论文

链珠状沙波的发现及意义

郑树伟, 程和琴*, 吴帅虎, 刘高伟, 陆雪骏, 徐文晓

华东师范大学河口海岸国家重点实验室, 上海 200062

* 通讯作者, E-mail: hqch@sklec.ecnu.edu.cn

收稿日期: 2015-05-08; 接受日期: 2015-07-23; 网络版发表日期: 2015-12-23

国家自然科学基金项目(批准号: 41476075)资助

摘要 提出“沙波形态-伴生底形”的命名方法, 将利用多波束测深系统对长江河口南北港分流口河槽床面形态测量时发现的由链状沙波和伴生底形-椭圆形凹坑组成的微地貌称为链珠状沙波. 初步统计了链状沙波和椭圆形凹坑的几何参数, 结果表明: 链状沙波平均波高 1.29 m, 平均波长 31.89 m, 沙波指数(波长/波高)介于 14~56.09, 背流面常发育有次级沙波, 每个沙波发育的椭圆形凹坑介于 2~10 个; 椭圆形凹坑最大深度为 1.98 m, 最小深度为 0.3 m, 平均深度为 0.98 m. 对测区沙波发育环境进行了分析, 主要得出: (1) 在观测的一个涨潮和落潮过程中, 落潮平均流速为 0.78 m s^{-1} , 涨潮平均流速为 0.27 m s^{-1} , 落潮历时大于涨潮历时; (2) 底质粒径组成较复杂, 粉砂(2~63 μm)含量介于 21.6%~23.4%, 极细砂(63~125 μm)含量介于 28.2%~32.2%, 细砂(125~250 μm)含量在 39.7%~41.6%; (3) 沙波发育区水深在 13~17 m. 本研究丰富了沙波类型, 为长江河口河槽动力地貌过程的研究提供了重要的参考资料, 同时在河口工程应用中具有重要价值.

关键词 链珠状沙波, 伴生底形, 形态命名, 高分辨率, 长江河口

1 引言

水下沙波是一种普遍存在于河流、河口和浅海环境的韵律性底形(Ashley, 1990; Dalrymple和Hoogenboom, 1997; Knaapen等, 2001; 钱宁和万兆慧, 2003; 程和琴等, 2004; 杜晓琴和高抒, 2012). 它的发育和演化关系到沙波区工程、管线和通航等安全. 为此, 国内外学者做了许多研究(Amos等, 1988; Southard, 1991; 冯文科等, 1994; 王尚毅和李大鸣, 1994; Németh等, 2002; 庄振业等, 2004; 白玉川和徐海珏, 2005; Van der Veen等, 2006; 王哲等, 2007; 林编等, 2009; Perillo

等, 2014a). 其中, 沙波形态一直是研究的基础和重点(Allen, 1980; Ikehara和Kinoshita, 1994; Knaapen, 2005; 庄振业等, 2009; Van Landeghem等, 2009).

然而, 随着测量仪器精度和研究方法提高, 更多沙波精细结构或新型沙波相继被发现(Knaapen等, 2001; Barnard等, 2011; 马小川, 2013), 现有沙波形态名称不足以突出新型沙波的形态特征. 因此, 新型沙波的发现对促进沙波研究具有十分重要的科学意义. 近期, 笔者在长江河口调查时发现, 南北港分流口(图1(a), (b))有新类型沙波发育, 依据沙波形态及伴生底形形态特征, 即形态上大量椭圆形凹坑如同

中文引用格式: 郑树伟, 程和琴, 吴帅虎, 刘高伟, 陆雪骏, 徐文晓. 2016. 链珠状沙波的发现及意义. 中国科学: 地球科学, 46: 18~26, doi: 10.1360/N072015-00044
英文引用格式: Zheng S W, Cheng H Q, Wu S H, Liu G W, Lu X J, Xu W X. 2016. Discovery and implications of the catenary-bead subaqueous dunes. Sci China Earth Sci, doi: 10.1007/s11430-015-5194-3

图1 研究区域简图及多波束测深系统测区链珠状沙波特征

(a) 长江河口遥感影像图; (b) 南北港分流口、测区及定点位置示意图; (c) 测区多波束床面形态成像图; (d)和(e)为测区链珠状沙波发育典型的区域, 可以清晰发现椭圆形凹坑发育于沙波群中

一粒粒圆珠镶嵌于链状沙波群中, 故将其命名为链珠状沙波(图1(c)). 本文在沙波形态命名中首次考虑了伴生底形, 并在前人研究基础上提出了“沙波形态-伴生底形”的命名方法, 本研究丰富了沙波形态类型, 且在河口底沙运动及工程应用中具有重要的价值.

