

渗透法在苏北辐射沙脊群海域潮流计算中的应用

张旭锋 李瑞杰 薛 东 张伟一

(河海大学海岸灾害及防护教育部重点实验室,江苏 南京 210098)

摘要 针对苏北辐射沙脊群海域潮滩边界坡度小、存在浅滩显露的地形特点,将渗透法引入到潮流数值计算中,推导出考虑渗透时的二维潮流控制方程,并进行了数值模拟.数值模拟的计算结果和实测结果吻合较好,从计算得到的流场图中,明显可见潮滩、沙脊对潮流的影响,表明渗透法对于该海域的潮流计算具有很好的适用性.

关键词 渗透法 动边界 辐射沙脊群 二维潮流数值模拟

中图分类号 P731.21

文献标识码 A

文章编号 1000-198X(2008)03-0390-06

苏北辐射沙脊群海域位于江苏省中部,处于黄海南陆架,南北范围介于 $32^{\circ}00'N \sim 33^{\circ}48'N$,长达 199.6 km,东西范围介于 $120^{\circ}40'E \sim 122^{\circ}10'E$,宽度为 140 km,最大水深不超过 25 m,存在以 港为中心向外辐射分布的沙洲系统^[1].海域中沙脊群所占的面积为 $22\,470\text{ km}^2$,其中 $3\,782\text{ km}^2$ 为潮间带.潮滩为淤长型淤泥质,平均坡度在 0.02% 以下.海域内潮汐强,潮差大,潮间带广阔.正确模拟该海域的潮流,对潮滩、沙脊的处理至关重要.

目前对动边界的常用处理方法主要包括冻结法、切削法、干湿网格法和窄缝法.冻结法^[2]根据水深判断网格单元是否露出水面,对露滩单元取糙率系数为一接近无穷大的正数,让单元四周的流速趋于零,使该单元的水位在计算时“冻结”不变.这种方法适用于宽浅、底坡较坦的露滩问题,对槽滩相间海岸河口水域,因水量的过分“冻结”容易失真.切削法^[3]也称簿水层法,该法对露滩单元引入一个富余水深来保证计算过程的完整和稳定,相当于将原始地形切削降低,而当判断实际水深大于富余水深时,即恢复原始地形.这种方法只适用于滩地面积占整个计算水域较小的情况,而对水位较浅、底坡较缓的地形,容易失真.干湿网格法^[4]需要取一个临界水深,大于临界水深的网格结点参与计算,小于临界水深的网格结点不参与计算,为保证计算的稳定性,临界水深不能过小,该法对坡度较缓的潮滩边界处理适用性不强.窄缝法^[5-6]是假想在岸滩的每个网格上存在 1 条很窄的缝隙,它的深度和岸滩前的水深一致,把岸滩前的水域延伸到岸滩内,从而把计算网格点布在岸滩上,但这种方法通常适用岸边滩的动边界处理,对水域内浅滩的显露适用性不好.本文采用 Madsen 等^[7]在波浪数值模拟中采用的渗透法对苏北辐射沙脊群进行处理,结果表明该方法对于潮滩、沙脊边界的潮流计算具有很好的适用性.

1 渗透法及初边值条件的处理

1.1 渗透法简介

渗透法认为海床具有孔隙,海水可以渗透进入床面;在变动的水陆交界处,海水可以渗透到具有孔隙的海滩中.定义渗透率为,在任意取定的微元体积 dv 内,当 dv 趋近于 0 时,充满水的体积 dv_w 和 dv 比值的极限值.由定义得到,从海面到海底的渗透率为 1,从底床向下渗透率由 1 依次变小,这样就可以把流动断面分为渗透率等于 1 的上覆水流动断面和渗透率小于 1 的由渗流小孔形成的孔隙断面.为了使渗透率由孔隙断面连续变化到上覆水流动断面,并考虑海床的实际情况,给出渗透率 $\chi(z)$ 表达式:

收稿日期 2007-07-16

基金项目 国家自然科学基金(40476039),教育部高等学校博士学科点基金(20050294009)

作者简介 张旭锋(1982—),男,浙江慈溪人,硕士研究生,主要从事物理海洋学和近岸水动力学研究.

$$\chi(z) = \begin{cases} \epsilon + (1 - \epsilon)e^{\frac{\beta(z - z_b)}{z_b - z_0}} & (z \leq z_b) \\ 1.0 & (z > z_b) \end{cases} \quad (1)$$

式中: z ——垂向坐标值; z_b ——床底高程; ϵ ——无限深处的渗透率; β ——参数, 决定渗透率随深度变化的快慢 (一般取 100 的量级); z_0 ——海水渗透可以达到的最大深度. 计算时, ϵ , β 和 z_0 为可调参数.

