

# 沉积过程分形表达及其冲淤幅度分析应用\*

李炎 陈锡土 夏小明 李伯根

(国家海洋局第二海洋研究所 杭州 310012)

**摘要** 根据1982—1995年在浙江沿岸椒江口、杭州湾、象山县大目涂取得的沉积柱样层序数据系列和重复沉积界面测量序列,利用分形理论进行沉积过程及冲淤幅度的分析。沉积过程和沉积地层序存在自相似结构,两者之间在无特征尺度区存在着初始值以及分数维的传递。椒江河口和杭州湾南侧潮汐通道边坡沉积柱样泥层厚度的分数维在1.2—1.5之间。按潮汐沉积基本单元形成时间为大小潮周期计算,沉积过程1年重现期的高程均方变幅为3—28cm,10年重现期为10—167cm,50年重现期为21—575cm。分形特征是了解沉积地层序列、分析沉积界面波动过程极值分布规律的途径之一。

**关键词** 分形 沉积作用 波动 河口海岸

**学科分类号** P736

分形理论是70年代由Mandelbrot提出来的数学新分支。它研究没有特征长度的图形、构造和现象的自相似性,其图形或状态的复杂程度可以用幂函数的指数 $D$ 即分数维表示。地球物理过程广泛存在着自相似结构。自Hurst对Aswan水坝长序列数据的分析开始,已有大量的地球物理过程序列得到分析和报道,并发现分数维 $D < 1.5$ 是地球物理过程的普遍规律(Mandelbrot *et al.*, 1995)。鉴于直接控制和影响现代沉积过程的河流、海洋和大气动力过程序列,以及作为沉积过程结果的海底地形空间分布序列,都存在着自相似结构(Feder, 1988; Mandelbrot *et al.*, 1995; Malinverno, 1995; Shabolova *et al.*, 1995),沉积过程及其沉积层序记录,也可能存在着自相似结构。揭示上述两个序列在分形意义上的内在联系,可获得比沉积界面活动性、沉积速率和沉积地层完整度(李炎, 1988; 冯应俊等, 1990; 程和琴等, 1994)更全面的参数。

## 1 研究方法

### 1.1 原理

如果沉积界面高程的时间序列 $Z(t)$ 具有分形性质,在序列的任何一片段,时间间隔长度(物理学上称为时间滞后量) $\Delta t = \tau$ 时的高程变幅 $\Delta Z|_{\Delta t = \tau}$ 与时间滞后量 $\Delta t = \lambda\tau$ 的高程变幅 $\Delta Z|_{\Delta t = \lambda\tau}$  ( $\lambda$ 为大于1的正整数)之间,具有由分数维 $D$ 连接的关系式(图1, Feder, 1988; Shabolova *et al.*, 1995),其关系式为

$$\Delta Z|_{\Delta t = \lambda\tau} = \lambda^{2-D} \Delta Z|_{\Delta t = \tau} \quad (1)$$

\*浙江省自然科学基金资助项目,494007号和香港裘撻基金1996—1997年度访问学者资助项目。李炎,男,出生于1954年9月,研究员, E-mail: liyan@mail.hz.zj.cn

收稿日期:1998-01-05,收修改稿日期:1999-02-10

同理,如果沉积层序的累计厚度序列  $Z(n)$  具有分形性质,在序列的任何一片段,层数间隔数(称为层数滞后量)  $\Delta n = k$  时的厚度变幅  $\Delta Z|_{\Delta n = k}$  与层数滞后量为  $\Delta n = \lambda k$  的厚度变幅  $\Delta Z|_{\Delta n = \lambda k}$  ( $\lambda$  为大于 1 的正整数)之间,也具有由分数维  $D$  连接的关系式(图 1),其关系式为

$$\Delta Z|_{\Delta n = \lambda k} = \lambda^{2-D} \Delta Z|_{\Delta n = k} \quad (2)$$

