

渤海潮汐对冰作用的数值模拟

李海 白珊 张占海 吴辉碛

(国家海洋环境预报中心, 北京)

摘 要

为研究渤海潮对海冰运动的作用, 将渤海海冰模式与 Blumberg 的 ECOM-si 模式通过动力作用联结, 构成一种海冰-海洋动力耦合模式。应用上述耦合模式对渤海冬季潮流对冰的动力作用进行模拟研究, 得出了渤海海冰运动的一些显著特征。

关键词: 海冰模式, ECOM-si 模式, 耦合, 潮流, 渤海。

一、引 言

每年进入冬季, 我国渤海及黄海北部都有海冰形成。海冰的形成和发展、变化对海上石油平台及其它海上结构物都会造成不同程度的影响和破坏。海冰的发展、变化及运动规律相当复杂, 它不仅涉及到海冰动力学、热力学和流变学等方面的知识, 而且还需要考虑冰与大气、冰与海洋之间的相互作用。关于冰和海洋相互作用的研究, 一些冰-海洋耦合模式已被用于研究冰与海洋相互作用的物理机制^[1], 用于极区海冰年际变化和季节变化^[2], 高纬海域冰的季节变化^[3]的研究。但是在渤海潮流为环流的主要分量, 对冰的驱动起着主导作用。对渤海海冰运动、变化的模拟, 潮流是一个首先应加以考虑的因素。国内对于渤海潮汐和潮流的数值模拟非常多, 而且结果也很接近^[4-6]。本文利用 Blumberg 和 Mellor^[7] 的三维海洋环流模式首先对渤海的 M_2 分潮特征进行了数值模拟, 所得结果与以上模拟相比基本一致。在此模拟基础上, 将 Blumberg 和 Mellor 的三维海洋环流模式与渤海海冰动力-热力模式耦合研究了潮流对渤海海冰的运动和变化的作用, 得到了渤海海冰在潮流作用下运动的一些显著特征。下面分别概述海冰模式、海洋模式及其耦合模式的数值试验结果。

* 国家自然科学基金项目 49876003 和 59739171 资助。

二、模 式

采用国家海洋环境预报中心发展的业务海冰预报模式^[8]和三维海洋环流模式耦合,研究渤海潮与冰相互作用,预报风和潮流共同驱动下的海冰漂移。

1. 海冰模式

海冰模式既包括动力部分又包括热力部分,并通过连续方程连接这两部分,本文只考虑其中的动力部分,将海冰处理为粘—塑性可压缩物质确定冰内应力。

模拟海冰动力过程的基本方程是动量方程:

$$M \frac{d\vec{V}_i}{dt} = -Mf\vec{K} \times \vec{V}_i + A\vec{\tau}_{ai} + A\vec{\tau}_{wi} + \vec{F} \quad (1)$$

式中, F 是冰内应力, M 是单位面积冰质量,

$$M = \rho_i \bar{h} A \quad (2)$$

ρ_i 是冰密度, \vec{V}_i 是冰速, f 是科氏参数, A 是冰密集度, \bar{h} 是平均冰厚。 $\vec{\tau}_{ai}$ 和 $\vec{\tau}_{wi}$ 分别是冰面风应力和冰底水应力,采用简单的非线性关系

$$\vec{\tau}_{ai} = \rho_a C_{ai} |\vec{V}_a| \vec{V}_a \quad (3)$$

$$\vec{\tau}_{wi} = \rho_w C_{wi} |\vec{V}_w - \vec{V}_i| (\vec{V}_w - \vec{V}_i) \quad (4)$$

其中 \vec{V}_a 、 \vec{V}_w 和 \vec{V}_i 分别为冰表面风速、冰下海表层流速和冰速, C_{ai} 和 C_{wi} 分别为冰面风应力和冰底水应力拖曳系数。

采用平整冰厚、堆积冰厚和密集度三个参量刻画同一网格的平整冰、堆积冰和开阔水,将海冰连续方程转化为该三参量的预报方程组,与上述动量方程构成海冰模式的控制方程组^[9]。