由于微元体取定的任意性,可设 $dv = dx dy dz$, $dv_w = dx dy dz_w$, 可得 $dz_w = \gamma(z) dz$, 有

$$h_s = \int_{z_0}^{z_s} dz_w = \int_{z_0}^{z_s} \chi(z) dz = \begin{cases} \epsilon(z_s - z_0) + \frac{(1 - \epsilon)\chi(z_b - z_0)}{\beta} \left(e^{\frac{-\beta(z_b - z_s)}{z_b - z_0}} - e^{-\beta} \right) & (z_s \leq z_b) \\ (z_s - z_b) + \epsilon(z_b - z_0) + \frac{(1 - \epsilon)\chi(z_b - z_0)}{\beta} (1 - e^{-\beta}) & (z_s > z_b) \end{cases} \quad (2)$$

式中: z_s ——水面高程; h_s ——有效水深; dz_w ——微元体内的水平铺到 $dx dy$ 面的微元水深.

1.2 基本方程

根据连续性原理,推导出考虑孔隙后的连续方程为

$$\frac{\partial z_s}{\partial t} + \frac{1}{\chi(z_s)} \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{1}{\chi(z_s)} \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

式中: $U = uh_s$; $V = vh_s$; u, v —— x, y 方向上的流速分量.

用 h_s 代替 h 后可得到考虑孔隙的运动方程为

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\alpha(U^2/h_s)}{\partial x} + \frac{\alpha(UV/h_s)}{\partial y} + h_s g \frac{\partial z_s}{\partial x} - fV + g \frac{U\sqrt{U^2 + V^2}}{C^2 h_s^2} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\alpha(UV/h_s)}{\partial x} + \frac{\alpha(V^2/h_s)}{\partial y} + h_s g \frac{\partial z_s}{\partial y} + fU + g \frac{V\sqrt{U^2 + V^2}}{C^2 h_s^2} = 0 \quad (5)$$

式中: C ——谢才系数; f ——科氏参数, $f = 2\omega \sin \varphi$, 其中 φ 为地理纬度, ω 为地球自转角速度。

1.3 初边值条件

水边界条件: $z|_{\text{边界}} = \sum H_i \cos(\sigma_i t - g_i)$ 其中 H_i, σ_i, g_i 分别为所选用分潮的振幅、角频率和初相。

岸边界条件 流速沿边界的法向分量为零.

初始条件:初始流速和初始潮位均取为零.

2 数值模拟及结果分析

2.1 参数的选取和验证点的布置

数值模拟选取的区域和地形如图 1 所示,南北长 200 km,东西宽 140 km. 对控制方程的差分采用 ADI^[8]格式, x 、 y 向空间步长都为 1 km,网格数为 200×140 ,采用渗透法可以把动边界问题化为固定边界问题,实际参与计算的网格数为 18 167,时间步长为 30 s,模拟的时间为 60 个连续大、中、小潮周期. $C = 58$, $\varepsilon = 0.01$, $z_0 = -50$ m, $\beta = 100$, $\omega = 0.000\ 073\ s^{-1}$, $\varphi = 33^\circ$. 由于在潮位站使用 M_2 、 S_2 、 N_2 、 K_2 、 K_1 、 O_1 6 个分潮就可以很好地重现水位过程,故使用这 6 个分潮的调和常数推求开边界潮位条件,具体做法为:根据潮位站的实测值,调和分析得到潮位站的调和分析值,然后参照东中国海潮波数学模型^[9]导出的潮位值插值得到开边界处的调和常数,给出每时刻边界上的潮位. 网格结点上的水深(含潮间带高程)由海图上水深(含潮间带高程)插值得求.

