

# 长江口泥沙输移扩散与沉降过程 高分辨率声学现场观测

吴加学<sup>1)</sup> 张叔英<sup>2)</sup>

(1) 同济大学海洋地质重点实验室, 上海 200092 (2) 中国科学院东海研究站, 上海 200032)

**摘要** 河口悬沙属性的现场观测对于泥沙输移和沉积过程研究具有重要的意义, 现场超声探测较其他观测技术和方法具有较大的优势。本文应用 ASSM-II 型声学悬浮泥沙观测系统对长江口悬沙输移扩散进行高分辨率观测, 洪季涨潮期现场观测发现: ①在潮流和颗粒重力共同作用下, 抛泥泥沙同时存在输移扩散和沉降过程; ②抛泥泥沙输移扩散存在 2 种基本的模式, 即表层低密度羽状流和底层高密度羽状流。在正常天气涨潮流作用下, 泥沙沉降可形成二级泥跃层, 平流输送和沿程密度差产生的压力梯度形成底层高密度羽状流, 它是泥沙输移扩散的主要方式。

**关键词** 河口泥沙 声学反向散射观测 长江口

## Field High-Resolution Acoustic Observation of Suspended Sediment Dispersal and Deposition in the Yangtze Estuary

WU Jiaxue<sup>1)</sup> ZHANG Shuying<sup>2)</sup>

(1) Key Lab. of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092;

(2) Shanghai Acoustics Laboratory, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200032)

**Abstract** The in-situ measurement of suspended sediment is important in the documentation of sediment transport and deposition. In-situ ultrasonic measurement of fine-grained sediments suspended in estuarine environments represents a significant improvement over the measurement techniques currently used by the monitoring and research communities. The goal of this paper is to achieve high-resolution acoustic measurement of suspended sediment concentration by using the ASSM-II Acoustics Concentration Profiler during dredged sediment disposal in the Yangtze Estuary. Field observations show that (a) under the combined action of tidal current and gravity, sediment transport diffusion and settling coexist during dredged sediment disposal; (b) two modes of sediment transport dispersal are observed in flood tidal period, i. e., low-density hypopycline plume and high-density hyperpycline plume, the latter being the major mechanism for suspended sediment transport.

**Key words** estuarine sediment acoustic backscatter observation Yangtze Estuary

河口海岸泥沙输移、动力地貌和动力沉积过程和模型研究表明, 泥沙属性的现场观测是一个核心问题。传统的细颗粒泥沙现场测量具有难度大、成本高的特点, 尤其是在紊流和浅水波动的环境中高空分辨率和近底层的泥沙属性测量(Hay 等, 1994; Kostaschuk 等, 1996; Thorne 等, 1996; Shi 等, 1996, 1997; Hamilton 等, 1998) McHenry 等发现现场采样与实验室分析的方法(如瓶装采样法和泵吸法)可能产生高达 20% 的累积误差(Wren 等, 2000), 样品的采集和处理过程会破坏细颗粒泥沙聚

集形成的絮团结构, 这样改变了泥沙粒径分布特征, 影响沉降速度的估算。因此, 细颗粒泥沙属性的现场观测对于泥沙输移过程研究和提高模型预测精度具有重要的意义。

利用高频声波与悬浮泥沙颗粒相互作用的规律, 可反演输移泥沙的物理属性和过程。超声观测能非扰动地遥测和自动监测悬沙属性, 提供高时(约 0.1 s)、空(约 1 cm)分辨率的悬沙浓度垂向剖面分布(Hay 等, 1992; Throne 等, 1995; Wren 等, 2000)。将声学遥测与相同精度的流场测量同步进行, 将大

大地提高和加深对河口海岸泥沙输移过程的认识。在此应用中国科学院东海研究站张叔英等研制的 ASSM-II 型声学悬浮泥沙观测系统在长江河口北槽抛泥过程中观测悬沙浓度的时空分布规律,探讨抛泥泥沙输移扩散行为。

