

# 钱塘江河口北边滩涌潮沉积作用与特征

范代读<sup>①</sup>, 蔡国富<sup>①</sup>, 尚帅<sup>①</sup>, 吴伊婧<sup>①</sup>, 张艳伟<sup>①</sup>, 高磊<sup>③</sup>

① 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

② 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 青岛 266061;

③ 华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062

E-mail: ddfan@tongji.edu.cn

2011-09-26 收稿, 2012-01-06 接受

国家自然科学基金(40876021, 41076016)、海洋地质国家重点实验室课题(MG200907)、海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室开放基金(MASEG200802)和教育部高等学校博士学科点专项科研基金(20090072110004)资助

**摘要** 涌潮是地表过程非常特殊的地质营力, 是一种周期性发生的、破坏力极强的高能事件, 且塑造了典型的沉积地貌特征. 涌潮及随后的急流为一高流态( $Fr > 1.0$ )的强紊流( $Re > 10^4$ ), 流速可达每秒数米, 非常类似于浊流, 却明显有别于常规的潮流. 钱塘江涌潮是世界最强的漩滚涌潮, 2010年5月在涌潮最强的河段北岸开展了水文观测, 采取边滩沉积物短柱样进行沉积特征研究. 结果表明, 仅占潮周期约1/10时长的涌潮及紧随其后的急流和流速骤降的涨潮流共同控制了涌潮河段沉积物再悬浮、搬运与沉积作用. 在强烈紊流与快速沉积共同作用下, 涌潮沉积物一般分选较差, 发育块状层理、递变层理, 常见底冲刷构造, 层内发育包卷层理与泄水构造等, C-M图上缺失牵引流沉积组分等. 这些也是浊流沉积常见的特征, 但涌潮是以浅水环境强烈变形的潮波为动力机制, 在其快速恢复到常规潮汐作用之后, 可在中高潮滩形成和保存具典型潮汐层理的沉积层. 除了差别迥异的沉积构造特征外, 涌潮沉积(tidal bore deposit, TBD)与潮成砂、泥质沉积(tidal sandy or muddy deposit, TSD或TMD)的粒度特征也差异显著, 可用粒度参数散点图加以区分, 其中平均粒径:  $TBD > TSD > TMD$ , 分选系数:  $TMD > TBD > TSD$  (值大分选差), 偏态与峰度值均为  $TSD > TBD > TMD$ . 上述认识对于深入研究涌潮沉积学、古代涌潮沉积相与环境及油气勘探均有重要意义.

## 关键词

钱塘江  
涌潮  
沉积动力  
紊流  
粒度分析  
沉积构造  
潮汐韵律沉积

涌潮是一种行进的水跃(moving hydraulic jump), 常见于强潮、喇叭型河口湾. 据统计, 当前世界上至少有80多个河口发生涌潮<sup>[1]</sup>, 其中最为壮观的涌潮发生在中国的钱塘江、巴西的亚马逊和法国的塞纳河等河口, 其涌波翻滚、破碎, 也称漩滚涌潮(breaking bore)<sup>[2,3]</sup>. 涌潮蕴藏巨大的能量, 其强烈的扰动作用对河口环境、生态和工程等均可造成重大影响, 常酿成自然灾害, 由此备受工程界关注. 近十几年来, 通过野外实测<sup>[4-6]</sup>、水槽实验<sup>[7,8]</sup>和数值模拟<sup>[9-11]</sup>等, 对涌潮的水力学特征、形成与发展过程有了较深入的理解. 一般认为, 当 $Fr$ (Froude Number)略大于1时就可

以形成波状涌潮(undular bore); 随着 $Fr$ 增大, 自由表面波增长到一定程度会失稳、破碎, 开始出现水滚; 当 $Fr$ 大于1.7, 潮头已不具有波动特征, 发展成为漩滚涌潮<sup>[3,6,8,12]</sup>. 涌潮是一强烈混合的紊动流, Chanson<sup>[2]</sup>在模拟涌潮作用时将 $Re$ (Reynolds Number)设为 $8.1 \times 10^4 \sim 11 \times 10^4$ , 明显高于一般认为出现紊流的 $Re$ 底边界值4000. 钱塘江涌潮水力学研究因近年来工程建设等需要已取得重要进展, 尤其是涌潮数值模拟方面的突破最为显著, 能够逼真地模拟出钱塘江涌潮形成、发展和衰减的全过程, 可以再现“交叉潮”、“一线潮”、“回头潮”等特殊潮景, 模拟结果已被

广泛地应用于近期河口段治江围涂工程、桥梁工程设计与规划中<sup>[3,13-17]</sup>。

涌潮河段常形成巨大的沙体<sup>[18,19]</sup>。据初步估算,钱塘江河口沙坎体积可达  $425 \times 10^8 \text{ m}^3$ , 由分选非常好的粉细砂组成<sup>[19]</sup>。全新世长江河口湾内也存在巨大的涌潮作用形成的沙体, 砂层厚达 20~30 m, 由分选良好的粉细砂组成, 块状层理, 常见冲刷面<sup>[20,21]</sup>。这些巨大的沙体埋藏后可成为重要的储层, 因此对其沉积模式作理论研究具有重要意义。但目前对涌潮的沉积作用和沉积特征却知之甚少, 尤其是缺少古代涌潮沉积的判别标志。葡萄牙 Lusitanian 盆地上侏罗统 Lourinhã 组可能是首次被报道的具涌潮沉积的老地层, 但因缺少可供对比的现代涌潮沉积学研究实例与理论支持, 作者在下结论时明显持保留态度, 即不确定性<sup>[22]</sup>。实际上, 地质历史时期, 尤其是联合古陆泛大洋时期, 大洋和近海潮差都可能比现在大得多, 当时的海湾与河口更可能形成强潮环境<sup>[23,24]</sup>, 出现涌潮及留下相应的沉积记录, 但因缺少相应的判别标志, 无法正确或确切地解释为涌潮沉积。钱塘江河口沙坎的系统研究始于 20 世纪 60 年代, 陈吉余等人<sup>[18]</sup>和钱宁等人<sup>[19]</sup>分别对沙坎形成的现代过程和历史演变做了较详细的、科学的论述。之后, 一些侧重于现代沉积地貌学研究的文献也对沙坎沙体分布特征、沉积物组成和层理特征作了分析<sup>[25-28]</sup>。近期一些钻穿沙坎沙体的钻孔研究表明, 沙体由分选较好的、较粗的沉积物组成, 砂层底部通常发育强潮冲刷形成的不整合面<sup>[29-31]</sup>。截止到目前, 尚未有文献对钱塘江涌潮的沉积作用和沉积模式作系统的研究。

钱塘江涌潮河段近期因大规模围垦已明显缩窄, 最大涌潮发生地也由原来的新湾下移至大缺口段, 且涌潮最大值增加了 0.1~0.4 m<sup>[32]</sup>。本次研究选择在大缺口断面进行水文泥砂观测, 分别在大缺口和尖山潮滩取短柱状沉积物样进行沉积结构与构造研究, 以期对钱塘江涌潮河段的沉积特征与沉积作用作较深入的探讨, 并对比分析涌潮与浊流两种强紊流沉积作用和沉积特征可能存在的异同性。

## 1 研究区概况

杭州湾平面上呈巨大的漏斗状, 从湾口断面宽约 100 km, 向内逐渐缩窄, 至激浦断面已不足 20 km(图 1(a))。从湾口至激浦断面长约 85 km, 横断面

