N_A(n)$  也较小, 这是因

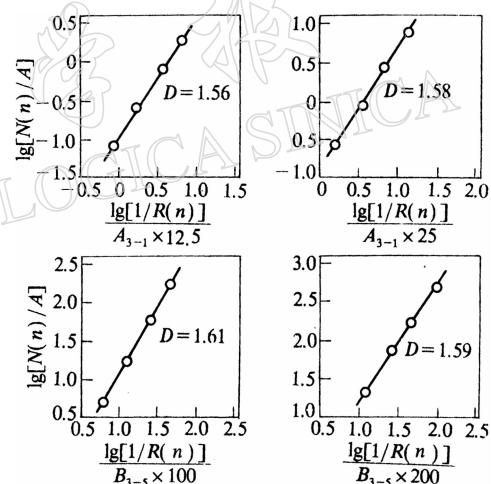


图 3 断层泥颗粒密度与粒径的关系

为视场中存在较大颗粒的缘故。通过从总面积中扣去所有较大颗粒的面积，我们就能把各照片上的各粒度级都当作最大的处理。表2是各粒度级 $N_A(n)$ 的统计值。图4即为根据表2的数据绘成的 $N_A(n)$ 值随粒度变化的情况。由图可清楚地看到，平均粒径 $9.6\sim19.2\text{ mm}$ 粒度级的 $N_A(n)$ 值发生了突变。

表2 凤凰山断层泥比例颗粒密度

粒度级 / mm	平均直径 / mm	$N_A(n)$			粒度级 / mm	平均直径 / mm	$N_A(n)$		
		最大	最小	平均			最大	最小	平均
205~102	153.5	0.114	0.057	0.085	0.8~0.4	0.6	0.262	0.175	0.237
102~51.2	76.8	0.085	0.028	0.056	0.4~0.2	0.3	0.301	0.173	0.243
51.2~25.6	38.4	0.096	0.049	0.072	0.2~0.1	0.15	0.271	0.135	0.231
25.6~12.8	19.2	0.069	0.023	0.040	0.1~0.05	0.075	0.276	0.196	0.254
12.8~6.4	9.6	0.288	0.141	0.229	0.05~0.025	0.0375	0.246	0.146	0.189
6.4~3.2	4.8	0.286	0.123	0.237	0.025~0.0125	0.01875	0.197	0.106	0.163
3.2~1.6	2.4	0.271	0.135	0.233	0.0125~0.00625	0.00938	0.186	0.041	0.102
1.6~0.8	1.2	0.299	0.120	0.241	0.00625~0.0031	0.00469	0.118	0.048	0.098

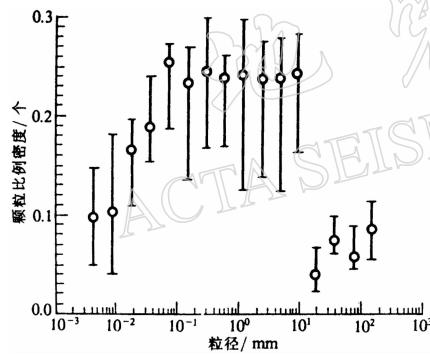


图4 比例颗粒密度与粒径的关系。实线  
为 $N_A(n)$ 值范围，小圆为平均值

图5是以粒径标度的区域颗粒密度与粒径变化的关系。图中可以清楚地看到 $9.6\text{ mm}\sim18\text{ }\mu\text{m}$ 粒径段，在双对数座标上呈很好的线性关系。在此范围内相关系数大于0.99，而从 $19.2\text{ mm}$ 粒度级开始，其颗粒数偏离直线。由以上两方面都说明 $19.2\text{ mm}$ 的标度已打破了断层泥粒度分布的自相似特性，因而得到断层泥分维上限应是 $9.6\sim19.2\text{ mm}$ 之间，即厘米量级。

断层泥的分维下限。从图4和图5中都可清楚地找到断层泥分维下限的位置，图4中比例颗粒密度 $N_A(n)$ 值和图5中单位面积颗粒数都在 $10\sim18\text{ }\mu\text{m}$ 处发生了较大的变化，因而得到断层泥的分维下限在 $10\sim18\text{ }\mu\text{m}$ 粒径之间。

