

辽东半岛黄土粒度分维特征及其环境意义

张 威, 郭善莉, 李永化, 李云艳

(辽宁师范大学城市与环境学院, 大连 116029)

摘 要: 应用分形理论中的幂指数函数关系法, 分别选取粒径 r 区间和质量累计百分含量 5%~95% 的范围为无标度区, 对辽东半岛黄土的粒度分维特征进行分析。结果显示: 以粒径 r 区间为无标度区(0.76~263.75 μm), 七顶山马兰黄土的粒度分维值介于 2.2085~2.3184 之间, 平均值为 2.2744, 相关系数为 0.8835; 离石黄土粒度分维值介于 2.2748~2.4237 之间, 平均值为 2.3467, 相关系数为 0.8920。全剖面粒度分维值在 2.2085~2.4237 之间, 平均值为 2.3187, 相关系数达 0.88 以上, 粒度分布具有分形特征。而以质量累计百分含量 5%~95% 的范围为无标度区, 马兰黄土分维值介于 2.4220~2.5042 之间, 平均值为 2.4761, 相关系数为 0.9889, 分选系数为 2.4067; 离石黄土分维值介于 2.4268~2.545 之间, 平均值 2.4993, 相关系数为 0.983, 分选系数为 2.5097。全剖面分维值介于 2.422~2.545 之间, 相关系数达 0.98 以上。研究得出: 分维值的大小对黄土的形成环境有良好的指示意义, 对同一种成因以及不同种成因的沉积物分维特征研究应注意无标度区的选择。本区马兰黄土比离石黄土的分维值低, 反映马兰黄土沉积时东亚冬季风强盛, 气候寒冷干燥, 分选系数偏小, 自组织程度低; 离石黄土沉积时夏季风较冬季风强盛, 气候温暖湿润, 分选较差, 分选系数稍大, 自组织程度高, 与传统粒度分析所反映的环境演变一致。

关 键 词: 黄土粒度; 分维值; 环境变化; 辽东半岛

1 引言

沉积物的粒度分布特征被广泛应用于搬运介质、搬运方式以及沉积环境等方面, 在第四纪环境演化研究中起着举足轻重的作用^[1~8]。近年来, 第四纪环境演变中存在着大量的非线性现象和突发事件的事实越来越受到地学工作者的重视^[9~10], 一些学者开始把目光转向借助分形理论来研究地貌与沉积物的分形特征^[11~13], 对自然界已知或未知成因的沉积物分形特点及其可能指示的环境意义进行探讨, 取得了一些积极而有意义的研究成果^[14~22]。通过研究发现, 许多沉积物的粒度分布具有分形特征, 碎形体经过外力作用改造后形成的沉积物仍然具有良好的统计自相似性, 因此沉积物粒度分维值作为一种新的粒度指标被提出^[19,23], 并与传统的粒度参数配合使用, 以期在理论研究和实际运用中有所突破。在不同种类沉积物中, 尤其以黄土的粒度分形特征作为实证的研究较多。然而, 分形理论在地学中的应用还不够深入, 基本上处于对地理现象分形性质的揭示阶段, 尤其是对分形的定义、分形无标度区间的严格界定以及计算方法等仍需深入

探讨和完善^[24~26]。此外, 由于不同研究者采样地点来自不同的地理环境, 因此即使是同一成因的沉积物, 所取得的沉积物粒度分维值也有一定差异。这种差异产生的原因, 一方面可能揭示不同地区沉积物由于环境要素的变化而导致粒度分形特征的不同; 另一方面, 也可能来源于实验方法、数据来源、误差分析等方面。本文即以辽东半岛南端保存完好的第四纪黄土沉积物的粒度的分析结果为依托, 采用目前广泛应用的幂指数函数关系法, 对辽东半岛黄土的粒度分维特征进行分析, 并对其可能指示的环境意义进行讨论。

2 研究区概况

2.1 自然地质地理特征

研究区位于大连市金州区七顶山乡附近, 地处辽东半岛南端, 西濒临渤海, 属于暖温带大陆性季风气候, 兼有海洋性气候过渡的特点, 年平均气温 10.1℃, 年降水量 660 mm^[27]。大地构造属中朝准地台, 胶辽台隆复州台陷中的复州-大连凹陷^[28], 外围出露地层为上元古界震旦系营城子组灰岩、十三里

收稿日期: 2009-03; 修订日期: 2009-10。

基金项目: 国家自然科学基金项目(40571016); 辽宁省教育厅高等学校科学研究项目(20060467)。

作者简介: 张威(1969-), 男, 吉林松原人, 教授, 博士, 主要从事环境与灾害地貌研究。E-mail: zhangweilnu@163.com

台组藻灰岩、马家屯组泥质灰岩及崔家屯组石英岩、板岩夹泥灰岩，地层走向呈北西向，地貌以丘陵、低山为主，海拔 < 200m，多数位于百米以下。区内构造发育，总体由 NW 向复向斜以及 NNE、NE 和 NW 向三组断裂构造组成。