宽度宿窄了 80 余千米, 受此巨大地形变化影响, 潮差向湾内迅速增加, 平均潮差由口门处不足 2 m<sup>[33]</sup>, 沿程不断增大, 至激浦附近达到最大值 ~5.5 m(图 1(a))。杭州湾除北部冲刷深槽外, 水深较浅, 低潮时平均水深 8~10 m, 其沉积地貌类型大致可以金山嘴断面为界分成两类: (1) 东侧至湾口为较平坦的泥质(黏土质粉砂)浅滩; (2) 西侧至激浦断面附近为砂质潮流槽脊发育区, 夹粉砂质浅滩<sup>[13,34,35]</sup>。

钱塘江入海杭州湾, 受强潮影响, 潮汐引起的水位变化可达激浦上游 190 余千米的芦茨埠(富春江水电站)。大潮时涌潮在激浦高阳山一带已具雏形, 行至大缺口附近达最大, 向上潮头高度复又减小, 行至闻家堰上游不远处消失。涌潮河段全长 90 余千米, 河宽水浅, 发育巨大沙坎, 潮流、径流在此相互作用强烈, 冲淤变化频繁且剧烈, 沉积物以粗粉砂为主, 称为河口段。闻家堰之上至芦茨埠河段潮流作用减弱, 河槽受径流控制, 沉积物多为砂砾或砾砂, 全长 75 km, 称为近口段<sup>[3,5,13,29]</sup>。

钱塘江河口沙坎为一巨大的透镜体, 东西长达 130 km, 南北宽超过现代河槽宽度, 可达 27 km, 最大厚度 10 余米, 初步估计沙坎体积可达 425 亿立方米<sup>[19]</sup>。沙坎约以万分之二的坡度自乍浦向上游逐渐抬高, 在仓前-七堡一带达到顶点, 此处比乍浦与闻家堰河床连线高出 10 m 左右<sup>[5,19,36]</sup>。该河段潮滩和河间沙坝发育, 冲淤频繁且剧烈, 自 20 世纪 60 年代实施治江围涂工程以来, 大部分岸滩和沙坝被圈围成陆。尖山一带的潮滩是当前涌潮河段内潮间带最宽、面积最大的滩涂, 最宽处达 2.5 km, 总面积约 25 平方公里(图 1(b))。北岸大缺口迎面涌潮, 常形成拍岸浪与流, 历史上曾发生河堤冲截, 后筑堤坝比周边岸段缩进约百米, 在凹进岸段形成沿岸长 500 余米、宽近百米的潮滩, 坡陡达 1/20 以上(图 1(c))。

## 2 材料与方法

### 2.1 水文泥砂观测与沉积物柱状样采集

水文泥砂观测选择在大缺口水位站(表 1), 该处距岸约 50 m 的河槽内有一附有标尺的水位测量立柱, 非常牢固, 可以将仪器架子直接固定在立柱上。野外观测于 2010 年 4 月 30 日~5 月 2 日大潮期间进行, 共布放 RDI 公司生产的 1200 kHz 声学多普勒流速剖面仪(ADCP)一台和美国 D&A 公司生产的 OBS-3A 光学

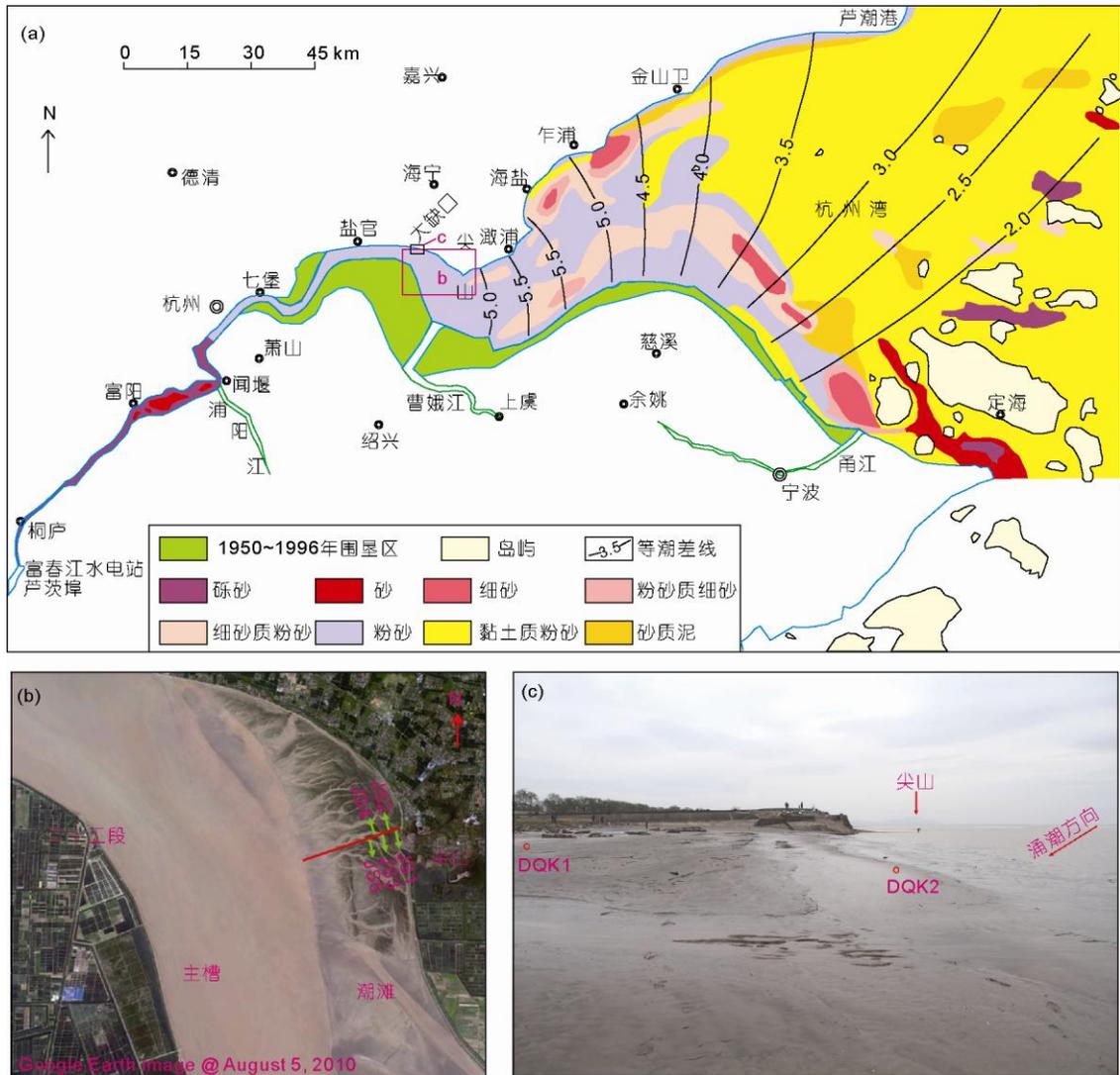


图 1 研究区概况与采样位置

(a) 钱塘江河口-杭州湾底质沉积物类型及平均潮差分布(改编自文献[24,29,34]); (b) 尖山潮滩及取短柱状沉积物样位置(底图来自 Google Earth 的卫星); (c) 大缺口潮滩及取短柱状沉积物样位置

表 1 水水泥砂观测点及短柱状沉积物取样位置、岩芯长度与粒度分析样品数

断面	站点	经度(E)	纬度(N)	柱状样长度(cm)	粒度分析样品数(个)
大缺口	水水泥砂观测站	120°39'29"	30°34'26"	-	-
	DQK1	120°39'45"	30°24'03"	48.5	31
	DQK2	120°39'44"	30°24'01"	63	27
尖山	JS1	120°44'30"	30°21'38"	52	59
	JS2	120°44'23"	30°21'36"	55	44
	JS3	120°44'16"	30°21'34"	58	34
	JS4	120°44'09"	30°21'32"	56	30
	JS5	120°44'02"	30°21'30"	59	30

后向散射浊度计(带温、盐、深探头)两台. 两台浊度仪垂向上相距 70 cm, 其中底部一台探头处在当日低潮位附近, 高出河床约 1 m, 设置采样间隔为 10 s; ADCP 探头高出河床约 50 cm, 向上观测, 采样间隔同样设为 10 s, 深度单元间距 10 cm.

