

①2000, 19(5)
1-11第19卷 第5期
2000年10月海洋通报
MARINE SCIENCE BULLETINVol. 19, No5
Oct., 2000

渤海海冰热力过程处理*

P722.4

P731.32

王可光 王彩欣 吴辉碇

(国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

摘要 针对渤海海冰的生消漂移规律, 以及对海冰数值模式延长预报时间、增强预报时效的要求, 本文推导了与之相适应的海冰热力学过程的数学描述。并在考虑海冰中短期变化规律的基础上, 对太阳短波辐射、净长波辐射及海洋热通量, 提出以日平均量代替一个时间步长内的平均来进行处理的方法。个例研究表明该方法有较好的模拟能力, 这为海冰数值预报延长预报时效提供了有效的保障。

关键词 渤海 海冰 热力过程

海冰热力增长函数, 热量收支方程

引言

海冰是中高纬海区海水温度降低至冰点时出现的一种固态水。我国渤海海域是世界上出现海冰纬度最低的海区。每年冬季, 在北方冷空气的持续作用下, 海水温度不断降低, 出现海冰; 而当翌年春季, 海冰随天气趋暖逐渐消融殆尽, 具有一年冰的典型特点。与其它有冰海区相比, 渤海由于水浅, 四周为陆地包围, 仅有渤海海峡与外海相通, 受陆地和气象的影响非常明显。此外, 渤海地区由于海流强大, 海冰的动力变化相当剧烈, 即使是在渤海北部冰情很严重的海区, 也常常出现这样一种情况: 海冰密集度超过8成的海区, 第二天会一点冰都没有。因此, 在3天预报时单独的动力模式即能相当好地预报海冰的生消和运移, 这已为近10年来的海冰预报所证实。

为了延长预报时间、增强预报时效, 需要进行5~7天的海冰预报, 此时海冰的热力影响已不能忽视。然而, 由于直接利用热量收支方程计算净热通量, 是大项的小差, 所需资料 and 大气模式的预报结果均难以满足计算所需的精度。此外, 与热力过程有关的各项中, 还存在诸多不定参数, 将使数值积分产生很大的不确定性, 影响模式对热力过程的预报效果。为了解决该问题, 王可光等(1999)^[1,2]曾对渤海冰期的基本水文气象参量作过比较详细的调查和研究, 并利用观测资料的分析结果, 对海冰的热力过程进行了参数化。采用该参数化方案的热动力模式与原动力模式一起对1998/1999冬的海冰进行了同步预报, 对比这两种模式对冰厚和外缘线的预报能力表明, 热动力模式对外缘线的预报要强于单纯的动力模式, 然而对冰厚的预报反而不如单纯的动力模式。说明该参数化方案还存在一定的缺陷。

为此, 本文对原有的海冰热力增长函数的表达式进行了改进, 并通过简化热力过程各项, 给出热量收支方程中各项的积分形式。既减少了不确定因素对预报结果的影响, 又克服了参数化过程空间分辨率不高的缺点, 对业务预报有较大的提高。

收稿日期: 2000-02-17; 收修改稿日期: 2000-05-13

*国家自然科学基金项目(49976007, 49876003, 59739170); “九五”攻关项目(96-908-02-03); 国家高科技项目(863-818-06-04); 国家海洋局青年基金(99301)和国家海洋环境预报中心“九五”海温课题资助

1 海冰热力-动力模式

本模式同时考虑海冰动力过程和热力过程, 动力学方程中冰内应力采用 Hibler(1979)^[3]成功应用的粘-塑性本构关系, 冰面风应力和冰底水应力采用简单的块体公式, 依赖于冰面风场和冰底海洋表层流速。采用平整冰、堆积冰和开阔水三要素描述同一网格内冰的分布^[4]。

从而将连续方程转化为平均平整冰厚 $\bar{h}_i$, 平均堆积冰厚 $\bar{h}_r$ 和密集度 A 的预报方程组:

$$\begin{cases} \frac{\partial A}{\partial t} = -\bar{V} \cdot \nabla A + \psi_A + \Phi_A \\ \frac{\partial \bar{h}_i}{\partial t} = -\bar{V} \cdot \nabla \bar{h}_i + \psi_i + \Phi_i \\ \frac{\partial \bar{h}_r}{\partial t} = -\bar{V} \cdot \nabla \bar{h}_r + \psi_r + \Phi_r \end{cases} \quad (1)$$

式中 ψ_A, ψ_i, ψ_r 是为了使方程组(1)与连续方程一致而引入的形变函数, 引入热力增长函数 Φ_A, Φ_i, Φ_r 表示连续方程中来自大气、海洋的热力强迫, 以确定海面是否开始结冰, 海冰是增长还是融化。

冰与大气、海洋热交换所得或损失的热量影响冰的厚度和分布面积。模式中引入热力增长函数加以考虑。开阔水面净热量损失引起的增长率为 f_0 ; 冰面和冰底的增长率分别为 $f_1(\bar{h})$ 和 $f_2(\bar{h})$, 其中 $\bar{h} = \bar{h}_i + \bar{h}_r$ 。记 $f(\bar{h}) = f_1(\bar{h}) + f_2(\bar{h})$, 则有

$$\begin{cases} f_0 = -Q_0/Q_i \\ f(\bar{h}) = -(Q_{is} + Q_{ib})/Q_i \end{cases} \quad (2)$$

