

海冰模式和数值预报

吴辉碇 李海白 珊 张占海

(国家海洋环境预报中心, 北京)

摘 要

根据渤海冰情, 在海冰动力学和热力学研究基础上, 提出一种海冰动力-热力模式。该模式包括平整冰、堆积冰和开阔水三要素, 采用粘-塑性本构关系计算冰内应力。利用参数化方法处理变形函数和热力增长率。该冰模式与潮流模式耦合研究渤海冰-潮相互作用, 并与 ECOM-si 海洋模式耦合进行预报试验。该冰模式与大气模式联接, 或应用气象部门数值天气预报产品进行海冰业务数值预报。本文还给出了预报结果。

关键词: 海冰模式, 冰-海洋耦合模式, 数值天气预报, 渤海。

一、引 言

渤海海域及其沿海地区是中国的重要经济开发区, 业已发现丰富的油气资源, 海上油气勘探开发正在迅速发展。然而每年冬季渤海的冻结和冰漂移对航运、海上油气勘探和生产有不同程度的影响, 尤其是在严冬季节, 例如 1969 年 2~3 月整个渤海几乎全部封冻, 造成航运和石油平台倒塌的严重危害。从 1969 年严重冰灾以后, 对海上冰情的监测和预报引起有关部门的关注。

除日常岸站观测外, 卫星遥感和飞机航测已都被列入海冰业务监测, 从而为海冰业务预报提供了资料基础。利用海洋水文和气象要素场与冰情之间统计关系, 一些经验统计方法被用来进行海水冻结与海冰消融的趋势预报, 估计冰厚和冰外缘线。船舶现场观测和调查、平台和雷达站的测冰以及一些专项野外观测和实验, 开拓了海冰信息服务, 并为海冰深入研究提供了依据。在海冰动力学和热力学研究的基础上^[1-3], 根据渤海的水文、气象和冰情特点, 提出适合于渤海的海冰动力-热力学模式, 成功地模拟了渤海海冰增长、消融和漂移^[2, 4]。利用卫星遥感实时资料, 将海冰模式和大气模式联接, 实现了海冰业务数值预报^[5], 拓宽了海冰预报和服务。下面两节分别概述海冰模式所依据的动力学与热力学基础、模式物理过程及数学上的处理。第四节叙述该模式与海洋模式耦合, 与大气模式联

* 国家自然科学基金项目 49876003、59739171 和九五攻关项目 96-02-03 资助。

接进行预报及其预报结果。

二、海冰热力过程和动力过程

决定海冰冻结和融化以及冰内温度结构的热力过程和决定冰漂移和形变的动力过程,以及两者共同决定的冰覆盖海域的冰厚变化以及开阔水或水道面积,为设计海冰模式的基础。

1. 海冰热力过程

海冰冻结的复杂过程受各种因素影响,促使海冰形成和增长的主要热力强迫作用是气—冰—海的能量交换,它们是构成海冰热力模式的基础。海面冰的出现和分布,不仅由于强冷空气侵袭,表面海水急骤降温所致,而且与海水密度、盐度、水深、海水的湍流运动和冻结核有密切关系。因此不同海区的水文、气象状况皆直接影响该海区冻结、结冰速度和冰内热力结构。辽东湾现场观测的冰温廓线清楚地显示上层和中间层冰温偏低,冰底温度接近海温,且表层冰温有明显的变化。冰内盐度分布呈“C”字型分布,即上、下层偏高,中间层偏低^[6]。^{7]}冰内这种温盐分布特征,以及所含杂质不仅决定冰的力学性质,而且直接影响冰内热传导。

对于无冰海面,仅考虑大气和海表面间热量交换,以及海洋混合层向上输送的热量。一旦海水冻结,由于复杂的大气和海洋的热力和动力强迫,冰覆盖海域通常间有水道或冰间湖,即使在极区海域也是如此,渤海冰水相间分布特征更是特别明显。因此在某一考虑海域或某一网格内,如图1,除考虑冰与大气、海洋间热量交换外,还必须同时考虑开阔水部分(1-A)大气与海洋间的热量交换。海面与大气间的热量交换包括太阳短波辐射、长波辐射、感热和潜热。

来自太阳的短波辐射,经过大气层被吸收和散射而衰减,有云情况下,云层除具有散射和吸收作用外,还具有不同程度的反射作用。图2表示渤海JZ-20-2平台97年1月观测得到太阳短波辐射和利用Laevastu(1960)^[8]公式计算结果的比较,指出到达海面的太阳短波辐射可以利用一些已有公式较满意地计算得到。但到达海面的太阳短波辐射,由于冰面和水面的反照率存在显著的差别($\alpha_i=0.5$ 、 $\alpha_w=0.1$)^[9],相当一部分太阳短波辐射被冰所反射,冰面反射率与冰厚有关,渤海冰较薄,如有雪覆盖,被反射的太阳短波辐射则更多($\alpha_s=0.75$)。这是冰雪覆盖对全球气候平衡作用的重要因子之一,即反射作用。除雪面净入射太阳短波辐射全部被吸收外,在冰面和水面仅部分被吸收,其余部分穿透入冰层和水层。由于冰与水物理性质的差异,因而其穿透机制也有显著的差别。入射到开阔海面的净太阳短波辐射透入海洋的绝大部分在上层被吸收,而呈指数衰减,通过海洋的穿透辐射不仅直接影响海洋热力结构,而且通过冰间水道和大气间热量收支,改变热力增长函数,影响冰厚和密集度。透过冰面的净短波辐射,使冰间卤水体积增大,推迟上表面降温。Semtner(1976)^[10]采用参数化方法处理透射的短波辐射,假定其40%作为冰面反射部分,剩下的在