沉积物短柱样获取完全依靠人工, 先将 50~70 cm 长的 PVC 管锤击入潮滩沉积物内, 再用铁锹挖出, 两端填封密实后运回实验室进行沉积学分析. 沿尖山潮滩中间断面取了 5 个短柱样(图 1(b)), 在大缺口潮滩西侧靠近滩顶和滩脚两处分别取了短柱样(图 1(c)), 具体取样站点经纬度和柱状样长度见表 1.

### 2.2 岩芯描述与沉积物粒度分析

沉积物短柱样在实验室对半剖开后, 一半用保鲜膜等包装好后放在岩芯库低温保存. 另一半先进行沉积物表面的平整与清理, 使层理更加清晰, 然后

进行岩性和沉积构造描述、拍照等. 之后再根据本次实验目的需要, 取单个砂、泥质纹层进行沉积物粒度分析, 厚的砂层则按 2 cm 间距进行取样, 单个样品的取样范围一般限于 2 mm×2 mm~3 mm×3 mm, 以期更好地揭示单个沉积动力过程. 7 个短柱共取了 255 个粒度分析样, 一般泥质层取 0.25~0.35 g, 砂质层取 0.45~0.55 g, 具体取样层位详见图 2.

沉积物粒度分析样的预处理方法参见郭艳霞等人<sup>[37]</sup>, 分别加浓度 10% 的稀盐酸和浓度 30% 的双氧水去除碳酸盐和有机质. 上机前再将沉积物悬浮液进行超声分散, 转移至 Beckman Coulter LS230 型激光粒度仪中进行粒度测试, 该仪器测量范围为 0.375~2000 μm.

粒度参数的计算采用矩值法, 使用 Matlab 软件三次多项式(Cubic)插值法得到累积概率 1% 和 50% 的值, 即 C 值与 M 值.

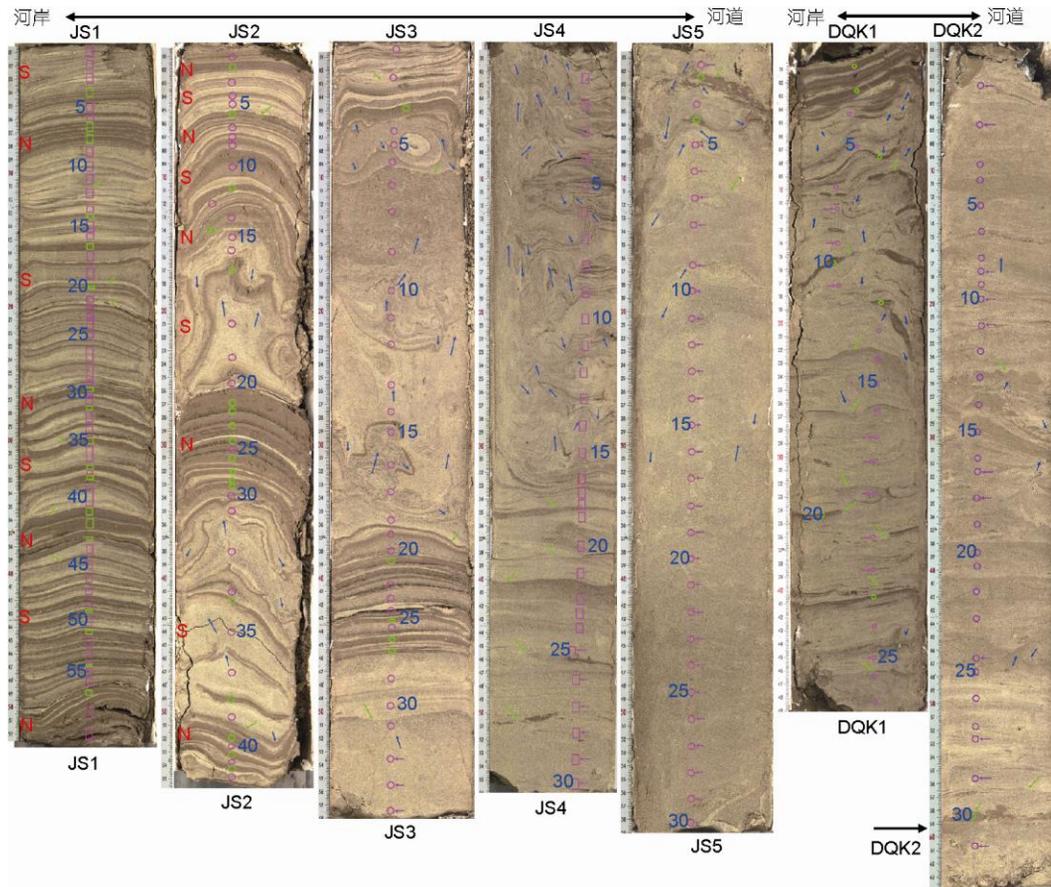


图 2 短柱状沉积物样剖面照片与取样层位(JS1~JS5, DQK1, DQK2)

绿色圆圈或方框标注的取样层位为泥质纹层, 粉红色为砂质层或纹层, 其右侧加注粉红色水平箭头的表示判断为涌潮沉积; 绿色箭头指冲刷构造, 蓝色箭头和方向表示泄水构造及方向; S 和 N 分别表示大潮与小潮; 数字表示采样层位和样品号

### 3 结果与讨论

#### 3.1 涌潮与涨、落潮过程

ADCP 于 2010 年 5 月 1 日上午布放好, 两个涨落潮周期后回收, 观测数据是第一个潮周期比较好. 靠近低潮位的一台 OBS 布放时间从 4 月 30 日下午至 5 月 2 日上午, 数据均可靠. 因此选取 5 月 1 日 13:29~19:00 间的 ADCP 数据和同日 13:27(潮头到达的前两分钟)至 5 月 2 日 2:00(下一次涌潮及涨急过后)的 OBS 数据, 分析大潮期一个涨落潮过程的水位、流速与浊度变化特征. 其中水位和浊度取每分钟的整点数据作图; 流速为与主槽方向平行的矢量合成流速, 正、负值分别代表涨、落潮, 由于潮头通过时流速变化较大, 因此前 10 分钟取每分钟的整点数据作图, 13:40 之后按每 10 分钟一个数据成图(图 3).