显然,具有自相似结构的沉积序列,可由序列的两个参数,即分数维  $D$  和初始值  $\Delta Z|_{\Delta t = \tau}$  或  $\Delta Z|_{\Delta n = k}$  共同表达。其中初始值表现初始时间尺度下的沉积界面活动性,分数维表现沉积界面活动性随时间尺度的变化规律。当沉积过程为随机过程时,  $D = 1.5$ ; 当沉积过程复杂性加强时,  $D > 1.5$ ; 当沉积过程趋向简单时,  $D < 1.5$ 。

### 1.2 样本

沉积过程序列选择 3 种时间尺度的样本。时间滞后尺度为  $10^0-10^3$ s 的实例选择 1995 年 11 月在椒江河口用 ASSM 声学剖面仪监测到的流动性浮泥层上界面高程波动过程,采样间隔为 0.6s,高程分辨率为 5cm。时间滞后尺度为  $10^{-1}-10^2$ h 的实例,选择了 1995 年 11 月在椒江河口用 OBS(光学后向散射探头)探测的离底 17cm 层含沙量过程线,当泥跃层上升时记录到浮泥层的高含沙量值,泥跃层下降时记录到上部扩散层的底部含沙量,这是沉积界面波动的间接证据,采样间隔 5min,序列长度 15d。时间滞后尺度为  $10^0-10^2$ d 的实例,选择 1982 年 4 月至 1984 年 4 月浙江东部象山大目涂潮滩定位剖面观察的重复水准测量过程线,采样间隔为 7d,高程分辨率为 1cm(李炎,1988)。

沉积层序样本选择 1991 年 4 月采自浙江省椒江河口主槽和台州湾的沉积柱样。柱样剖面以水平交互分布的泥层(粘土质粉砂层)和粉砂层为主,分为薄粉砂-泥交互层理、含厚泥层的粉砂-泥交互层理、砂层-厚层粉砂层组和砂层-厚层泥层组四种类型(李炎等,1992)。单一泥层的厚度(以下简称泥层厚度)分布为 0.1-12.5cm 之间。其中位于椒江口外台州浅滩的 H21、J8 站泥层平均厚度最大,口门附近的 J6 站次之,椒江口内的 J5 站和 J3 站泥层平均厚度较小。泥层厚度呈从口外向河流方向减薄的趋势。另外,于 1984 年采自杭州湾南侧潮汐通道一金塘水道南边坡的 BB1 站,则以薄粉砂-泥交互层理为主(冯应俊等,1990)。

### 1.3 算法

时间序列分形参数的计算分两种方法。序列样本数超过 512 时,采用由波谱求维数的方法,即据功率谱分布指数回归函数的幂  $\beta$  求分数维  $D = (5 - \beta)/2$ (Feder, 1988); 序列样本数小于 512 时采用结构函数方法(Shabalova *et al*, 1995)。计算步骤是:

- 1) 确定初始时间滞后量  $\tau$ ;
- 2) 分别按时间滞后量  $\lambda\tau$  ( $\lambda = 1, 2, 3, \dots$ ), 依次计算整个序列  $Z(t)$  中对应所有采样点

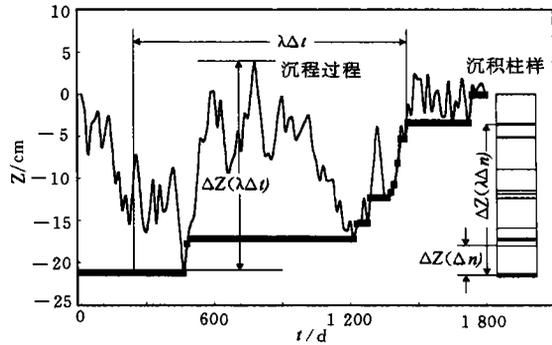


图1 沉积过程与沉积层序示意图

Fig.1 Sedimentary process and depositional sequence from views of fractal

的 $\Delta Z|_{\Delta t = \lambda \tau}$ ;