## 1 ASSM-II 系统结构与设计原理

ASSM-II 系统由脉冲信号发射机、圆板形发射/接受共用换能器、反向散射信号接受机、数据采集、信号处理与控制板、彩色图像显示器、数据打印机等组成。信号的发射、采样、数据预处理和存储由 PC 机控制,信号后处理由 ASSM 系统的软件实现。

圆板形发射/接受共用换能器向水中发射窄波整短声脉冲,并接受泥沙颗粒散射的声信号,转换为电信号,经过放大、滤波、包络检波和平滑滤波后,用 A/D 转换器转变成数字信号。再经过定标和补偿处理、窗口统计平均处理,得到悬沙浓度剖面及其动态变化的曲线、图表和图像。

ASSM-II 系统满足的条件和假设:①声场满足远场条件,即探测距  $r > r_n$ ,  $r_n = \pi D^2 / (2\lambda)$ , 式中,  $D$  为圆形换能器直径;  $\lambda$  为声波波长;②假设悬沙颗粒粒径满足 Rayleigh 散射条件( $\lambda \gg d$ ,  $d$  为悬浮颗粒粒径),泥沙浓度不高( $C < 5 \text{ kg/m}^3$ ),声波在海水中的衰减由扩展和吸收决定;③在强混合作用下,细颗粒悬浮泥沙粒径变化不大,粒径分布均方根偏差比平均粒径小得多;④海洋背景噪声比仪器的电噪声小得多,电噪声是白噪声。

声纳方程为:

$$DT = RL - NL$$

$$= (10\log P - 20\log r - 2\beta r) + (10\log \tau - 40\log \lambda - 10\log W) + (10\log C + 30\log d) + 115 \quad (1)$$

式中,  $DT$  为检测阈,应大于 10 dB;  $RL$  为接受信号的强度级,单位为 dB;  $NL$  为噪声级,单位为 dB;  $P$  为发射声脉冲功率,单位为 W;  $\beta$  为声波在水中的吸收系数,单位为 dB/m;  $\tau$  为发射声脉冲持续时间,单位为 s;  $W$  为观测系统的通频带,单位为 kHz;  $C$  为悬浮泥沙浓度,单位为  $\text{kg/m}^3$ ;  $d$  为悬沙颗粒的平均粒径,单位为 m。声纳方程右边第 2 个括号内的参数为观测系统的设计参数( $\tau$ ,  $f$ ,  $W$  及  $D$ ),  $f$  为发射声脉冲频率,单位为 kHz 确定,第 3 个括号内的参数由悬浮泥沙的物理参数( $C$ ,  $d$ )确定。

系统最佳工作频率由  $f_0 = 3.85 \times 10^3 / \sqrt{r}$  决定,声脉冲持续时间  $\tau$  由观测分辨率(最小分层厚度

$\Delta r$ ) 决定,即  $\Delta = C\tau/2 = 750\tau$ 。

ASSM-II 型声学悬浮泥沙观测系统的工作频率为 500 kHz,波束宽度  $1.5^\circ$ ,脉冲长度  $40 \mu\text{s}$ ,垂向分辨率为 3.0 cm,时间分辨率为 1.5 s,观测水深可达 60 m,数据采集速度为 75 kHz,采集时段悬沙反向散射声波能量的垂向分布曲线经过平均化处理后可以输出,悬沙浓度的观测范围为  $0.1 \sim 10 \text{ kg/m}^3$ 。

## 2 数据处理和标定

悬浮泥沙声学观测的关键技术包括观测数据的统计平均处理、声传播损失补偿和泥沙浓度的现场标定,而决定悬浮泥沙浓度测量精度的关键在于现场标定(张叔英等,1999)。现场标定是以采样所得到的泥沙浓度为基准,将现场探测所得到的散射信号数值转换为实际的泥沙浓度。郭纪捷等(1998)介绍了长江口现场观测数据的 3 种标定方法(同步六点法、特征时刻法和单次法),发现使用不同标定方法可得到不同精度的结果,其中同步六点法标定的结果最接近于浓度实测值。声场衰减补偿与标定的方程采用下式(张叔英等,1998):