2. 海洋模式

海洋模式采用 Blumberg 和 Mellor 的三维、原始方程、 σ 坐标系、并具有自由面高度预报能力的近岸海洋环流模式。模式中采用了三维原始方程作为控制方程组,可以模拟海洋温、盐以及流的变化情况。 σ 坐标系在大气中较为常用,并且已取得了很大的成功。该坐标系的采用,使模式既可以处理具有复杂的海底地形,又可以提高浅水区的垂直分辨率。为了计算动量和热量的垂直扩散系数,模式中包括了一个二阶半的湍流闭合子模式,即将动量和热量的垂直扩散系数认为是湍流动能的函数,从而引入湍流预报方程,它包括湍流动能和湍流宏观尺度两个方程,从而构成一个二阶半的湍流闭合子模式。为了模拟真实的

海洋情况, 开边界条件既包括入流和出流边条件, 又包括潮汐强迫边条件。

模式的动量方程为

$$\begin{aligned} & \frac{\partial uD}{\partial t} + \frac{\partial u^2D}{\partial x} + \frac{\partial uvD}{\partial y} + \frac{\partial u\omega}{\partial \sigma} - fvD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ = & \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) - \frac{gD^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma + DF_x \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial vD}{\partial t} + \frac{\partial uvD}{\partial x} + \frac{\partial v^2D}{\partial y} + \frac{\partial v\omega}{\partial \sigma} + fuD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ = & \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) - \frac{gD^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma + DF_y \end{aligned} \quad (6)$$

式中 u 和 v 分别为 x 方向和 y 方向的流速, ω 为 σ 坐标的垂直速度, η 为自由面高度, $D = H + \eta$, H 为海底地形, K_M 为垂直扩散系数, DF_x 和 DF_y 为水平湍流混合和扩散项。

该海洋模式通过上边界条件与海冰模式耦合, 海洋模式的上边界条件为

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = \vec{\tau}_0, \quad \sigma \rightarrow 0 \quad (7)$$

$\vec{\tau}_0$ 为海洋上表面所受的应力, 它包括水道部分所受的风应力 $\vec{\tau}_{aw}$ 和冰覆盖部分所受的冰应力 $\vec{\tau}_{iw}$, 其组合依赖于冰密集度 A ,

$$\vec{\tau}_0 = (1-A)\vec{\tau}_{aw} + A\vec{\tau}_{iw} \quad (8)$$

其中

$$\vec{\tau}_{aw} = \rho_a C_{aw} |\vec{V}_a| \vec{V}_a$$

$$\vec{\tau}_{iw} = \rho_w C_{iw} |\vec{V}_i - \vec{V}_w| (\vec{V}_i - \vec{V}_w)$$

式中 C_{aw} 为水面风拖曳系数, C_{iw} 为冰底冰对水的拖曳系数和 C_{wi} 相等。该模式除水平运动动量方程外, 还包括温、盐、湍流动能、湍流宏尺度以及 σ 坐标系的垂直运动方程等, 它们共同组成海洋模式的控制方程组。

3. 数值方法

对于海冰模式, 采用 Arakawa B 型网格。时间步长取为 1h。对于非定常动量方程采用半隐式方案, 利用逐步近似方法解线性方程, 利用超张弛方法解 (1) 式的差分方程, 对于定常的动量方程也采用超张弛方法。

对于海洋模式采用蛙跃格式对离散化的控制方程进行求解, 即在时间、空间网格上都采用中心差分格式。水平采用 Arakawa C 网格, 时间步长取为 12 分钟, 即每计算 1 步海冰模式, 海洋模式需计算 5 步。为了提高垂直方向上的空间分辨率, 又不至于因此而缩小时

间步长,垂直方向上的扩散项采用隐式格式进行积分。为抑制计算中产生的高频波分量,模式中采用了5点平滑滤波技术。

三、数值模拟

应用上面所介绍的渤海海冰—海洋动力耦合模式,分别对渤海的潮汐、潮流和1997年1月23日渤海海冰的发展、变化与漂移规律进行了数值模拟。计算范围为 $37^{\circ}\sim 41^{\circ}\text{N}$ 、 $117.5^{\circ}\sim 122.5^{\circ}\text{E}$ 之间的海域。耦合的两模式格距相同,为 0.1° 经度 $\times 0.1^{\circ}$ 纬度;所采用的空气密度为 $1.3\text{kg}/\text{m}^3$,冰密度为 $910\text{kg}/\text{m}^3$ 。冰模式中海水密度为常数,即 $1060\text{kg}/\text{m}^3$,而在海洋模式中由和海水温度和盐度有关的经验关系来确定。大气对冰的拖曳系数 C_{ai} 取为0.0012,对水的拖曳系数 C_{aw} 取为0.0059,冰对水的拖曳系数 C_{iw} 和水对冰的拖曳系数 C_{wi} 相等,取为0.0045;冰模式的时间步长取为1h,海洋模式时间步长为12分钟;对于科氏参数,冰模式取为 39°N 度处的科氏参数,而在海洋模式中则随纬度不同而改变。图1为模式所采用的渤海地形。