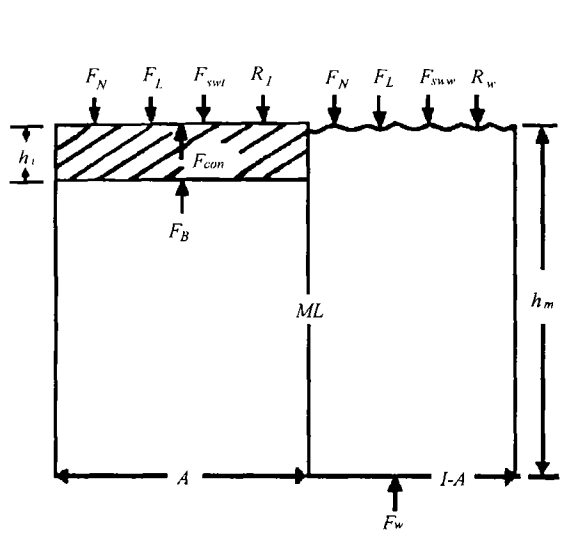


图 1 冰面和水面能量通量示意图

(图中 h_i 为冰厚, A 为冰密度。ML 表示海洋混合层, h_m 为混合层厚度, F_w 混合层底热通量, F_B 冰底海洋热通量, F_{con} 冰内热传导。冰、水与大气间净短波辐射分别为 F_{swi} 和 F_{sww} , 净长波辐射为 R_i 和 R_w , 感热和潜热通量为 F_H 和 F_L 。)

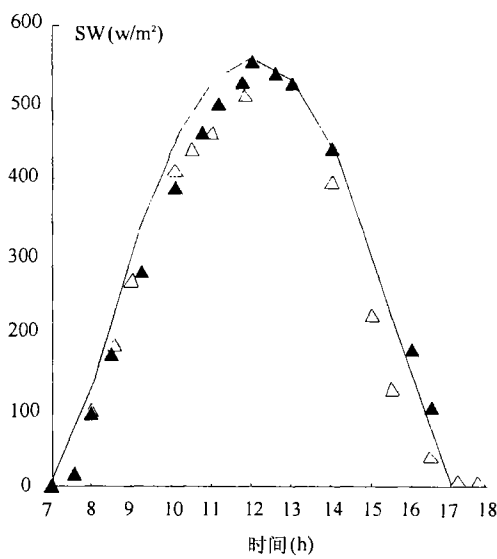


图 2 太阳短波辐射观测值与理论计算结果比较

(图中实线为计算值, 实三角和空三角分别 28 日和 29 日观测值)

表面收支中起着加热作用。除来自太阳的短波辐射外, 还有来自大气的长波辐射, 同时水面或冰面放射长波辐射, 这些都是海面热平衡的主要因素。地球大气的热辐射主要来自水汽、二氧化碳和臭氧。有云天气, 云的影响更是重要的、复杂的因子。海面向上的长波辐射主要依赖于表面冰温和水温。海洋与大气间的感热和潜热交换, 不仅取决于不同的下垫面状态, 而且更主要取决于与其接触的大气状态和运动, 即取决于大气边界层的物理结构和湍流运动特性, 但通常都采用简单的块体公式的参数化方法^[11]。感热和潜热输送系数, 一般取为常数, 但实际上它们依赖于许多因子而变化。利用 JZ-20 石油平台的气象、水文和冰情观测资料计算渤海冰面和水面的感热和潜热通量, 为模式热力过程处理提供了依据。

决定海冰热力过程另一主要因子是来自冰底的海洋热力强迫, 它直接由海洋混合层特性, 特别是冰覆盖下海洋混合层的能量输送所决定。这种物理过程非常复杂, 且缺乏观测资料, 通常在一些研究中取为常数, 但实际上, 不同海域、不同冰覆盖下的热通量差异很大, 岳前进等^[12]利用 1997/1998 冬季 JZ-20-2 平台海洋水文与气象观测资料推算辽东湾冰期内海洋热通量变化很大, 最大达 240Wm^{-2} 。采用冰—海洋耦合模式模拟和预报渤海海冰冰情, 冰底海洋热力强迫可以直接由海洋模式提供。由于渤海属超浅海, 冬季垂直充分混合到底, 因此和冰耦合的海洋模式可以采用简单的混合层模式。对于深海, 需重视混合层下跃层的卷夹作用。另外冰水相隔的侧向热量交换也是很重要的, 黄海暖流通过渤海海峡