$$C(r) = K(r)u^2(r)r^{n(r)}e^{2a(r)r} \quad (2)$$

式中,  $C(r)$  为标定后随深度变化的泥沙浓度,单位  $\text{kg/m}^3$ ;  $K(r)$  为标定系数,取决于悬浮泥沙的物理性质,如颗粒粒径、密度、压缩率等;  $u(r)$  是接受机收到的信号电压,其平方值为反向散射强度;  $n(r)$  是对声传播扩展损失的补偿系数,从换能器的近场区到远场区,  $n(r)$  是变化的,长江口现场观测中,近场取 1,远场取 2;  $a(r)$  是声波能量衰减系数,当颗粒浓度很低时( $C < 5 \text{ kg/m}^3$ ),主要由海水声吸收引起,由 Schulkin-Marsh 公式(Urick, 1983)计算得出。

上述公式表明,待测的悬沙浓度  $C(r)$  与标定系数  $K(r)$ 、反向散射强度  $u^2(r)$ 、探测距离  $r$ 、扩展损失指数  $n(r)$  及衰减系数  $a(r)$  有关,其中反向散射强度和探测距离或深度是已知的,所以标定过程就是调整系数  $K(r)$ 、 $n(r)$  及  $a(r)$ ,使标定后得到的泥沙浓度与六点法采样的浓度尽量接近。悬浮泥沙现场标定有 2 种方法:

(1) 在反向散射信号值  $u(r)$  的原始数据表上,按六点法的采样点深度  $r$  选取深度及对应的反向散射信号原始数值  $u(r)$ ,再假定  $n(r)$  和  $a(r)$ ,由标定公式试算出系数  $K(r)$ ,并逐步逼近。这种方法很繁琐,计算量很大,十分不方便。

(2)先假定近场情况下  $n(r)$  为 1, 远场情况下为 2, 再根据经验设定  $K(r)$  和  $a(r)$  为某常数, 得到一条试用标定曲线进行标定, 计算初算的浓度与实测浓度的比例, 然后不断调整 3 个参数  $K(r)$ ,  $n(r)$  和  $a(r)$ , 逐步逼近就可以较快完成标定。本文采用第 2 种现场标定方法。

声学反向散射强度是泥沙粒径、各粒径组成、颗粒形状、发射频率、测量距离等多个特征参数的函数, 其中声学系统参数是固定的, 而悬沙颗粒特征在河口不同的流态和水环境中是变化的。要想确定泥沙浓度, 必须先知道泥沙粒径及其时空分布, 因此悬沙颗粒粒径是泥沙浓度标定中的一个重要的参数。程鹏等(2001)根据现场观测资料对 ADCP 测量悬沙浓度进行标定实验时发现, 在悬沙粒径变化较小的条件下, 反向散射强度与悬沙浓度之间存在较好的相关性。据 Wu 等(2001)在长江河口南港断面实测结果发现, 大潮期悬沙颗粒属于细粉沙范围(平均粒径为  $6.28\phi$ , 据 Wentworth 分类体系, 下同), 极细偏(偏态值为 1.11), 近正态分布(峰度值为 2.98); 小潮期悬沙颗粒属于非常细粉沙范围(平均粒径为  $7.09\phi$ ), 细偏(偏态值为 0.26), 低峰平坦分布(峰度值为 1.88)。由此可见, 悬沙颗粒粒径特征在大、小潮期变化不是很大, 实际标定中均假定为单峰粒径分布, 通过现场采样分析获得泥沙粒径谱。另外, 水体中的固体颗粒和气泡均可产生声波散射, 理论上

可测量气泡浓度, 但目前它还是一个非常复杂的问题。实际应用中应避免在气泡存在的区域使用声学反向散射方法测量泥沙特征, 将换能器置于水面以下 1.5 m, 泥沙浓度数据的采集从水面以下 2 m 处开始。因此, 声学悬沙浓度现场标定是一个渐进逼近的过程, 在实际标定过程中除了极少数情况外, 相对误差一般可控制在 20% 以内。