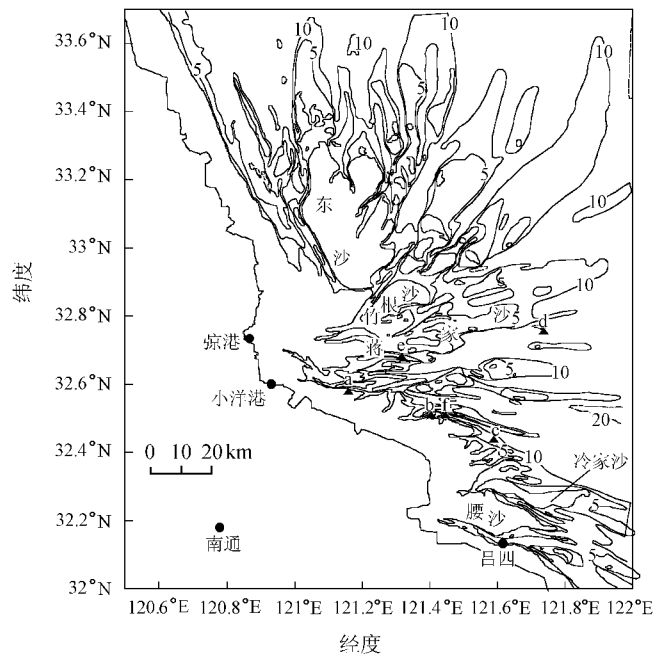


图 1 计算海域地形及验证点布置

Fig.1 Topography of the computation domain and the location of the verification stations

2.2 结果验证和流场图

水文资料采用 2005 年的实测丰水期资料,给出 3 个潮位验证点,分别为潮位站 a、b、c(图 1),它们的计算值和实测值的比较如图 2 所示.选取 d、e、f 3 个测站(图 1)的实测资料对大、中、小潮时的流速、流向(东方向到流速方向的角度,逆时针为正,顺时针为负)进行验证,它们的计算值和实测值的比较图如 3 所示.计算得到的小、大潮周期的涨急、涨憩、落急、落憩时刻的流场如图 4 和图 5 所示(由于网格数太多,为使流场图清晰可见,每 9 个数据输出 1 个数据画图).计算结果得到,在小潮涨急、涨憩、落急、落憩时刻分别有 16 092 个、17 035 个、16 525 个、15 242 个网格结点有水深值,大潮涨急、涨憩、落急、落憩时刻分别有 15 963 个、17 239 个、16 647 个、14 884 个网格结点有水深值.