进入内海,对渤海冰与海洋的热量交换影响很大,影响冰外缘线的南移和北撤。

除来自大气和海洋的外界热力强迫外,冰内热传导也是一种决定海冰增长、融化的重要热力过程,它链接了冰面与大气、冰底与海洋的相互作用。冰内热传导不仅受到穿透的太阳短波辐射的影响,而且依赖于冰内温盐分布及其复杂的内部结构。在本文海冰模式中仅采用 Semtner 的零层模式方案^[10]处理冰内热传导过程。

2. 海冰动力过程

气—冰—海系统动量和能量交换以及冰内相互作用决定海冰的动力过程,如冰漂移、形变、厚度再分布和冰脊形成。正如其它海域一样,渤海的冰总是处于不断运动之中。海冰运动的动量方程决定海冰在风应力和水应力的外界强迫和冰内应力作用下漂移。对于稳定自由漂移,如果冰质量足够小,可以忽略科氏力的作用,此时冰漂移和地转风大小成比例。由于实际风场的不稳定性、冰内应力作用以及冰与海洋相互作用等因子影响,实际风和海冰漂移的关系变得很复杂。渤海流冰明显地沿潮流椭圆主轴往复漂移,如文献[13]的图6所示。将海冰模式与潮流模式耦合模拟冰与潮的相互作用^[3, 14],发现在渤海潮流和风对冰运动具有重要作用,对冰瞬时漂移的影响潮流显得更加明显。图3清楚地显示了渤海冰在风和潮共同作用下运动的特点。模拟试验还进一步揭示了潮汐对冰的破碎和堆积的作用,从而改变冰厚的分布。

对于海冰,除来自大气和海洋的外界驱动外,冰内应力也明显地改变自由漂移的方向和大小。冰应力和形变的本构定律,对海冰漂移和形变是非常重要的。和海冰流变学有关的一些问题,如切变和抗压断裂的非线性性质,切变和抗压强度的相对量级以及冰强度和冰厚、冰块大小特征的关系等皆直接影响冰对外界强迫的响应,对正确选定气—冰—海耦合系统是很重要的^[15]。现较普遍地应用的粘—塑性本构关系^[16],在数学上有效地模拟了强非线性海冰动力学,该本构关系已成功地应用于渤海海冰预报模式,并进行了有关参数的敏感性试验,发现该本构关系的压力强度关系式中参数对冰漂移的影响很大,而且不同冰覆盖区影响程度也不一样^[17]。对渤海来讲,冰情时空变化很复杂,冰水相间且较薄的中纬度海冰流变学性质,采用什么样的本构关系最合适还有待于进一步研究。Falto 和 Hibler 的空化流体本构关系^[18]代替粘—塑性本构关系应用于海冰模式并与全球海洋环流模式耦合用于气候研究,已获得长期的、稳定的模拟结果。为了探索用于局地细网格海冰预报和全球气候研究不同目的,适合于不同冰况特征的本构关系,将上述两种以及弹—粘—塑性本构关系和自由漂移等进行对比研究。

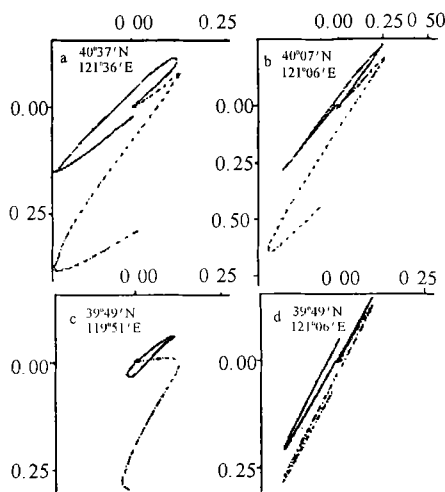


图3 风与潮共同作用下渤海海冰漂移轨迹的模拟结果
(坐标为格距,原点经纬度标在左上角,表示模拟位置。)

海冰动力学特性非常依赖于冰强度, 而冰强度因冰厚特性而变, 冰厚的变化除由于上述热力强迫而引起的冻结和融化过程外, 海冰形变引起的堆积或脊化形成厚冰, 通过水道形成而产生开阔水和薄冰。Thorndike 等^[19]引用冰厚分布函数, 表示地球物理尺度造脊过程, 通过薄冰再分布形成不同类型厚冰。在冰厚分布方程中引用形变再分布函数, 表示非均匀冰运动引起水道和冰脊形成的动力学过程。在渤海海冰模式中引用变形函数参数化地表示冰脊和水道的形成, 也明显地表示了非均匀冰速场的辐散和辐合对水道和冰脊形成的作用, 但纯切变形变对水道和冰脊形成过程还待研究。