2.2 剖面特点

黄土剖面位于大连市金州区七顶山乡老虎山村以东 (121°41.028'E, 39°15.172'N)，发育于北西走向的七顶山(因发育大小七个山峰而得名)与庙山之间的一座黄土岗，当地人亦称“土龙”，与渤海相距大约 1.7km，海拔约 57m (图 1)，剖面厚度 15.5m，存有明显的分层和过渡现象。上层高 6m，颜色灰黄，结构疏松，多气孔，垂直节理与块状节理发育，局部含有沙层，质地手感较粗，钙结核不发育；下层高 9.5m，与下伏第三纪红色风化壳呈不整合接触，呈红棕色，无层理，质地均匀粘重，从岩性、结构特征、综合前人的研究成果并与黄土高原对应，上、下层黄土分别相当于晚更新世马兰黄土和中更新世离石黄土，二者衔接处发育一层古土壤，但不明显。在该黄土剖面以 0.5m 为间隔，自下向上共采集样品 31 个，其中 Qds1-19 号样为离石黄土，Qds20-31 号样为马兰黄土。

3 材料与方法

3.1 粒度数据来源

样品的粒度测试在北京大学沉积学实验室完成，粒度测量采用英国公司生产的 Mastersizer 2000 激光粒度仪，它在 0.02~2000μm 的测量范围内以 0.2φ 为间隔给出 100 个粒度，多次重复测量误差小于 2%。所有样品均测量三次，分别为无超声波、加 0.5 和 1 分钟超声波。本文采用加 0.5 分钟超声波的粒度数据。

3.2 分维值的计算原理与方法

分形理论是法国数学家 B. B. Mandelbrot 在 20 世纪 70 年代创立^[29-30]，该理论的主要内容是研究一些具有自相似性的不规则曲线和位线（线性分形），

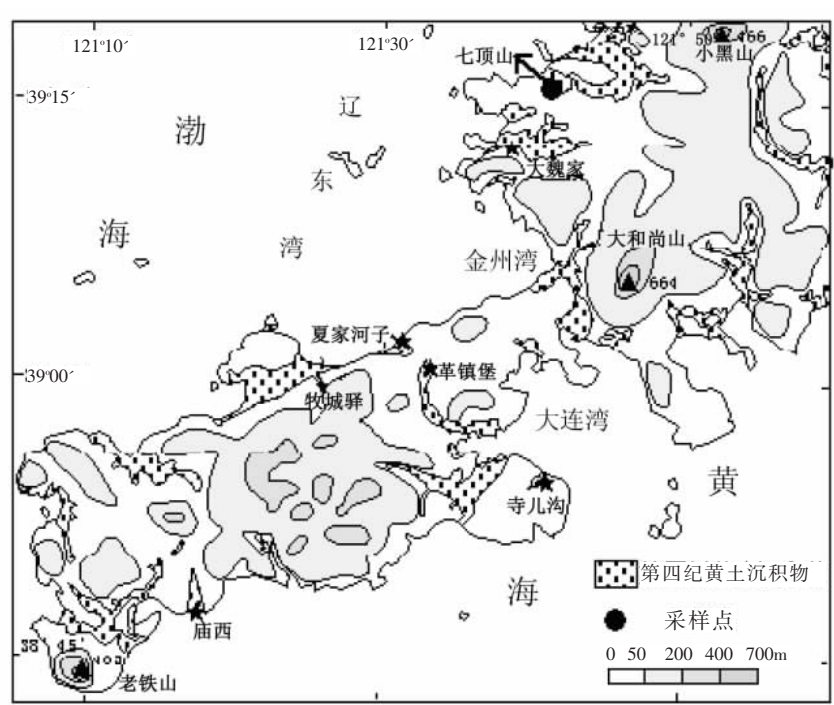


图 1 辽南滨海黄土的分布及采样点位置示意图

Fig.1 The sketch of seashore loess distribution and location of sampling sites in south Liaoning

具有自反演性(self-reverse)的不规则图形，具有自平方性(self-squaring)的分形变换以及具有自仿射(self-affine)的分形集等。目前应用较多的是线性分形，即满足局部是整体成比例缩小的性质，即自相似性，而定量描述这种自相似性的参数就是分维。1977 年在英国 Salford 举行颗粒分析会议时，分形思想被引入粒度分析，把所研究的土体看作是一个开放的自组织系统，粒度分布实质上描述的是这一系统物质组成的分形结构^[17]，因此，分维大小与土体演化环境密切相关。

分形维数的测算有多种方法，目前，在沉积物的粒度计算中使用最为普遍的是幂指数关系法，具体计算过程如下：

在分形集中，若某一个集合关于标度 r 具有自相似形，且在该标度下的个数 N ，按照分形的定义，则有：

$$N = \left[\frac{1}{r} \right]^D = r^{-D} \tag{1}$$

式中： D 为分维值。

黄土的粒度组成是一种没有特征长度的结构图形，其分形是基于一种统计自相似性的粒度分布。黄土颗粒的大小可以用 Weibull 分布表示，即：

$$\frac{m(-r)}{m_0} = 1 - \exp \left[- \left(\frac{r}{r_0} \right)^b \right] \tag{2}$$

式中: $m(<r)$ 是所有粒径小于 r (直径)的颗粒的累积质量; m_0 是样品的总质量; r_0 是颗粒的平均粒径;幂指数 b 为常数。当 $\frac{r}{r_0}$ 较小时,(2)式可进行泰勒级展

开,得:

$$\frac{m(-r)}{m_0}=\left(\frac{r}{r_0}\right)^b \tag{3}$$

所以,黄土的粒度组成分布特征就转化为幂指数分布,对(3)式取微分得:

$$dm \propto r^{b-1}dr \tag{4}$$

对分维的定义(1)式求导得:

$$dN=r^{-D-1}dr \tag{5}$$

假定沉积物的密度比较均一,颗粒看成等球体,颗粒数目的增量与质量的增量满足以下关系:

$$m=\rho v=\rho*\frac{4}{3}\pi\left(\frac{r}{2}\right)^3N \quad dm \propto r^3 dN \tag{6}$$