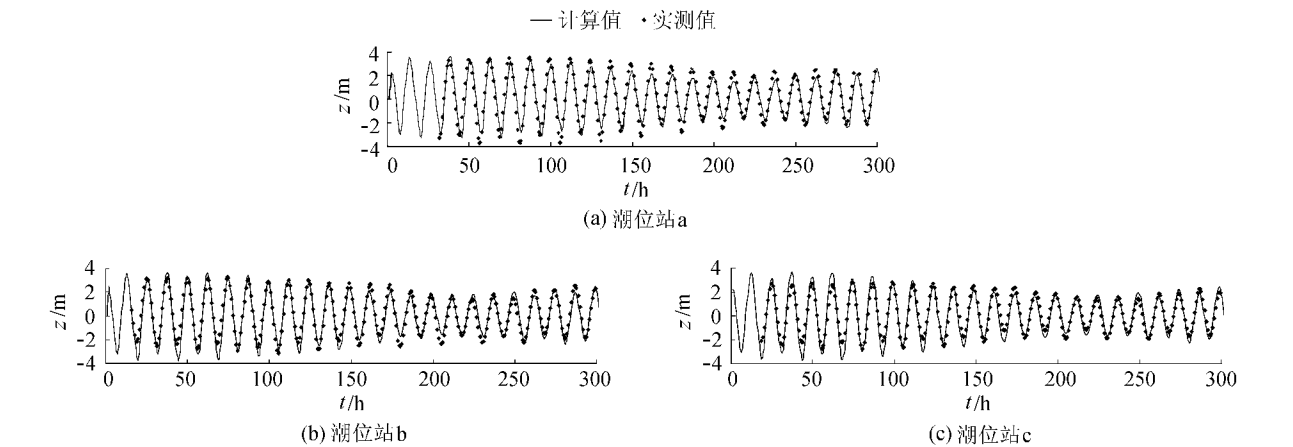


图 2 潮位验证
Fig.2 Verification of tide elevation

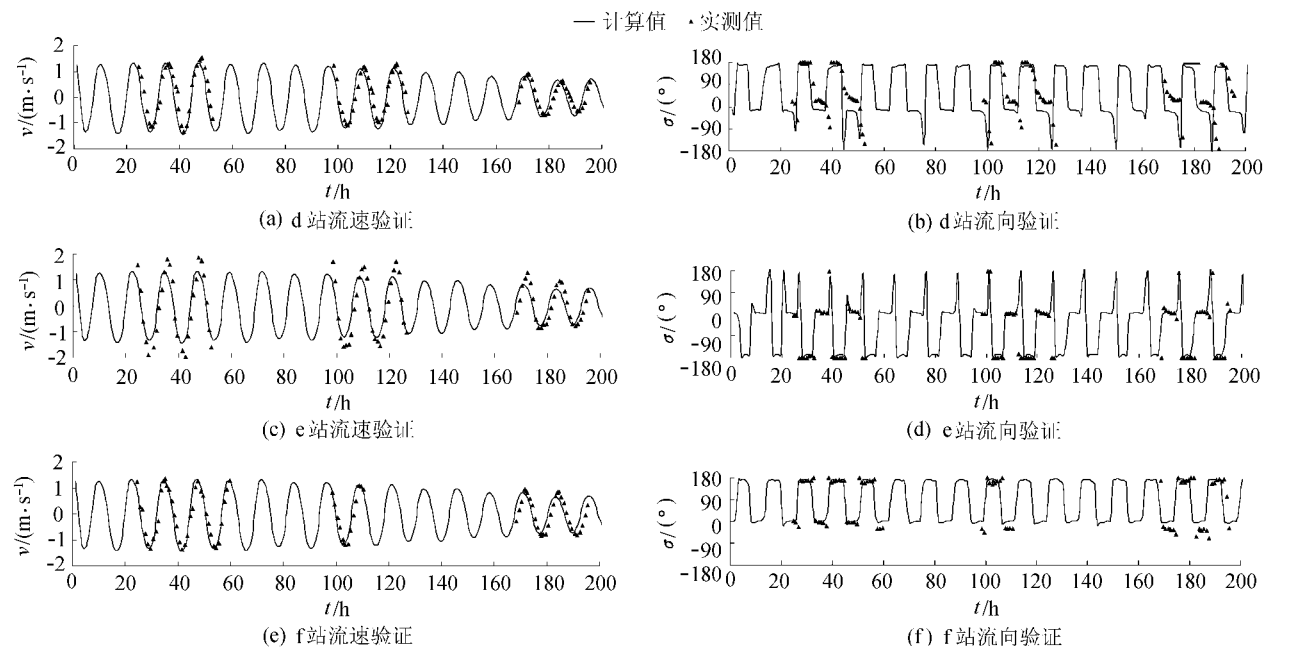


图 3 流速和流向验证
Fig.3 Verification of current velocity and direction

2.3 计算结果分析

从潮位和潮流验证曲线可以看出,该海域的潮汐类型为正规半日潮,a 站处于岸边,地形变化剧烈,受浅水因子影响较大,而本文未选用浅水分潮,故验证稍差.d 站离岸较远,潮流为旋转流,流向较为复杂,故流向验证较差,e 站大、中潮时流速验证较差,因为该站处于深槽,地形变化剧烈,而流向验证较好,因为该点潮流为往复流,流向简单,f 站附近地形变化剧烈,使得大、中潮时流速验证较差,流向验证较好.从流场图可以看