三、海冰模式

为发展中国渤海和黄海北部海冰数值预报提出的模式既包括动力过程又包括热力过程。热力学部分根据气—冰、冰—水和气—水间热量收支参数化地决定海冰增长和融化, 动力学部分根据动量和质量守恒原理决定冰漂移和形变, 通过连续方程耦合两部分^[20]。

1. 模式参量和方程

模式网格取为 0.1×0.1 经纬度, 在某一网格内平整的薄冰、堆积的厚冰和开阔水同时出现, 由文献^[13]的图 4 机载侧视雷达照片, 清楚地表示了一个网格范围内冰水相间的特点。因此用堆积冰厚 h 、平整冰厚 h_i 和冰密集度 A 三个参量刻画同一网格包括的堆积冰、平整冰和开阔水。采用 Arakawa-B 型网格变量配置。决定海冰运动的动量方程除惯性项、科氏力项外, 还包括大气、海洋动力强迫项, 作用于冰面风应力和冰底水应力以及冰内应力, 忽略水位梯度力作用。由连续方程转化为密集度、平整冰厚和堆积冰厚三个预报方程, 并和上述动量方程组成模式的控制方程组。动量方程中风应力和水应力不仅依赖于冰面风速和冰底海洋表层流速的强弱, 而且还取决于复杂的冰表面和底部。模式中应用简单的非线性关系, 它们分别和风速、相对流速平方成比例, 其方向和大气、海洋边界层地转偏角有关。当与大气模式联系或采用大气模式预报的海面风场, 风应力偏角为零。当与海洋模式耦合, 水应力偏角也为零。用于渤海海冰预报的模式冰内应力采用粘—塑性本构关系。将动量方程转换成一组复杂的非线性偏微分方程组, 采用逐步近似方法和超张弛法解差分方程, 对预报方程采用修正的 Lax-Wendroff 方案^[4]。

2. 形变函数和热力强迫参数化

为了保持连续方程与三个预报方程的一致性, 引用了形变函数 Ψ_A 、 Ψ_i 、 Ψ_r , 用其确定在非均匀强迫场作用下, 产生冰内应力不均匀, 引起冰厚变化, 造成冰堆积, 甚至形成冰脊和水道。它们必须满足约速条件 $A \leq 1$ 和

$$h\Psi_A + A(\Psi_i + \Psi_r) = -hA\nabla \cdot \vec{V}_i$$

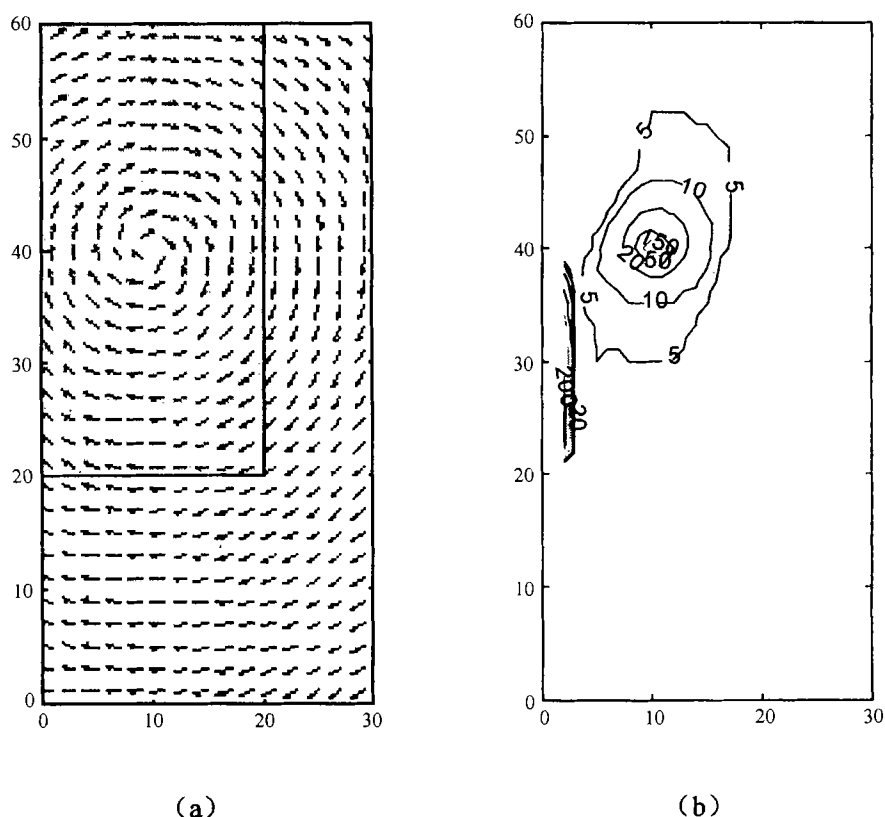


图 4 冰堆积形成的模拟

(a) 试验海域风场和冰覆盖, (b) 5 天模拟的堆积冰厚 h_r 分布 (单位 cm)