2 研究区概况及研究方法

2.1 研究区概况

长江口是典型分汉型河口, 出徐六泾后被崇明岛分为南北支, 南支又被长兴岛和横沙岛分为南北港, 南港又被九段沙分为南北槽(图1(a)), 从而形成“三级分汉, 四口入海”格局. 近两千年来, 长江携带了巨量泥沙在河口区淤积, 造成河口区南岸边滩推展, 北岸沙岛并岸的发育模式(陈吉余等, 1979). 然而, 自20世纪90年代以来, 上游来沙量减少和河口区人类工程影响, 长江口地区河槽冲淤演变频繁(闫龙浩等, 2010; Dai等, 2013). 且长江河口为中等强度潮汐河口, 受潮流和径流的相互作用, 水动力环境十分复杂(杨云平等, 2013).

南北港分流口地区多汉道和大型不稳定沙体,

河势变化复杂, 历史上就发生过多滩槽易位(阮伟等, 2011), 就目前而言, 依然是长江河口河势变化复杂和频繁的河段之一(吴焱, 2012).

2.2 研究方法

于2014-10-29~2014-10-30日, 利用RESON公司生产的Seabat7125型高分辨率多波束测深系统对长江河口河槽床面地貌进行了调查. 该仪器作业频率为200 kHz/400 kHz(双频可选), 在400 kHz的作业频率下, 中央波束角 0.5° , 发射波束宽为 $1^\circ(\pm 0.2^\circ)$, 最大频率为 (50 ± 1) Hz, 共512个波束, 测深分辨率可达6 mm. 野外工作时, 作业频率为400 kHz, 换能器用定制钢架加缆绳兜底固定于船体左侧, 因测区水深约20 m(大部分区域水深 < 20 m), ping率设定为20 Hz, 船速控制在 2.5 m s^{-1} 以内, 可以保证格网(水平)分辨率达到0.3 m. 调查时天气状况良好, 扫测区域南北向长约1360 m, 东西向长约650 m(图1(c)). 多波束测深系统采集的数据均进行了吃水改正和声速改正, 后处理过程中又经过姿态校正、潮汐校正以及异常波束剔除. 其中, 姿态校正的顺序为横摇校正、纵摇校正和艏摇校正; 潮汐校正利用测区附近吴淞潮位站

潮位数据并校正至平均海平面(吴淞潮位站潮高基准面在平均海平面下202 cm). 使用Trimble差分系统进行定位, 定位精度为分米级. 同时, 随船用帽式抓斗采集了河床表层沉积物(底质)样品, 实验室里用MASTER SIZER 2000激光粒度仪测定. 方法为: 称取适量样品先后加入10 mL10%的 H_2O_2 和HCL去除有机质和次生碳酸盐类, 再加入适量的 $(Na_2PO_3)_6$ 分散后上机测量. 流速数据利用美国RDI公司生产的600 kHz型ADCP定点测定. 定时时ADCP利用定制钢架固定于船体一侧, 并用缆绳兜底加固. 鉴于航次调查目的, 该次定点仅包含一个落潮和涨潮过程.

链状沙波及伴生底形几何参数统计主要涉及波脊线长、最大波高及其对应的波长、近似平行于沙波脊线方向椭圆形凹坑轴长和垂直于沙波脊线方向轴长、椭圆形凹坑深、次级沙波的波长和波高等. 统计标准如下: (1) 波脊线长为沙波脊线连续段长; (2) 因链状沙波不同位置处的波高不尽相同, 统计时选取最高处为该沙波波高, 同时该波高对应波长为该沙波波长(注:此时波长并不一定为该沙波最大波长, 如图2(a)), 沙波几何参数统计时不考虑波谷中椭圆形凹坑的发育, 故统计波高、波长时尽量避开椭圆形凹坑发育区; (3) 本文仅对深度超过0.3 m的椭圆形凹坑统计(深度起算基面以椭圆形凹坑周围沙波波谷高程为准, 图2(b)); (4) 次级沙波统计时, 对向陆坡第一

个次级沙波的波长、波高不纳入统计计算.