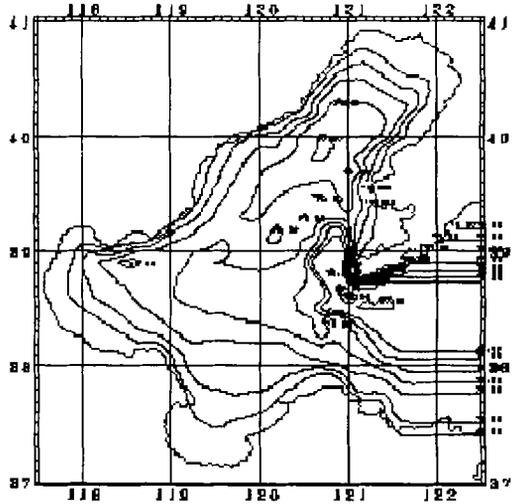


图1 渤海海底等深线

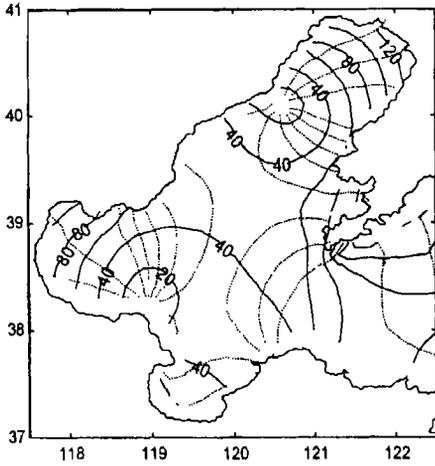


图2 渤海 M_2 分潮的等潮位线和同潮时线

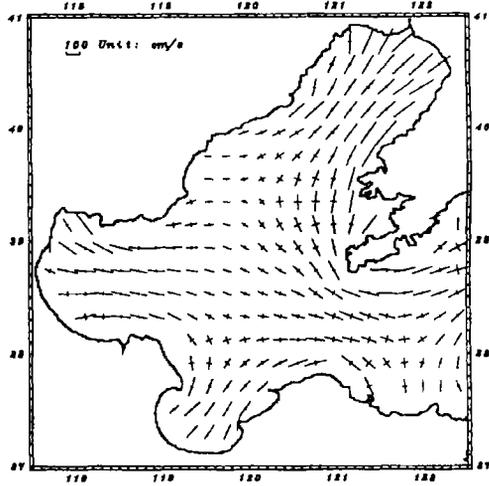


图3 渤海潮流椭圆图

不考虑海面风场作用,采用上述海洋模式模拟渤海 M_2 分潮。图2为所得的等潮位线和同潮时线,从中可以明显看出渤海 M_2 分潮的两个无潮点,一个在黄河口附近,另一个在秦

皇岛附近，这与实际观测的结果是一致的。图 3 为所模拟的渤海 M_2 分潮的潮流椭圆图，椭圆长轴基本沿各湾的主轴方向，并且与椭圆短轴相比，其大小占绝对优势。 M_2 分潮相差半个周期的瞬时潮流场，明显地显示渤海潮流很强的往复运动特性，并且潮流流速相当大，最大可达 96cm/s。所以，在渤海海冰预报、尤其是局地海冰预报中，必须考虑潮流对海冰的驱动作用。对 M_2 分潮以及其它分潮模拟结果和潮汐资料分析结果基本一致，基本反映了渤海潮汐的特征。

