

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2017.01.013

基于热力学过程的渤海海冰生消模型

王 昆¹, 刘 潘², 金 生², 王年斌¹, 于 喆¹

(1. 辽宁省海洋水产科学研究院, 辽宁 大连 116023; 2. 大连理工大学建设工程学部水利工程学院, 辽宁 大连 116024)

摘要: 为了对渤海海冰生消问题进行模拟, 基于三维自由水面垂向分层动网格的 Euler-Lagrangian 模式, 采用 VC (Vertex-Centered) 方式的非结构化有限体积方法离散三维浅水方程组, 模拟渤海的水流运动过程。以此水动力场为背景, 引入热力学过程的影响, 对渤海海域的冬季结冰过程进行模拟, 建立了海冰生消模型。其中热力学参数主要包括大气温度、相对湿度、风场特征、太阳辐射、感热通量系数以及潜热通量系数。以渤海 2011/2012 年常冰年的结冰过程为例, 将各个热力学参数对冰情影响的敏感性进行分析, 对模型进行了验证。结果表明, 感热与潜热系数是对冰情影响最敏感的一项, 即当感热和潜热通量系数仅减小了 0.000 2 后, 其海冰的最大厚度就减小了 15 cm。最后, 通过连续实测的水动力数据与 2009/2010 年冬季的典型海冰灾害过程再一次对模型进行了验证, 充分说明了模型具有较高的精确性、稳定性与实用性。

关键词: 渤海; 三维 Euler-Lagrangian 模式; 热力学过程; 海冰生消模型

中图分类号: TV 131.2 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2017)01-0116-08

结冰是中国北方海域一种典型的季节现象。渤海位于中国最北端, 其结冰现象最为明显, 每年立冬以后, 中国渤海部分海域即开始结冰, 特别是强寒潮的爆发和持续, 使海冰覆盖面积不断扩大加厚, 直至次年春季 3 月中上旬海冰逐渐融化消失。据历史记载, 中国渤海曾发生过 5 次严重的冰情(1936 年、1947 年、1957 年、1969 年和 2010 年), 在 2009/2010 年冬季爆发的海冰灾害给海洋产业造成的经济损失足以令人瞠目结舌。渤海海域分布着多个海洋工程, 若产生冰灾, 就会影响到这些工程的设计、施工和正常工作, 可见, 海冰冰情的严重程度预测是渤海海洋产业和工程服役面临的一个关键问题。因此深入研究渤海海冰的生消演变规律, 对冰情、尤其是危险冰情^[1-4]进行模拟研究具有重要的现实意义。

对于海冰数值模型^[5-7]的研究国外已有近 50 年的历史, 国内的发展稍晚。早在 20 世纪 60 年代, Campbell^[8]提出了一种风力驱动的斜压海冰稳态模式, 此模型主要突出了风力的影响; 20 世纪 70 年代初期, Maykut 和 Untersteiner^[9]提出一个仅限于一维模式的海冰热力学模型; 国家海洋环境预报中心曾针对渤海、波罗的海的波的尼亚湾和拉布拉多海提出模拟海冰增长、消融和漂移的动力-热力学模式^[10]; 赵倩等^[11]也曾提出渤海海域基于冰-海的耦合模型, 总结这些前人研究的海冰模型有很大一部分是基于卫星遥感监测手段或经验公式的方法, 有的虽引入了热力学参数的影响, 但考虑的参数具有一定的局限性, 并没有同时全面考虑多个热力学参数的影响, 而且对各个参数敏感性分析的研究也尚未涉及到。因此, 本文将在前人研究的基础上, 基于三维自由水面垂向分层动网格的 Euler-Lagrangian 模式, 采用 VC(Vertex-Centered) 方式的非结构化有限体积方法^[12]离散三维浅水方程组, 模拟渤海的水流运动过程。以此为基础, 引入多个热力学参数的影响, 主要包括大气温度、相对湿度、风场特征、太阳辐射、感热通量系数以及潜热通量系数, 对渤海海域的冬季结冰过程进行模拟, 建立了渤海海域的海冰生消数值模型; 以渤海常冰年 2011/2012 年冬季结冰过程为例, 分别将不同热力学参数对冰情发展影响的敏感性进行分析, 为渤海冰期的预测模拟提供有效的技术方法。

收稿日期: 2016-02-29; 网络出版时间: 2016-11-17

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20161117.0910.014.html>

基金项目: 辽宁省海洋与渔业厅科研项目(201419); 海洋公益性行业科研专项经费资助项目(201505019)