大缺口断面涨、落潮非常不对称, 涨潮历时仅两个小时左右, 落潮历时达十余小时, 转流阶段流速非常接近于零, 发生在最高潮位过后的 30~60 分钟内, 根据水位与流速变化特征, 一个涨落潮周期大致可分成 7 个阶段(图 3). (1) 涌潮-涨急: 涌潮潮头破碎翻

卷的浪花通过观测断面只是数秒钟, 紧接着进入急流阶段, 流速在 1.10~2.10 m/s 范围内波动, 瞬间流速最大值可达 2.47 m/s, 涌潮-涨急整个阶段共持续约 20 分钟. 在此期间, 潮头通过时水位陡升了 2 m 左右, 尔后继续较快速增长; 浊度也从涌潮前接近于 0, 5 分钟内窜升至 1800 NTU 左右, 之后在 1800~2000 NTU 间波动. (2) 涨潮流骤降: 约在 30 分钟内流速从 1.10 m/s 降至 0.60 m/s 左右, 浊度也随之快速下降, 从 ~1800 NTU 降至 ~450 NTU, 但该阶段水位仍快速上升. (3) 涨缓: 流速较快速地下降到 0.50 m/s 以下, 较长时间稳定在 0.15~0.30 m/s 之间, 浊度缓慢降至整个涨潮阶段的最低值, 约 170 NTU, 潮位缓慢涨至最高点后略有回落. (4) 转流: 流速接近于零, 水位缓慢下降, 浊度缓慢回升. (5) 落初缓流: 流速和浊度均呈波动缓慢上升, 水位下降较快. (6) 落急: 流速较长时间稳定地超过 0.50 m/s, 后期开始降低; 浊度缓慢增长至最大值 ~550 NTU, 最后十几分钟也开始降低; 水位继续快速回落. (7) 落缓-落憩: ADCP 因出露已无有效数据, 此时目测水流非常平缓, 水位仍较快降至低潮位, 之后出现较长时间(约 4 小时)的憩

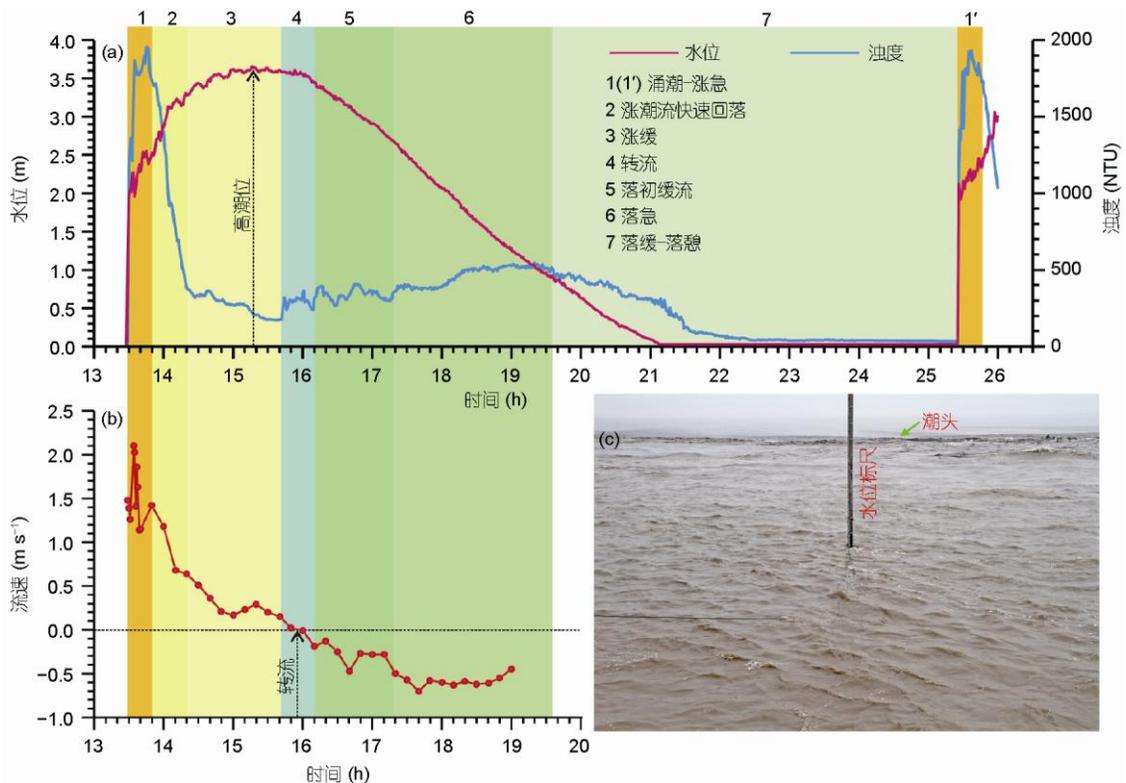


图 3 钱塘江大缺口水位站大潮时一个涨落潮过程不同阶段的水文泥沙特征

(a) 水位与浊度变化过程线; (b) 流速(涨潮流速为正); (c) 刚通过观测站点的潮头和身后高浑浊急流的照片(2010 年 4 月 30 日 12: 53 拍摄)

流, 早期浊度降低较快, 两个小时内由~500 NTU 降至~100 NTU, 落憩后缓慢下降至 30~40 NTU, 直至下一次涌潮到来时再突然陡升(图 3).

### 3.2 沉积构造

沉积物短柱状剖面沉积构造非常发育、类型丰富(图 2, 表 2). 原生沉积构造包括泥质盖层、双黏土层、大小潮韵律沉积、双向交错层理等, 均为典型潮汐成因; 它们主要见于尖山断面近岸的钻孔 JS1~JS3, 以 JS1 最为发育, 也见于大缺口潮滩上部的 DQK1 孔. 波痕层理、斜层理和平行层理在一些钻孔的部分层段较发育, 该序列沉积构造反映了水流作用的不断增强, 可从它们发育的相对位置得予推断, 如波痕层理主要见于 JS3 孔顶部, 受涌潮直接影响不大; 而斜层理和平行层理见于更靠近主槽的 JS4 孔底部, 以及直接面对涌潮、易受强烈拍岸浪和流影响的大缺口断面, 由此判断它们是受涌潮直接影响的强潮流作用的产物. 冲刷构造较发育, 见于所有钻孔剖面, 通常发育在较厚砂质纹层或块状砂质层的底部, 由此推测近岸的冲刷面为大潮时较强潮流所致, 而近主槽的冲刷面为涌潮及其相关的过程所致. 密实的块状层理在尖山剖面靠近主槽的 3 个岩芯柱最发育, JS5 除顶部 6.5 cm 外均为块状层理, 向岸的 JS4 和 JS3 孔只见于底部数厘米, 由此推测块状层理为涌潮-急流阶段过后快速沉积所致.

泄水构造和相伴生的褶曲、包卷构造等次生沉积

构造也非常发育, 尤其常见于 JS3, JS4 和 DQK1(图 2, 表 2), 这主要由于砂层内有暗色片状矿物定向排列形成的纹理及顶部存在泥质盖层, 它们在砂层液化的初始阶段对层内孔隙水起一定的阻隔作用, 当压力继续增大后孔隙水选择薄弱处逃逸形成泄水构造和相应的褶曲、包卷构造等. 引起砂层内孔隙水压力增大的主要外力可能是涌潮通过时的潮位突然变化和卷波强烈击打所致, 部分向下褶曲或泄水构造可能是早期对涌潮强大向下冲击力的直接反应, 涌潮过后上部压力减小致使向上泄水构造的形成. 断折、滑塌构造主要见 DQK1 和 DQK2 孔, 可能与大缺口潮滩坡陡、涌潮强烈拍岸涛和回流等作用所致.