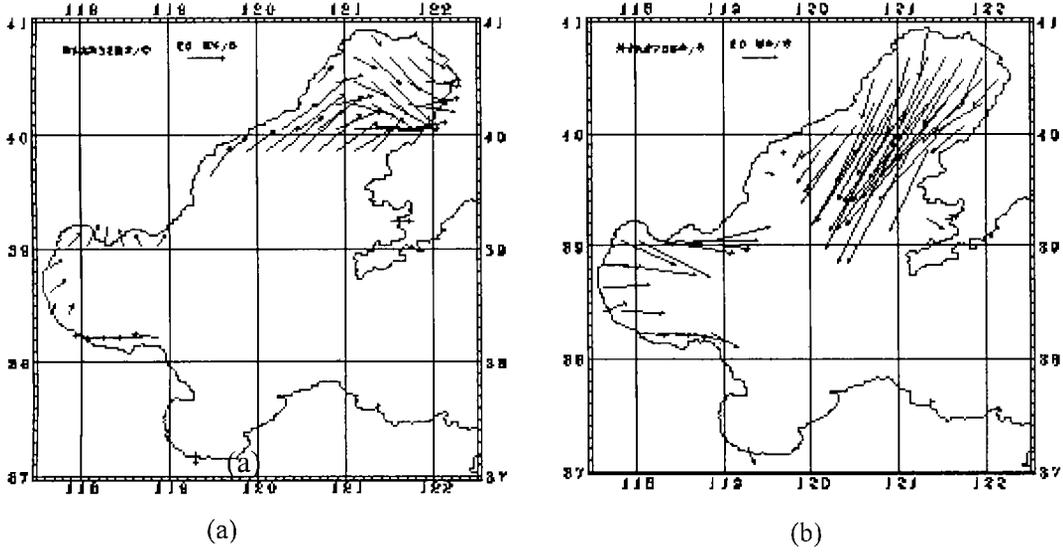


图 4 1997 年 1 月 23 日 20 时（北京时）渤海海冰漂移速度场 54 h (a) 和 63 h (b) 的预报

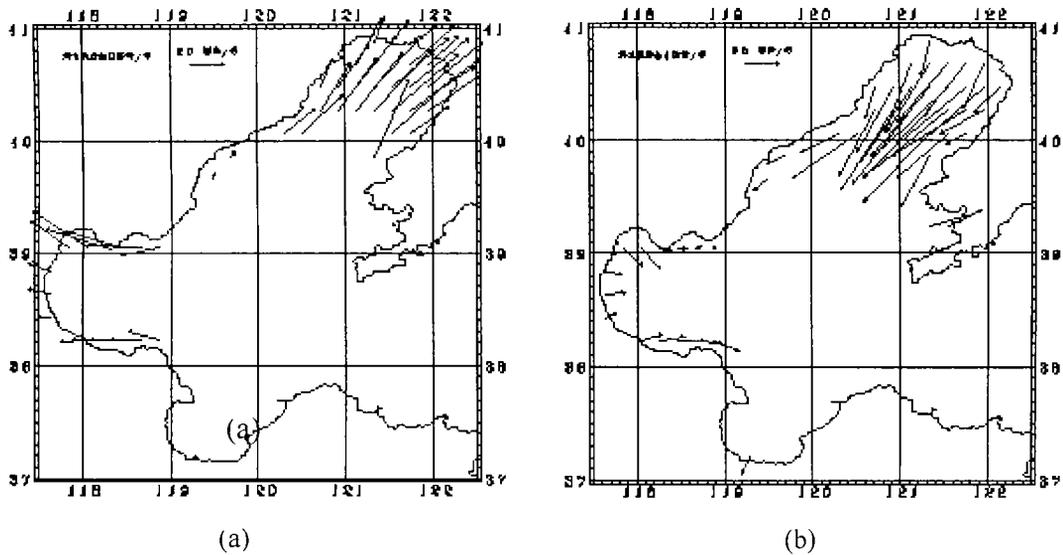


图 5 潮流驱动海冰漂移速度场的模拟，(a) 第 54 h，(b) 第 63 h

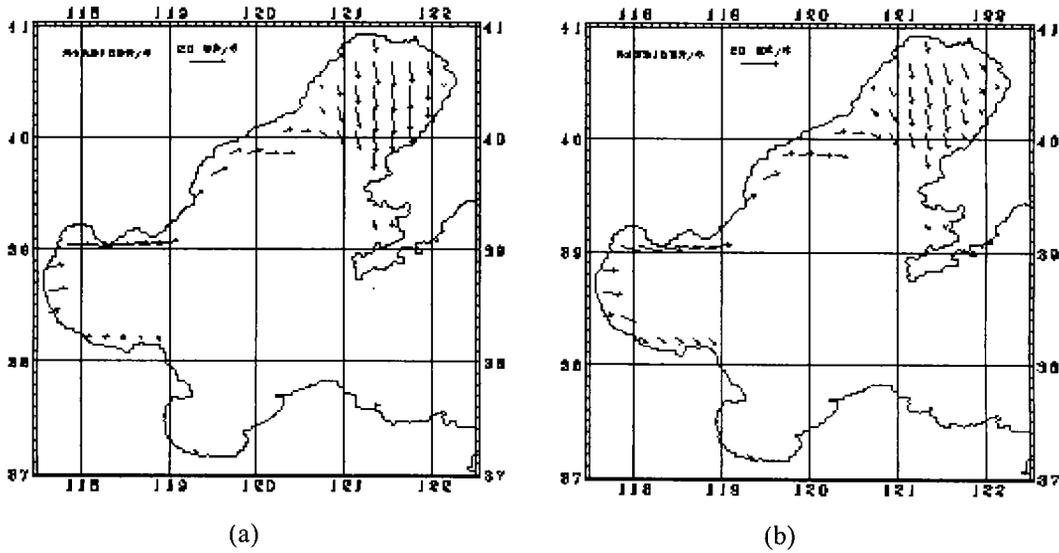


图 6 和图 4 对应时刻风驱动海冰漂移速度场的模拟, (a) 第 54 h, (b) 第 63 h

采用预报的海面风场, 1~3d 取自国家海洋环境预报中心大气模式预报结果, 4~5d 由日本气象厅数值预报产品传真经数值化得到。利用上述冰—海洋耦合模式预报渤海冬季风和潮流共同驱动下海冰漂移, 并进行各分量单独作用下冰漂移的对比试验。图 4 (a) 和 (b) 分别为 1997 年 1 月 23 日 20 时 (北京时) 的 5d 预报的第 54 h 和第 63 h 海冰漂移速度场。渤海在风和潮共同作用下, 海冰漂移速度不仅依赖于风与流的强弱, 而且决定于潮流方向与风向。