式中 $h = h_i + h_r$, \vec{V}_i 为冰速。当 $A = A_c$ 时, 附加汇项, 使当冰运动辐合时, 通过冰堆积使 A 不再继续增加。如果平整冰比某一经验确定临界值薄, 则仅改变平整冰厚, 否则仅改变密集度。 $A_c = 1$, 但模式运行中取 0.9。为了考查上述方案的可靠性, 进行了各种不同非均匀风场强迫的数值试验, 图 4a 为采用的理想海域, 假设西侧为海岸, 阴影区为冰覆盖, 密集度为 0.9, 冰厚为 50cm, 气旋式风场作用于冰面。图 4b 为第 5d 模拟堆积冰厚 h_r , 在涡旋中心和冰区西南角出现 2 个最大堆积, 最厚达 266cm, 前者是涡旋风场强迫所引起冰速场辐合而致, 后者是由于向岸风对沿岸冰强迫作用而成。数值试验结果表明, 冰漂移辐合形变而引起的堆积是很明显的。但对于冰速散度场为零, 仅存在切变情况下的形变, 冰脊和水道形成的模拟还有待进一步研究。

预报方程中引用热力增长函率 ϕ_A 、 ϕ_i 和 ϕ_r 表示连续方程中热力源汇项 ϕ , 描述大气、海洋热力强迫对冰密集度、平整冰厚和堆积冰厚的热力学作用。它们满足下列关系:

$$\rho_i(h\phi_A + \phi_i + \phi_r) = \phi$$

式中 ρ_i 为冰密度。在同一网格内分别计算气—冰、冰—水和气—水界面热量收支, 然后按

冰覆盖面积，即按冰密集度加权得到热力增长率。图 5 是根据 1989 年 1 月 27~28 日辽东湾 JZ-20-2 石油平台 (40°27'N, 121°17'E) 水文、气象和海冰观测资料计算的水面和冰面净热通量 Q_{ws} 、 Q_{is} 和总冰厚、密集度的热力增长率 ϕ_h 和 ϕ_A 。根据数值模拟和预报试验，超过 3d 海冰热力过程引起的冰厚、密集度变化越来越明显，特别是当持续偏北风驱动冰运动，辽东湾北部出现的水道再返冻；南移海冰的融化；以及偏南风驱动引起冰外缘线北移等皆明显受海冰热力过程影响。JZ-20-2 平台多年水文、气象和海冰连续观测，为该海域海冰热力增长率计算提供了依据。但是利用实时大气、海洋预报估计各种通量，准确地得出净热通量还是相当困难的。在单点观测资料分析和计算的基础上，一种简单参数化方法用以估计每天预报所取的增长率，通过实测资料和预报试验，调整半经验公式中的参数^[21]。

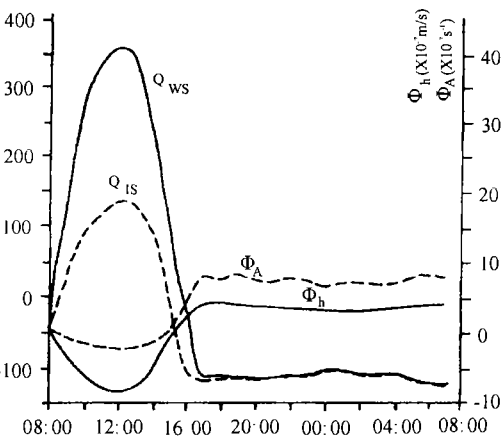


图 5 总冰厚和密集度的热力增长率 ϕ_A 和 ϕ_h 、
水面和冰面净热通量 Q_{ws} 和 Q_{is}
(横坐标为时间, 纵坐标为热通量 (W/m^2))

四、海冰数值预报

1. 初始化

实时卫星遥感资料的应用使利用上述海冰模式进行渤海定量化、客观化预报成为可能。由 NOAA 遥感图象提取海冰信息可作为初始场的基础，补充飞机航测、船舶观测以及沿海海洋站的日常观测资料，然后进行集成分析，得到冰密集度和厚度初始场。由于无实时冰速观测资料，采用三种不同方法进行初始化试验。即初始冰速为零， $\vec{V}_i(0)=0$ ；初始冰速和风速 \vec{V}_w 相关，例如简单地取 $\vec{V}_i(0)=0.03\vec{V}_w(0)$ ；采用动量平衡方程得到诊断冰速场作为初始场。忽略动量方程中的惯性项，只考虑大气和海洋应力、冰内应力和科氏力项，由初始冰厚、密集度迭代得到冰速。比较不同方案，冰速预报差别明显，但一天后冰厚、密集度预报差别很小。JZ-20 平台的实时观测资料被用以订正海冰初始场和检验预报。

2. 冰—海洋耦合模式

由于潮流驱动对于渤海冰漂移占有主导作用，渤海潮与冰相互作用在世界上也非常典型，为了研究冰—潮相互作用，采用类似于 Davies (1988)^[22] 模式的潮流模式和上述冰模式耦合模拟渤海冰与潮的相互作用^[3]。为了发展海冰数值预报，进一步考虑海洋对冰的动