3 结果

3.1 链珠状沙波几何特征

测区链珠状沙波长介于15.86~58.78 m, 平均值为31.89 m; 链珠状沙连续波脊线长度变化较大, 最短波脊线长34.70 m, 最长波脊线为407.84 m, 平均值为115.22 m; 最小波高为0.67 m, 最大波高为2.47 m, 平均值为1.29 m; 沙波指数(波长/波高)介于14~56.09, 平均值为25.32; 对称指数(向陆坡投影长/向海坡投影长)在0.71~4.14, 平均值为1.65. 此外, 部分链珠状沙波发育了次级沙波(1~4个), 次级沙波波高介于0.37~1.49 m, 平均值为0.53 m, 次级沙波波长在4.76~10.61 m, 平均值为7.53 m(表1). 统计还表明, 测区共识别473个椭圆形凹坑(表2), 识别标准为: 在13~17 m水深颜色比例尺下, 对形态上明显具有椭圆形特征的凹坑进行个数统计(识别时不考虑椭圆形凹坑深度). 同时发现, 相邻的两条链珠状沙波之间可识别的椭圆形凹坑介于2~10个, 以3~6个居多(图3). 对其中的212个椭圆形凹坑的参数进行统计, 统计标准为: 与椭圆形凹坑发育附近沙波波谷相比, 凹坑相对深度值等于或超过0.3 m, 发现椭圆形凹坑深度值最大值为1.98 m, 平均深度值为0.98 m, 垂直于波脊

图2 链状沙波及椭圆形凹坑统计参数示意图

(a) 沙波波长及波高统计示意图. H_n 为沙波取不同断面时波高, λ_n 为对应波长($n=1, 2, 3, \dots$), 波高最大时, 不一定对应波长最长; (b) 椭圆形凹坑统计示意图, l_n 为近平行于沙波脊线方向椭圆形凹坑轴长, h_n 为对应椭圆形凹坑深($n=1, 2, 3, \dots$), 其中, A-B 断面中 $h_3=0.18\text{ m}<0.3\text{ m}$, 该椭圆形凹坑的参数不进行统计

表 1 链珠状沙波统计参数

链珠状沙波	波脊线长(m)	波长(m)	波高(m)	对称指数	沙波指数	次级沙波波长(m)	次级沙波波高(m)	统计沙波数
最小值	34.70	15.86	0.67	0.71	14.00	4.76	0.37	
最大值	407.84	58.78	2.47	4.14	56.09	10.61	1.49	105
平均值	115.22	31.89	1.29	1.65	25.32	7.53	0.53	

表 2 椭圆形凹坑统计参数^{a)}

椭圆形凹坑	垂直波脊线向长(m)	平行波脊线向长(m)	深度(m)	平均长深比	统计个数	识别个数
最小值	6.72	3.64	0.30	6.27		
最大值	64.51	35.35	1.98	36.35	212	473
平均值	17.08	14.40	0.98	16.82		

a) 平均长深比为椭圆形凹坑垂直和平行于沙波脊线向轴线长的平均值与深度的比值

图 3 相邻两条链珠状沙波间可识别的椭圆形凹坑数百分比直方图

识别标准: 在 13~17 m 水深颜色比例尺下, 对形态上明显具有椭圆形特征的凹坑进行个数统计(不考虑椭圆形凹坑深度)

线方向的椭圆形凹坑轴线平均长17.08 m, 平行于波脊线方向平均长14.40 m.

3.2 链珠状沙波区底质粒径特征

在测区随船采集了两个河床表层样品作为底质粒径的代表, 结果显示, 测区底质的中值粒径介于118.5~120.7 μm , 平均粒径较中值粒径小, 约为108 μm , 粘土百分比含量介于6.4%~6.7%, 粉砂(2~63 μm)含量介于21.6%~23.4%, 极细砂(63~125 μm)含量

介于28.2%~32.2%, 细砂(125~250 μm)含量在39.7%~41.6%(表3), 属于极细砂-细砂质地.

3.3 链珠状沙波区水动力特征

限于调查目的, 该航次未在测区做长期的水动力观测. 仅于扫测当天利用美国RDI公司生产的600 kHz型ADCP对测区附近水文情况进行定点观测, 定点位置位于扫测区西北(图1(b)), 距离测区直线距离约100 m. 观测仅包含一个完整的涨潮和落潮过程, 落潮历时约7.9 h, 涨潮历时约4.2 h. 该涨潮和落潮过程中, 落潮平均流速为0.74 m s^{-1} , 最大落潮平均流速为1.36 m s^{-1} , 涨潮平均流速为0.27 m s^{-1} , 涨潮最大平均流速为0.61 m s^{-1} , 落潮历时明显大于涨潮历时(图4(a)). 落潮平均流向为113.8°, 与测区所在汉道的河槽走向基本一致(表4).