作者简介: 王昆(1979—), 女, 辽宁大连人, 副研究员, 博士, 主要从事海洋水动力及灾害预警的数值模拟研究。

E-mail: wangkunkun@163.com

通信作者: 王年斌, E-mail: wang_nb0415@aliyun.com

1 模型及求解

1.1 水动力模型

令 $z = \eta(x, y, t)$ 为海水运动的自由表面, $z = -h(x, y)$ 为海底面, 在笛卡尔坐标系下, 描述不可压缩流体的三维水动力方程组如下所示:

连续性方程:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

动量方程:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial t} + \frac{\partial uw}{\partial t} = fv - \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu^H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu^H \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu^V \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial t} + \frac{\partial vv}{\partial t} + \frac{\partial vw}{\partial t} = -fu - \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu^H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu^H \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu^V \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial uw}{\partial t} + \frac{\partial vw}{\partial t} + \frac{\partial ww}{\partial t} = -\frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\nu^H \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\nu^H \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu^V \frac{\partial w}{\partial z} \right) - \rho g \quad (4)$$

式中: u 、 v 、 w 分别为速度矢量沿水平 x 、 y 和垂向 z 的流速分量, m/s ; g 为重力加速度; ρ 为水体密度, kg/m^3 ; p 为压力, N ; f 为随纬度位置变化的科氏力系数; ν^H 、 ν^V 分别为水平和垂直方向的紊动涡黏性系数, m^2/s , 通过 $k-\epsilon$ 双方程紊流模型^[13] 求出。因为渤海水平方向尺度远远大于垂向尺度, 垂向混合比较充分, 可以三维浅水方程来描述其物理过程, 即把垂向动量方程简化为静水压强关系。

将连续性方程式 (1) 沿水深方向沿 $[-h(x, y), \eta(x, y, t)]$ 进行积分, 并应用 Leibniz 法则及分步积分公式得自由水面演进方程:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz = 0 \quad (5)$$

式中: η 为水位, m ; h 为静水深, m 。

1.1.1 定解条件

因为水体的动力过程调整较快, 各变量的初始值给定为 0。

自由表面和底面边界条件分别给定风和底摩擦的影响^[13]; 更主要的是给定开边界条件, 对于渤海这样的半封闭内海, 通常在出口处给定潮位-时间序列的开边界条件。本文的开边界潮位条件是通过潮汐表直接查得, 然后将其值换算到程序计算统一的基准面平均海平面上。

1.1.2 离散方法

网格是离散的基础, 文中采用满足外接圆 “Circumcircle Property” 准则的 Delaunay 三角剖分方法, 对计算域平面用正交非结构化三角形网格进行划分, 垂向采用直接分层的方式, 所以三维计算域实际使用的是三棱柱形网格。基于 VC (Vertex-Centered) 方式的有限体积方法离散水动力控制方程组^[12], 紊流方程组的离散参见文献 [14]。

1.2 热力学模型

考虑海冰与大气的热量交换^[15], 采用块体法计算海洋的感热以及潜热通量; 采用经验公式计算海洋吸收的太阳辐射量; 综合以上 3 方面来具体模拟计算海冰的生消过程。海面主要的热量收支形式包括进入海洋的太阳短波辐射 Q_{sw} 、由海面向上的净红外辐射 Q_{lw} 、由海洋传向大气的热通量, 即感热通量 Q_s 、由海水蒸发的热通量即潜热通量 Q_L 以及由海洋环流的热量传递产生的平流热通量 Q_V 。海气界面之间的热量平衡公式为

$$Q = Q_{sw} + Q_{lw} + Q_s + Q_L \quad (6)$$

式中: Q 为通过海面的热量总收支。把全球海洋作为一个整体, 长期而言, Q 应该为 0, 当研究对象为局部海域时, 短时间序列内 Q 往往不为 0, $Q > 0$ 说明海洋得到热量, $Q < 0$ 说明海洋损失热量。本文在考虑热量收

支情况时,主要考虑太阳辐射、感热和潜热通量 3 个方面。

1.2.1 太阳辐射计算过程

国内外已有很多学者对太阳辐射进行过详细的分析与研究,提出了多种计算太阳辐射的经验估计方法^[16-17],本文计算太阳辐射量采用 Dobson 和 Smith^[18]提出的经验公式:

$$F_1 = aS(A + BS) \quad (7)$$

式中: a 为太阳常数,这里取常数值为 1368 W/m^2 ; A 、 B 为依具体云级而定的云级系数,根据每天或者每月的多云天数将云级共分为 9 个等级,计算所用渤海 2011—2012 年的云级与云级系数见表 1、表 2; S 为太阳高度角的特征值,计算公式为