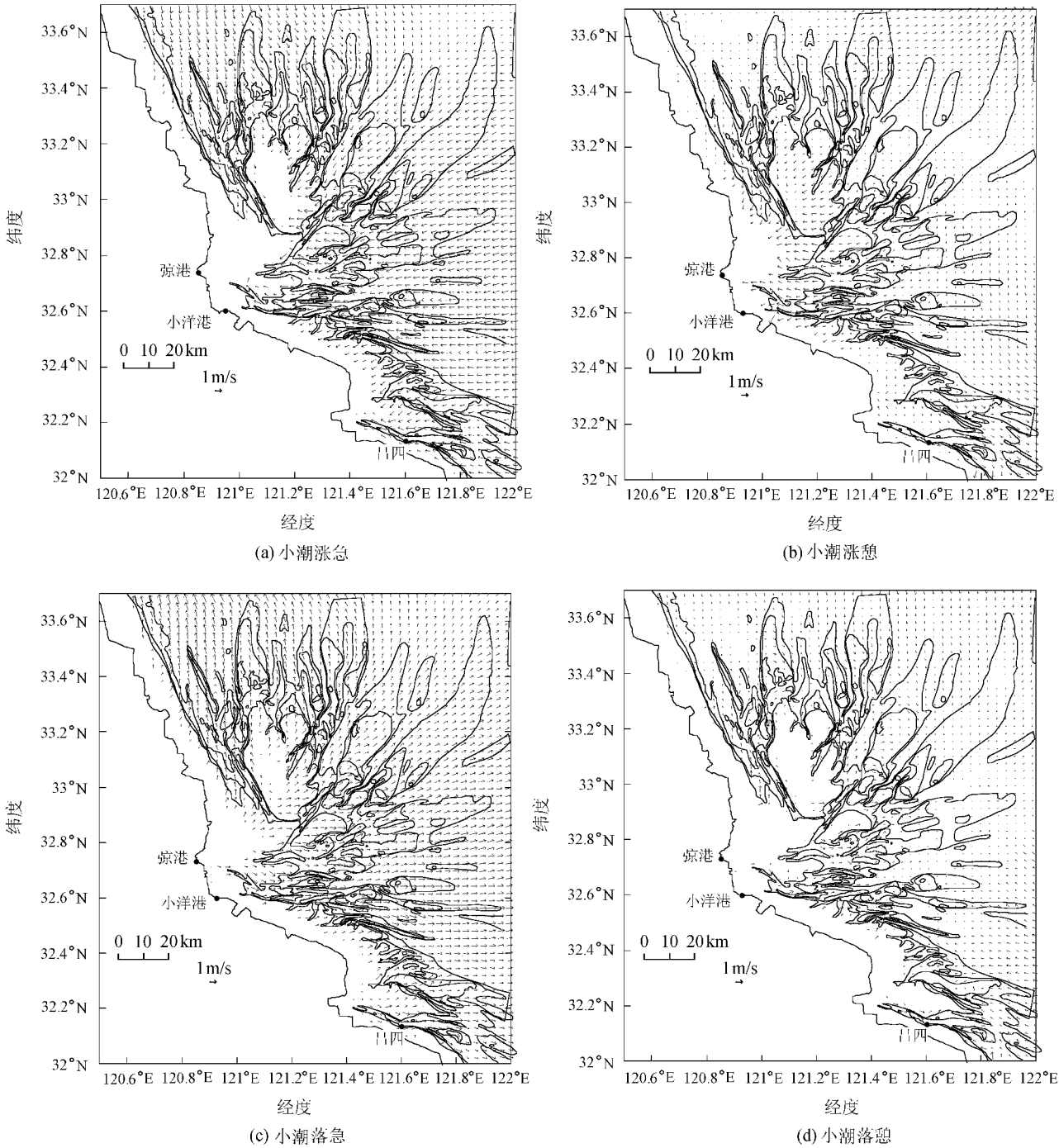


图 4 小潮涨急、涨憩、落急、落憩时刻流场

Fig.4 Current field at high water , low water , fastest flood and fastest ebb during neap tide

出 涨、落急时刻潮流以 港为中心呈辐射状分布,流向基本和辐射沙脊群的走向一致,外海的流速比较一致,外海的流速基本上大于近岸的流速.从流场图看,大、小潮时涨急时刻露滩面积大于落急时刻的露滩面积,涨憩时刻露滩面积小于涨急时刻的露滩面积,落憩时刻露滩面积要大于落急时刻的露滩面积,大潮周期露滩面积变化要大于小潮周期露滩面积变化.露滩面积发生变化较大的区域主要处于沙脊群、 港以北的潮滩、小洋港和吕四港间的广阔潮滩和吕四港以南的潮滩区域.由流场图可以看出,露滩面积随潮流时刻的变化而变化,陆海边界变化范围明显.由苏北辐射沙脊群海域潮流的计算可以看出,用渗透法来处理岸边潮滩坡度缓、并有浅滩显露的动边界条件,用二维潮流数学模型^[10]对该海域的潮流进行数值模拟是合理、有效的.