### 3.3 粒度分析

(i) 沉积物粒度组成及主要粒度参数特征. 尖山和大缺口断面沉积物均以粉砂为主, 其中砂、泥质(纹)层分别以极细砂-粗粉砂和中-细粉砂为主, 平均粒径分别为 5.04 和 6.04  $\phi$ (表 3). 分选系数落在 1.33~1.86  $\phi$  较小的区间, 按矩法粒度参数分级标准<sup>[38]</sup>, 属分选较差; 砂、泥质纹层分选系数的平均值差别不大, 但总体是砂质纹层分选略好于泥质纹层. 偏态值分布在 0.29~2.44 较大范围, 为正偏-极正偏, 这与潮汐沉积作用有关, 在涨停或落憩期间极细粒沉积物可以落淤, 致使频率分布曲线均出现细尾. 泥质纹层偏态平均值为 1.09, 为正偏; 砂质纹层偏态平均值为 1.94, 属极正偏; 该差别正好反应砂质纹层粗

表 2 典型沉积构造特征及其成因解释

类型	名称	分布	成因解释	
原生沉积构造	泥质盖层或纹层	见于所有钻孔, JS1 最发育, 常见于 JS2, JS3 和 DQK1, 其他少见	潮流涨停或落憩时形成	常规潮汐沉积
	双黏土层	见于 JS1 和 JS2, 其中 JS1 埋深约 42~45 cm 处最为典型	两个薄的泥质纹层分别形成于涨停和落憩阶段, 夹一薄的砂质纹层为较弱的落潮流产物	
	大(S)小(N)潮韵律沉积	见于 JS1, JS2 和 JS3; 以 JS1 最为典型	大潮形成的砂质纹层较厚, 小潮形成的较薄, 厚薄有序变化可能是大小潮周期的沉积记录	
	波痕层理	JS3 顶部 3 cm 最为典型	水流波痕侧向迁移形成的	
	平行层理、斜层理、双向交错层理	主要见 JS4, DQK1 和 DQK2	平坦床底加积、较大波痕侧向迁移及双向水流作用的产物	
	冲刷构造	见于所有钻孔, 通常发育在较厚砂质纹层及块状砂质层的底部(图 2)	强潮流侵蚀作用	
次生沉积构造	块状层理	JS3 和 JS4 的底部, JS5 除顶部 6.5 cm 外	沉积物较粗, 推断为涌潮过后快速沉积形成的	涌潮作用与沉积
	泄水构造	见于 JS1 外的所有钻孔, 以 JS3, JS4 和 DQK1 的上部层段较为发育(图 2)	通常泄水构造是向上, 这里也常见向下的“泄水构造”, 可能是潮头通过时巨大的压力所致	
	褶曲、包卷构造 负载、断折与滑塌构造	通常与泄水构造相伴生 主要见于 JS4, JS5, DQK1 和 DQK2 等钻孔	砂层液化、泄水等造成原生层理发生变形 是重力作用、砂层液化等共同的结果	

组份占明显优势,而泥质纹层粗组分优势不明显,随着细组分含量的增加,整体更趋向于近对称分布. 粒度频率分布曲线为单峰态,峰度变化在 2.31~8.99 区间内,属很尖锐、非常尖锐类型;砂质纹层的峰度平均值(6.70)是泥质纹层(3.70)的两倍左右,说明前者主要粒级组成部分含量占明显优势,分选好.

根据不同钻孔砂质纹层的粒度参数统计值分析表明,尖山断面明显呈现向岸沉积物变细,主要表现为砂质百分含量递减,粉砂质百分含量递增(表 3),这与向岸水动力逐渐减弱是一致的. 大缺口断面两个钻孔虽然分别取自近滩顶和滩脚,但沉积物粒级组成和主要粒度参数差别不大(表 3). 这可能是该潮滩剖面狭陡,受涌潮拍岸浪与流的影响强烈,现场观测见拍岸浪可由滩脚爬升至滩顶,并产生回流冲刷,导致滩顶细颗粒难以沉积,整个断面沉积物粒级组成较一致. 值得注意的是,不同钻孔砂质纹层的分选系数、偏态和峰度值均差别不大(表 3).

(ii) 涌潮与常规潮汐沉积的判别. 粒度参数散点图常用来区别不同沉积环境,这里用来判断不同动力过程的沉积物. 尖山断面砂、泥质层粒度参数平均粒径和分选系数散点图呈“勾”形分布(图 4(a)),其中泥质层的点集中在右上角,砂质层的点集中在左下侧. 经与采样层位沉积构造特征比较分析后发现,具块状层理、初步判断为涌潮沉积的砂质层采样点集中在左上角,而发育其他层理的砂质层采样点集中在右下角,二者可以较好地区分开来(图 4(a)). 大缺口断面的砂质层块状层理不发育,难以根据沉积构造直接判别涌潮与常规潮汐沉积,将其粒度参数平均粒径与分选系数值投点在尖山断面不同动力沉积的解译图上,结果发现,泥质层采样点基本落在 TMD(tidal muddy deposits, 潮成泥质沉积)区域或边

界附近(图 4(b)). 砂质层采样点部分落在 TSD (tidal sandy deposits, 潮成砂质沉积)区域内,另有部分落在 TBD(tidal bore deposits, 涌潮沉积)区域. 将籍此判断的涌潮沉积层位标注在岩芯柱状剖面上(图 2),发现这些层位多数落在砂质层的底部,发育块状层理、平行层理或斜层理,为强潮形成的产物. 综上所述,籍由平均粒径与分选系数的相互关系可较好地判别涌潮沉积与潮成砂、泥质沉积,这是受各自不同的沉积动力机制所决定的.

分选系数与偏态和峰度的相互关系也可以较好地地区分 TBD, TSD 与 TMD. 尖山断面 3 种沉积类型的分选系数与偏态或峰度散点图基本上无重叠区域,分别做线性回归分析,相关性非常高,  $R^2 \geq 0.755$ , 斜率均为负值(图 4(c), (d)).

(iii) C-M 图解. 尖山、大缺口断面 7 个浅钻沉积物 C-M 图的总体分布特征与河流相 C-M 图的 S-R-Q-P 段<sup>[39]</sup>相类似(图 5). 其中,潮成泥质沉积(TMD)在 C-M 图上的点较分散,但主体分布在 SR 段,其特征是平行于横坐标(M 值),被认为是均匀悬浮沉积. 潮成砂质沉积(TSD)集中分布在 RQ 段的中下部,涌潮沉积(TBD)主要分布于 RQ 段的上部,部分落在 PQ 段上. RQ 段以平行于 C=M 为特征,为递变悬浮沉积; PQ 段以平行于纵坐标(C 值)为特征,以悬浮沉积为主,含少量滚动搬运组分. 由此可见,钱塘江涌潮河段的沉积物总体缺少滚动搬运组分,以悬浮沉积为主. 此外, C-M 图上 TBD 与 TSD, TSD 与 TMD 均有一定的叠置区,反映不同沉积过程是渐变过渡的. Cu(均匀悬浮搬运的最大沉积物粒径)为  $90 \mu\text{m}(3.5 \phi)$ , Cs(递变悬浮搬运的最大沉积物粒径)为  $165 \mu\text{m}(2.6 \phi)$ , 与河流相的对应值<sup>[39]</sup>进行比较,二者均偏小,可能与研究区沉积物较细(少见或未见中粗砂及以上颗粒)有关.