联立(4)、(5)、(6)式得:

$$r^{b-1}dr \propto r^3*r^{-D-1}dr \quad D=3-b \tag{7}$$

(3)式可写为:

$$\frac{m(-r)}{m_0} \propto r^b \tag{8}$$

对(8)式两边取对数得:

$$b \propto \frac{\lg \frac{m(-r)}{m_0}}{\lg r} \tag{9}$$

从(9)式可以看出, b 是 $\frac{m(<r)}{m_0}$ 和 r 双对数坐标图上直线的斜率。所以根据黄土的粒度分析结果,在 $\frac{m(<r)}{m_0}$ 和 r 的双对数坐标图上通过最小二乘法拟合

直线函数,得到直线段的斜率 b 值,通过(7)式就可求出黄土的粒度分维值 D 。在曲线拟合过程中,得到曲线的优度 R^2 (回归偏差/总偏差),如果 R^2 值越大,则曲线拟合程度越好,散点越靠近拟合曲线。

3.3 无标度区的确定

值得注意的是,自然界的分形不象理论分形那样纯粹,存在着标度区,研究对象是否为分形的区别准则是无标度的^[9,17]。在利用幂指数函数法计算分维

值时,必须注意无标度区,即使分形关系式成立的尺度范围。多数研究者在研究不同成因的沉积物粒度分形特征时,多采用粒径 r 来表示无标度区,即 $\frac{m(<r)}{m_0}$ 和 r 的双对数坐标图上线性关系成立的区

间,此方法包含了粒度 r 的上、下限。然而,陈冬梅和穆桂金^[25]对无标度区确定的研究成果显示,以颗粒累积百分含量界定无标度区效果更好,可以有效的解决对于不同沉积物的样品,由于其粒径范围不同,无标度区内所包含的粒径范围也不同,从而不利于大量样品分维值的计算与对比问题。但应该注意对于每个样品,以颗粒累积百分含量界定的无标度区若取值区间不同,求得的分维值也不同。本文对上述两种方法均进行尝试,即采用无标度区定在粒度累积百分含量5%~95%的仪器测量范围和以粒径 r 区间进行测算。

4 结果

根据上述方法,采用两种不同的无标度区,求得七顶山黄土剖面各样品的粒度分维值与相关系数 R (拟合优度的平方根),同时运用矩法计算分选系数(表1),代表性样品的线性拟合见图2。

5 讨论

5.1 无标度度区对粒度分维值以及相关系数的影响

颗粒的粒度分级越细函数拟合的越好,相关系数 R 值越大,分形效果也就越好。基于此,本文通过给出的粒级集中在0.275~630.957 μm 之间的58个数组,以0.2 ϕ 为间隔分别对样品小于某一粒径占总质量的百分含量($\frac{m(<r)}{m_0}$)和 r 求导,在双对数坐标

表 1 七顶山剖面粒度分维值与相关系数计算结果

Tab.1 Granularity fractal dimension and correlation coefficients at the section of Qiding Hill

黄土地层	样品 个数	分 维 值 D			相 关 系 数 R			分 选 系 数 σ^*		
		最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值
无标度区定在质量累计百分含量 5%~95%的范围										
马兰黄土	12	2.5042	2.4220	2.4761	0.9988	0.9768	0.9889	2.5226	2.1874	2.4067
离石黄土	19	2.5450	2.4268	2.4993	0.9984	0.9527	0.9830	2.6927	2.2339	2.5097
全剖面	31	2.5450	2.4220	2.4903	0.9988	0.9527	0.9853	2.6927	2.1874	2.4699
用粒径 r 区间为无标度区										
马兰黄土	12	2.3184	2.2085	2.2744	0.9114	0.8570	0.8835	2.5226	2.1874	2.4067
离石黄土	19	2.4237	2.2748	2.3467	0.9442	0.8448	0.8920	2.6927	2.2339	2.5097
全剖面	31	2.4237	2.2085	2.3187	0.9442	0.8448	0.8887	2.6927	2.1874	2.4699

注:* 表示分选系数 σ 是根据矩法计算

中用线性回归分析方法进行线性拟合(图 2),得到直线段的斜率 b 值和相关系数 R ,根据分形维数计算原理算出七顶山黄土剖面不同时期黄土的粒度分维值。通过对 31 个样品做质量累积百分含量与粒径的双对数坐标图统计分析得出: 如果以 Mastersizer2000 激光粒度仪测量的范围为无标度区(0.275~630.957 μm), 那么相关系数最大值不超过 0.95(全样的相关系数在 0.8448~0.9442 之间),虽也具有分形特征, 但分形效果不算好(图 2,9、22、24 号样)。但如果将无标度区定在质量累计百分含量 5%~95%的范围内, 则所有样品的拟合优度均明显提高(全样的相关系数 0.9527~0.9988 之间, 参见图 2,14、21、28 号样),从表 1 中可以看出: 马兰黄土分维值介于 2.422~2.5042 之间, 平均值为 2.4761, 相关系数为 0.9889, 分选系数为 2.4067, 分选差; 离石黄土分维值介于 2.4268~2.545 之间, 平均值为 2.4993, 相关系数为 0.983, 分选系数为 2.5097, 分选性比马兰黄土还要差。全剖面分维值介于 2.422~2.545 之间, 相关系数达 0.98 以上。而当用粒径 r 为