式中 Q_0 ——开阔水面热通量; Q_{is}, Q_{ib} ——分别为冰面和冰底热通量; Q_i ——冰融解热, 在渤海约为 300 kJ/kg , 即凝结或融解面积为 1 m^2 厚度为 2 cm 的海冰所需的热量约为 $6.0 \text{ MJ}^{[1]}$ 。当然, 热量收支中还应考虑海冰本身的温度变化所放出或吸收的热量, 但即使是厚度为 20 cm 面积为 1 m^2 的海冰, 其整体温度变化 5°C 时的最大热量变化(因为海冰的比热是变化的)才达到 $30 \text{ kJ}^{[2]}$, 此值与海冰融解或凝结 2 cm 厚所引起的热量相比, 小 2 个量级, 故可忽略不计。此时热力过程引起的整个网格内的平均冰厚变化率为:

$$\Phi_0 = f(\bar{h})A + f_0(1-A) \quad (3)$$

式中考虑了热量通过冰下水与开阔水之间的水平交换, 即 f_0 无论正负, 均有意义。当 f_0 大于 0 时, 使开阔水冻结; f_0 小于 0 时, 使原有冰融化。

开阔水域净热量损失引起水面降温, 可能导致初生冰形成, 在这种情况下考虑对密集度变化的作用; 然而冰面热量损失不一定影响密集度变化, 只有当冰面净得热量造成冰完全融化时, 才考虑对密集度变化的作用。模式中引入密集度热力函数:

$$\Phi_A = \Phi_{A1} + \Phi_{A2} \quad (4)$$

其中

$$\Phi_{A1} = \begin{cases} (1-A)f_0/h_w, & f_0 > 0 \\ 0, & f_0 < 0 \end{cases} \quad (5)$$

$$\Phi_{A2} = \begin{cases} 0, & \Phi_0 > 0 \\ \Phi_0/2\bar{h}, & \Phi_0 < 0 \end{cases}$$

式中 Φ_{A1} ——表示开阔水冻结时产生的密集度的增加; h_w ——开阔水域冻结形成冰的临界厚度, 当冰厚大于 h_w 时, 其上的热通量与开阔水时有较大的差别。模拟北极海冰时, Hibler (1979)^[3]取 0.5m, 本文根据渤海海冰实际情况以及模式模拟结果取为 0.04m。 Φ_{A2} 表示原有冰在融化时引起的密集度减小。取厚度分布为线性分布(即厚度为 $0 \sim 2\bar{h}$ 之间均匀分布), 且各处融化速率相同。则在 Δt 时间后, 厚度小于 $|\Delta t \Phi_0/A|$ 的冰均被融化, 这部分变化的密集度为 $\Delta t \Phi_0/A \times A/2\bar{h}$, 即密集度减少的速率是 $|\Phi_0/2\bar{h}|$ 。显然, 厚度分布不同, 该值也会产生变化。由此可得下一时刻的冰密集度和总冰厚:

$$\begin{cases} A^{n+1} = A^n + \Phi_A \Delta t \\ \bar{h}^{n+1} = \frac{(A^n + \Phi_{A2} \Delta t)(\bar{h}^n + \Phi_0 \Delta t) + \Phi_{A1} h_{cr} \Delta t}{A^{n+1}} \end{cases} \quad (6)$$

这里上标 n 表示当前时刻, $n+1$ 表示下一时刻。 $\bar{h}$ 为平整冰厚和堆积冰厚的和, 即假定了热力过程中平整冰和堆积冰的性质一致。它们的差别可以通过进一步研究冰厚分布函数来解决。

模式计算指出, 热量收支方程的计算对确定热力函数起着重要作用; 但热量收支方程中的净热通量皆是大项的小差, 且随时间变化相当明显, 因此确定热力函数相当困难。Hibler (1979) 在研究北极海冰时采用的方法是预先给定, 但此法显然不适合于渤海的海冰预报。为解决此问题, 一种方法是直接对式(2)进行参数化^[2]; 另一种方法是, 选择合适的方法来计算有冰海域的净热通量, 而这正是本文讨论的重点。

2 海冰热量收支方程

在有冰海域, 某一网格内, 既有开阔水, 又有冰覆盖。对于开阔水面, 混合层净得热量为:

$$Q_0 = FH_w \downarrow + FL_w \downarrow + LW_w \downarrow + SW_w \downarrow + F_w \quad (7)$$

冰表面与大气间热量收支关系为:

$$Q_{is} = FH_i \downarrow + FL_i \downarrow + LW_i \downarrow + SW_i \downarrow + K_i(T_B - T_{at})/h \quad (8)$$

式(7)、式(8)中 $FH \downarrow$, $FL \downarrow$ ——感热和潜热通量; $LW \downarrow$ ——净长波辐射; $SW \downarrow$ ——净太阳短波辐射; $\downarrow$ 表示向下为正。下标 w 和 i 表示下垫面为水面和冰面。 F_w ——海洋热通量; K ——冰热传导系数; T_{at} ——冰表面温度; T_B ——冰底温度; h ——冰厚。