4 讨论

4.1 “沙波形态-伴生底形”命名方法的提出

Ashley(1990)曾对水下沙波形态的命名方法进行过详细阐述, 很好地解决了不同环境(河流、潮区、海

表 3 测区底质样品粒度参数

样品编号	中值粒径(μm)	平均粒径(μm)	<2 μm (%)	2~16 μm (%)	16~63 μm (%)	63~125 μm (%)	125~250 μm (%)	>250 μm (%)
1#	120.7	107.8	6.7	14.2	9.2	28.2	41.6	0.1
2#	118.5	108.0	6.4	12.2	9.4	32.2	39.7	0.1

图4 测区落潮和涨潮过程示意图

(a) 2014年10月29日定点位置平均流速和流向; (b) 2014年10月29日定点位置近底层(距离河床表面约1.0 m)流速和流向

洋)下术语的“混乱”、“重复”及“冲突”现象。其认为在对沙波描述时,沙波的尺寸(如小型,波长0.6~5 m或波高0.075~0.4 m;中型,波长5~10 m或波高0.4~0.7 m;大型,波长10~100 m或波高0.75~5 m;巨型,波长>100 m或波高>5 m)和形态(如2D或3D)是必不可少的;其次是底形的叠加(如单一或复合)和底质特征;同时,若有必要应对沙波剖面(如缓坡长及倾角、陡坡长及倾角)、水流结构等进行描述。该方法能够系统地描述沙波的特征,并得到很多学者的认同(庄振业等,2004)。为更好地表示床面形态(如河流单向流、往复流下的沙波形态),Perillo等(2014b)提出了“平面形态”与“横断面几何特征”的命名方法。

在长江河口河槽床面微地貌调查中,我们在南北港分流口首次发现了新类型的沙波,该沙波的波谷中发育了大量的椭圆形凹坑,这些椭圆形凹坑如同一粒粒圆珠镶嵌于沙波群中。已有的沙波名称均不足以突出该类沙波的形态特征,且上述沙波命名

方式没有考虑伴生底形。故本文在已有沙波命名方式(Ashley, 1990)的基础上提出,对沙波命名时,若沙波群中发育有一定规模的伴生底形且不可忽视的情况下,应同时对沙波及伴生底形命名,即“沙波形态-伴生底形”的方法。本文根据链状沙波的形态及椭圆形凹坑的形态,将这类沙波命名为“链珠状沙波”。该方法以沙波的平面形态为基础,兼顾沙波间发育的规模性伴生底形特征,能够直观的反应该类沙波的形态特征。如本文链珠状沙波波长介于15.86~58.78 m,平均值为31.89 m,波高在0.67~2.47,平均值为1.29 m,对称指数平均值为1.65;即使考虑到椭圆形凹坑对沙波波高及波长的影响(测区椭圆形凹坑平均增加波高约0.98 m),测区链珠状沙波的波高也不可能超过5 m,波长也不会超过100 m(图5),应属于大型沙波。因此,该链珠状沙波可定义为大型非对称链珠状沙波。

4.2 链珠状沙波发育环境分析

作为微地貌研究中的热点,沙波发育过程一直备受关注(程和琴等,2002; Cheng等,2004; Li等,2008; Lin等,2009; Wu等,2009; 李泽文等,2010; Li等,2011; Franzetti等,2013)。沙波的发育与水动力(李泽文等,2010)、底质(夏东兴和叶银灿,2001)、沉积物来源多寡(边淑华等,2006)、地形(庄振业等,2004)等有关,在浅水地区,沙波的发育还与水深有微弱的相关性(庄振业等,2004)。本文主要从水动力、底质和水深等方面入手,试图寻找到可能影响链珠状沙波形成的原因。