表 3 沉积物粒度参数统计

统计对象	样品数 (个)	平均粒径 ( $\phi$ )	分选系数 ( $\phi$ )	偏态	峰度	粒级百分含量(%)			
						砂	粉砂	黏土	
泥质(纹)层	50	6.04	1.65	1.09	3.70	3.14	82.04	14.82	
砂质(纹)层	205	5.04	1.49	1.94	6.70	16.54	76.37	7.09	
分	JS1	42	5.23	1.46	1.88	6.45	8.70	83.75	7.55
钻	JS2	26	5.34	1.48	1.82	6.12	7.68	83.97	8.35
孔	JS3	29	5.00	1.46	1.95	6.90	16.11	77.28	6.61
砂	JS4	30	4.98	1.44	2.11	7.48	16.37	77.19	6.44
质	JS5	28	4.73	1.58	1.89	6.39	33.37	59.94	6.69
纹	DQK1	20	4.91	1.48	2.06	7.11	20.25	73.17	6.58
层	DQK2	30	4.98	1.51	1.93	6.60	17.61	75.22	7.16

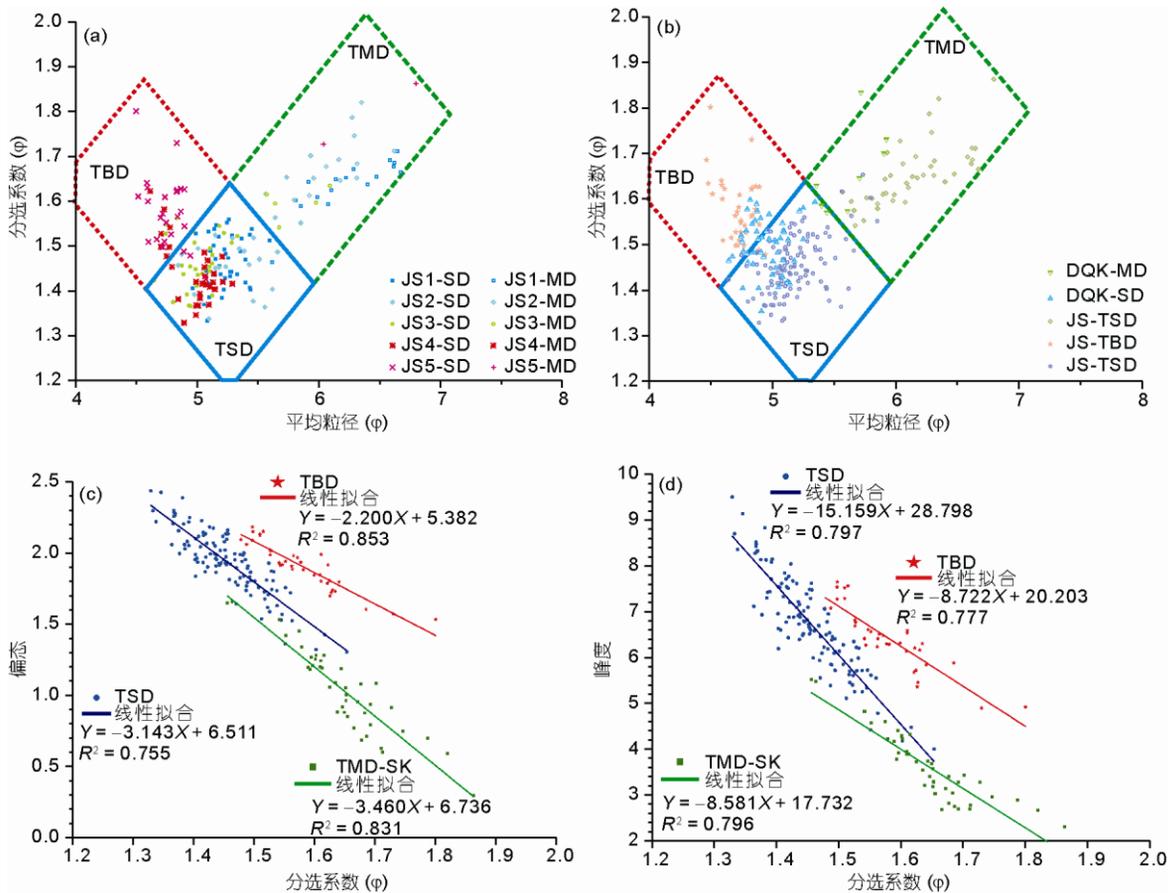


图4 粒度参数散点图

(a) 尖山断面粒度参数平均粒径与分选系数散点图; (b) 大缺口断面粒度参数平均粒径、分选系数在尖山断面解析图上投点; (c)和(d) 尖山断面粒度参数分选系数分别与偏态和峰度的散点图. TBD(tidal bore deposits), 涌潮沉积; TSD(tidal sandy deposits), 潮成砂质沉积; TMD(tidal muddy deposits), 潮成泥质沉积. SD, MD 分别为砂、泥质沉积

### 3.4 涌潮沉积作用与典型沉积构造成因机制探讨

钱塘江涌潮河段涨落潮流强烈不对称, 由此控制了该河段沉积物的再悬浮、搬运与沉积过程. 落潮历时可为涨潮历时的数倍<sup>[3,13]</sup>, 大缺口断面大潮期间落潮历时(10 个多小时)约为涨潮历时(2 个多小时)的 4 倍, 近底层(距底 1 m)涨潮最大流速(2.1 m/s)为落潮最大流速(0.7 m/s)的 3 倍. 最大流速发生在潮头通过后的数分钟内, 而悬砂浓度的最大变率是发生在最大流速之前, 通常发生在潮头通过的瞬间. 大缺口断面观测表明, 悬砂浓度在潮头通过的前后 1~2 分钟里, 由最低值(0~50 NTU)迅速窜升至 1300~1800 NTU. 在大缺口对岸的二十工段, 实测的悬砂浓度在涌潮前后由~0 g/L 速升至 70 g/L<sup>[16]</sup>. 可见, 潮头卷波强烈击打与紊流作用是致使沉积物再悬浮的最重要原因.

水槽实验与数值模拟均表明涌潮潮头过后伴随着强烈的紊流产生, 尤其是漩滚涌潮, 雷诺数在  $10^4$  之上<sup>[2]</sup>, 涌动的水体具强烈的掀砂作用. 潮流对输砂有重要作用, 潮头过后进入急流阶段, 流速较大, 悬砂浓度在高位波动, 伴随着水位变化, 潮流可以将悬砂输向上游和两侧. 之后的流速聚降阶段, 悬砂浓度降幅达到最大, 在短短的 30 分钟内由~1800 NTU 下降至~450 NTU, 大量悬砂在此过程发生沉积. 在此之后流速绝对值和变率均不大, 落急时最大流速可达 0.7 m/s, 但它对沉积物再悬浮作用有限, 悬砂浓度增幅不大. 悬砂浓度在涨缓之后较长时间里稳定在 300~500 NTU 之间, 只有接近落憩时才逐渐下降至接近于零(图 3). 综上所述, 在一个涨、落潮周期内, 涌潮引起的水位暴涨、流速急升与骤降对涌潮河段的沉积模式起主导作用, 尽管上述历程仅占整个潮周