冰底的热通量为:

$$Q_{ib} = F_B \uparrow - K_i(T_B - T_{at})/h \quad (9)$$

式中 F_B ——通过冰底的冰水间热量交换。令 $Q_I = Q_{is} + Q_{ib}$, 则式(8)+式(9)有:

$$Q_t = FH_{\downarrow} + FL_{\downarrow} + LW_{\downarrow} + SW_{\downarrow} + F_B \quad (10)$$

渤海冬季时海水充分混合, 可以认为 $F_B = F_w$ 。显然, 式(10)与式(7)具有完全一致的表达式, 仅每项中参数不同而已。

3 海冰热力过程的积分形式

从上节可知, 与海冰热力过程有关的热通量为太阳短波辐射和长波辐射、感热和潜热、以及海洋热通量。由于数值预报模式中应用的是热通量的积分和, 考虑到热量收支方程中各项随时间有较大的变化, 下面讨论各项的积分形式。

3.1 短波辐射和长波辐射

长波辐射通常包括来自大气的长波辐射, 以及海面或冰面的长波辐射。研究海面或地面热量收支时, Haney (1971)^[5], Hoffert 等(1979)^[6]和吴辉碇等(1984)^[7]都采用式(11)参数化的形式计算下垫面的净长波辐射, 如冰覆盖, 将式(11)下标 w 改为 i 。

$$LW_w = \epsilon_w \sigma T_w^4 (0.39 - 0.058 \sqrt{e})(1 - 0.76c) \quad (11)$$

式中 e ——水汽压; ϵ_w 、 ϵ_i ——水面和冰面的长波辐射率; σ ——玻尔兹曼常数; c ——云量。根据王可光等(1999)^[1], 长波辐射对下垫面温度和水汽压均不敏感, 可看作仅随云量变化。

短波辐射则要复杂得多, 在渤海海域, 具有比较明显的季节变化、日变化和昼夜变化。对于短期的数值预报而言, 明显的昼夜变化以及具有重要影响的云量的变化使描述海冰的热力过程更为复杂。王可光等(1999)^[2]研究了不考虑下垫面情况下长波辐射和短波辐射的总和与云量的关系, 发现在渤海海域云量变化对总辐射通量不敏感, 可当作无云时处理。然而, 研究中采用的方法是: 先对无云时的总太阳辐射和长波辐射积分求日平均, 然后再考虑云量的影响。这样的处理有一定的不合理处。此外, 对下垫面(如水面和冰面)的反射和透射也未加以考虑。以下对此作进一步的讨论。

根据王可光等(1999)^[1], 到达地面的太阳辐射可用 Laevastu(1960)^[8]公式的简化形式:

$$S_1 = \frac{S_0 \sin^2 h}{1.085 \sin h + 1.0} \quad (12)$$

式中 S_0 ——太阳常数; h ——太阳高度角。为处理简单起见, 对于冬季的渤海海域, 式(12)还可简化为:

$$S_1 = 0.755 S_0 \sin h \quad (13)$$

图1是比较式(13)和式(12)得到的太阳辐射, 其中地理纬度取 40°N , 正午时角取0, 选取的是冬至日的情况。可见两者相差很小, 说明可用式(13)简单地处理太阳短波辐射。

然而, 云量变化使得长波辐射和太阳辐射的积分变得复杂, 因为云量本身很难进行预报。但是, 考虑到海水比热很大, 而海冰中由于存在卤水泡, 起着“热库”的作用, 其效果也如同加大了海冰的比热。此外, 太阳辐射虽然日变化很大, 但日际变化不大。因此可以应用日平均值作为一天中4个时次的6h预报的输入量。其间云量是白天时变化的云量, 本文采用 Hoffert 等(1979)^[6]的参数化方案描述云量对短波辐射的影响。对于长波辐射, 由于无云时

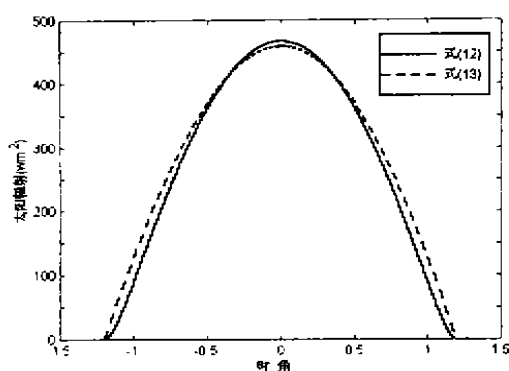


图1 太阳辐射通量表达式(12)和式(13)的比较

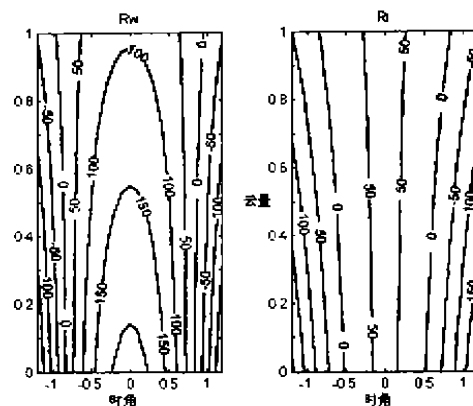


图2 白天时水面和冰面总辐射通量与云量和时角的关系

长波辐射量近于定常, 因此其日平均值实际上变为了云量的平均。假定一天中的云量为随机量, 且认为日落后的平均云量与白天时相等, 则一天的总长波辐射量和白天时长波辐射量之比为 π/ω_0 , 其中 ω_0 是日落时的时角。由此对一天内云量的估计就变为对白天时云量的估计。记 $R = LW + SW$ 表示下垫面获得的净长波辐射和净太阳辐射的和, 在一天时间 T 内对 R 积分为:

$$QR = \int_{-\omega_0}^{\omega_0} SW d\omega + \int_0^T LW dt = \int_{-\omega_0}^{\omega_0} (SW + \pi LW / \omega_0) d\omega \quad (13)$$