3) 对应每个 $\lambda$ 求均方根(称为结构函数):

$$S(\lambda) = [(\Delta Z|_{\Delta t = \lambda \tau})^2]^{1/2} \quad (3)$$

4) 用下列指数关系式拟合对应所有 $\lambda$ 的结构函数:

$$S(\lambda) = \alpha \lambda^{2-n} \quad (4)$$

式中 $\alpha$ 相当于时间滞后量 $\Delta t = \tau$ 时的沉积界面高程变幅的初始值。

沉积地层厚度序列分形参数也采用类似的结构函数方法和计算步骤,取得指数关系式:

$$S(\lambda) = \alpha \lambda^{2-n} \quad (5)$$

式中 $\alpha$ 相当于层数滞后量 $\Delta n = k$ 时的沉积层厚度变幅的初始值。

## 2 结果

### 2.1 沉积过程的分数维

**2.1.1 时间滞后量为 $10^0-10^1$ s的实例** 图2是1995年11月在椒江河口用ASSM声学剖面仪监测到的泥跃层波动过程,泥跃层以下沉积物为含沙量 $10-40\text{kg/m}^3$ 的流动性浮泥,泥跃层可视为容重较低的沉积界面,过程的界面位移功率谱指数回归函数的幂 $\beta = 5/3-6/3$ ,根据由波谱求维数的方法,分数维 $D = 1.4-1.5$ 。

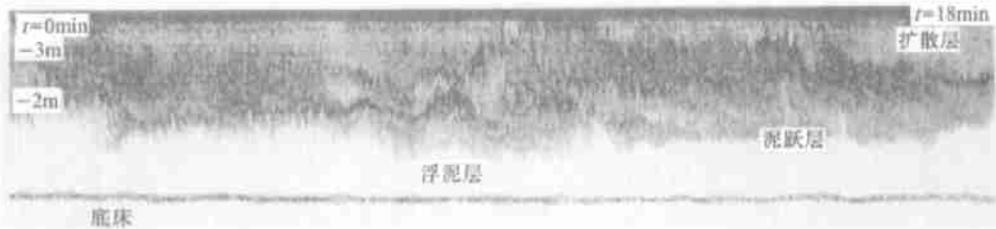


图2 椒江口浮泥界面波动过程(ASSM声学剖面仪记录,1995年11月)

Fig.2 Fluctuation process of luteocline in the turbidity maximum in the Jiaojiang River estuary

**2.1.2 时间滞后量为 $10^{-1}-10^2$ h的实例** 图3是1995年11月在椒江河口用OBS(光学

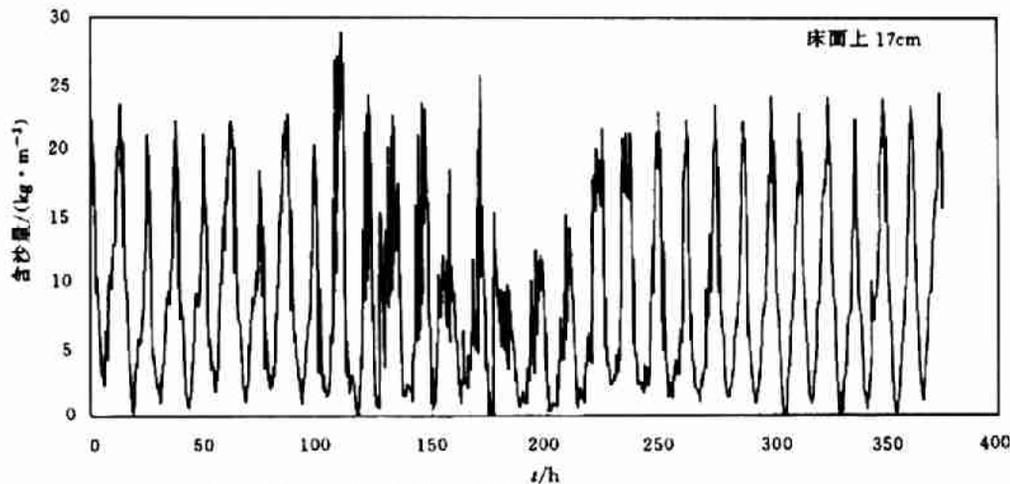


图3 椒江口临底层含沙量波动过程(OBS记录,1995年11月)