力和热力强迫作用, 并且考虑渤海超浅海的特点, 采用 Blumberg (1991) [23] 适合近海的 ECOM-si 海洋模式和渤海冰模式耦合, 作为用于渤海的海冰数值预报的冰-海洋耦合模式基础。该模式和现在流行的 POM [24] 海洋模式有着相同的物理结构, 都是由 Blumberg 和 Mellor 提出的, 包括完全的海洋动力和热力过程, 为了较好地提供海洋垂直混合系数, 还包含了一个二阶湍流闭合子模式, 更加确切地描述了海洋的垂直混合过程。模式水平向采用正交曲线坐标系, Arakawa-C 型方案, 垂直为 σ 坐标系, 具有自由面。水平为显式时间差, 垂直采用隐式时间差, 以便可以提高表面和底边界层网格分辨率。POM 根据模式的快波和慢波采用分离解法, 而 ECOM 采用了半隐式方案, 即动量方程中水平压力梯度项和连续方程水平速度散度项皆作隐式处理, 从而计算浅水波方程求水位可以不受 CFL 稳定性条件限制。Wang 和 Ikeda 根据对海洋环流惯性振荡分析提出对动量方程中科氏力项采用预报-订正方案 [25], 即 Lax-Wendroff [26] 方案, 考虑栗原加权迭代, 加权迭代系数栗原取 0.506, 而 Wang 和 Ikeda 的系数依赖于时间步长和科氏参数。由于 ECOM 具有这些特性, 所以采用此模式与冰模式耦合能稳定地模拟渤海冰与潮的相互作用 [14]。预报试验结果清楚地显示此耦合模式能较好地预报风、潮共同驱动下的海冰漂移。该模式包括完整的海洋热力学过程, 提供冰下海洋热通量预报, 合理地处理海洋对冰的热力强迫作用。

3. 海冰模式与大气模式联接

为了发展渤海海冰数值预报业务系统, 必须联接海冰模式与大气模式, 由大气模式提供风应力、感热通量和潜热通量的预报结果。采用 5 层原始方程 σ 坐标大气模式与海冰模式联接, 在两者之间还联接一个大气边界层模式预报风应力和大气热通量。由大气模式得到边界层外参数, 根据表面层的 Monin-Obukhov 原理和 Ekman 层的 Rossby 相似性理论得到阻尼定律方程组, 用来计算湍流热通量 [27]。在国家海洋环境预报中心从 1989/1990 年冬季开始进行了 1~3d 海冰数值预报试验。为了延伸预报时效, 国家气象中心 T106L19 垂直 $\sigma \sim P$ 混合坐标谱模式产品和日本气象厅 T213L30 预报结果传真经数字化皆被应用, 进行了 1~5d 和 1~7d 预报试验。逐步建立海冰业务数值预报系统, 图 6 示意表示该系统的流程。预报产品包括平整冰厚、堆积冰厚、密集度及其 3d、5d 变化、冰漂移和轨迹、冰外缘线、局地冰况等, 通过传真、计算机网络等手段逐日传送到中国海洋石油渤海公司总调度室以及其它有关用户。为了检验预报结果和客观评价模式, 利用 NOAA 卫星遥感图象分析结果逐日进行客观统计检验, 近 10 年来检验结果指出第 3d 冰厚预报均方根误差为 5cm, 冰外缘线预报平均误差小于 8km。并且 JZ-20 平台实测资料也被用于及时检查预报结果。图 7 为渤海海冰覆盖范围 3d 预报结果与 NOAA 海冰遥感图象分析结果比较。图中虚线表示自 1996 年 1 月 5 日到 2 月 22 日预报的渤海海冰覆盖面积, 它与图中实线表示的同一时段内由遥感图象分析的实况值相当接近。但是 1 月底到 2 月中预报值比实况值偏大, 这可能是由于冰南移到深海, 海洋热力融解作用造成的。1998/1999 年冬季又是一个暖冬, 冰情轻。但从 1 月上旬末辽东湾冰情逐渐发展, 尤其是辽东湾东部海域冰外缘线迅速南推, 到 1 月 15、16 日接近 40°N。但 17 日以后冰覆盖面积迅速缩小, 尤其是辽东湾东部海域最明显。图 8a 为 1999 年 1 月 13 日开始的 5d 预报预报结果, 这 5d 预报明显地反演了海冰的增长过程, 但