### 3 长江口北槽泥沙输移扩散试验

#### 3.1 站位布置与现场观测

现场观测区域位于长江口北槽(图 1), 图 1-a 中 P 点周围 2 条粗实线代表正在实施的长江口深水航道南北导堤, 图 1-b 中的矩形为贮泥坑, 其表层尺度为  $370\text{ m} \times 180\text{ m}$ , 底层为  $250\text{ m} \times 120\text{ m}$ , 深度为 3 m, 纵向内坡为 1:20, 横向内坡为 1:10。P 点是矩形贮泥坑中心, 为定点观测站位。图 1-b 中 2 条虚线分别代表 2002 年 6 月 14 日和 19 日纵向走航声学观测断面。施测项目包括①定点常规六点法采水样与实验室分析; ②走航式声学悬浮泥沙浓度观测与同步声学多普勒流速测量。现场定点观测使用“沪南渔 4110”测量船, 走航观测使用“沪南渔 4111”测量船, 抛泥作业由上海航道局自航耙吸式挖泥船“航浚 4007”(仓容  $4\ 500\text{ m}^3$ ) 完成。洪季涨潮流态下抛泥泥沙浓度探测共计 2 个航次即 6 月 14 日(中潮)和 6 月 19 日(小潮)。

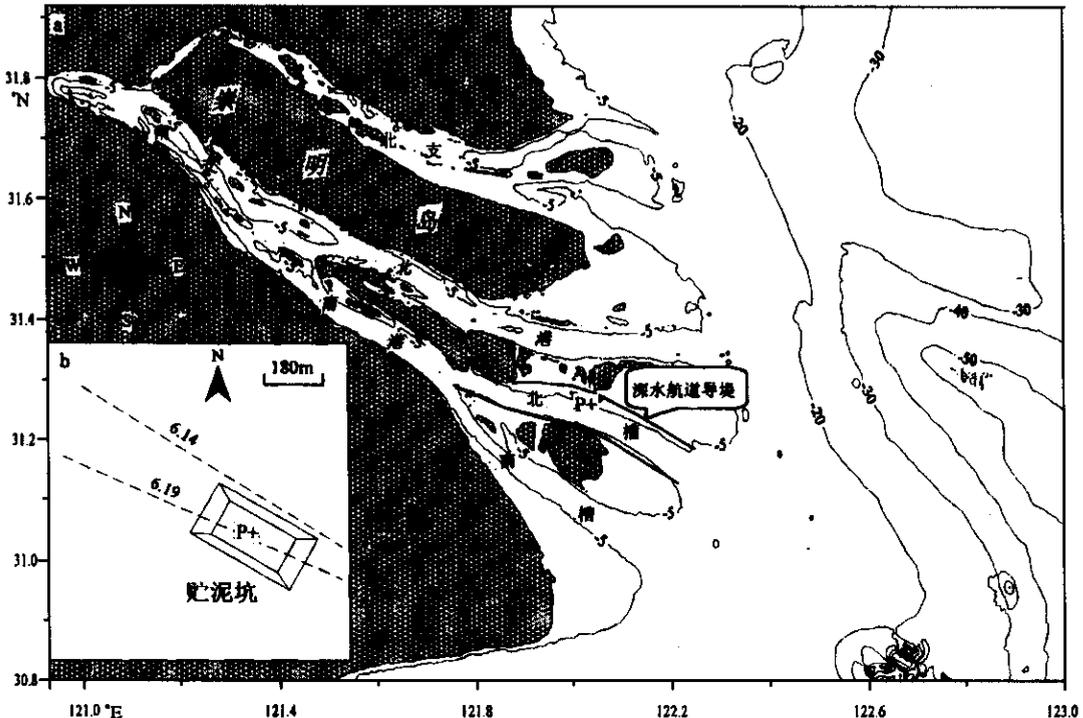


图 1 长江河口抛泥观测点和观测断面分布

Fig. 1 Acoustic sediment measurement site and sections in the Yangtze Estuary

### 3.2 结果与讨论

**3.2.1 高分辨率悬沙浓度声学观测与传统六点采样法比较** 相对传统的六点采样法而言,声学悬浮泥沙剖面仪能提供高时空分辨率的悬沙浓度剖面分布,能更清楚地反映泥沙垂向分布的细微结构及其演变规律。纵向走航悬浮泥沙浓度观测能反映该断面瞬时、准同步的泥沙浓度分布结构(如6月14日和19日纵向断面测量历时均为4'),利用它们的结构特征及其变化规律可反映出泥沙输移扩散行为。图2为6月14日(中潮)ACP浓度( $C_{ACP}$ )与六点法浓度( $C_{SP}$ )的比较,由图可知,六点采样可以发现泥沙浓度垂向分布的趋势,但不能显示小尺度泥沙浓度结构及其变化规律。另外,六点法中各层泥沙浓度并不同步,各层之间采样时间存在滞后(平均约2')。