Fig.3 Fluctuation process of suspended sediment concentration at near bottom layer of the Jiaojiang River estuary

后向散射探头)探测到的含沙量过程线。泥跃层上升时,记录到高浑浊水层的高含沙量值;泥跃层下降时,记录到上部扩散层的底部含沙量,间接反映沉积界面的波动。序列的功率谱指数回归函数的幂 $\beta = 5/3 - 6/3$ ,分数维 $D = 1.4 - 1.5$ 。

**2.1.3 时间滞后量为 $10^0 - 10^2$ d的实例** 根据1982年4月至1983年4月浙江东部象山县长涂潮滩定位剖面观察的垂复水准测量过程线(李炎,1988),采用结构函数方法计算,潮滩高程变幅序列的分数维 $D$ 约为1.2—1.7(表1)。

上述时间滞后尺度为 $10^0 - 10^3$ s、 $10^{-1} - 10^2$ h和 $10^0 - 10^2$ d的沉积过程监测结果显示,从数秒到数年的时间尺度间,海岸带沉积界面的波动具有自相似结构,与其他地球表面过

**表1 大目涂潮滩高程(黄海基准面)变幅序列的分数维**

Tab.1 Fractal dimensions for fluctuated processes (Yellow Sea Zero) in tidal flat of the Damutu, Zhejiang

| 点号 | 沉积分带 | 平均高程(m) | $D$  |
|----|------|---------|------|
| 1  | 高滩   | 2.3     | 1.66 |
| 6  | 高滩   | 1.6     | 1.43 |
| 10 | 中滩   | 1.0     | 1.54 |
| 15 | 中滩   | 0.1     | 1.35 |
| 17 | 中滩   | -0.2    | 1.20 |
| 21 | 低滩   | -0.8    | 1.34 |
| 25 | 低滩   | -1.4    | 1.29 |

程类似,沉积界面波动序列的分数维主要分布在 $D = 1.5$ 左右。没有强制性和不可逆的扰动影响时,无特征尺度区间内已知的分数维和初始重现期高程变幅,足以表达整个区间内不同重现期的地形变动幅度。

**表2 椒江口和金塘水道柱状样沉积序列的沉积参数**

Tab.2 Parameters for the depositional consequence of the core samples collected at Jiaojiang River estuary and Jintang Channel

| 站位                            | J3   | J5   | J6   | J8   | H21  | BB1  |
|-------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| 站位水深(m)                       | 5    | 5    | 8    | 2    | 3    | 20   |
| 柱样深度(cm)                      | 150  | 121  | 113  | 122  | 71   | 43   |
| 泥层数                           | 137  | 136  | 122  | 73   | 50   | 62   |
| 沉积速率(cm/a) <sup>1)</sup>      | 6.3  | 1.3  | 1.2  | 1.9  | 0.9  | 0.9  |
| 沉积历时(a) <sup>1)</sup>         | 23   | 93   | 93   | 75   | 88   | 48   |
| 初始值 $\alpha$ (cm)             | 0.91 | 0.85 | 0.96 | 1.64 | 1.62 | 0.51 |
| 分数维 $D$                       | 1.33 | 1.43 | 1.38 | 1.23 | 1.29 | 1.53 |
| 推算高程变幅(cm) <sup>2)</sup>      | 93   | 99   | 169  | 773  | 536  | 21   |
| 推算高程变幅年均值(cm/a) <sup>2)</sup> | 4.03 | 1.07 | 1.82 | 10.3 | 6.08 | 0.4  |
| 推算完整度 <sup>2)</sup>           | 0.13 | 0.03 | 0.06 | 0.18 | 0.11 | 0.03 |
| 推算保存层数 <sup>2)</sup>          | 68   | 78   | 118  | 315  | 221  | 27   |

1) 据<sup>210</sup>Pb方法(李炎等,1992)

2) 据结构函数方法所得初始值和分数维,按已知的柱样沉积历时推算,设潮汐层理为大小潮成因

### 2.2 沉积序列的分数维

图4列出浙江省椒江河口至台州湾的J3, J5, J6, J8和H21,以及杭州湾南侧潮汐通道一金塘水道南边坡的BB1站沉积柱样的泥层厚度序列。按式(5)表示各站泥层厚度序