$$S = \sin h = \sin \psi \sin \delta + \cos \psi \cos \delta \cos \omega$$

式中: h 为太阳高度角; ψ 为当地纬度; ω 为时角; δ 为太阳赤纬,在一日之中 δ 的变化很小,可视为常数,太阳赤纬 $\delta = \arcsin [\sin (23.5\pi/180) \sin (2\pi K/D)]^{[18]}$,其中 $D=365$ 或 366 , K 为从 3 月 21 日起算的天数。将 F_1 在 1 d 内积分得到太阳辐射日总量:

$$Q_d = \frac{T}{2\pi} Q [(2\omega_0 \sin \varphi \sin \delta + 2 \cos \varphi \cos \delta \cos \omega_0) A] + (2\omega_0 \sin^2 \varphi \sin^2 \delta + 4 \sin \varphi \cos \varphi \sin \delta \cos \delta \sin \omega_0 + \omega_0 \cos \varphi^2 \cos^2 \delta + 0.5 \cos^2 \varphi \cos^2 \delta \sin 2\omega_0) B] \quad (8)$$

式中: ω_0 为对应的时角。

表 1 云 级

Table 1 Cloud scale

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
云级	5	5	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5

表 1、表 2 为计算了渤海 2011 年 10 月 1 日至 2012 年 3 月 31 日常冰年的太阳辐射量所涉及的云级与云级系数,其中所取云级经过反算计算的太阳辐射量与美国国家航空航天局(NASN)网站所提供的渤海多年平均太阳辐射量对比,数据拟合良好。

1.2.2 海洋热通量计算过程

海洋热通量的确定方法主要有 3 种,即涡动法、体积块法和剩余法^[19],这里采用最为方便的体积块法。其关键是对其中热传递系数的确定,冰水间热通量传递系数直接影响到海洋热通量大小,潜热和感热通量^[20]的计算中,感热及潜热通量传递系数的选取与所模拟模型的分层数以及模型的维数不同而略有差别,这里取值变化范围为 0.002~0.003。文中主要考虑了温度、相对湿度、风场特征、感热及潜热通量系数对海洋热通量的影响。

根据体积块法^[21]公式,感热和潜热通量分别为:

$$Q_H = \rho_a C_p C_H V_a (T_a - T_s) \quad (9)$$

$$Q_E = \rho_a L C_E V_a (q_a - q_s) \quad (10)$$

式中: C_p 为海水的定压比热容; ρ_a 为空气密度,考虑海-气界面处的复杂情况,一般采用湿空气密度; V_a 、 q_a 和 q_s 分别为冰面 10 m 高度处的风速、比湿和冰面比湿。 Q_H 和 Q_E 分别为感热和潜热通量; C_H 和 C_E 分别为感热和潜热通量系数; L 作为水汽蒸发潜热; T_s 为海表温度; T_a 为近海表面空气位温^[21]:

$$T_a = T + 0.009 8 z_r \quad (11)$$

式中: z_r 为观测高度,一般取 2 m 处; T 为 z_r 处的温度。

所采用的温度场通过插值方式来获得,即分别选取环渤海地区的沿海城市(如大连、烟台等)以及靠近内陆温差较大的城市(如沈阳)作为温度散点插值到各网格节点上,来获取区域温度场。

表 2 云级系数

Table 2 Coefficients of cloud scale

云级	系数 A	系数 B	云级	系数 A	系数 B
1	0.39	0.497	6	0.112	0.312
2	0.295	0.461	7	0.085	0.171
3	0.26	0.424	8	0.081	0.153
4	0.233	0.414	9	0.052	0.116
5	0.166	0.352	-	-	-

有关海面风速数值的选取, 由 NASA 网站查得海面以上 50 m 处 10 年平均风速, 海面风速随高度的分布基本呈对数分布:

$$U_{10} = K_z U_z \quad (12)$$

式中: U 为风速, 取 $z=50$ m; 高度换算系数 $K_z = [\ln(10/z_0) / \ln(z/z_0)]$, z_0 为粗糙度高度, 当海面 10 m 处风速大于 7 m/s 时, $z_0=0.022$; 当海面 10 m 处风速小于 7 m/s 时, $z_0=0.0023$; 求得 $K_{50}=0.84$, 从而推算出海面以上 10 m 处的风速。有关风向的确定, 对于渤海地区, 冬季盛行偏北风、西北风。

相对湿度对潜热大小的影响不容忽视, 相对湿度过大会导致海水蒸发的热量减少, 从而导致海冰的厚度和结冰范围都相应减小, 这里相对湿度取多年月平均值。

2 热力学因素的敏感性分析

为了将各个热力学参数对海水结冰影响的敏感性进行分析, 选取渤海常冰年 2011/2012 年各个热力学参数, 包括气温、相对湿度、风场、太阳辐射量以及感热与潜热通量系数的数据在合理范围内进行微调, 将调整前、后分别进行模拟计算与对比分析。