4.2.1 链珠状沙波发育的水沙(水动力和底质)环境

沙波发育与水流强度息息相关,水流过小床面呈静平床状态,水流过大则沙波衰亡,床面呈动平床

表4 实测流速及含沙量统计表^{a)}

层位	落潮平均		涨潮平均		落潮最大流速 (m s ⁻¹)	涨潮最大流速 (m s ⁻¹)
	流速(m s ⁻¹)	流向(°)	流速(m s ⁻¹)	流向(°)		
表层	0.83	114.4	0.30	270.7	1.42	0.67
0.2 H	0.81	113.8	0.28	270.2	1.43	0.63
0.4 H	0.77	113.7	0.28	268.9	1.51	0.63
0.6 H	0.72	113.8	0.27	269.0	1.30	0.59
0.8 H	0.67	113.6	0.25	266.6	1.23	0.59
近底层	0.63	113.5	0.22	261.6	1.22	0.60
平均值	0.74	113.8	0.27	268.2	1.36	0.61

a) H为定点位置实测水深,因ADCP在流速测量中存在盲区,近底层流速为距离河床表面约1.0 m处流速

(詹义正等, 2006). 前人认为, 陆架海底沙波发育的底流速在 $0.2\sim 1.0\text{ m s}^{-1}$, 同时, 底质以极细砂至中砂($125\sim 250\text{ }\mu\text{m}$)为主要组成粒级(庄振业等, 2004). 而长江河口因悬沙浓度较高, 底质组分复杂, 与砂质河口存在较大差异(程和琴等, 2000), 同时, 程和琴等(2000)还观测到沙波运动及床沙再悬浮与流速关系密切: 在底质粒径范围为 $4\sim 250\text{ }\mu\text{m}$ 的情况下, 当流速(平均流速) $<0.5\text{ m s}^{-1}$ 时, 床面平整, 床沙未悬浮; 而当流速介于 $0.5\sim 0.6\text{ m s}^{-1}$ 时, 床沙掀动; 当流速介于 $0.6\sim 1.0\text{ m s}^{-1}$ 时, 床沙有短时间再悬浮(喷发), 形成小尺度沙丘; 而流速在 $1.0\sim 1.1\text{ m s}^{-1}$ 时, 床沙再悬浮作用增强; 当流速 $>1.1\text{ m s}^{-1}$ 时, 底沙再悬浮十分强烈, 可形成大尺度沙丘.

测区落潮平均流速为 0.74 m s^{-1} , 最大落潮平均流速为 1.36 m s^{-1} , 底流速平均值为 0.63 m s^{-1} , 最大值为 1.22 m s^{-1} ; 涨潮平均流速为 0.27 m s^{-1} , 涨潮最大平均流速为 0.61 m s^{-1} , 底流速平均值为 0.22 m s^{-1} , 最大值为 0.61 m s^{-1} . 且落潮过程中, 流速 $0.5\sim 0.6\text{ m s}^{-1}$ 历时约 0.4 h , 流速介于 $0.6\sim 1.0\text{ m s}^{-1}$ 历时约 2.3 h , 流速 $>1.0\text{ m s}^{-1}$ 历时约 2.8 h ; 涨潮过程中, 几乎无流速 $>0.6\text{ m s}^{-1}$. 整个涨潮和落潮过程, 除个别时间点外, 底流速均 $<1.0\text{ m s}^{-1}$ (图4). 因此, 观测到链珠状沙波时的流速变化过程与前人研究并无较大差异. 测区底质具有较宽的粒度分布区间($2\sim 250\text{ }\mu\text{m}$), 其中, 粘土($<2\text{ }\mu\text{m}$)含量占 $6.4\%\sim 6.7\%$, 粉砂含量介于 $21.6\%\sim 23.4\%$, 砂级($>63\text{ }\mu\text{m}$)含量介于 $69.9\%\sim 72.0\%$, 与程和琴等(2000)研究区的底质(1997年, 南支-南港河段)差别也不是十分明显. 因此可谨慎认为, 在适当的水动力条件下, 测区河槽床面的床沙及底形具有与程和琴等(2000)观测相类似的运动特征, 即流速逐渐增大的过程中床沙再悬浮及底形运动逐渐增强. 但上述水沙环境难以很好地解释链珠状沙波的形成.