无标度区时, 马兰黄土(2.2744)与离石黄土(2.3467)的分维值相应降低, 而且, 相关系数也相应减小, 平均值为 0.8887。由此说明在讨论沉积物粒度分形特征时, 无标度区的选取对粒度分维值以及相关系数有较大影响。

5.2 与其他地区同一成因黄土粒度分维值的比较

以不同研究区、同一时间段形成的马兰黄土为例, 分不同的无标度区确定方法所得到的粒度分维值进行对比, 结果见表 2。从中可以看出, 无论应用哪种无标度区的确定方法, 本区黄土的粒度分维值与其它地区分维值相差较大。从用粒径 r 为无标度区而且数据较多的马兰黄土的分维值来看, 粒度分维值 D 介于 2.62~2.07 之间, 平均值为 2.39; 分选系数介于 1.15~2.40 之间, 平均值为 1.47, 本区马兰黄土的分维值与平均值相差 0.11, 分选系数相差 0.93, 与洛川马兰黄土的分维值相差 0.19, 分选系数相差 0.8; 而用质量累计百分含量 5%~95%的范围作为无标度区, 则粒度分维值 D 介于 1.93~2.48 之间, 平均值为 2.21; 分选系数介于 1.75~2.41 之间,

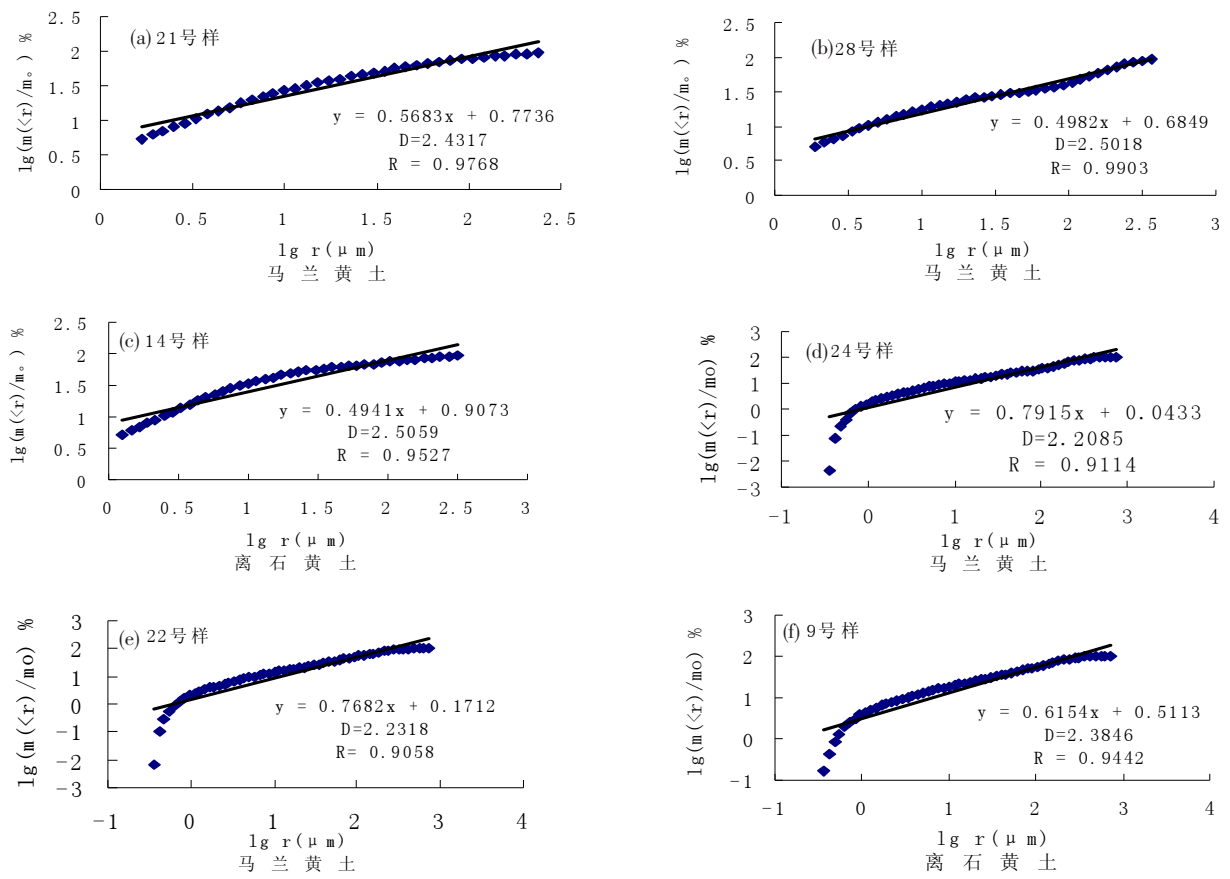


图 2 代表性样品的粒度分维线性拟合曲线图

(注: 9、22、24 号样采用 r 区间为无标度区的线性拟合; 14、21、28 号样采用无标度区也定在质量累计百分含量 5%~95%的范围的线性拟合)