2.1 大气温度的敏感性分析

不改变其他热力学因素的数据, 适当调整各地温度的变化过程^[22], 将各个城市 2011 年 12 月至 2012 年 2 月的平均温度降低 0.5 °C, 利用模型计算常冰年 2011/2012 年的海冰生消过程, 主要对比渤海海域的初冰、盛冰、终冰日期以及冰厚的分布状况。结果发现, 其初冰、盛冰、终冰日期基本没改变, 盛冰期的最大冰厚增大了 8 cm, 由此可以看出温度对海冰的影响很明显, 因为改变温度主要改变感热通量的大小, 可见在海洋结冰的过程中, 感热通量对结冰过程的影响较为重要。为了清楚地说明其温度降低后辽东湾的冰情, 将计算的冰厚、面积与实测值的对比情况列于表 3。

表 3 辽东湾海域改变温度结果对比

Table 3 Comparison of results of changing temperature in Liaodong Bay sea area

日期	辽东湾一般冰厚/cm			辽东湾最大冰厚/cm			海冰面积/km ²		
	实测值	模拟值	改变温度	实测值	模拟值	改变温度	实测值	模拟值	改变温度
初冰日期(2011 年 12 月 25 日)	2~4	2~3	3~4	6	5	7	1 584	1 023	897
盛冰日期(2012 年 2 月 18 日)	10~20	15~25	20~30	35	59	67	20 873	19 528	22 926
终冰日期(2012 年 3 月 22 日)	—	3~4	8~10	—	10	14	—	1 189	3 799

2.2 相对湿度的敏感性分析

这里将中国气象数据网所获得的相对湿度数据扩大 1.05 倍, 使湿度在合理范围内进行变化, 对 2011/2012 年海冰进行模拟, 结果发现其初冰、盛冰、终冰日期基本未变, 盛冰期的最大冰厚增大了 7 cm。可见在海洋结冰的过程中湿度的影响也不容忽视。同理, 为了清楚地说明其湿度增大后辽东湾的冰情, 将计算的冰厚、面积与实测值的对比情况列于表 4。

表 4 辽东湾海域改变湿度结果对比

Table 4 Comparison of results of changing humidity in Liaodong Bay sea area

日期	辽东湾一般冰厚/cm			辽东湾最大冰厚/cm			海冰面积/km ²		
	实测值	模拟值	改变湿度	实测值	模拟值	改变湿度	实测值	模拟值	改变湿度
初冰日期(2011 年 12 月 25 日)	2~4	2~3	3~4	6	5	6	1 584	1 023	1 433
盛冰日期(2012 年 2 月 18 日)	10~20	15~25	18~27	35	59	66	20 873	19 528	20 837
终冰日期(2012 年 3 月 22 日)	—	3~4	7~9	—	10	12	—	1 189	3 089

2.3 风场及太阳辐射改变的敏感性分析

在其他热力因素相同的情况下, 仅将风速^[23]增大为原来的 1.05 倍后, 渤海初冰期提前了 4~5 d, 其盛

冰日期未变,还是2月18日左右,终冰日期比实际模拟(实际风速下)日期滞后4 d,所能达到的最大冰厚为76 cm。由此可见风速变化对渤海结冰的影响所占比重很大,因为风速是感热和潜热通量大小的主要影响因素,因此,如果渤海出现大风降温天气时,对冰情的预报更需要加强。

在其他热力因素相同的情况下,将2月份的云级分别调高1级时,渤海结冰的初冰日期未变,盛冰日期也没有改变,但是在太阳辐射增大的持续影响下,渤海的终冰日期改变很大,在3月27日左右就可以清楚地观察到,除了辽东湾沿岸还有极少数量的海冰外,渤海其余位置的冰已经完全融化;同时渤海冬季所达到的最大冰厚也与正常实测资料下的计算结果基本一致。由此可以看出仅改变2月份的太阳辐射量大小对渤海结冰的影响较小,原因是渤海各处的融冰过程在2月下旬基本开始,到3月底海面上除了辽东湾有少量海冰以外,其余各个地区的海冰已经融化。

2.4 感热及潜热通量系数的敏感性分析

在其他热力因素相同的情况下,只将感热以及潜热通量系数减小了0.000 2后,进行数值模拟发现,其计算结果显示初冰日期滞后3 d左右,盛冰及终冰期没有改变,但海冰的最大厚度减小了15 cm,可见,感热、潜热系数改变是几个因素改变后对冰情影响最敏感的一项。所以在进行海冰生消模拟时,对该海域的感热和潜热通量系数的率定与选取至关重要。