在河口复杂的水动力条件下,泥沙浓度的分布响应敏感,而六点法并不能反映这期间的浓度变化。

**3.2.2 声学悬浮泥沙浓度垂向分布结构** 2002年6月14日纵向走航3条垂线(图3-a、b、c)的中层均存在泥跃层,且均位于几乎相同的高度(3~5 m),但泥跃层峰值浓度沿涨潮流向逐渐减小(1.31~0.77 kg/m<sup>3</sup>)。这是低密度羽状流最典型的特征。在c和b垂线底层还存在主泥跃层,峰值浓度由垂线c向垂线b减小(4.24~2.96 kg/m<sup>3</sup>),且高度逐渐降低。这是因为泥沙沉降改变了泥跃层的垂向分布位置(底层流速几乎相等,床面泥沙的再悬浮过程不可能是泥跃层位置改变的机制)。由此可知,泥沙输移过程主要为表层平流和垂向颗粒沉降(包括自由沉

降和絮凝沉降)抛泥泥沙以低密度羽状流的方式扩散,扩散距离相对较远。

2002年6月19日纵向走航3条垂线(图3-d、e、f)的底层均存在泥跃层,均分布在几乎相同的高度(7~8 m),但泥跃层峰值浓度沿涨潮流向逐渐减小(5.1~3.69 kg/m<sup>3</sup>)。这是高密度羽状流或底流最典型的特征。在3条垂线的中层(约5.5 m)均存在次泥跃层,峰值浓度由垂线f向垂线d减小(2.36~0.95 kg/m<sup>3</sup>),且分布高度几乎未改变。这部分泥沙受涨潮流作用下的水平输送为主,而受重力沉降的影响较小,所以次泥跃层的垂向分布位置变化较小。由此可知,泥沙输移过程主要为高密度羽状流和垂向颗粒沉降(高浓度情况下以絮凝沉降为主),抛泥泥沙以高密度羽状流的方式扩散,扩散距离相对较近。

**3.2.3 泥沙输移扩散和沉降模式** 根据上述声学悬沙浓度分布结构和输移扩散过程的特征,可概化出长江河口正常天气涨潮流作用下泥沙扩散和沉降的2种基本模式(图4)。抛泥泥沙输移扩散存在2种方式,一种为表层低密度羽状流,泥沙扩散较远;另一种为底层高密度羽状流,泥沙扩散相对较近。泥沙扩散通量估算表明,底层高密度羽状流是泥沙输移扩散的主要方式。Faas(1984)和Odd等(1992)也发现近底高浓度悬浮层(简称CBS,浓度 $C=5\sim 10\text{ kg/m}^3$ )是河口海岸细颗粒泥沙输移的主要机制。CBS的形成机制有2种,①泥沙颗粒沉降形成层化,产生近底高浓度悬浮层;②浮泥表层卷吸