当风向与潮流方向一致时, 可以使海冰的漂移速度进一步增大, 从图 4 (b) 可以看到此时海冰最大漂移速度可达 73cm/s, 而当风与潮流方向相反时, 则对海冰的漂移速度起消弱作用, 图 4 (a) 显示这时海冰的最大漂移速度只有 32cm/s。仅仅在潮流驱动下, 冰漂移的速度在半个潮周期中的变化正好与开始时刻反相, 图 5 模拟结果清楚地体现了海冰漂移随潮流周期变化的特点。图 5 和图 6 模拟结果还清楚地显示出潮致冰漂移速度比单纯在风驱动下漂移速度大得多, 潮致最大飘移速度为 50cm/s (图 5), 而风致漂移速度一般只为 10cm/s (图 6), 所以潮流对海冰的瞬时漂移速度具有很重要的作用, 在局地海冰预报中是应重点加以考虑的因素。

由 1997 年 1 月 23 日 54h 模拟结果

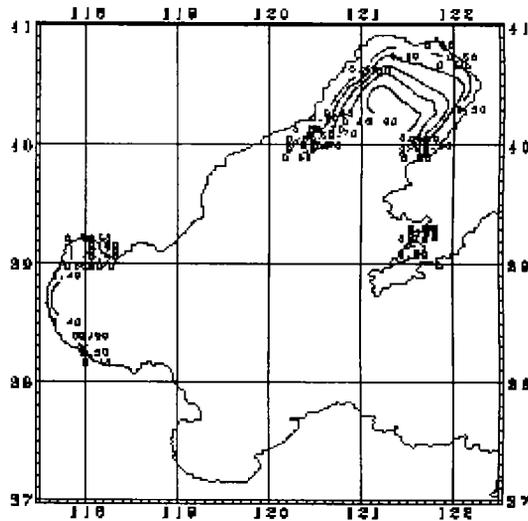


图 7 渤海海冰最大潮致漂移速度与最大潮流速度之比

(图 7) 给出了渤海海冰最大潮致漂移速度与最大潮流速度之比。从图 7 可以看出，冰的最大漂流速度在辽东湾中部开阔水域非常接近最大潮流速度，在近岸区域，冰的最大漂流速度明显小于最大潮流速度，一般为潮流速度的 50%左右。这主要是因为近岸冰一般较厚并且密集度较大的原因。