3 模型验证与分析

为了使结果显示更加完整,文中利用位于长兴岛附近葫芦山湾附近海域的两个测站的同步连续海流实测值对水动力模型进行了验证。结果见图1、图2,其中 V 为水平两方向流速的合成。可见其海流实测与模拟值二者吻合良好,说明模型可用于海冰生消模型的建立。2009/2010年冬季的海冰是近30年来渤海最严重的一次冰封,选取这一年的冰情对海冰生消模型进行验证,具有代表性。将2009/2010年冬季海冰模型的模拟结果与查阅国家相关网站的冰情进行对比发现,初冰及盛冰时间的差距很小,只有3 d左右的时间差,说明模拟结果的准确性可以保证;查阅相关文献[24]了解到终冰日期是2010年3月16日左右,模拟结果显示其终冰期为3月21日,相差5 d左右,产生该误差的主要原因是由于所掌握的初始热力学参数存在一定偏离所致,如图3所示。

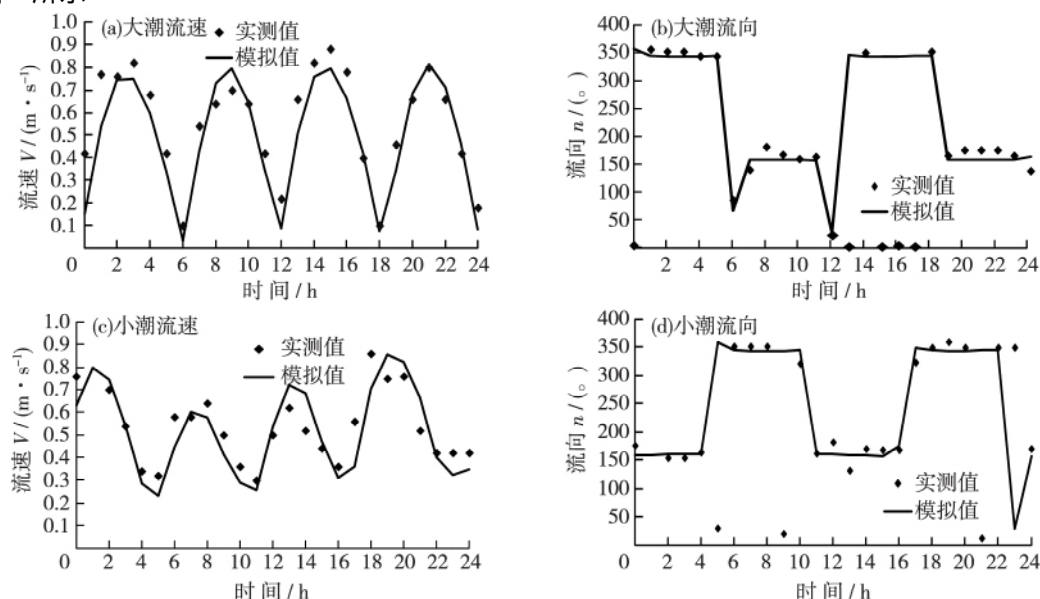


图1 大、小潮期海流观测值与计算值的对比(1#站: 39°29'23"N, 121°13'13"E)

Fig. 1 Comparison between observed and calculated values of sea current during spring and neap tides
(station 1#: 39°29'23" N, 121°13'13" E)