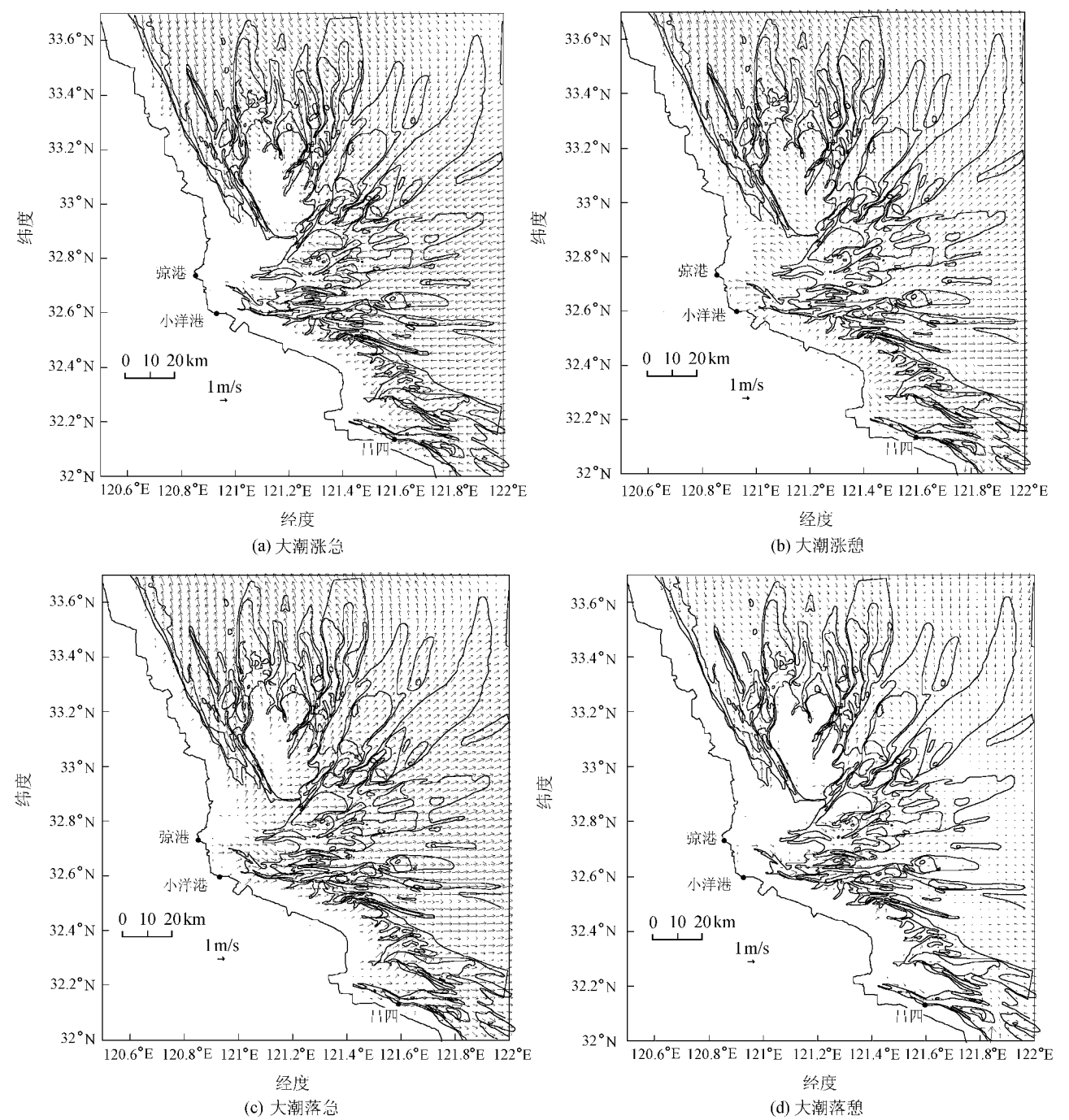


图 5 大潮涨急、涨憩、落急、落憩时刻流场

Fig.5 Current field at high water , low water , fastest flood and fastest ebb during spring tide