Fig.2 Curves of typical samples for granularity fractal dimensions

平均值为 2.08,本区马兰黄土的分维值与平均值相差 0.27,分选系数相差 0.33,与洛川马兰黄土的分维值相差 0.55,分选系数相差 0.66。因此,对于同一成因的沉积物而言,以粒径 r 区间为无标度区确定的分维值误差较小,更有利于揭示其中蕴涵的环境意义,表 2 显示,本区马兰黄土与内陆黄土高原黄土的分维值有一定差异,与滨海黄土的分维值也相差较大,这在一定程度可能反映地域上的差异而使得成土环境的不同,该结果与研究区其他学者用传统的粒度指标所揭示的黄土堆积环境与物质来源有别于黄土高原是可以相互印证的^[31-34]。

5.3 不同地区、不同成因的沉积物粒度分维值对比

不同环境下,沉积物粒度分维值存在较大差异(表 3),混杂堆积物及河床沉积物分选最差,粒度分

表 2 不同地区同一沉积类型沉积物粒度分维值(平均值)比较
Tab.2 Comparison of fractal dimensions for different types of sediments in different areas

沉积物	地 区	分维值	相关系数	分选系数	资料来源
无标度区定在质量累计百分含量 5%~95%的范围					
黄土	洛川马兰黄土	1. 93	0.95	1.75	[25]
黄土	七顶山马兰黄土	2.48	0.99	2.41	本文
平均值		2.21	0.97	2.08	
用粒径 r 区间为无标度区					
黄土	山东马兰黄土	2.62	0.95	-	[19]
	山西马兰黄土	2. 52	0.94	-	
	陕西马兰黄土	2. 47	0.97	-	
	陇东马兰黄土	2.44	0.96		
	陇中马兰黄土	2.51	0.97		
	陇西马兰黄土	2.57	0.97		
	柴达木马兰黄土	2.47	0.99		
	南京下蜀黄土	2.35	0.94	1.32	[20]
	西宁北寺马兰黄土	2.20	0.99	1.29	[17]
	靖远马兰黄土	2.16	0.98	1.20	
	兰州崔家营马兰黄土	2.07	0.99	1.15	
	兰州陈家营马兰黄土	2.29	0.99	1.35	
	西峰马兰黄土	2.41	0.99	1.59	
	榆林双山马兰黄土	2.39	0.99	1.62	
	洛川马兰黄土	2.47	0.99	1.60	
	陕西长武马兰黄土	2.48	0.99	1.62	
	西安马兰黄土	2.48	0.97	1.47	
	山西太原马兰黄土	2.28	0.99	1.42	
	山西吉县马兰黄土	2.21	0.99	1.22	
	河南陕县马兰黄土	2.42	0.98	1.61	
	靖边马兰黄土	2.31	0.99	1.52	
	河南洛阳马兰黄土	2.26	0.98	1.19	
	甘肃环县北马兰黄土	2.39	0.99	1.39	[21]
	董志塬区马兰黄土	2.43	0.99	1.49	
	泾河以南马兰黄土	2.46	0.99	1.54	
	黄河流域马兰黄土	2.41	0.98	1.43	
	渭河流域马兰黄土	2.43	0.99	1.45	
	七顶山马兰黄土	2.28	0.88	2.40	本文
平均值		2.39	0.98	1.47	

* 大连七顶山分选系数 σ 采用矩法计算,其它引用的 σ 数据都采用图解法计算。

表 3 各地区不同类型沉积物粒度分维值(平均值)的比较
Tab.3 Comparison of fractal dimensions for the same types of sediments in different areas

沉 积 物	地 区	分维值	相关系数	分选系数 σ	资料来源
黄土	大连七顶山	2.48	0.99	2.41	本文
风成沙	塔克拉玛干沙漠	1.40	0.98	0.77	[25]
	尔班通古特沙漠				
粉尘	艾比湖	2.44	0.98	—	
黄土	洛川马兰黄土	1. 93	0.95	1.75	
	伊犁黄土				
冰碛物	天山 1 号冰川	2. 59	0.99	2.95	
山谷阶地	乌鲁木齐河	2. 49	0.98	2.20	
洪泛平原	塔里木河中游	1.95	0.98	1.23	
湖滨三角洲	艾比湖西南博尔塔拉河	2.24	0.99	1.59	
湖泊	艾比湖和罗布泊	2.34	0.97	1.93	
河床沉积	黄河	2.71	0.956	-	[35]
	冯家山古河道	2.71	0.988	-	
	石头河	2.67	0.997	-	
深海沉积物	南海东部陆坡	1.84	0.99	0.06	[36]
	亚北极陆坡	1.77	0.99	0.01	
泥石流沉积	云南蒋家沟等地	2.71	0.98	-	[37]
潮滩沉积	江苏茅家港	2.34	0.99	-	[19]

维值最大,风成沙分选最好,粒度分维值最小,这与近年来其它研究者所得到的结论是相同的^[15,19]。本研究区全样的粒度分维值较大,分选较差,与风成沙、洪泛平原、湖滨三角洲、深海、河床沉积等粒度分维值相差甚大。需要说明的是,在三维欧几里德空间,碎形的分形结构 D 的取值范围为(2,3),超出这个区间,分形结构不具有实际的物理意义^[38]。表 3 显示:风成沙、洪泛平原以及洛川马兰黄土粒度分维值均小于 2,从而失去了在三维欧几里德空间里的实际物理意义,但最新的计算结果表明,将小于 2 的样品分维值作为一种粒度分析参数,仍能保持与部分传统粒度参数的对应关系^[25]。而本区马兰黄土的分维值 2.48 却落在(2,3)范围内,从计算方法上看并无差别,这也从另一个侧面证明在不同地区,由于环境的差异而导致即使是同一种成因的沉积物也会有不同的分维值,从而使用分维值作为一种粒度参数来量化判断不同成因沉积物是可能的。