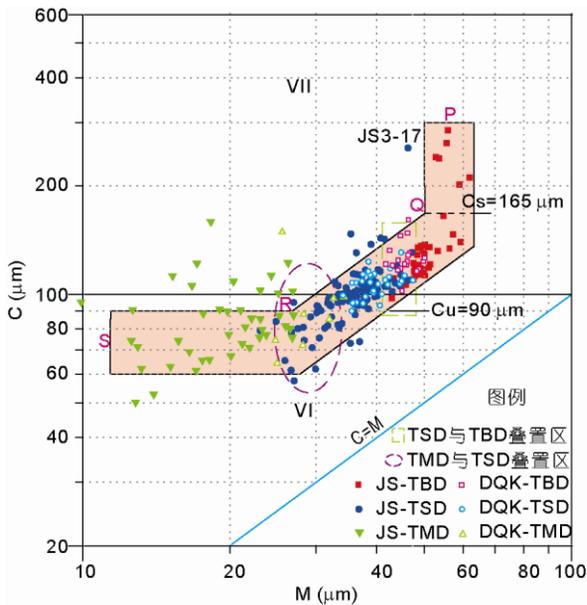


图5 钱塘江涌潮河段沉积物 C-M 图

期的~1/10, 而其余大部分时间潮流对沉积地貌的塑造作用非常有限。

钱塘江涌潮河段沉积物以粗粉砂、细砂(2~5 φ)为主, 属极易再悬浮与沉积组分<sup>[5,13]</sup>。在河槽内粗粉砂、细砂含量可达占 70%~80%以上, 中砂及以上颗粒极少或未见, 这些沉积物在漩滚涌潮强烈刨蚀与紊动作用下几乎可以全部再悬浮。这与 C-M 图解基本一致, 大部分点落在代表均匀悬浮沉积的 SR 段与代表递变悬浮沉积 RQ 段上; 另有少数几个点落在 PQ 段内, 仍以悬浮沉积为主, 仅含极少量滚动搬运组份; 而以滚动组分占优势的 OP 段与 NO 段则完全缺失(图 5)。由此推测, 在涌潮-涨急阶段水体悬砂浓度在强烈紊动流作用下较均匀混合; 当流速发生骤降时, 紊动作用减弱, 悬浮沉积物发生快速沉降, 致使底层水体悬砂浓度增加, 发生层化; 层化作用可抑制紊流, 进一步促进沉积作用<sup>[39]</sup>。在此过程中较粗颗粒先快速沉积下来, 常形成块状层理、递变层理等, 即前文判断为涌潮沉积的地层单元(图 2)。涌潮沉积虽为强动力条件的产物, 但因其主要为悬浮泥砂快速沉降而成, 分选常较差。进入涨缓阶段, 流速波动较小, 水体悬砂浓度较低, 沉积作用较缓慢, 有助于形成分选好的沉积单元。此阶段潮流作用仍较强, 较粗的沉积物以递变悬浮搬运为主, 沉积后可形成平行层理、波痕层理和双向交错层理等构造, 为常规潮汐作用形成的砂质沉积。涨停-转流阶段流速接近

于零, 高水位可以将上层均匀悬浮水体带至离主槽较远的高潮滩进行沉积, 沉积物较细, 以泥质沉积为主, 分选差。尖山剖面 5 个浅钻沉积特征很好地揭示了涌潮-涨急过后, 流速骤降、涨缓和涨停-转流等三个阶段明显不同的动力沉积过程的转变, 即涌潮沉积主要发生在主槽与中低潮滩; 随着水位继续上升、流速不断降低, 中高潮滩淹没并接受沉积, 形成常规潮汐作用的砂、泥质纹层(图 2)。3 种不同动力沉积在 C-M 图上构成了代表悬浮沉积的 P-Q-R-S 段, 且指示了沉积动力不断减弱的方向; 由于 3 种沉积类型的动力机制差别较大, 从而具明显差异的沉积物粒度参数特征, 可以任意两个粒度特征参数的散点图来区分涌潮沉积、潮成砂质或泥质沉积(图 4)。

落潮流作用较弱, 对沉积再悬浮、搬运和沉积作用有限, 难以形成和保存属于自己的沉积地层单元。但大潮期间落潮流较强, 可在中高潮滩上形成数毫米(一般 1~2 mm)厚的砂质纹层, 夹在两个泥质纹层之间(图 2), 该层理类型称之为双黏土层, 是一种典型的常规潮汐沉积的判识标志。JS1 孔中砂质纹层较厚且发育双黏土层的层段应为大潮阶段的产物, 而泥质纹层较厚且缺失双黏土层的层段应形成于小潮期, 二者交互构成大小潮周期。该韵律沉积小旋回可能是涌潮作用较为特征的伴生产物, 通常见于不受涌潮直接影响的中高潮滩或小潮沟边滩上, 后者见之报道于阿拉斯加发生涌潮的 Turnagain Arm 河口湾中<sup>[40]</sup>。

强潮流与潮头涌动、卷波击打等所产生的强烈冲击力共同作用, 易使底床发生冲刷, 造成沉积物再悬浮以及在沉积层内留下各种形态的侵蚀面。此外, 迅速增加的水压与卷波击打等作用下可使新的沉积层发生液化, 产生包卷层理、泄水构造等。钱塘江实测最大涌潮压力达 70 kPa<sup>[13]</sup>, 在此强大冲击力直接作用下, 新的快速沉积层因富含孔隙水而发生液化。在变形构造发育的砂质层内, 底部常见向下褶曲的变形层理, 可能是对潮头通过时产生强大冲击力的直接反应; 随后顶部外力作用逐渐减弱, 液化作用产生层内孔隙水超过上部外力作用时形成正常的(向上的)泄水构造, 及伴生的包卷层理等(图 2)。同样在发生涌潮的阿拉斯加 Turnagain Arm 河口湾潮滩沉积层中, 常见各种层内变形构造与小型泄水管状构造; 由于该地区是强震多发区, 以往常把层内变形构造直接归因于地震成因, 后经详细现场观测研究认为, 涌潮是致使潮滩沉积层内包卷层理、碟状层理、火焰状构

造和泄水管道构造等普通发育的主要原因<sup>[41]</sup>.

涌潮的强烈紊流特征类似于浊流;快速沉积作用形成的分选较差的涌潮沉积物,发育块状层理、递变层理,常见底冲刷构造,层内发育包卷层理与泄水构造等,这些特征也是浊流沉积所常见的<sup>[42]</sup>.浊流沉积通常发生在深水环境,浊流是沉积物重力流的一种形式;而涌潮发生在浅水环境,以强烈变形的前进潮波为动力机制,涌潮沉积向两侧过渡到发育典型潮汐层理的中高潮滩沉积.因此,尽管沉积作用和沉积特征相类似,但可利用沉积体系的沉积相序组合区分涌潮与浊流沉积.

#### 4 结论

涌潮是地表过程中非常特殊的地质营力,塑造了典型的沉积地貌特征.漩滚潮头通过时所引起的瞬时突变,包括陡增的水位、流速、悬砂浓度和冲击力等,均表明涌潮是一极具破坏力的高能事件.漩滚涌波及随后的急流的水力学特征非常类似于浊流,为一高流态( $Fr > 1.0$ )的强紊流( $Re > 10^4$ ),流速可达每秒数米.在流速骤降阶段发生快速沉积,形成分选差

的沉积层,发育块状层理、递变层理,底部常见冲刷构造等;因易受后期改造作用而发育包卷层理和泄水构造等;经历强烈再悬浮与紊流混合作用,沉积物的 C-M 图以悬浮组分沉积为主,缺少滚动组分.这些特征均类似于浊流沉积,但与属于沉积物重力流的浊流明显不同的是,涌潮是进入浅水区急剧变形的潮波所驱动,急流过后回归常规的潮汐作用.尽管涌潮及其后的急流和流速骤降阶段只占一个涨落潮周期的 1/10 时长,但对涌潮河段的沉积地貌塑造起控制作用,而其余约 9/10 时长的常规潮汐作用只对中高潮滩的沉积地貌塑造起决定作用.可以涌潮沉积向岸渐变为常规潮汐沉积区别于别的事件快速沉积.厚层快状的涌潮沉积也易与发育透镜状-脉状层理、双黏土层、大小潮周期的常规潮汐沉积相区分,且它们的粒度特征差异显著,可以粒度参数散点图区分涌潮沉积(tidal bore deposit, TBD)与潮成砂、泥质沉积(tidal sandy or muddy deposit, TSD 或 TMD),其中平均粒径:  $TBD > TSD > TMD$ ,分选系数:  $TMD > TBD > TSD$ (值大分选差),偏态与峰度值均为  $TSD > TBD > TMD$ .