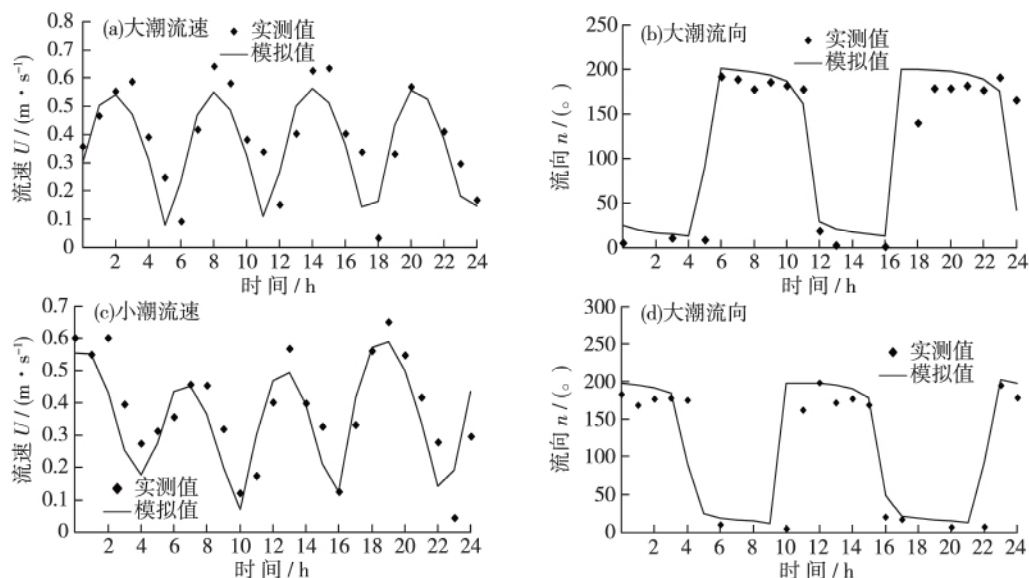


图 2 大、小潮期海流观测值与计算值的对比(2#站: $39^{\circ}27'27''\text{N}$, $121^{\circ}14'53''\text{E}$)

Fig. 2 Comparison between observed and calculated values of sea current during spring and neap tides (station 2#: $39^{\circ}27'27''\text{N}$, $121^{\circ}14'53''\text{E}$)

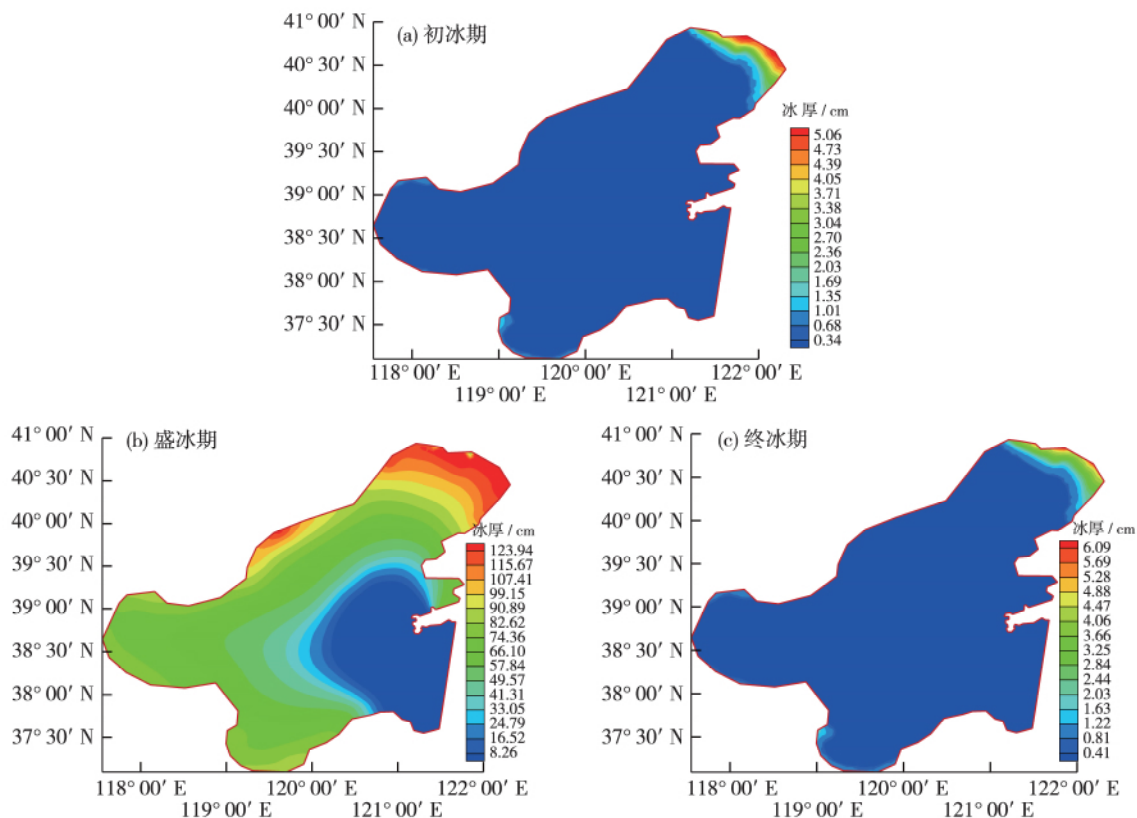


图 3 初冰期、盛冰期、终冰期的冰情分布状况

Fig. 3 Distribution of ice condition during initial ice period, maximum ice period, and terminal ice period

4 结 论

(1) 基于三维自由水面垂向分层动网格的 Euler-Lagrangian 模式, 采用将变量定义于单元节点的非结构化有限体积方法离散浅水方程, 模拟渤海的潮汐水流运动过程。利用实测值验证了模型的精确性、稳定性与