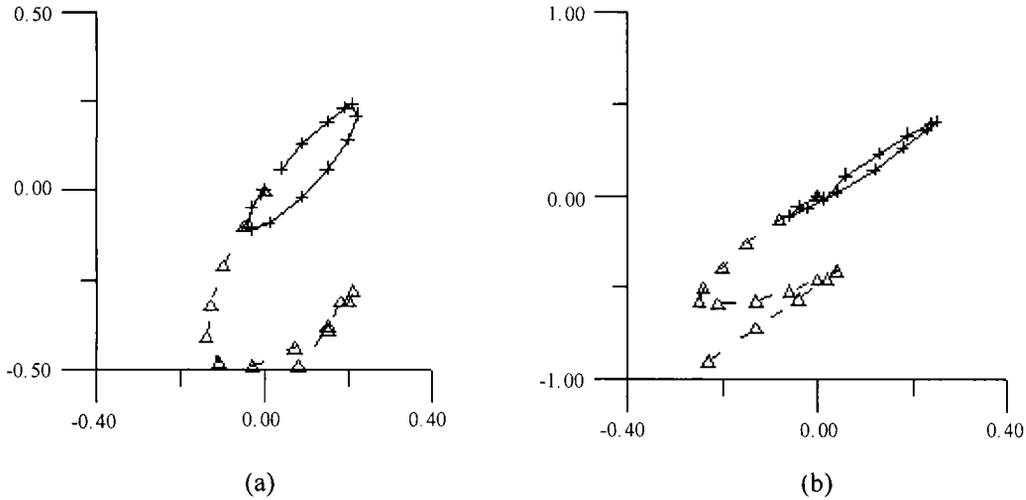


图 8 渤海海冰定点漂移轨迹图

(实线为纯潮流作用的冰漂移轨迹模拟，虚线为潮流与风共同作用的冰漂移轨迹预报)

图 8 (a) 和 (a) 给出辽东湾 2 个计算点， 122°E 、 40.7N 和 121.5°E 、 40.5°N ，1997 年 1 月 23 日 20 时（北京时）开始由 0 h~13 h 的冰漂移轨迹模拟和预报，实线是在只有潮流作用下的冰漂移轨迹，虚线是在风和潮流共同作用下的冰漂移轨迹，从中可以看出风、潮各自对海冰漂移的作用特点。由于潮流是一种往复运动，在单独潮流作用下的冰漂移也呈现出一种往复性的特点，就一个周期平均而言，几乎不会造成冰的明显移动，但潮流对冰的瞬时漂流速度影响很大，图 4 和图 5 明显地指出了这一点。潮流对海冰的漂移作用就一个周期而言，基本上是一种往复运动，在一个潮周期后又回到原来的出发点。和潮流的作用不同，风对海冰漂移的作用往往是单向的，尤其是在有寒潮作用时，单向风往往可能持续数小时，甚至 1~2d，即使是 4~5 级的偏北风，一天之内也可造成几十公里的冰漂移，使冰的分布发生很大的变化。