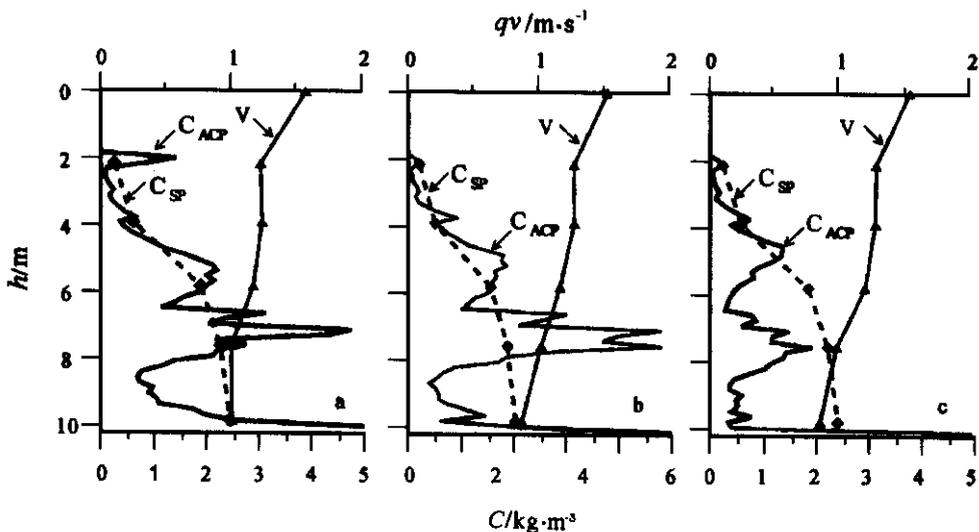


图2 ACP与六点法悬沙浓度垂向分布比较

Fig. 2 Comparison of suspended sediment concentration profiles between ACP and six-point bottle sampling on 14 June 2002  
 图中测定为2002年6月14日 a-11:36'03" b-11:38'03" c-11:40'03"