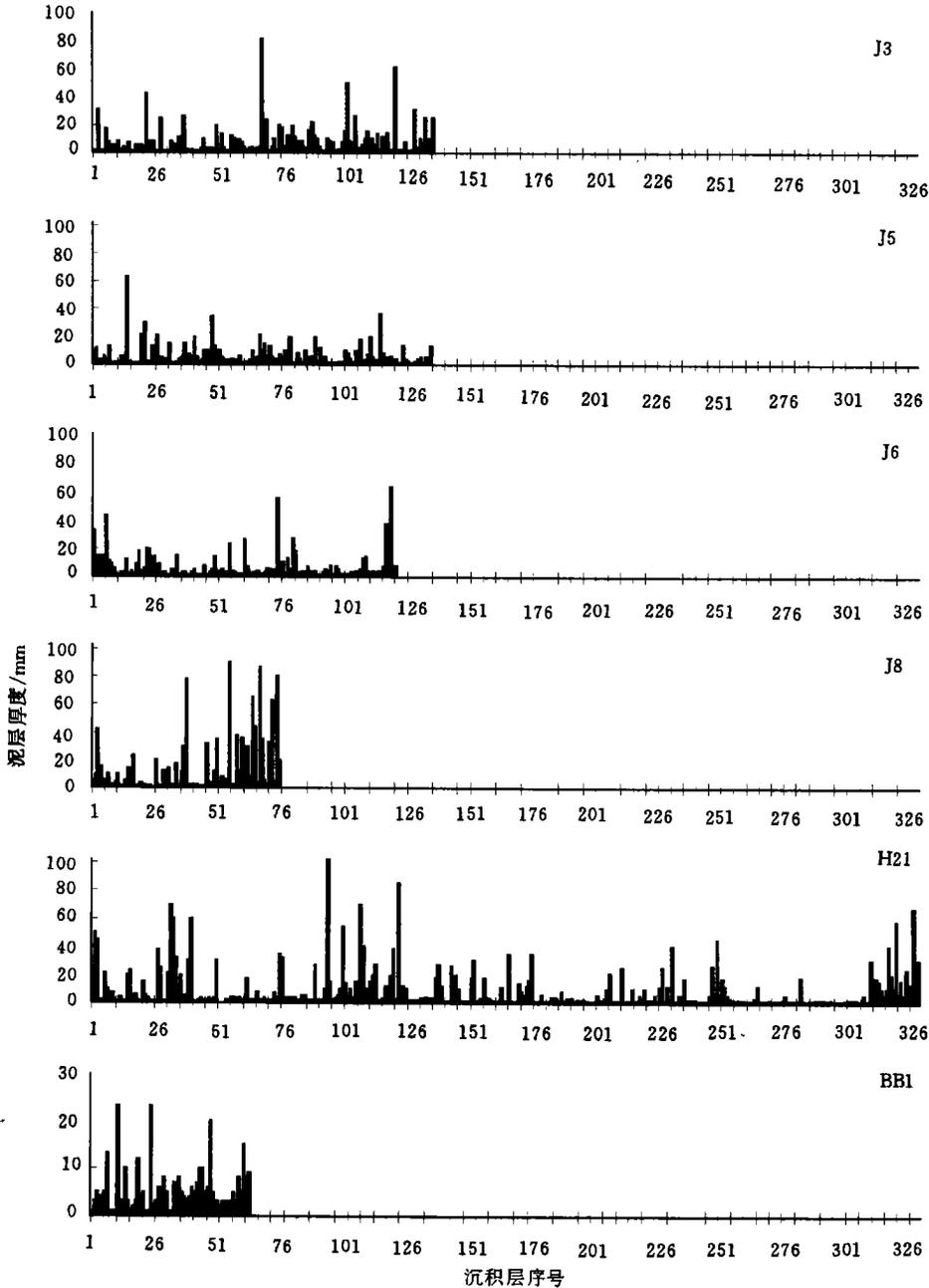


图4 椒江口和金塘水道沉积柱样泥层厚度变化序列

Fig.4 Mud lamina size profiles for the cores in the Jiaojiang River estuary and the Jintang Channel