由于潮流流向基本沿渤海主轴方向，在辽东湾即为东北—西南方向，模拟结果明显指出，由

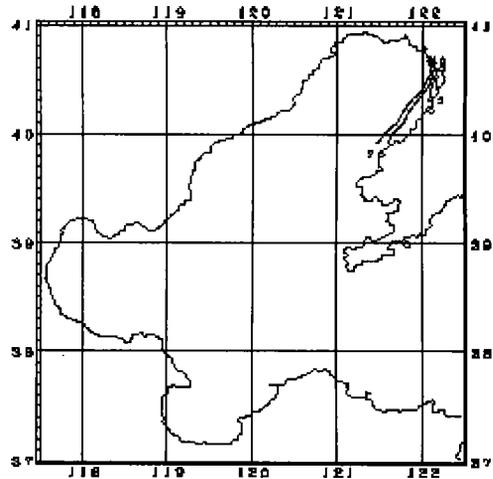


图 9 1997 年 1 月 23 日 5d 平均堆积冰厚 (cm) 预报

潮流所造成的冰堆积主要集中在辽东湾的北部, 而由风所造成的堆积和具体的风向有关。在 1997 年 1 月 23 日开始的 5d 预报风场作用下, 冰堆积主要集中在辽东湾的东岸。在风和潮共同作用下海冰堆积的方向主要与风向有关, 但堆积程度比单独在风应力的作用下要严重得多。这主要可能是由于由潮流作用所形成的堆积冰在风的作用下发生漂移与风作用下造成的冰堆积叠加所致。如图 9 所示, 5d 预报指出, 辽东湾东侧将会出现明显的海冰堆积, 其值系指冰覆盖域平均堆积冰厚, 实际堆积冰厚还依赖于冰覆盖域堆积冰所占面积之比, 故实际值远大于所示值。5d 冰厚预报结果指出, 风、潮联合作用下海冰的发展与变化与单独在风应力作用下海冰的发展与变化二者是不同的。风的作用往往是单向的, 而潮流对海冰的作用则具有往复的特征。

四、结 论

本文介绍了一种由国家海洋环境预报中心的海冰动力—热力模式和 Blumberg 的三维海洋环流模式构成的冰—海洋动力耦合模式, 并利用该耦合模式进行了渤海海冰数值模拟的个例研究。研究表明, 渤海海冰具有显著的能动性, 其中潮致漂移是渤海海冰主要的运动特点之一, 并且海冰的潮致漂移与潮流具有相同的周期, 方向也极为接近。潮流对海冰瞬时流速、流向的影响一般讲要远比风的作用大, 尤其是当风向与潮流流向相同时, 此时海冰的漂移速度达到最大, 所以在局地海冰预报中潮流的作用是应重点考虑的因素之一。并且, 在风、潮的共同作用下, 海冰的堆积也比单纯风应力作用下造成的海冰堆积要大。此外, 潮流对海冰的漂移作用就一个周期而言, 基本上是一种往复运动, 在一个周期后又回到原来的出发点, 而风的作用往往是单向的, 风是造成海冰长距离漂移的主要动力因素。

参 考 文 献

- [1] Motoyoshi Ikeda, 1989, A coupled ice-ocean mixed layer model of the marginal ice zone responding to wind forcing, *J. of Geophys. Res.*, 94, (C7), 9699-9709.
- [2] Shelley H. Riedlinger and Ruth H. Preller, 1991, The development of a coupled ice-ocean model for forecasting ice conditions in the Arctic, *J. of Geophys. Res.*, 96, (C9), 16955-16977.
- [3] Jari Haapala and Matti Lepparanta, 1996, Simulating the Baltic Sea ice season with a coupled ice-ocean model, *Tellus*, 48A, 622-643.
- [4] 万振文、乔方利、袁业立, 1998, 渤、黄、东海三维潮波运动数值模拟, *海洋与湖沼*, Vol. 29, No. 6, 611-616.
- [5] 叶安乐、梅丽明, 1995, 渤黄东海潮波数值模拟, *海洋与湖沼*, Vol. 26, No. 1, 64-70.
- [6] 赵保仁、方国洪、曹德明, 1994, 渤黄东海潮汐潮流的数值模拟, *海洋学报*, Vol. 16, No. 5, 1-10.
- [7] Blumberg A. F. and G. L. Mellor, 1987, A Description of A Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Model, *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, IV. Heaps, Ed., 1-16, American Geophys. Union.
- [8] 白珊、吴辉斌, 1998, 渤海的海冰数值预报, *气象学报*, Vol. 56, No. 2, 139-153.
- [9] 吴辉斌、白珊、张占海, 1998, 海冰动力学过程的数值模拟, *海洋学报*, Vol. 20, No. 2, 1-13.

NUMERICAL SIMULATION OF TIDAL EFFECTS ON ICE FOR THE BOHAI SEA

Li Hai Bai Shan Zhang Zhanhai Wu Huiding

(National Marine Environmental Forecast Center, Beijing)

Abstract

For studying the action of tide on sea ice in the Bohai Sea, a sea ice model for the Bohai Sea is coupled with ECOM-si model. The coupled model is applied for research on the dynamic effects of tidal current and wind on ice in the Bohai Sea during winters and obvious character about sea ice movement in the Bohai Sea is got.

Key words: Sea ice model, ECOM-si model, Coupling, Tidal current, Bohai Sea.