4.2.2 链珠状沙波发育的水深与极端天气环境

庄振业等(2004)曾详细的讨论过水深与沙波发育的关系, 认为陆架沙波应区分浪成和流成, 即浪成沙波(水深 $<18\text{ m}$)的波高因波浪削顶而受到抑制, 而流成沙波(水深 $>18\text{ m}$)只要底流速和底质适宜均可发育沙波, 且波高与水深无关. 测区水深在 $13\sim 17\text{ m}$, 属于浅水区域, 因此, 测区沙波的发育不仅受到涨、落潮流的影响, 还应受到极端天气下(如台风)波浪及特大洪水的影响. 据中国天气台风网报道, 2014年第

16号台风“凤凰”于9月23日在上海登陆(测区调查时间为2014-10-29日), 这是近25年来唯一登陆上海的台风, 中心风力达9级(约 20 m s^{-1}), 登陆后向东北方向移动, 且经过南北港分流口附近(<http://typhoon.weather.com.cn/>). 虽然本文未得到台风期间测区水动力及底形运动资料, 但是相关模拟研究(杜晓琴和高抒, 2012)表明, 台风期间(假设台风从左向右)沙波的左侧和脊顶侵蚀, 沙波波峰削低, 波谷高程几乎不变; 而台风过后, 沙波右侧坡脚(波谷)被侵蚀, 直至波高恢复到原始高度. 实际中, 台风运动路径与沙波脊线相交(非垂直), 无法将模拟结果直接应用到野外实际. 尽管如此, 类似台风过程造成的短期水动力变化对沙波形态确实存在极大影响, 且台风及特大洪水过后极有可能形成波谷被侵蚀的“过渡态”的沙波. 然而, 限于水动力资料短缺和尚未对该微地貌形态进行长期定量观测, 相关研究有待进一步开展.

4.3 伴生底形对链状沙波参数统计的影响

尽管链珠状沙波的形成机制尚不清楚, 然而, 伴生底形的存在对沙波参数统计确有影响. 主要表现为: (1) 椭圆形凹坑深度的量级与沙波波高相近, 其深度是否纳入计算直接影响了链珠状沙波波高的大小. 以测区三组沙波断面为例(图5(a)), 断面 A_1-A , F_1-F 穿过数个椭圆形凹坑, D_1-D 穿过少量椭圆形凹坑, 而 B_1-B , C_1-C , E_1-E 尽量避开了椭圆形凹坑. 显然, 同一区域经过数个椭圆形凹坑的断面明显比未经过椭圆形凹坑的断面起伏变化大, 相对波高也明显增大; 此外, 对测区212个椭圆形凹坑进行统计分析表明, 其平均深 0.98 m , 而测区链状沙波的波高平均值仅 1.3 m , 因此椭圆形凹坑对波高的增大幅度不能忽视(图5(b)). (2) 部分椭圆形凹坑对沙波形态影响很大, 沙波波长也相应变化. 若统计波长时将椭圆形凹坑纳入计算, 则在改变沙波波高的同时, 波长也有相应变化(图5). 另外, 部分椭圆形凹坑发育于次级沙波间(图6(a)); 或发育于沙波脊线上(图6(b)); 或发育于波峰两侧并形成相对孤立的沙波(图6(c)); 或发育于两组沙波之间, 造成两组沙波在形态上连接在一起的“错觉”(图6(d)).

5 结论

综合前人研究结果, 利用多波束测深系统对长

图 5 椭圆形凹坑对沙波波高的影响示意图

图 6 椭圆形凹坑对沙波形态的影响多波束图像

(a) 椭圆形凹坑发育于次级沙波间; (b) 椭圆形凹坑发育于沙波脊线上; (c) 椭圆形凹坑发育于波峰两侧, 形成了某些“孤立”于其他沙波的链珠状沙波; (d) 椭圆形凹坑的发育造成相邻两组沙波在形态上连接在一起的“错觉”

江河口河槽微地貌进行了调查, 主要获得以下几点重要认识.

(1) 首次在长江河口发现了链珠状沙波. 分析表明, 链珠状沙波是由链状沙波和伴生底形椭圆形凹坑组成. 在形态上, 椭圆形凹坑如同一粒粒圆珠镶嵌在链状沙波中. 据此提出新的沙波命名方法(“沙波形态-伴生底形”), 即对沙波命名时, 若沙波群中发育有一定规模的伴生底形且不可忽视的情况下, 应同时对沙波及伴生底形命名.

(2) 链珠状沙波波长介于15.86~58.78 m, 平均值为31.89 m; 统计的椭圆形坑平均深度值为0.98 m, 垂直于波脊线方向的椭圆形凹坑轴线平均长17.08 m, 平行向平均长14.40 m. 沙波脊线因椭圆形凹坑的发育, 长度变化较大; 不考虑伴生底形时, 链珠状沙波最小波高为0.67 m, 最大波高为2.47 m, 平均值为1.29 m; 考虑伴生底形时, 波高有不同程度的增加, 波长有一定变化. 考虑了椭圆形凹坑对沙波参数的影响, 测区链珠状沙波属于大型非对称链珠状沙波.