实用性。

(2) 以求解的水动力背景场为基础, 引入多个热力学因素的影响, 主要包括大气温度、相对湿度、风场特征、太阳辐射、感热通量系数以及潜热通量系数, 建立了渤海海域的海冰生消模型。并将各热力学参数对海冰冰情发展的敏感性进行了分析, 说明感热与潜热通量系数的选取对于海冰模拟结果的影响至关重要。

本文建立的渤海海域冬季海冰生消模型可以满足对渤海海冰长期冰情进行预测的要求, 能够为冰期的防灾减灾提供有效的技术支撑。

参考文献:

- [1] 孙劭, 苏洁, 史培军. 2010 年渤海海冰灾害特征分析[J]. 自然灾害学报, 2011, 20(6): 87-93. (SUN S, SU J, SHI P J. Features of sea ice disaster in the Bohai Sea in 2010[J]. Journal of Natural Disasters, 2011, 20(6): 87-93. (in Chinese))
- [2] WU S Q, ZENG Q C, BI X Q. Modeling of Arctic sea ice variability during 1948—2009: validation of two versions of the Los Alamos sea ice model (CICE) [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 2015, 8(4): 215-219.
- [3] STROEVE J C, SERREZE M C, HOLLAND M M, et al. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis [J]. Climatic Change, 2012, 110(3/4): 1005-1027.
- [4] 谭冰, 卢鹏, 李志军, 等. 南极威德尔海冬季冰脊形拖曳力[J]. 水科学进展, 2012, 23(6): 869-874. (TAN B, LU P, LI Z J, et al. Form drag of ice ridges in winter Weddell Sea, Antarctica [J]. Advances in Water Science, 2012, 23(6): 869-874. (in Chinese))
- [5] 王刚, 李海, 季顺迎, 等. 基于光滑质点流体动力学海冰热力-动力数值模式[J]. 水科学进展, 2007, 18(4): 523-530. (WANG G, LI H, JI S Y, et al. Sea ice thermodynamic-dynamic model based on smooth particle hydrodynamics [J]. Advances in Water Science, 2007, 18(4): 523-530. (in Chinese))
- [6] AHLKRONA J, KIRCHNER N, LÖTSTEDT P. A numerical study of scaling relations for non-newtonian thin-film flows with applications in ice sheet modelling [J]. Quarterly Journal of Mechanics and Applied Mathematics, 2013, 66(4): 417-435.
- [7] NOTZ D. Challenges in simulating sea ice in earth system models [J]. Wiley Interdisciplinary Reviews Climate Change, 2012, 3(6): 509-526.
- [8] CAMPBELL W J. The wind-driven circulation of ice and water in a polar ocean [J]. Journal of Geophysical Research, 1965, 70(14): 3279-3301.
- [9] MAYKUI G A, UNTERSTEINER N. Some results from a time dependent thermodynamic model of sea ice [J]. Journal of Geophysical Research, 1971, 76: 1550-1575.
- [10] 吴辉碇, 白珊, 张占海. 海冰动力学过程的数值模拟[J]. 海洋学报, 1998, 20(2): 149-162. (WU H D, BAI S, ZHANG Z H. Numerical simulation for dynamical processes of sea ice [J]. Acta Oceanologica Sinica, 1998, 20(2): 149-162. (in Chinese))
- [11] 赵倩, 刘煜, 唐茂宁, 等. 2012—2013 年冬季渤海海冰数值预报[J]. 海洋预报, 2014, 31(2): 73-79. (ZHAO Q, LIU Y, TANG M N, et al. Numerical sea ice forecast for the Bohai Sea in the winter of 2012—2013 [J]. Marine Forecasts, 2014, 31(2): 73-79. (in Chinese))
- [12] WANG Z L, GENG Y F. A three-dimensional semi-implicit unstructured grid finite volume ocean model [J]. Acta Oceanologica Sinica, 2013, 32(1): 68-78.
- [13] 王昆. 复杂水流的高分辨率数值模拟[D]. 大连: 大连理工大学, 2009. (WANG K. High-resolution numerical simulations for complex water flow [D]. Dalian: Dalian University of Technology, 2009. (in Chinese))
- [14] 王昆, 金生, 马志强, 等. 三棱柱形网格下自由表面流的三维数值模拟[J]. 水科学进展, 2009, 20(4): 490-494. (WANG K, JIN S, MA Z Q, et al. 3-D numerical simulation of free surface flow on tri-prism grids [J]. Advances in Water Science, 2009, 20(4): 490-494. (in Chinese))
- [15] 宋翔洲. 基于热收支分析的海气热通量物理约束机制研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2012. (SONG X Z. The physical constraint on the air-sea heat flux based on the heat budget analysis [D]. Qingdao: Ocean University of China, 2012. (in Chinese))
- [16] 赵书强, 王坤, 胡永强. 基于随机模糊理论的短期太阳辐射强度预测[J]. 太阳能学报, 2014, 35(12): 2468-2474. (ZHAO S Q, WANG K, HU Y Q. Forecasting short-term solar radiation intensity based on random-fuzzy theory [J]. Acta Energetica Sinica, 2014, 35(12): 2468-2474. (in Chinese))
- [17] MA J Y. The long-term variation and short-term prediction method of surface solar radiation in China [D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science & Technology, 2011.