记 $R' = LW + \pi SW / \omega_0$, 考虑长波辐射率、短波反射率和透射率、以及下垫面特性, 水面和冰面上的 R' 与云量的关系如图2所示, 其中横坐标为时角, 纵坐标是云量, 等值线上所标值为水面(冰面)的总辐射通量, 左图为水面, 右图为冰面。可以看到, 下垫面为水面时, 除正午外其它时间 R' 基本不随云量变化; 即使是正午且云量从0增大到1时, R' 的变化也在 100 W/m^2 以内; 而冰面上的最大差值则更小。由此可知, 作为时间步长为6h的预报输入值, 总辐射通量可近似看作与云量无关。由此可得单位面积水面和冰面上的日总辐射通量为:

$$QR_w = \int_{t_1}^{t_2} (SW_w + \pi LW_w / \omega_0) dt = \frac{0.755(1 - \alpha_w) S_0 T}{2\pi} \int_{-\omega_0}^{\omega_0} \sin h d\omega + T \times LW_w \quad (14)$$

$$QR_i = \int_{t_1}^{t_2} (SW_i + \pi LW_i / \omega_0) dt = \frac{0.755(1 - \alpha_i)(1 - 0.4I_0) S_0 T}{2\pi} \int_{-\omega_0}^{\omega_0} \sin h d\omega + T \times LW_i \quad (15)$$

式(14)、式(15)中 α_w, α_i ——分别为水面和冰面的短波反射率, 分别取0.1和0.35^[9]; I_0 ——太阳辐射在冰面上的透射率, 根据Grenfell和Maykut(1971)^[10]取0.3作为典型值; T ——一天的时间, 即86400s; 太阳高度角 h 是时角的函数。由此可得水面和冰面上的日总辐射通量随日期的变化。在渤海, 冰期一般在12月~2月。由图3可见, 此时冰面上总辐射通量均为负, 其值在0~2106J之间; 而水面上的均为正, 其值在2106~6106J之间。这说明, 一旦水面结了冰, 其上的总的辐射通量就会有质的变化, 将从吸收热量变为放出热量。

3.2 感热和潜热

利用观测或预报得到的风速、风向和相对湿度,可以估算水面和冰面的感热和潜热通量,根据块体公式:

$$\begin{cases} FH \downarrow = \rho_a C_p C_H V_a (T_a - T_s) \\ FL \downarrow = \rho_a L C_E V_a (q_a - q_s) \end{cases} \quad (16)$$

式中 V_a 、 q_a 、 T_a ——分别为海面上某一高度(这里取10m)上的风速、比湿和气温; C_H 、 C_E ——感热和潜热输送系数,一般取为常数,如 $C_H = 1.3 \times 10^{-3}$, $C_E = 1.4 \times 10^{-3}$; C_p ——空气的定压比热,为 $1004 \text{ J/(kg} \cdot \text{K)}$; L ——冰的升华热,取 $2.834 \times 10^6 \text{ J/kg}$; T_s 、 q_s ——水面或冰面的温度和比湿,在冰水混合区域,特别是在冰覆盖区域出现水道和冰间湖时,水面温度可以确定为冰点,在渤海区域,取 -1.8°C 。冰面温度与冰厚、气温及其变化速率有关。王可光等(1999)^[2]曾对表面冰温和气温的关系作过研究,发现当冰厚约为40cm时,表面冰温与气温有如下的关系:

$$T_i = 0.407 T_a - 2.43 \quad (17)$$

本文应用此式来近似求取冰面温度。此外,取冰面上的相对湿度为50%,水面上的相对湿度为90%^[1];空气的密度 ρ_a 取 1.3 kg/m^3 ;水面或冰面的比湿 q_s 看作是饱和的,只由其表面温度决定。从而水面和冰面的感热和潜热通量可由气温 T_a 和风速 V_a 求得。图4显示了单位面积的水面和冰面上的日总感热和潜热通量与风速和气温的关系。从图4可以看到,水面(上图)和冰面(下图)上的日总感热和潜热通量均为负值,并且与风速和气温呈线性关系。在相同条件下,水面上的辐射通量约为冰面上的2倍。作为6h预报的输入量,随着风速和气温的变化,预报时段内的总感热和潜热通量均随之变化。在渤海海域,冬季时气温的典型值约为 $-5^\circ\text{C} \sim -15^\circ\text{C}$,风速的典型值约为 $5 \sim 10 \text{ m/s}$,这样从量级上来看,这些值与总辐射通量是同量级的。若取气温为 -10°C ,风速为 5 m/s ,水面上的总感热和潜热通量就已比总的辐射通量大了,不过,总辐射通量值是正的,而总感热和潜热通量的值是负的。而冰面上的总辐射通量的值,与风速约为 2 m/s 时的总感热和潜热通量相当。这些都说明感热和潜热通量的巨大贡献。