(3) 沙波发育区底质粒度分布区间较宽(2~250 μm), 其中粉砂(2~63 μm)含量介于21.6%~23.4%, 极细砂(63~125 μm)含量介于28.2%~32.2%, 细砂(125~250 μm)含量在39.7%~41.6%. 在观测的一个涨潮和落潮过程中, 落潮平均流速为0.74 m s^{-1} , 最大落潮平均流速为1.36 m s^{-1} , 涨潮平均流速为0.27 m s^{-1} , 涨潮最大平均流速为0.61 m s^{-1} , 落潮历时明显大于涨潮历时. 沙波发育区水深介于13~17 m.

致谢 感谢两位审稿专家及编委的指导, 感谢占建、郭兴杰和许厚永等同志在野外工作中的帮助.

参考文献

白玉川, 徐海珏. 2005. 沙纹床面明渠层流稳定性特征的研究. 中国科学E辑: 工程科学 材料科学, 35: 53–73

边淑华, 夏东兴, 陈义兰, 赵月霞. 2006. 胶州湾口海底沙波的类型、特征及发育影响因素. 中国海洋大学学报: 自然科学版, 36: 327–330

陈吉余, 恽才兴, 徐海根, 董永发. 1979. 两千年来长江河口发育的模式. 海洋学报, 1: 8

程和琴, 宋波, 薛元忠, 毛兴华. 2000. 长江口粗粉砂和极细砂输移特性研究——幕式再悬浮和底形运动. 泥沙研究, 18: 20–27

程和琴, 李茂田, 周天瑜, 薛元忠. 2002. 长江口现代微地貌及其运动特征. 海洋工程, 20: 91–95

程和琴, 时钟, Kostaschuk R, 董礼先. 2004. 长江口南支-南港沙波的稳定域. 海洋与湖沼, 35: 214–220

杜晓琴, 高抒. 2012. 水下沙丘形态演化的数值模拟实验. 海洋学报, 34: 121–134

冯文科, 黎维峰, 石要红. 1994. 南海北部海底沙波地貌动态研究. 海洋学报, 16: 92–99

李泽文, 阎军, 栾振东, 王小红. 2010. 海南岛西南海底沙波形态和活动性的空间差异分析. 海洋地质动态, 26: 24–32

林緬, 范奉鑫, 李勇, 阎军, 江文滨, 龚德俊. 2009. 南海北部沙波运移的观测与理论分析. 地球物理学报, 52: 776–784

马小川. 2013. 海南岛西南海域海底沙波脊形成演化及其工程意义. 博士学位论文. 中国科学院研究生院(海洋研究所). 1–211

钱宁, 万兆慧. 2003. 泥沙运动力学. 北京: 科学出版社. 145–189

阮伟, 曹慧江, 龚鸿锋. 2011. 长江口南北港分汊口河势控制工程及实施效果研究. 海洋工程, 29: 76–81

王尚毅, 李大鸣. 1994. 南海珠江口盆地陆架斜坡及大陆坡海底沙波动态分析. 海洋学报, 16: 122–132

王哲, 陈中原, 施雅风, 李茂田, 张强, 韦桃源. 2007. 长江中下游(武汉-河口段)底床沙波形态及其动力机制. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 1223–1234

吴焱. 2012. 长江口南支下段扁担沙护滩工程整治效果分析. 水运工程, 11: 145–150

夏东兴, 叶银灿. 2001. 海南东方岸外海底沙波活动性研究. 黄渤海海洋, 19: 17–24

闫龙浩, 杨世伦, 李鹏, 吴创收, 徐晓君. 2010. 近期(2000~2008年)长江口南港河槽的冲淤变化——兼议外高桥新港区岸段强烈淤积的原因. 海洋通报, 29: 378–384