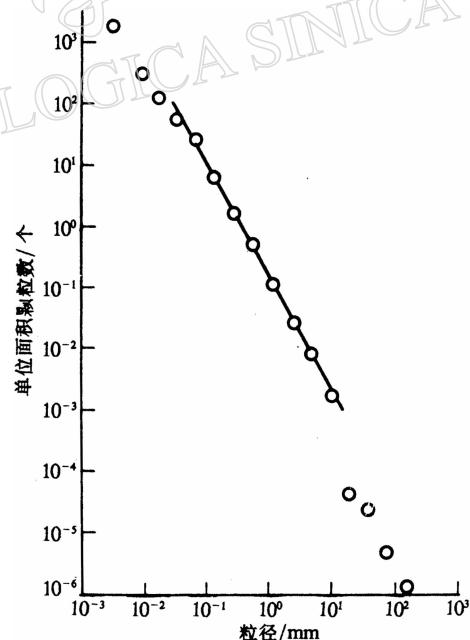


图5 以粒径标度的区域中单位  
面积颗粒数与粒径的关系

### 3 结语

(1) 在各种地质现象中碎形是很重要的一种, 破碎模型就是在断层泥研究中发展起来的。根据碎形的分形模型(特科特, 1993), 一个具有立方颗粒自相似断层泥,  $D = (\lg 6)/(\lg 2) = 2.585$ 。本文凤凰山南麓断层泥在  $18 \mu\text{m} \sim 9.6 \text{ mm}$  标度范围内, 统计得到其分维数  $D = 2.594 \pm 0.122$ , 与破碎模型  $D = 2.585$  相一致, 也与圣安德烈斯断层系洛佩斯断层采样得到的断层泥在  $5 \mu\text{m} \sim 10 \text{ mm}$  标度范围内其分维数  $D = 2.60 \pm 0.11$  非常吻合。

(2) Dieterich(1978)对特征位移( $dc$ )的解释是“达成一组新的凹凸体接触所需的滑移距离。”对于断层泥不同之处在于凹凸体被视为颗粒。与温度相关状态可变摩擦律模拟了圣安德烈斯断层的条件, 发现只有特征位移小于  $8 \text{ cm}$  时才有可能出现地震不稳定性。因而对天然断层  $dc$  的估计, 与洛佩斯断层泥所观测到的  $1 \text{ cm}$  分维上限(Sammis, Biegel, 1989)属同一量级。本文断层泥研究结果得到断层泥分维上限介于  $9.6 \sim 19.2 \text{ mm}$ , 也属厘米级。西秦岭北缘活动断裂带现今活动性质与圣安德烈斯断层的活动性质相似, 都以走滑为主。根据测得断层泥分维上限的结果一致和断层活动性质一致, 推测西秦岭北缘活动断裂出现地震不稳定性的特征位移也属厘米级。

(3) 由于断层泥的分形研究在国内尚属首次, 因此, 仅能与理论研究和国外有关研究进行比较。所以, 以上研究结果仅是初步的, 有待进一步研究加以补充和完善。但是, 在一条发震断层上, 通过断层泥分形研究确定的分维上限与粘滑摩擦相伴的特征位移, 对确定破裂集结规模、震前滑动和震后滑动以及最大地面加速度起关键作用(Marone, Kilgore, 1994), 因而具有一定意义和参考价值。

### 参 考 文 献

- 黄汲清(指导), 1981. 中国大地构造及其演化(1: 400万中国大地构造图简要说明). 北京: 科学出版社. 47~49  
 腾瑞增, 金瑶泉, 李西候等, 1994. 西秦岭北缘断裂带新活动特征. 西北地震学报, **16**(2): 85~90  
 Biegel R L, Sammis C G, 1989. The frictional properties of a simulated gouge having a fractal particle distribution. *Journal of structural geology*, **11**(7): 827~846  
 Dieterich J H, 1978. Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. *Pure Appl Geophys*, **116**: 790~805  
 Dieterich J H, 1981. Constitutive properties of faults with simulated gouge, in mechanical behavior of crustal rocks. *Geophys Monogr*, Ser24: 103~120  
 Ghosh A, Daemen J K, 1993. Fractal characteristics of rock discontinuities. *Engineering Geology*, **34**: 1~9  
 Mandelbrot B B, 1982. The fractal geometry of nature. W. H. Freeman and Co. New York. 376pp  
 Marone C, Kilgore B(著); 张开建(译), 1994. 断裂带中地震断层活动的临界滑动距离与剪切应变的关系. 地震地质译丛, **16**(5): 21~25  
 Scholz C H, Aviles C A, 1986. The fractal geometry of faults and faulting. In Das S, Boatwright J, Scholz C H(eds), *Geophys Monogr*, **37**: 147~156  
 Sammis C G, Osborne R H, Anderson L J et al., 1986. Self-similar cataclasis in the formation of ault gouge. *Pure Appl Geophys*, **124**(1/2): 53~77  
 Sammis C G, Biegel R L, 1989. Fractals, fault-gouge and friction. *Pure Appl Geophys*, **13**(1/2): 255~271  
 Turcotte D L(著); 陈 , 郑捷, 季颖(译), 1993. 分形与混沌——在地质学和地球物理学中的应用. 北京: 地震出版社.  
 20~60