列的分形特征,层数滞后量为 4—48 层时,该序列的泥层厚度变幅均方值符合指数函数分布,属同一无特征尺度区间。表 2 列出各沉积柱样按结构函数法求出的分数维和初始值。初始值代表层数滞后为一层时的均方变幅,相当于层平均厚度,可视为该无特征尺度区间的基本沉积单元。分数维反映了不同滞后层数的均方变幅的变化率:当  $D = 1.5$ ,泥层厚度序列符合随机独立变量分布;当  $1.5 < D < 2.0$  时,泥层厚度序列变化趋向复杂;当  $1.0 < D < 1.5$  时,泥层序列变化趋于简单。

椒江沉积柱样泥层厚度序列的  $D$  值为 1.33—1.43。 $D$  值以位于台州浅滩的 H21 站和 J8 站最小,河口最大混浊带的 J5 站最大,沉积柱样厚度序列的复杂程度由河口向口外浅滩逐步简化,这与底床微地貌复杂程度由河口向口外浅滩逐步简化的趋势一致。

位于杭州湾南侧潮汐通道边坡的 BB1 站,泥层厚度振幅的起始值小于椒江口的沉积柱样,分数维大于椒江口( $D$  值在 1.5 附近),有着比河口沉积物较大的沉积柱样序列复杂程度和较小的初始变幅,这与潮汐通道海洋动力过程影响较大而泥沙沉积通量相对较小的沉积动力学特征有关。

上述沉积序列分析结果说明,在海岸带细颗粒沉积区,作为沉积过程抽样记录的沉积层序也符合分形规律,其无特征尺度区间至少出现在数天到数年时间尺度内。

### 3 讨论

#### 3.1 沉积过程和沉积地层序列之间的信息传递

**3.1.1 基本沉积单元的传递** 水平交互层理的基本沉积单元是泥层和粉砂层。这些韵律性层理的形成与短周期的沉积环境波动有关。椒江河口一类强潮多沙河口湾的水平交互层理通常为潮汐层理。Reineck(1967)在西欧瓦登海潮滩的长期观测中,提出潮汐层理的涨落潮成因说;任美镔等(1984)据苏北潮滩高滩的连续观测,提出潮汐层理的大小潮成因说;李炎等(1987)据浙江大目涂的工作,提出高潮滩发育大小潮成因潮汐层理而中低潮滩发育涨落潮成因潮汐层理的观点。但是,由于很难观测到潮下带潮汐层理的形成过程,潮下带潮汐层理的涨落潮周期成因与大小潮周期成因之争目前仍未有定论。河口临底层含沙量的观测支持潮下带潮汐层理大小潮周期成因占优势的观点。在 1995 年 11 月在椒江河口探测到的离底 17cm 层的含沙量过程线中(图 3),存在着 7—10d 的等幅度波动(图 3 中 0—100h 和 220—380h)和 5d 的变幅度波动(图 3 中 100—220h)。变幅度波动阶段含沙量包络线呈最高值—最低值—高值变化,前半段是整个大小潮周期中最有利于泥层形成的阶段。因此本文以浙江潮汐水道边坡和底部潮汐层理以 15d 周期成因占优势的观点,作为基本沉积单元传递的讨论基础。

按叠复原理,基本沉积单元的厚度小于或等于沉积界面该周期内的高程变幅,两者的比值分布于 0—1 之间,但众数比较接近 1。统计意义上,基本沉积单元线性地传递了沉积过程中能分辨出的最小周期的高程变幅信息。从能量谱角度看,沉积单元反映了沉积过程中周期性最强的短周期驱动力。短周期驱动力由能量谱中的峰值所表现,其能量足以破坏更短周期的波动信息,又不为长周期分量所掩盖。