5.4 七顶山黄土粒度分维值及其指示的环境意义

从图 3 可以看出:①马兰黄土和离石黄土有明显的差别,离石黄土的粒度分维值较大,而马兰黄土的粒度分维值较小,马兰黄土和离石黄土有明显的分界。②沿剖面自下而上,从离石黄土到马兰黄土粒度分维值有变小的趋势。③离石黄土是呈低频、高幅的周期变化;马兰黄土是呈高频、低幅的周期变化。

在时间上,离石黄土形成时间早,沉积时间长,

黄土沉积时气候温暖湿润,沉积物的自组织程度高,分维值相对偏高,分选系数较马兰黄土均高;而马兰黄土沉积时间比离石黄土短,东亚冬季风强盛,气候寒冷干燥,分选系数偏小,分选性比离石黄土稍好,自组织程度低,分维值偏低。因此,分维值反应了不同时期黄土形成演化特征的差异。

在用沉积物的粒度分维值来判别沉积环境时,笔者发现内陆地区、黄土高原黄土分维值与分选系数呈明显的正相关关系,相关系数达 0.84 以上^[19],而本研究区黄土的粒度分维值与分选系数(图 4)也呈正相关关系,即分选系数大,分维值也大,分选性差;反之,样品的分选系数小,其分维值也小,分选性好,二者相关系数达 0.98 以上,呈强相关关系。之所以产生这种现象,可能有以下几方面的原因:第一,一些关于黄土粒度分形的文献中,没有指出分选系数是采用什么方法计算的,本文采用矩法计算,计算公式不同也可能是导致相关系数偏大的原因;第二,不同研究者所采用的粒度数据来源不同也可能会影响相关系数的大小。第三,无标度区的选取不同,计算出的分维值就不同,进而会影响与分选系数的相关性。

本研究区全样的粒度分维值较大,分选较差。出现这种情况的原因可能与沉积物的物源和搬运过程有关。从本研究区的粒度组成来看,粒径在 0.275~630.957 μm , 小于 2 μm 占 7.69%, 大于 20 μm 占 67.54%,全样的平均粒径为 4.62 ϕ ,粒径集中在 4~6 ϕ 的粗粉砂粒级范围内,粒度组成较粗。按照刘东生(1985)^[39]将我国黄土带划分为西北内陆盆地区、中部黄土高原区、东部山前丘陵及平原区,而且黄土的粒度组成自西北向东南有逐渐变细的趋势。本区黄土属于东部山前丘陵及平原区,是我国大陆最东端的陆架黄土带,单纯的风成黄土粒度组成不会这么粗,还应有其他物源的参与。相关研究已确认辽南滨海黄土沉积既有风成环境,又有冰期低海面的海底砂环境,是以近源为主,远源为辅的双物源沉积^[40-43],这种双物源的沉积模式会影响分选性的好坏,分选系数与粒度分维值之间成正相关关系,进而会影响粒度分维值的大小。也就是说,西北地区的黄土,一般认为是从远处经风力吹扬作用搬运沉积后形成的^[44-46],分选较好,分维值较小;而辽南滨海黄土,有相当一部分颗粒来自附近,由风力作用经过较短距离的搬运与来自内陆的粉尘混合沉积下来^[47-48],粗颗粒多、细颗粒少,同一粒级颗粒

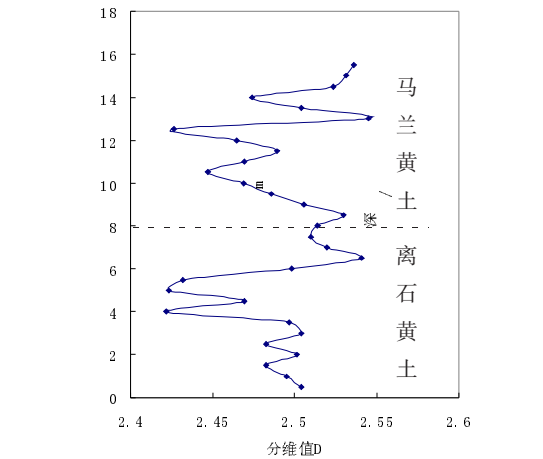


图 3 分维值随深度变化曲线
Fig.3 Fractal dimensions curves with the change of depth

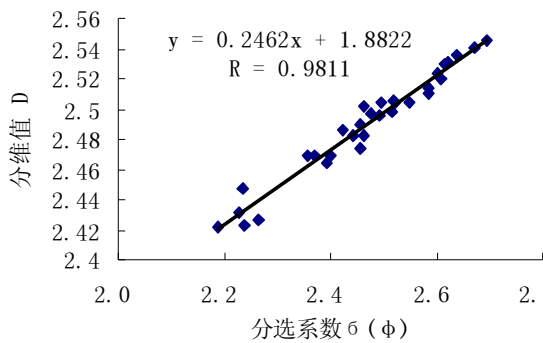


图 4 黄土分维值与分选系数关系图
Fig.4 Granularity fractal dimensions of loess and sorting coefficient

分布不集中,分选差,粒度分维值偏大(2.48),与粉尘(2.44)和海底沉积物(2.43)分维值较接近^[19],所以,本研究区黄土沉积物可能兼有这两种相似的沉积环境,即具有来自西北内陆的粉尘,又有来自冰期低海面的海底砂环境。