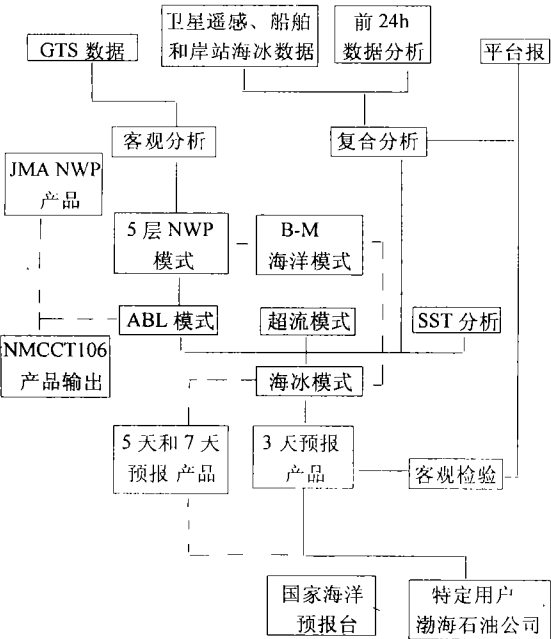


图 6 渤海海冰数值预报流程

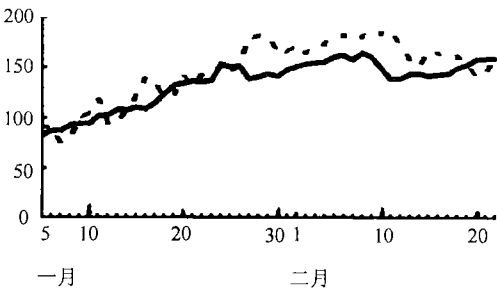


图 7 1996 年 1 月 5 日到 2 月 22 日期间渤海冰覆盖面积 (10^3km^2) 3d 预报的逐日变化 (虚线) 和对应日期卫星遥感图象分析结果 (实线)

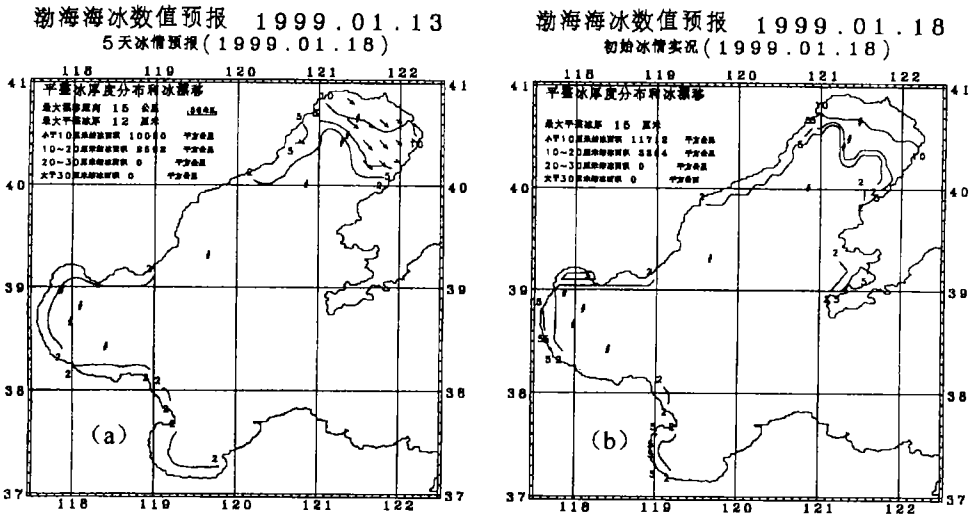


图 8 1999 年 5d 预报结果

(a) 1999 年 1 月 13 日 5d 预报结果, (b) 1999 年 1 月 18 日冰情实况

17 日后辽东湾东部外缘线后退（如图 8b 所示）未能预报出来。

五、总 结

近 10 年的预报试验和逐日业务预报结果表明所使用的海冰动力—热力学模式适合于渤海和黄海北部海冰漂移、增长和消融的预报，所发展的冰—海洋耦合模式已成功地模拟和预报渤海潮流对冰漂移的驱动作用。冰厚和密集度的预报结果和冰情演变实况接近，统计检验结果指出该模式和预报系统具有可靠性和应用于业务预报的可行性。发展和提高海冰数值预报的关键在于冰初始场和大气、海洋强迫场的精度。卫星遥感资料是提供冰模式初始场的基础。目前只局限于 NOAA 图象的应用，受到云的限制，而且分辨率低，因此需进一步辅助其它资料的应用和集成分析。应用资料同化技术将会使初值分析和预报有所提高。来自大气的动力和热力强迫的预报精度和时效直接决定了冰预报精度高低和时效长短。目前联接的 5 层大气模式无论是分辨率、精度和时效皆不能满足要求，中国国家气象中心 T106 和日本气象厅 T213 数值预报产品的应用，虽使预报时效由 3d 提高到 5d 和 7d，但国家气象中心预报产品的精度和分辨率还有待进一步提高。通过传真取得日本气象厅数值数值天气预报产品更影响应用效果。如何提高数值天气预报产品的应用显得更加重要。发展和完善冰与海洋模式的耦合，特别是热力过程的耦合以及参数的选取是我们提高冰预报精度和时效另一努力之点。