杨云平, 李义天, 孙昭华, 樊咏阳, 邓金运. 2013. 长江口近口段水流挟沙力与径潮动力关系. 水动力学研究与进展A辑, 3: 5

詹义正, 余明辉, 邓金运, 陆晶, 黄良文. 2006. 沙波波高随水流强度变化规律的探讨. 武汉大学学报: 工学版, 39: 10–13

庄振业, 曹立华, 刘升发, 胡广元. 2009. 陆架沙丘(波)活动量级和稳定性标志研究. 中国海洋大学学报: 自然科学版, 38: 1001–1007

庄振业, 林振宏, 周江, 刘志杰, 刘毅飞. 2004. 陆架沙丘(波)形成发育的环境条件. 海洋地质动态, 20: 5–10

Allen J R L. 1980. Sand waves: A model of origin and internal structure. Sediment Geol, 26: 281–328

Amos C L A C, Amos C L, Huntley D A, Lewis C F M. 1988. Ripple generation under the combined influences of waves and currents on the Canadian continental shelf. Cont Shelf Res, 8: 1129–1153

Ashley G M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bed forms: A new look at an old problem. J Sediment Petrol, 1: 160–172

Barnard P L, Erikson L H, Kvitek R G. 2011. small-scale sediment transport patterns and bedform morphodynamics: New insights from high-resolution multibeam bathymetry. Geo-Mar Lett, 31: 227–236

Cheng H Q, Kostaschuk R, Shi Z. 2004. Tidal currents, bed sediments, and bedforms at the South Branch and the South Channel of the Changjiang (Yangtze) Estuary, China: Implications for the

- ripple-dune transition. *Estuar Coast*, 27: 861–866
- Dai Z J, Liu J T. 2013. Impacts of large dams on downstream fluvial sedimentation: An example of the Three Gorges Dam (TGD) on the Changjiang (Yangtze River). *J Hydrol*, 480: 10–18
- Dalrymple R W, Hoogendoorn E L. 1997. Erosion and deposition on migrating shoreface-attached ridges, Sable Island, Eastern Canada. *Geosci Can*, 24: 350–360
- Franzetti M, Le Roy P, Delacourt C, Garlan T, Cancouët R, Sukhovich A, Deschamps A. 2013. Giant dune morphologies and dynamics in a deep continental shelf environment: Example of the banc du four (Western Brittany, France). *Mar Geol*, 346: 17–30
- Ikehara K, Kinoshita Y. 1994. Distribution and origin of subaqueous dunes on the shelf of Japan. *Mar Geol*, 120: 75–87
- Knaapen M A F. 2005. Sandwave migration predictor based on shape information. *J Geophys Res*, 110: 312–321
- Knaapen M A F, Hulscher S J M H, Vriend H J, Stolk A. 2001. A new type of sea bed waves. *Geophys Res Lett*, 28: 1323–1326
- Li H W, Cheng H Q, Li J F, Dong P. 2008. Temporal and spatial changes of dunes in the Changjiang (Yangtze) estuary, China. *Estuar Coast Shelf Sci*, 77: 169–174
- Li Y, Lin M, Jiang W B, Fan F X. 2011. Process control of the sand wave migration in Beibu Gulf of the South China Sea. *J Hydrodynam*, 23: 439–446
- Lin M, Fan F X, Li Y, Yan J, Jiang W B, Gong D J. 2009. Observation and theoretical analysis for the sand-waves migration in the North Gulf of the South China Sea. *Chin J Geophys*, 52: 451–460
- Németh A A, Hulscher S J M H, de Vriend H J. 2002. Modelling sand wave migration in shallow shelf seas. *Cont Shelf Res*, 22: 2795–2806
- Perillo M M, Best J L, Yokokawa M, Sekiguchi T, Takagawa T, Garcia M H. 2014a. A unified model for bedform development and equilibrium under unidirectional, oscillatory and combined-flows. *Sedimentology*, 61: 2063–2085
- Perillo M M, Best J L, Garcia M H. 2014b. A new phase diagram for combined-flow bedforms. *J Sediment Res*, 84: 301–313
- Southard, J. B. 1991. Experimental determination of bed-form stability. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 19: 423–455
- Van der Veen H H, Hulscher S J M H, Knaapen M A F. 2006. Grain size dependency in the occurrence of sand waves. *Ocean Dynamics*, 56: 228–234
- Van Landeghem K J J, Wheeler A J, Mitchell N C, Sutton G D. 2009. Variations in sediment wave dimensions across the tidally dominated Irish Sea, NW Europe. *Mar Geol*, 263: 108–119
- Wu J X, Wang Y H, Cheng H Q. 2009. Bedforms and bed material transport pathways in the Changjiang (Yangtze) Estuary. *Geomorphology*, 104: 175–184