#### 参考文献

- 1 Bartsch-Winkler S, Lynch D K. Catalog of worldwide tidal bore occurrences and characteristics. US Geol Survey Circle, 1988, 1022: 1-17
- 2 Chanson H. Current knowledge in hydraulic jumps and related phenomena: A survey of experimental results. Eur J Mech B—Fluid, 2009, 28: 191-210
- 3 林炳尧. 钱塘江涌潮的特性. 北京: 海洋出版社, 2008
- 4 Wolanski E, Moore K, Spagnol S, et al. Rapid, human-induced siltation of the macro-tidal Ord river estuary, western Australia. Estuar, Coast Shelf Sci, 2001, 53: 717-732
- 5 林炳尧, 黄世昌, 毛献忠, 等. 钱塘江河口潮波变化过程. 水动力学研究与进展, 2002, 17: 665-675
- 6 陈沈良, 谷国传, 刘勇胜. 长江口北支涌潮的形成条件及其初生地探讨. 水利学报, 2003, 11: 30-36
- 7 Donnelly C, Chanson H. Environmental impacts of undular tidal bores in tropical rivers. Environ Fluid Mech, 2005, 5: 481-494
- 8 Koch C, Chanson H. Turbulent mixing beneath an undular bore front. J Coast Res, 2008, 24: 999-1007
- 9 Madsen P A, Simonsen H J, Pan C H. Numerical simulation of tidal bores and hydraulic jumps. Coast Eng, 2005, 52: 409-433
- 10 潘存鸿, 林炳尧, 毛献忠. 钱塘江涌潮二维数值模拟. 海洋工程, 2007, 25: 50-56
- 11 Lubin P, Glockner S, Chanson H. Numerical simulation of a weak breaking tidal bore. Mech Res Commun, 2010, 37: 119-121
- 12 林炳尧, 黄世昌, 毛献忠. 波状水跃和波状涌潮的分析. 水动力学研究与进展(A辑), 1998, 13: 106-115
- 13 韩曾萃, 戴泽衡, 李光炳. 钱塘江河口治理开发. 北京: 中国水利水电出版社, 2003
- 14 潘存鸿, 鲁海燕, 曾剑. 钱塘江涌潮特征及其数值模拟. 水利水运工程学报, 2008, 2: 1-9
- 15 Pan C H, Lin B Y, Mao X Z. Case study: numerical modeling of the tidal bore on the Qiantang River, China. J Hydraul Eng, 2007, 133: 130-138
- 16 Pan C H, Huang W R. Numerical Modeling of Suspended Sediment Transport Affected by Tidal Bore in Qiantang Estuary. J Coast Res, 2010, 26:1123-1132
- 17 谢东风, 潘存鸿, 吴修广. 基于 FVCOM 模式钱塘江河口涌潮三维数值模拟研究. 海洋工程, 2011, 29: 47-52
- 18 陈吉余, 罗祖德, 陈德昌, 等. 钱塘江河口沙坎的形成及其历史演变. 地理学报, 1964, 30: 109-123

- 19 钱宁, 谢汉祥, 周志德, 等. 钱塘江河口沙坎的近代过程. 地理学报, 1964, 30: 124-142
- 20 李从先, 范代读. 全新世长江三角洲的发育及其对相邻海岸沉积体系的影响. 古地理学报, 2009, 11: 115-122
- 21 李保华, 王强, 李从先. 长江三角洲亚三角洲地层结构对比. 古地理学报, 2010, 12: 685-698
- 22 Martinius A W, Gowland S. Tide-influenced fluvial bedforms and tidal bore deposits (Late Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Western Portugal). *Sedimentology*, 2011, 58: 285-324
- 23 Archer A W. Hierarchy of controls on cyclic rhythmic deposition: Carboniferous basins of eastern and mid-continental, U.S.A. In: Alexander C R, Davis R A Jr, Henry V J, eds. *Tidalites: Processes and Products*. Tulsa: SEPM, 1998. 59-68
- 24 Fan D D. Open-coast tidal flats. In: Davis R A Jr, Dalrymple R W, eds. *Principles of Tidal Sedimentology*. Heidelberg: Springer, 2011. 187-229
- 25 张志忠, 徐志刚. 钱塘江河口沉积作用初探. 海洋科学, 1987, 3: 10-15
- 26 Chen J Y, Liu C Z, Zhang C L, et al. Geomorphological development and sedimentation in Qiantang Estuary and Hangzhou Bay. *J Coast Res*, 1990, 6: 559-572
- 27 孙和平, 李从先, 李萍, 等. 钱塘江下游河段潮流和沉积特征. 上海地质, 1990, 1: 62-71
- 28 蒋国俊, 张志忠. 钱塘江河口段动力沉积探讨. 杭州大学学报(自然科学版), 1995, 22: 306-312
- 29 Zhang G J, Li C X. The fills and stratigraphic sequences in the Qiantangjiang Incised Paleovalley, China. *J Sediment Res*, 1996, 66: 406-414
- 30 林春明, 李广月, 卓弘春, 等. 杭州湾地区晚第四纪下切河谷充填物沉积相与浅层生物气勘探. 古地理学报, 2005, 7: 12-24
- 31 李艳丽. 晚第四纪以来钱塘江下切河谷充填物特征及古环境演化. 博士学位论文. 南京: 南京大学, 2010
- 32 陈来华. 钱塘江河口大规模治江围涂后对涌潮高度的影响. 水科学进展, 2007, 18: 385-389
- 33 许惠平, 张艳伟, 徐昌伟, 等. 东海海底观测小衢山试验站. 科学通报, 2011, 56: 1839-1845
- 34 冯应俊, 李炎, 谢钦春, 等. 杭州湾地貌及沉积界面的活动性. 海洋学报, 1990, 12: 213-223
- 35 Xie D F, Wang Z B, Gao S, et al. Modeling the tidal channel morphodynamics in a macro-tidal embayment, Hangzhou Bay, China. *Cont Shelf Res*, 2009, 29: 1757-1767
- 36 余炯, 曹颖. 钱塘江河口段长周期泥砂冲淤和河床演变. 海洋学研究, 2006, 24: 28-38
- 37 郭艳霞, 范代读, 赵娟. 潮坪层序的粒度特征与沉积相划分——以杭州湾庵东浅滩为例. 海洋地质动态, 2004, 20: 9-14
- 38 贾建军, 高抒, 薛允传. 图解法与矩法沉积物粒度参数的对比. 海洋与湖沼, 2002, 33: 577-582
- 39 Passega R. Grain size representation by CM patterns as a geologic tool. *J Sediment Res*, 1964, 34: 830-847
- 40 Greb S F, Archer A W, Debore D G. Apogean-perigean signals encoded in tidal flats at the fluvio-estuarine transition of Glacier Creek, Turnagain Arm, Alaska: Implications for ancient tidal rhythmites. *Sedimentology*, 2011, 58: 1434-1452
- 41 Greb S F, Archer A W. Soft-sediment deformation produced by tides in a meizoseismic area, Turnagain Arm, Alaska. *Geology*, 2007, 35: 425-438
- 42 Posamentier H W, Walker R G. Deep-water turbidites and submarine fans. In: Posamentier H W, Walker R G, eds. *Facies Models Revisited*. Tulsa: SEPM, 2006. 397-520