参 考 文 献

- [1] 王仁树等, 1994, 渤海海冰漂移过程的数值模拟和试验, 海洋与湖沼, 25, 301~305。
- [2] 王志联、吴辉碁, 1994, 海冰的热力过程及其与动力过程的耦合模拟, 海洋与湖沼, 25, 408~415。
- [3] Zhang Zhanhai and Wu Huiding, 1994, Numerical study on tides and tidal drift of sea ice in the ice-covered Bohai Sea, Sea Ice: Observation & Modelling, Yu Zhouwen et al., Eds, China Ocean Press, 34~46。
- [4] 吴辉碁、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。
- [5] 白珊、吴辉碁, 1998, 渤海的海冰数值预报, 气象学报, Vol. 56, No. 2, 139~152。
- [6] 李志军等, 1989, 辽东湾平整固定冰冰温及其它物理性质的测定与分析, 海洋学报, 11, 525~532。
- [7] Yang Guojin and P. Jochmann, 1988, Ice Survey in the Liao Dong Bay, Hamburgische Schiffbau-Versuchsanstalt, GmbH, Hamburg, E 182/88
- [8] Laevastu T., 1960, Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea, Soc. Sci. Fenn. Comm. Phys. Math., 25, 1.
- [9] Parkinson C. L. and W. M. Washington, 1979, A large-scale numerical model of sea ice, J. Geophys. Res., 84, 311~337
- [10] Semtner A. J. Jr., 1976, A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigation of climate, J. Phys. Oceanogr., 6, 379~389。
- [11] 吴辉碁、王志联, 1992, 海冰热力过程及其数值模拟, 见: 科学与工程计算丛书《物理海洋数值计算》, 冯士竿、孙文心编, 郑州, 河南科技出版社, 361~428。
- [12] 岳前进、季顺迎等, 1999, 沿海海冰数值模式中计算参数的确定, 海洋预报, Vol. 16, No. 3。
- [13] 白珊、刘钦政、李海、吴辉碁, 1999, 渤海的海冰, 海洋预报, Vol. 16, No. 3。
- [14] 李海、白珊、张占海、吴辉碁, 1999, 渤海潮汐对冰作用的数值模拟研究, Vol. 16, No. 3。
- [15] IP C. E., Hibler W. D. III, Falto G. M., 1991, On the effect of the rheology on seasonal sea-ice simulations, Ann. Glaciol., 15, 17~25
- [16] Hibler W. D. III, 1979, A dynamic and thermodynamic sea ice model, J. Phys. Oceanogr., 9, 815~846
- [17] 吴辉碁、白珊、张占海, 1995, 海冰流变学, 高科技研究中的数值计算, 蒋伯诚、张锁春主编, 国防科技大学出版社, 40~49。
- [18] Flato G. M. and W. D. III Hibler, 1992, Modeling pack ice as a cavitating fluid, J. Phys. Oceanogr., 22, 626~651。
- [19] Thorndike A. S. et al., 1975, The thickness distribution of sea ice, J. Geophys. Res., 80, 4501~4513。
- [20] 吴辉碁, 1991 海冰的动力-热力过程的数学处理, 海洋与湖沼, Vol. 22, No. 4, 321~328。
- [21] 王可光、白珊、吴辉碁, 1999, 一种海冰热力过程参数化方案, 海洋预报, Vol. 16, No. 3。
- [22] Davies A. M., 1988, On formulating two-dimensional vertically integrated hydrodynamic numerical models with an enhanced representation of bed stress, J. Geophys. Res., 93, 1241~1263
- [23] Blumberg A. F., 1991, A primer for ECOM-si, Technical Report for HydroQual, Inc., Mahwah, NJ, 66
- [24] Blumberg A. F. and G. L. Mellor, 1987, A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in Three-Dimensional Coastal Ocean Models, ed N. S. Heaps, AGU, Washington D. C., 1~16。
- [25] Wang J. And M. Ikeda, 1995, Stability analysis of finite difference schemes for inertial oscillations in Ocean general circulation models, in Computer Modelling of Seas and Coastal Regions, ed. C. A. Brebbia et al., Computational Mechanics Publications, Southampton, 19~27
- [26] Lax P. D. and B. Wendroff, 1960, System of conservation laws, Commun. Pure and Appl. Math., 73, 217~237
- [27] Wu Huiding, 1986, An atmospheric boundary layer model and its application, Modelling, Simulation & Control, AMSE Press, France, C4 (3), 1~19

SEA ICE MODEL AND NUMERICAL FORECASTING

Wu Huiding Li Hai Bai Shan Zhang Zhanhai

(National Marine Environmental Forecast Center, Beijing)

Abstract

A dynamic-thermodynamic ice model with three levels, level ice, rubble and open water, for the Bohai Sea is presented on the basis of ice conditions in the Bohai Sea and study on dynamics and thermodynamics of sea ice. The viscous-plastic constitutive law is used for calculating internal ice stress and the deformation functions and thermodynamic growth rates are estimated by using parameterization schemes in the model. The ice model has been coupled with a tidal current model for studying ice-tide interaction for the Bohai Sea and coupled with ECOM-si model for forecasting test. An atmospheric model is linked to the ice model and outputs of numerical weather prediction from the meteorologic institutions are used for operational numerical sea ice forecasts for the Bohai Sea. The forecasting results are shown in the paper.

Key words: Sea ice model, Coupled ice-ocean model, Numerical sea ice forecast, Bohai Sea.