3.3 海洋热通量

海洋热通量是海冰热量收支方程中的一个重要物理量,主要由海洋混合层的特性,特别是由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。因此,一般根据冰对海洋热通量的敏感性数值实验,简单地取一常数。例如,北极海域通常取

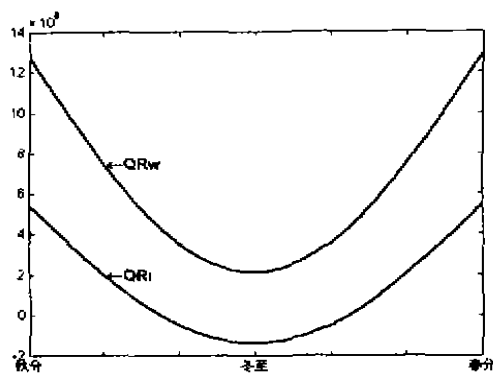


图3 水面和冰面的日总辐射通量随日期的变化

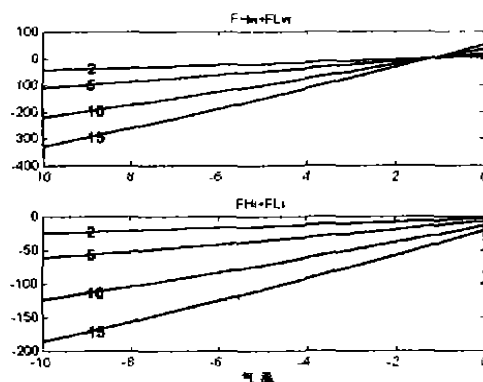


图4 水面(上图)和冰面(下图)上的总感热和潜热通量与风速和气温的关系(两图中自上而下的4条线分别为风速等于 2 m/s 、 5 m/s 、 10 m/s 和 15 m/s)

$2\text{W}/\text{m}^2$, 南极取 $25\text{W}/\text{m}^2$ 。实际上, 海洋热通量随时间、空间变化很大, 不能近似为常数。Bryan等(1975)^[11]在全球海—气模式中, 认为 F_w 与冰—水间温差成正比, 他们所用的比例系数与海洋混合层深度成反比, 即 $209.5(\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1})/h_m$, 其中 h_m 为混合层深度。Pease(1975)^[12]和 W elander(1977)^[13]等也都采用类似的关系计算海洋热通量, 但所用的系数差别很大, 这些系数和湍流涡动扩散有关。

在渤海, 海洋热通量与以下几个因素有关: 水温、水深和热量的水平交换。海水温度越高, 水温降到冰点放出的热量就越多。通常, 初冬时海水温度较高, 然后随着时间的推移, 在北方冷空气的持续侵袭下, 海水不断放出热量, 海水温度不断下降。此时的海洋热通量也越来越小。我国1969年的特大冰情, 即发生在2月底3月初, 此时水温都近乎降至冰点, 海洋热通量很小, 因此在强寒潮的强迫下, 海水迅速冻结, 形成了大面积的厚冰。海水深度对海洋热通量的影响是显而易见的。渤海由于水浅, 冬季时海水整层充分混合。在海水整层充分混合状态下, 一般水深越大整层水的热容量就越大, 在放出相同的热量下水体降温的幅度就小, 也即海水难以降温。渤海长期以来形成的海冰分布基本与等深线一致的现象, 就是这个道理。此外, 与海洋热通量有关的是热量的水平交换。这可以分成两个方面来讨论, 一是进入整个渤海的黄海暖流的性质; 二是渤海内部不同区域的热量交换, 特别是渤海中部深水区与三个海湾之间的热量的交换。由于强大的潮汐运动, 这两种交换是很频繁的。但至今对它们的研究还很少。

由此可见, 渤海海洋热通量的来源主要有两个, 一是海水降温放出的热量, 二是通过渤海海峡进入渤海的黄海暖流的热量, 并经水平交换输送到冰覆盖区。对于前者, 我们可以作一个估计, 单位面积的海水比热为 $4.1\text{MJ}/(\text{m}\cdot^\circ\text{C})$ ^[1], 则对深度为10m的海水, 由初始水温为 5°C 降到冰点时放出的总热量约为 $2.8\times 10^8\text{J}$ 。这个值比日总辐射通量要大1~2个量级; 且是风速为 $15\text{m}/\text{s}$ 、气温为 -20°C 的水面上的日总感热和潜热通量的5倍。然而, 由于整层海水温度获取困难, 其贡献很难准确确定。对于黄海暖流以及热量的水平输送的估计, 则还需要更多的工作。但很显然, 这个工作是极为重要的, 因为冰覆盖区内的大部分海洋热通量是通过水平输送获得的。而冰外缘线附近, 是海水的温度变化提供了大部分的海洋热通量。