当然,基本沉积单元是沉积过程波动幅度按叠复原理抽样的产物。如果抽样过程随机均匀分布,两者的数量级应很接近。由于沉积层序中周期性因素的存在,以及每个层组的中下段保存机率较高,风暴沉积一类由厚层到薄层的正层序沉积层,基本沉积单元向厚

偏移,反之负层序层组将导致基本沉积单元向薄偏移。

**3.1.2 分数维的传递** 浙江沿海沉积过程和沉积层序分数维计算结果的比较说明,沉积过程序列分数维和沉积层序分数维相当接近,两者之间似存在着等价的传递。在符合自相似结构的沉积层序中,整个沉积层序与某些完整的沉积层序片段之间的分数维传递具有充分条件。但是,当这些非均匀取样的沉积层序片段叠复在一起时,或者沉积过程存在比较强的周期性驱动时,将出现正层序组或负层序组一类趋向性偏离,保存下来的层序组趋于简单,分数维  $D$  估算有偏小的可能。

### 3.2 沉积过程冲淤幅度的表达

表 2 的上半部列出了椒江口和金塘水道柱状样泥层沉积基本单元的数量、柱样深度、用  $^{210}\text{Pb}$  方法测出的沉积速率和沉积历时,以及用泥层厚度序列推出的沉积层序分数维和初始值;表 2 的下半部首先在沉积过程到沉积层序的沉积基本单元传递和分数维传递是线性的前提下,假定沉积层序的沉积基本单元与沉积过程的沉积基本单元的比值为 0.67,沉积层序分数维等于沉积过程的分数维,按沉积基本单元形成时间为 15d(大小潮周期),推算时间滞后量与沉积历时相当的高程变幅、高程变幅年均值,高程变幅随着时间滞后量的增加呈指数增加,高程变幅年均值则随着时间滞后量的减少呈指数减少。鉴于时间滞后量与重现期地学概念上的一致,推算结果说明,各站推算的 1 年重现期高程变幅为 3—28cm, 10 年重现期为 10—167cm, 50 年重现期为 21—575cm;其中 J3 站相应 1 年重现期的高程变幅为 11cm, 10 年重现期为 53cm, 50 年重现期为 157cm;推算高程变幅最大的 J8 站,1 年重现期的高程变幅为 28cm, 10 年为 167cm, 50 年为 575cm。J8、H21 两个位于开阔浅水海域的站位推算高程变幅明显较大,具有较大的沉积界面活动性;而位于金塘水道的 BB1 站,推算高程变幅明显较小,沉积界面活动性明显较小。

参照通过长期沉积速率和短期沉积速率的比值表述沉积地层剖面完整度的概念(程和琴,1994),由不同重现期的高程变幅年均值与初始高程变幅年均值的比值定义沉积序列的完整度  $D_i$ ,即由式(1)导出

$$D_i = [d(\Delta Z)_{\Delta t = \lambda\tau} / d\tau] / [d(\Delta Z)_{\Delta t = \tau} / d\tau] = \lambda^{2-D} \quad (6)$$

推算保存层数  $N$  则等于沉积层形成次数与完整度的积,

$$N = D_i * (\lambda\tau) / (\tau) = \lambda^{3-D} \quad (7)$$

J3、J5、J6 和 BB1 站沉积柱样在沉积历时内的推算保存层数,与实际柱样的泥层数比较接近,而 J8、H21 两个位于海域开阔水深较浅的台州湾浅滩站位,推算保存层数是实测泥层数的 3—4 倍(表 2)。如果用推算保存层数与实测层数的一致程度判断沉积过程分形特征分析结果的可靠程度,J3、J5、J6 和 BB1 站等沉积柱样分数维接近 1.5,初始值较小,沉积层序比较复杂而短周期沉积量较小,沉积界面活动性小,其层厚的分布基本保存了沉积过程的分数维结构,推算结果的置信度较高;J8、H21 两个浅滩站位沉积柱样,分数维接近 1.2,初始值较大,沉积层序比较简单而短周期沉积量较大,沉积界面活动性大。为提高此类海区推算结果的置信度,有必要增加柱样层序的数据采集长度,同时综合考虑泥层和粉砂层、砂层记录,以减小沉积过程分形特征分析结果的偏差。