6 结论

(1)应用分形理论中的幂指函数关系法研究沉积物分形特征时,无标度区的选取对粒度分维值以及相关系数有较大影响。

(2)为便于对比,对同一种成因以及不同种成因的沉积物分维特征研究应注意无标度区的选择。同一种成因的沉积物选取以粒径 r 区间为无标度区,不同成因的沉积物以质量累计百分含量的合适范围为无标度区比较合适。

(3)分维值的大小对黄土的形成环境有良好的指示意义,研究区马兰黄土比离石黄土的分维值

低,反映马兰黄土沉积时东亚冬季风强盛,气候寒冷干燥,分选系数偏小,分选性比离石黄土稍好,自组织程度低,分维值偏低且变化幅度小;离石黄土沉积时夏季风较冬季风强盛,气候温暖湿润,分选较差,分选系数稍大,自组织程度高,分维值偏高且变化幅度大,与传统粒度分析所反映的环境演变一致。

参考文献

- [1] 孙有斌,高抒,李军.边缘海陆缘物质中环境敏感粒度组分的初步分析.科学通报,2003,48(1): 83-86.
- [2] 鹿化煜,安芷生.黄土高原黄土粒度组成的古气候意义.中国科学(D辑),1998,28(3): 278-283.
- [3] 吕连清,方小敏,鹿化,等.青藏高原东北缘黄土粒度记录的末次冰期千年尺度气候变化,科学通报,2004,49(11): 1091-1098.
- [4] 徐建树,潘宝田,高红山,等.末次间冰期-冰期旋回黄土环境敏感粒度组分的提取及意义.土壤学报,2006,43(2): 183-186.
- [5] 汪海斌,陈发虎,张家武.黄土高原西部地区黄土粒度的环境指示意义.中国沙漠,2001,21(1): 21-26.
- [6] Marković S B, Bokhorst M P, Vandenbergh J, et al. Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia. Journal of Quaternary Science, 2008, 23(1): 73-84.
- [7] Frechen M. Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany. Quaternary Science Reviews, 1999, 18(2): 243-269.
- [8] Sun Y, Lu H, An Z. Grain size of loess, palaeosol and red clay deposits on the Chinese Loess Plateau: Significance for understanding pedogenic alteration and palaeomonsoon evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 241(1): 129-138.
- [9] 艾南山,李后强.第四纪研究的非线性科学方法.第四纪研究,1993,2: 109-117.
- [10] 汪品先.气候与环境演变中的非线性关系:以末次冰期为例.第四纪研究,1991,2: 97-103.
- [11] Rakhshandehroo G R, Shaghaghian M R, Keshavarzi A R, et al. Temporal variation of velocity components in a turbulent open channel flow: Identification of fractal dimensions. Applied Mathematical Modelling, 2009, 33(10): 3815-3824.
- [12] Rehman S, Siddiqi A H. Wavelet based hurst exponent and fractal dimensional analysis of Saudi climatic dynamics. Chaos, Solitons and Fractals, 2009, 40(3): 1081-1090.
- [13] Pelletier J D. Fractal behavior in space and time in a simplified model of fluvial landform evolution. Geomorphology, 2007, 91(3-4): 291-301.
- [14] 艾南山,朱治军,李后强.外营力地貌作用随机特性和分行朗地貌的稳定性.地理研究,1998,17(1): 23-30.
- [15] 朱诚,于世永,刘晓宇.分形方法在庐山第四纪沉积环境研究中的应用.地理研究,1996,15(3): 64-69.
- [16] 张捷,包浩生.分形理论及其在地貌学中的应用.地理研究,1994,13(3): 104-112.
- [17] 刘松玉,方磊,陈浩东.论我国特殊土的粒度分布的分形结构.岩土工程学报,1993,15(1): 23-30.
- [18] 易顺民,唐辉明.冻土粒度成分的分形结构特征及其意义.冰川冻土,1994,16(4): 314-319.
- [19] 柏春广,王建.一种新的粒度指标:沉积物粒度分维值及其环境意义.沉积学报,2003,21(2): 234-239.
- [20] 毛龙江,许晓燕,许叶华.南京江北地区下蜀黄土粒度分形与全新世环境演变.中国沙漠,2006,26(2): 264-266.
- [21] 侯春梅,刘小伟,李明,等.甘肃黄土的粒度分维特征及意义.地质科学,2005,40(4): 539-546.
- [22] Figueira R R, Fournier L L, Cerisola C I. Particle-size distribution in soils: A critical study of the fractal model validation. Geoderma, 2006, 134: 327-334.
- [23] Tasdemir A. Fractal evaluation of particle size distributions of chromites in different comminution environments. Minerals Engineering, 2009, 22: 156-167.
- [24] 朱晓华,王建,陆娟.关于地学中分形理论应用的思考.南京师范大学学报(自然科学版),2001,24(3): 93-98.
- [25] 陈冬梅,穆桂金.不同沉积环境下沉积物的粒度分形特征的对比较研究.干旱区地理,2004,27(1): 47-51.
- [26] 秦耀辰,刘凯.分形理论在地理学中的应用研究进展.地理科学进展,2003,22(4): 426-436.
- [27] 商翎,张志斌,高飞,等.人类工程活动的生态环境效应:以大连市金州区七顶山乡一带生态环境演变为例.地质灾害与环境保护,2006,(1): 21-25.
- [28] 辽宁省地质矿产局,辽宁省区域地质志.北京:地质出版社,1982.
- [29] B B Mandelbrot. The fractal geometry of nature. Freeman, San Francisco, USA, 1982, 95-190.
- [30] 徐建华.现代地理学中的数学方法.北京:高等教育出版社,2002,392-401.
- [31] 李雪铭.辽南滨海黄土粒度环境信息高分辨率研究.地理研究,2002,21(2): 201-208.
- [32] 吕金福,李志民.辽东半岛的黄土及其沉积环境.地理科学,1990,10(2): 97-104.
- [33] 曹家欣,李培英,石宁.山东庙岛群岛的黄土.中国科学(B辑),1987,17(10): 1116-1123.
- [34] 李培英,成振波,吕厚远,等.辽东海岸带黄土.地质学报,1992,66(1): 82-94.
- [35] 田堪良,张会礼.论天然沉积砂卵石粒度分布的分形结构.西北水资源与水工程,1996,7(4): 26-31.
- [36] 章伟艳,殷汝广,张富元,等.深海柱样粒度分维特征及其古海洋学意义.海洋通报,2005,24(1): 41-46.
- [37] 易顺民,孙云志.泥石流的分形特征及其意义.地理科学,1997,17(1): 24-31.
- [38] 易惟熙,沈承德,刘东生.洛川黄土微米级至纳米级物质颗粒度分布规律.地球化学,1995,24(4): 327-333.
- [39] 刘东生.黄土与环境.北京:科学出版社,1985.