岳前进等(1999)^[14]曾利用1997/1998冬的观测资料对JZ20-2平台附近的海洋热通量进行了反推计算。可以发现海洋热通量与冬季时日期的推移近似呈负指数下降关系, 在一定程度上描述了渤海地区海洋热通量的变化趋势。然而, 由于该方法是一个反推计算且仅针对单点, 因此很难用其对海洋热通量进行预报并应用于海冰预报。由此提出了对水温预报的要求。从目前的资料来源看, SST的卫星反演已基本可行, 但误差稍大; GTS资料中台站资料比较齐全, 而船舶资料对于渤海地区则比较稀缺, 这给渤海冬季海水温度场的确定带来了较大困难。

本文中, 为了用于海冰预报, 由于没有海水温度及其预报资料, 仍采用参数化的方法来近似计算海洋热通量。由于渤海冬季海水混合到底, 这里假定海洋热通量与水深呈线性关系, 且与日期 d 呈负指数关系, 其中日期0点取在冬至日。由此海洋热通量可参数化如下:

$$F_w = C_0 + C_1(H + C_2)\exp(-d/C_3) \quad (18)$$

式中 H ——水深; C_0, C_1, C_2, C_3 ——参数, 其中 C_0 表示不随时间变化的固定的热通量来源, 在渤海可取为0。 C_1, C_2 均为常数, 令 $d=0$, 即可得知 C_1, C_2 的取值决定于冬至日的海洋热通量; 对应于1998/1999冬, 这两值估计如下: $C_1=10$, $C_2=15$ 。年份不同, 冬至

日时的海洋热通量也会有差别,这可通过调节 C_1, C_2 得到。 C_3 表示海洋热通量随日期推移的减少速度,通常与该段时间内的气象条件相联系。由于渤海面积较小,可认为式中 C_3 与地理位置无关,则该值可通过某一点上(例如JZ20-2)的变化趋势得到,本文中对应于1998/1999冬,取为30。由此得到海洋热通量与水深和日期的关系如图5所示,纵坐标表示的是一天的总海洋热通量。由图5可以看出,冬季来临时,渤海中的海洋热通量各处随水深的变化都较大,而当春季来临时,渤海各地的海洋热通量已非常接近。这样的变化也能比较好地解释1969年2月底和3月初的特大冰情。与总的辐射通量相比,直至2月中旬,海洋热通量一直保持较大。此后,水面获得的总辐射通量开始比较迅速地增加,如气温也回升,则水温也将开始回升。则此时海洋热通量也会相应地开始回升,当然在时间上会有所滞后。因此,图5显示的海洋热通量的变化,如再往后外推,已不再与实际变化趋势符合。

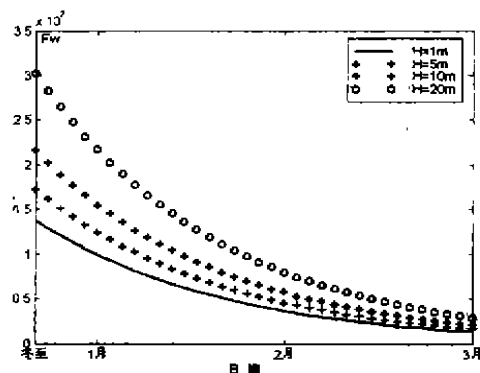


图5 渤海冬季海洋热通量 F_w 与日期和水深 H 的关系

此外,与总的感热和潜热量相比,1月份时10m水深处的海洋热通量与气温为 -10°C 且风速为10m/s时的水面上的总感热和潜热通量相当,可以看出海洋热通量的值是很大的,对模式模拟海冰热力过程有重要影响。

4 个例分析

与海冰热力过程有关的诸热力项在上节均已确定。作为检验,本文给出两个1998/1999冬的个例分别讨论上述方法对海冰增长和衰减过程的模拟预报。从总体上来说,由于整个冬季气温和水温均较高,冰厚小,海冰的增长和衰减都很快,给海冰的准确预报带来较大困难。

4.1 1999年1月13~20日的海冰衰减过程

图6a和图6b分别显示1999年1月13日和1月20日的海冰实况,可以看到,这是一个比较明显的海冰衰退过程。特别是在辽东湾,海冰的外缘线向北后退较大,而这段时间内的盛行风为偏西风,这从海冰预报图6c和图6d中海冰的漂移中也可看出。动力模式的预报结果显示,海冰不仅没有衰退,反而还有增长;辽东湾处的外缘线不仅向南推移,且其西岸的海冰向东有很大的推移,与1月20日的实况场相比,差别比较大。而热力和动力耦合模式的预报结果与实况场相当接近(见图6d),辽东湾海冰的衰退与实况场吻合较好,莱州湾的冰情预报也较动力模式有较大的提高。这表明当预报延长到7d时,对热力过程已不能不考虑。

4.2 1999年1月26日~2月2日的海冰增长过程

从1月26日~2月2日是一个海冰缓慢增长过程,见图7a和图7b。从图7c和图7d来看,无论是动力模式还是热力动力耦合模式,在预报这一过程时,都未达到实况场的结果,但可以看到,热力动力耦合模式的结果更为接近实况场。此外,与4.1节的个例类似,在模拟和预