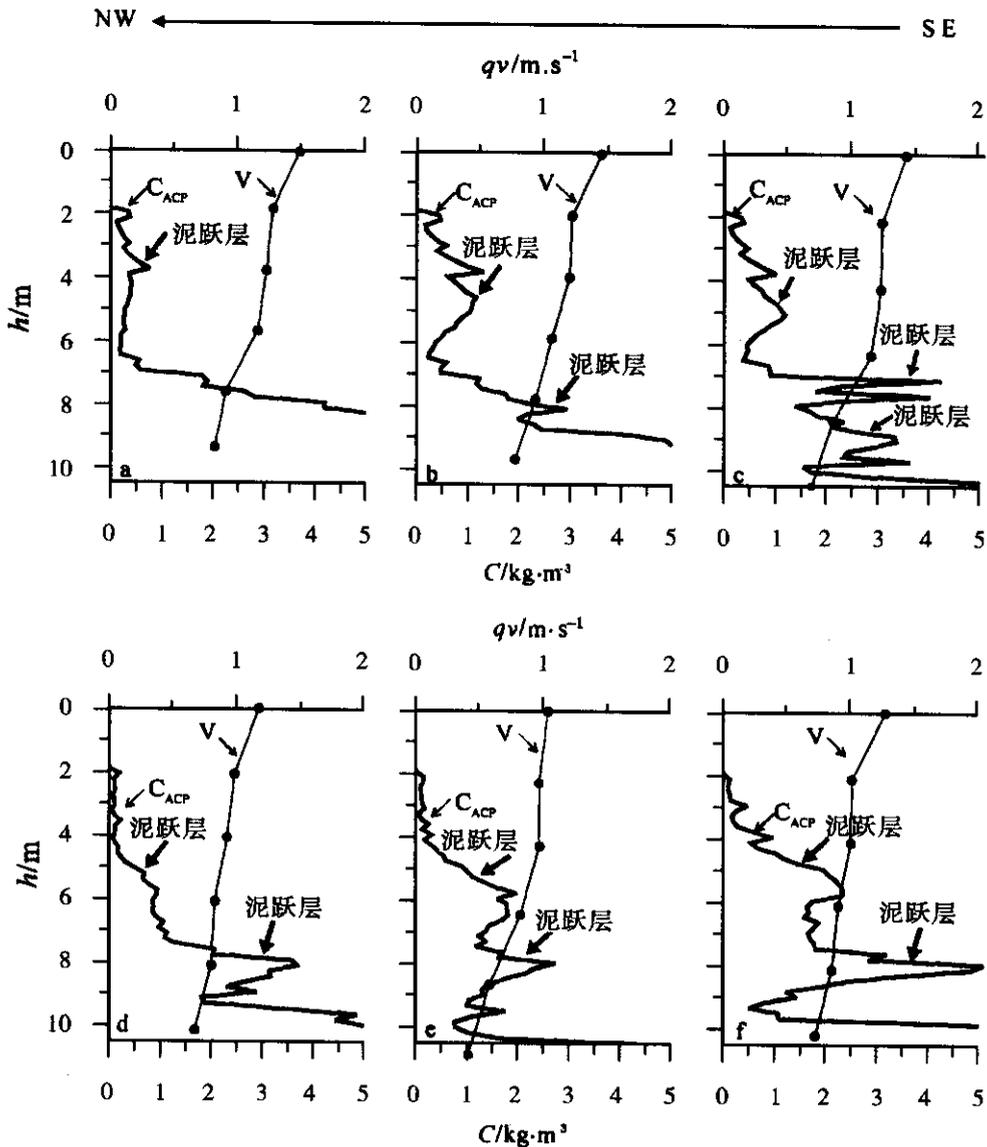


图3 洪季涨潮流期抛泥过程中纵向走航 ACP 悬沙浓度垂向结构分布

Fig. 3 Suspended sediment concentration profiles

a, b, c-2002 年 6 月 14 日, 中潮涨潮期; d, e, f-2002 年 6 月 19 日, 小潮涨潮期

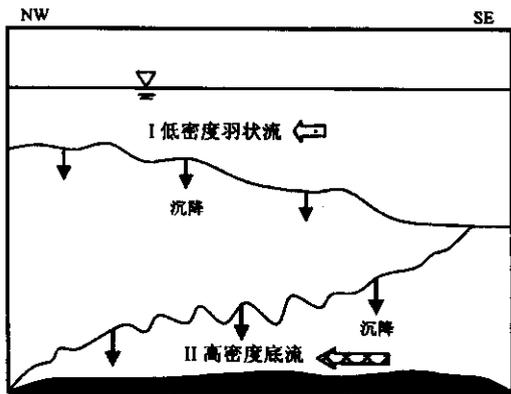


图4 长江河口涨潮期抛泥状态下泥沙输移扩散和沉降模式

Fig. 4 Sediment transport dispersal and settling modes during flood tides in the Yangtze Estuary

或再挟运形成重力流 (Mehta 等, 1994)。本次现场声学观测表明, 高浓度底流应为第一种机制。

Wright 等 (1988) 在黄河口现场观测发现正常天气条件下潮汐扰动 (潮泵) 作用还不足以形成高密度羽状流, 风暴浪产生的再悬浮可产生阵发性的高密度羽状流, 这种近底层高密度羽状流是黄河口入海泥沙输移扩散的主要机制。亚马逊河口细颗粒泥沙是以表层低密度羽状流的形式扩散和沉积, 与黄河口泥沙扩散形成对照, 代表了两类不同的入海泥沙扩散的模式。本次抛泥泥沙输移扩散的现场观测发现, 在正常天气涨潮期抛泥, 泥沙沉降可形成 2 级泥跃层 (底层的主泥跃层和中层的次泥跃层), 平流输送和沿程密度差产生的压力梯度可形成底层高密

度羽状流。

## 4 结论

利用悬浮泥沙颗粒的高频声学反向散射可反演河口细颗粒泥沙浓度分布规律。与传统的采水法比较,泥沙浓度的现场声学观测具有非扰动、高分辨率、适时动态过程监测、低成本等优点。现场标定是决定声学悬浮泥沙浓度测量精度的关键问题。

利用 ASSM-II 系统在长江口北槽抛泥扩散试验表明:①在潮流和颗粒重力共同作用下泥沙颗粒同时存在输移扩散和沉降过程;②泥沙输移扩散存在 2 种基本的模式,即表层低密度羽状流和底层高密度羽状流。正常天气涨潮流作用下,泥沙沉降可形成 2 级泥跃层,平流输送和沿程密度差产生的压力梯度形成底层高密度羽状流,是泥沙输移扩散的主要方式。

致谢 中国科学院东海研究站任来法、包一平、凌嘉嘉进行声学悬沙浓度现场观测,在此一并致谢。

## 参 考 文 献

程鹏,高抒. 2001. ADCP 测量悬沙浓度的可行性分析与现场标定. 海洋与湖沼, 32(2):168~176.