- [40] 张威, 李云艳, 李丽. 大连市七顶山黄土粒度特征及其沉积环境. 资源与产业, 2008, 10(3): 75–80.
- [41] 焦亚宁, 魏成凯. 辽东半岛黄土的初步研究. 地理科学, 1987, 7(3): 231–236.
- [42] 于洪军. 中国东部陆架黄土成因的新探索. 第四纪研究, 1999, 4: 368–372.
- [43] 李培英. 庙岛群岛的晚新生界与环境变迁. 海洋地质与第四纪地质, 1987, 7(4): 111–121.
- [44] 鲁瑞洁, 哈斯, 岳兴玲, 等. 第四纪风沙环境证据的研究进展. 地理科学进展, 2004, 23 (3): 82–90.
- [45] 延昊, 王长耀, 牛铮, 等. 东亚沙尘源地、沙尘输送路径的遥感研究. 地理科学进展, 2002, 22(1): 90–94.
- [46] 董光荣, 王贵勇, 李孝泽, 等. 末次间冰期以来我国东部沙区的古季风变迁. 中国科学(D 辑), 1996, 26 (5): 437–444.
- [47] 赵松龄, 于洪军, 刘敬圃. 晚更新世末期陆架沙漠化环境演化模式的探讨. 中国科学 (D 辑), 1996, 26 (2): 142–146.
- [48] Zhao Songling, Yu Hongjun, Liu Jingpu. Origin, development and evolutionary model of shelf desertization environment in late stage of Upper Pleistocene. Science in China (Series D), 1997, 40 (2): 207–214.

Grain-size Fractal Dimension of Loess and Its Environmental Significance in the Peninsula of East Liaoning

ZHANG Wei, GUO Shanli, LI Yonghua, LI Yunyan

(College of Urban Environmental Sciences, Liaoning Normal University, Dalian 116029, Liaoning, China)

Abstract: On the basis of the fractal theory and the selection of different methods of non-criterion degree, this paper analyzes the fractal characters of the loess deposits in the Peninsula of East Liaoning. Used the scale of particle size as the non-criterion degree, the fractal dimension value of Malan Loess is between 2.2085 and 2.3184, with an average of 2.2744, and the correlation coefficient of 0.8835. The value of Lishi Loess is between 2.2748 and 2.4237, with an average of 2.3467, and the correlation coefficient of 0.8920. The whole profile fractal dimension value is between 2.2085 and 2.4237, an average of 2.3187, and the correlation coefficient of more than 0.88. However, taking the scale of percentage of cumulating weight as the non-criterion degree, the fractal dimension value of Malan Loess is between 2.422–2.5042, with an average of 2.4761, and the correlation coefficient of 0.9889. The value of Lishi Loess is between 2.4268–2.545, with an average of 2.4993, and the correlation coefficient of 0.983. The whole profile fractal dimension value is between 2.422–2.545, with the correlation coefficient of more than 0.98. Compared with other regions, the grain-size distribution has good fractal characteristics. Fractal dimension of size in the environment for the formation of the Loess can be used as a good index. Selection of non-criterion degree should be taken into account during the research of the deposits with the same/different origins. The fractal dimension of Malan Loess is lower than Lishi Loess, which indicates that Malan Loess deposited at the stage of strengthening of the East Asian winter monsoon with a cold and dry climate, and also with a small sorting coefficient. The sorting of the Malan Loess is slightly better than that of the Lishi Loess, suggesting that there are the low level of self-organization and the low-dimensional value. The Lishi Loess was deposited when the summer monsoon became stronger with a warm and humid climate. Poor separation and slightly larger sorting coefficient show that there is the higher degree of self-organization and fractal dimension.

Key words: Loess; grain-size; fractal dimension; environmental change; Qiding hill

本文引用格式:

张威, 郭善莉, 李永化, 等. 辽东半岛黄土粒度分维特征及其环境意义. 地理科学进展, 2010, 29(1): 79–86.