- [18] DOBSON F W, SMITH S D. Bulk models of solar radiation at sea [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1988, 114(479): 165-182.
- [19] 季顺迎, 岳前进. 辽东湾海冰海洋热通量的确定与分析 [J]. 海洋通报, 2000, 19(2): 8-14. (JI S Y, YUE Q J. Determination and analysis of oceanic heat flux under sea ice cover in the Liaodong Bay [J]. Marine Science Bulletin, 2000, 19(2): 8-14. (in Chinese))
- [20] 陈锦年, 伍玉梅, 何宜军. 中国近海海气界面热通量的反演 [J]. 海洋学报, 2006, 28(4): 26-35. (CHEN J N, WU Y M, HE Y J. The remote of the sensible and latent heat fluxes in China coast [J]. Acta Oceanologica Sinica, 2006, 28(4): 26-35. (in Chinese))
- [21] LU Q M. On mesoscale modelling of the dynamics and thermodynamics of sea ice [R]. Copenhagen: Technical University of Denmark, 1988: 50-73.
- [22] 李宁, 顾卫, 丛建鸥, 等. 环辽东湾地区冬季平均气温对渤海海冰面积的影响 [J]. 资源科学, 2008, 30(12): 1818-1824. (LI N, GU W, CONG J O, et al. Impact of average winter temperatures around Liaodong Gulf Region on the sea ice area of Bohai Sea [J]. Resources Science, 2008, 30(12): 1818-1824. (in Chinese))
- [23] ERDEM E, SHI J. Comparison of bivariate distribution construction approaches for analysing wind speed and direction data [J]. Wind Energy, 2011, 14(1): 27-41.
- [24] 郭可彩, 商杰, 曹丛华, 等. 2009—2010 年冬季渤海及黄海北部冰情分析 [J]. 海洋预报, 2011, 28(2): 35-40. (GUO K C, SHANG J, CAO C H, et al. The analysis of the sea ice status on the Bohai Sea and Northern Yellow Sea in the winter of 2009/2010 [J]. Marine Forecasts, 2011, 28(2): 35-40. (in Chinese))

Sea-ice growth and decay model of Bohai Sea based on thermodynamic process*

WANG Kun¹, LIU Pan², JIN Sheng², WANG Nianbin¹, YU Zhe¹

(1. Liaoning Ocean and Fisheries Science Research Institute, Dalian 116023, China;

2. College of Hydraulic Engineering, Construction Engineering Department, Dalian 116024, China)

Abstract: In order to preferably simulate the growth and decay of the ice in the Bohai Sea, based on three-dimensional (3-D) Euler-Lagrangian mode with free water surface vertically-stratified dynamic mesh, the 3-D shallow water equation set was discretized applying unstructured finite volume method with Vertex-Centered pattern. Further, the moving process of water current in the Bohai Sea was simulated. In the background of the above mentioned water dynamic field, the effect of detailed thermodynamic process was introduced, then the freezing process of the Bohai Sea in winter was stimulated, and finally the growth and decay model of ice in this sea area was established. The thermodynamic parameters mainly atmospheric temperature, relative humidity, wind field features, solar radiation, sensible heat flux, and latent heat flux coefficients were systematically investigated. Considering the ice-growth process in the Bohai Sea during 2011/2012-normal ice year as an example, the influence of each thermodynamic parameter on the ice condition and multiple parameters sensitivity were analyzed, and finally model was verified. The results showed that sensible heat and latent heat flux coefficients were the most sensitive parameters affecting the ice condition, i. e., the maximum thickness of sea ice decreased by 15 cm after sensible heat and latent heat flux coefficients were reduced only by 0.000 2. Finally, based on the continuously measured hydrodynamic data and the typical disaster process of sea ice happened during the winter of 2009/2010, the model was verified again, which completely illustrated the higher accuracy, stability, and practicality.

Key words: Bohai Sea; 3-D Euler-Lagrangian mode; thermodynamic process; sea-ice growth model

* The study is financially supported by the National Non-Profit Research Program of China (No. 201505019) .