郭纪捷,任来法,李允武. 1998. 声学悬浮泥沙观测数据现场定标研究. 海洋学报, 20(5):120~125.

汪亚平,高抒,李坤业. 1999. 用 ADCP 进行走航式悬沙浓度测量的初步研究. 海洋与湖沼, 30(6):758~763.

张叔英,李允武. 1998. 声学悬浮泥沙观测系统的研制和应用. 海洋学报, 20(5):114~119.

张叔英,李允武. 1999. 悬浮泥沙声学观测的原理分析. 声学学报, 24(3):269~274.

Faas R W. 1984. Time and density-dependent properties of fluid mud suspensions, NE Brazilian Continental Shelf. Geo-Marine Letter, (4):147~152.

Hamilton L J, Shi Z, Zhang S Y. 1998. Acoustic backscatter measurements of estuarine suspended cohesive sediment concentration profiles. Journal of Coastal Research, 14(4):1213~1224.

Hay A E, Sheng J. 1992. Vertical profiles of suspended sand concentration and size from multifrequency acoustic backscatter. Journal of Geophysics Research, 97(C10):15661~15677.

Hay A E, Bowen A J. 1994. Coherence scales of wave-induced suspended sand concentration fluctuations. Journal of Geophysical Research, 99(C6):12749~12765.

Kostaschuk R A, Villard P. 1996. Flow and sediment transport over large subaqueous dunes: Fraser River, Canada. Sedimentology, 43:849~863.

Mehta A J, Lee S-C, Li Y. 1994. Fluid mud and water waves: a brief review of interactive processes and simple modeling approaches. Report UFL/COEL/MP-94/01, Coastal and Oceanographic Eng. Dept., University of Florida, Gainesville.

Odd N V M, Bentley M A, Waters C B. 1992. Observations and analysis of the movement of fluid mud in estuaries. In: Mehta A J ed. Nearshore and estuarine cohesive sediment transport, Coastal and Estuarine Studies 42, Washington: AGU, 430~446.

Shi Z, Ren L F, Lin H L. 1996. Vertical suspension profile in the Changjiang Estuary. Marine Geology, 130:29~37.

Shi Z, Ren L F, Zhang S Y et al. 1997. Acoustic imaging of cohesive sediment resuspension and re-entrainment in the Changjiang Estuary, East China Sea. Geo-Marine Letter, 17:162~168.

Thorne P D, Waters K R, Brudner T J. 1995. Acoustic measurements of scattering by objects of irregular shape. Journal of Acoustic Society of America, 97(1):242~251.

Thorne P D, Hardcastle P J, Hogg A. 1996. Observations of nearbed suspended sediment turbulence structures using multifrequency acoustic backscattering. In: P J Ashworth, S J Bennett, J L Best and S J McLelland, eds. Coherent flow structures in open channels. Chichester: John Wiley & Sons, 343~358.

Urick R J. 1983. Principles of underwater sound. New York: McGraw-Hill Book Co.

Wren D G, Barkdoll B D, Kuhnle R A et al. 2000. Field techniques for suspended-sediment measurement. Journal of Hydraulic Engineering, 126(2):97~104.

Wright L D, Wiseman W J, Bornhold B D et al. 1988. Marine dispersal and deposition of Yellow River silts by gravity-driven underflows. Nature, 332:629~632.

Wu Jiaxue, Shen Huanting, Xiao Chenyou. 2001. Sediment classification and estimation of suspended sediment fluxes in the Changjiang Estuary, China. Water Resources Research, 37(7):1969~1979.