## 4 结论

沉积过程存在自相似结构,作为沉积过程抽样记录的沉积地层层序也存在自相似结

构,两者之间在无特征尺度区存在着初始值以及分数维的传递。在无特征尺度区内,沉积过程的高程变幅、高程变幅年均值、沉积层序完整度和保存层数,均为初始值、分数维和时间滞后量(相当于重现期)的函数。沉积过程的高程变幅和保存层数随着时间滞后量的增加呈指数增加,高程变幅年均值和沉积层序完整度则随着时间滞后量的减少呈指数减少。

椒江口和杭州湾南侧潮汐通道边坡沉积柱样泥层厚度序列的分数维在 1.2—1.5 间,初始值在 0.5—1.6cm 间。按潮汐沉积基本单元形成时间为大小潮周期推算,1 年重现期的沉积界面高程变幅为 3—28cm、10 年重现期为 10—167cm,50 年重现期为 21—575cm。

分形是无特征尺度区内由沉积地层序列分析沉积过程规律的途径,在提高分数维和初始值估计可靠性后,可成为波动沉积界面冲淤信息分析理论和应用体系的基础。

**致谢** 本文曾得到蒋建华、E. Wolanski、董礼先、谢钦春、王星福、张立人、冯应俊等的合作和支持,谨致谢忱。

### 参 考 文 献

- 冯应俊,李 炎,谢钦春等,1990. 杭州湾地貌及沉积界面的活动性. 海洋学报,12(12):213—223
- 李 炎,张立人,谢钦春,1987. 浙江象山大目涂淤泥质潮滩发育的周期性. 海洋学报,9(6):725—734
- 李 炎,1988. 海岸过程沉积速率的两个问题. 东海海洋,6(3):17—23
- 李 炎,潘少明,施晓东等,1992. 椒江河口高含沙量区的现代沉积速率. 南京大学学报,28(4):623—632
- 任美镔,杨巨海,1984. 江苏王港地区淤泥质潮滩的沉积作用,海洋通报. 3(1):40—51
- 程和琴,王宝灿,1994. 地层的不连续性及其研究. 海洋出版社,72
- Malinverno A, 1995. Fractals and ocean floor topography: a review and a model, in Barton. et al. ed., Fractals in the Sciences, Plenum Press, New York, 107—130
- Feder, J., 1988, Fractals, plenum press, New York and London, 283
- Mandelbrot B B, Wallis J R, 1995. Some-long-run properties of geophysical records, in Barton. et al. ed., Fractals in the Sciences, Plenum Press, New York, 41—64
- Reineck H E, Wunderlich F, 1967. Aeitmessungen an Gezeitschichten. Natur und Museum, 97(6):193—197
- Shabalova M, Können G P, 1995. Scale invariance in long-term time series. In: Miroshav M Novak ed. Fractal Reviews in the Natural and Applied Sciences. London, New York, 309—410

## FRactal Representation and Analysis of Depositional Processes and Sequence

LI Yan, CHEN Xi-tu, XIA Xiao-ming, LI Bo-gen

(Second Institute of Oceanography, SOA, Hangzhou 310012)

**Abstract** It is shown in the present contribution that the scale invariance appears both in time series and depositional sequences linked with a similar fractal dimension. Sedimentary records from the estuary of the Jiaojiang River, inter-tidal area and tidal channels adjacent to the Hangzhou Bay were analyzed. Their fractal dimension range between 1.2 and 1.5 not only in sedimentary processes but also in depositional sequences. Taking into account the fractal dimension and initiator derived from muddy layer sequence and assumed that the initiator is dominated by spring and neap tidal cycle, the mean square fluctuation range of sedimentary series was calculated. In the study areas the range was 3—28 cm for one-year return periods, 10—167 cm for ten years return periods and 21—575 cm for fifty years return periods. The fractal properties might be useful to distinguish the ranges of erosion or deposition events with different cycles.

**Key words** Fractal Sedimentation Fluctuation Coast and estuary

**Subject classification number** P736