3 结 语

渗透法是对窄缝法的继承和改进,基本思想也是化动边界为固定边界.窄缝法用一个人工设定的窄缝来扩展计算域,是为了数学处理的方便,物理依据不足,而渗透法用有孔海床来代替密实海床,用渗透率代替窄缝宽度,既符合物理实际又便于数学处理.在实际情况下,孔隙水的流速远小于上覆海水的流速,致使流速沿总水层(包括上覆水层和孔隙水层)垂直平均值略小于沿上覆水层的垂直平均值,但由于渗透率沿海床深度迅速减小,使得处在渗流状态下的海水体积相当小,可以认为这 2 个流速值相等.计算中发现无限深处的渗透率 ϵ 对计算结果影响最大,当 ϵ 取 0.01 时,计算结果最接近实际情况.渗透率随深度变化的参数 β 取值过大或海水渗透可以达到的最大深度 z_0 取值过小时,会导致计算的不稳定.同时发现, β 和 z_0 的选取对潮位计

算结果的影响不大 ,但对流速的影响较大.

参考文献 :

[1] 诸裕良 ,严以新 ,薛鸿超 .南黄海辐射沙洲形成发育水动力机制研究- I 潮流运动平面特征[J].中国科学 ,1998 ,28(5): 403-410.

[2] 程文辉 ,王船海 .用正交曲线网络及“冻结法”计算河道流速场[J].水利学报 ,1988(6):18-25.

[3] 宋志尧 ,薛鸿超 ,严以新 .线边界法在潮流模拟中的应用[J].海洋工程 ,2000 ,18(4):49-54.

[4] 史峰岩 ,孔亚珍 ,丁平兴 .潮滩海域边界自适应网格潮流数值模型[J].海洋工程 ,1998 ,16(3):68-75.

[5] 孙琪 ,孙效功 ,李瑞杰 .窄缝法在河口区悬沙输运数值计算中的应用[J].海洋与湖沼 ,2001(3):296-301.

[6] 何少苓 ,王连祥 .窄缝法在二维边界变动水域计算中的应用[J].水利学报 ,1986(12):11-19.

[7] MADSEN P A ,SØRENSEN O R ,SCHÄFFER H A . Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model ,Part I :model description and cross-shore motion of regular waves[J]. Coastal Eng ,1997(32):255-287.

[8] 李瑞杰 ,诸裕良 ,郑金海 .虎门太平水道航道整治工程数模计算[J].水运工程 ,2003(3):38-42.

[9] 陶建峰 ,张长宽 .黄海辐射沙脊群海域水环境数值模拟研究[J].河海大学学报 :自然科学版 ,2005 ,33(4):472-475.

[10] 李瑞杰 ,孙效功 .潮流作用下河口悬沙运动二维数学模型[J].海洋湖沼通报 ,1999(3):10-25.

Application of the permeation method in numerically simulating tidal currents in a marine area with radial sand ridges in the north of Jiangsu Province

ZHANG Xu-feng , LI Rui-jie , XUE Dong , ZHANG Wei-yi
(Key Laboratory of Coastal Disaster and Defence of Ministry of Education , Hohai University , Nanjing 210098 , China)

Abstract : Due to the mild-slope tidal beaches and the emergence of shoals in the marine area with radial sand ridges in the north of Jiangsu Province , a permeation method was incorporated into the numerical simulation of tidal currents . The 2D tidal current governing equations were modified accordingly and solved numerically . Comparison of the computational data with the measured data shows that they are well matched . From the current field maps , we can easily find the effects of the tidal beaches and the sand ridges on the tidal currents , which indicates that the application of the permeation method in the model is suitable for tidal current calculation .

Key words : permeation method ; moving boundary ; the radial sand ridges ; 2D tidal current mathematical model