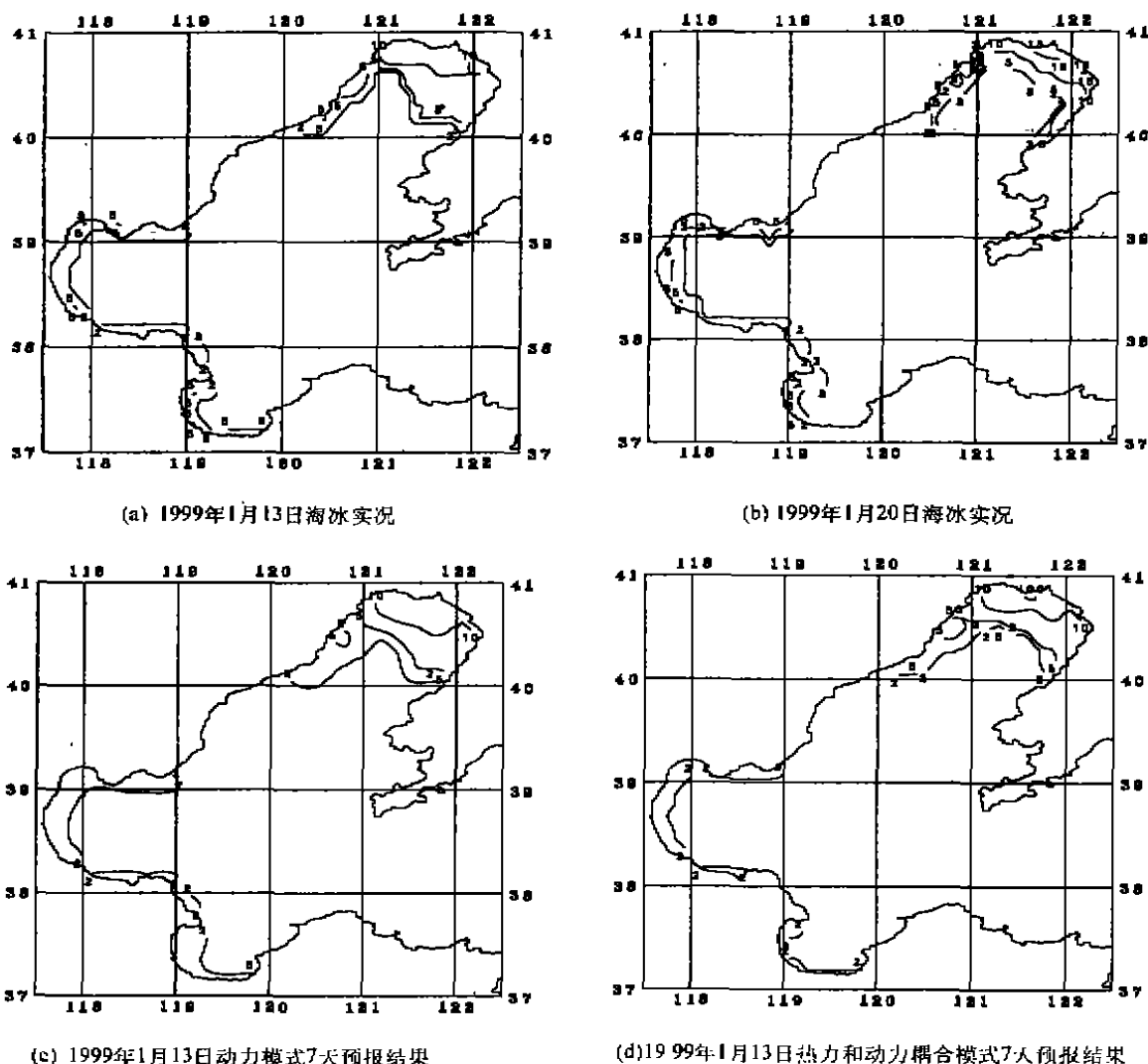


图6 1999年1月13日动力模式和热力动力模式的预报对比

报辽东湾顶的海冰时,模式总存在一些差距。例如图6b所示的1月20日在辽东湾顶出现的冰厚达到了15cm,而动力模式和热力动力耦合模式均未预报出来。而图7b中所示的辽东湾顶海冰的增长也未得到有效的预报。这说明影响渤海海冰生消漂移规律的因素是非常复杂的,本文中为简化公式使用的假设条件和参数的取舍,随着观测资料的获取,还有待于进一步的验证和改进。

5 小 结

针对渤海海冰的生消漂移规律,本文推导了与之相适应的海冰热力学过程的数学描述,并提出以日平均量代替一个时间步长内的平均来处理太阳短波辐射、净长波辐射和海洋热量对海冰热力过程的作用,得到如下结论:

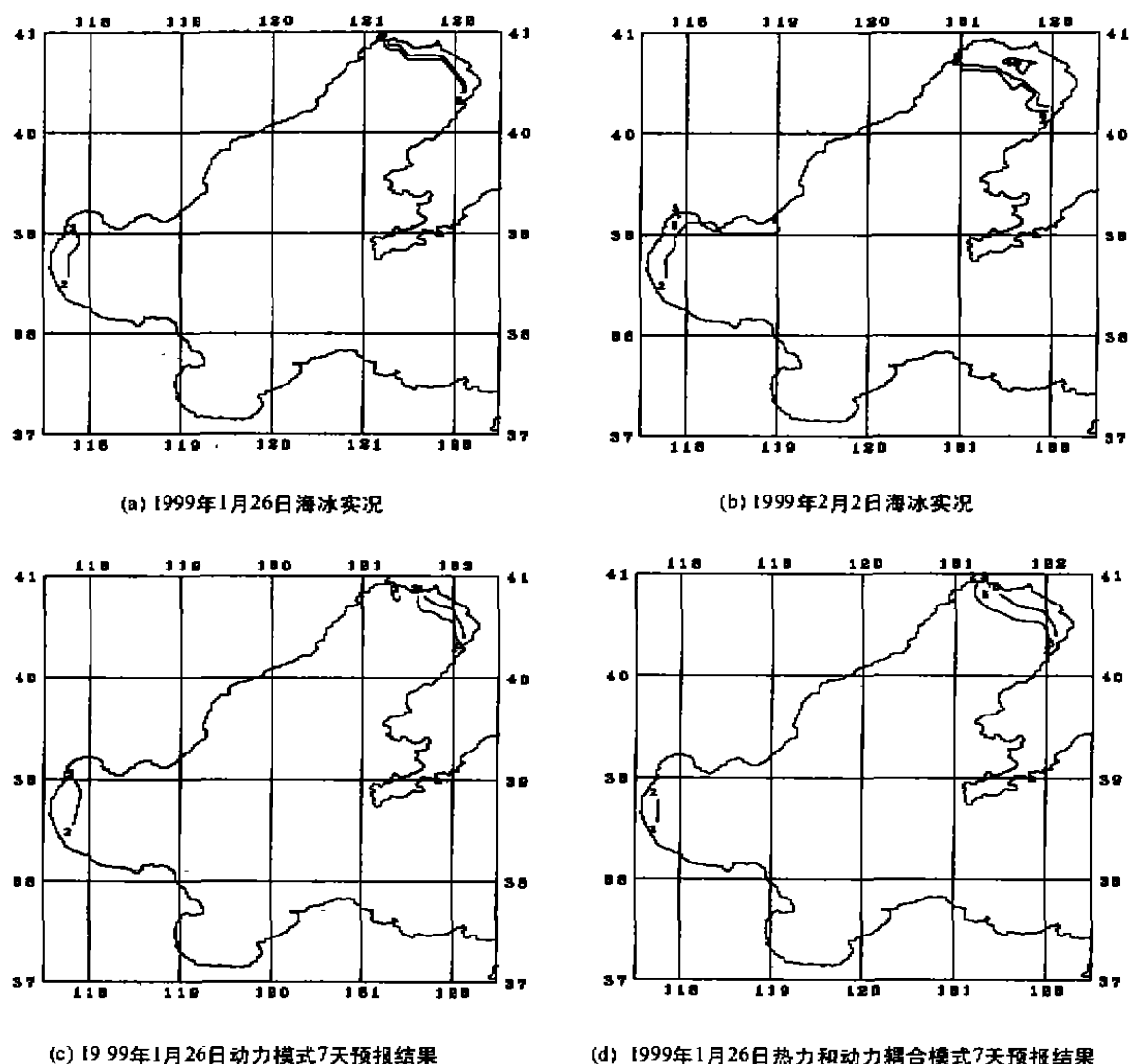


图7 1999年1月26日动力模式和热力动力模式的预报对比

a) 海冰中由于存在卤水泡,起着“热库”的作用,其效果如同加大了海冰的比热,使海冰的热力变化变缓,这是采用以日平均替代一个时间步长平均计算太阳短波辐射、净长波辐射和海洋热通量的基础;

b) 云量对太阳短波辐射和净长波辐射均有很大影响,但在渤海海域,当假定一天中的云量为随机量,且日落后的平均云量与白天时相等时,可认为云对太阳短波辐射和净长波辐射的影响相互抵消,即云量对总辐射通量没有影响;

c) 海水冻结前后对总辐射通量有质的影响,将使海面由吸收热量变为放出热量;

d) 预报对比表明,当预报延长到7d时,采用本文所述方法能对渤海海冰的热力过程进行较好的描述;但某些海域的预报还依然存在不足。

总之,影响渤海海冰生消漂移规律的因素非常复杂,文中为简化公式使用的假设条件和

参数的取舍,随着观测资料的获取,还有待于进一步的验证和改进。

参考文献

- 1 王可光,吴辉碁,王彩欣等.渤海冰期的基本水文气象参量研究.海洋通报,1999,18(2):17~28
- 2 王可光,白珊,吴辉碁.一种海冰热力过程参数化方案.海洋预报,1999,16(3):104~113
- 3 Hibler W D III. A dynamic thermodynamic sea ice model. J. phys. Oceanogr., 1979, 9: 815~846
- 4 吴辉碁,白珊,张占海.海冰动力学过程的数值模拟.海洋学报,1998,20(2):1~13
- 5 Haney R L. Surface thermal boundary condition for ocean circulation models. J Phys. Oceanogr., 1971, 1: 241~248
- 6 Hoffert M I and Storch J. A scheme for computing surface fluxes from mean flow observations. Boundary-Layer Meteor., 1979, 17: 429~442
- 7 吴辉碁等.大气边界层的数值模式.气象学报,1984,42:290~300
- 8 Laevastu T. Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea. Soc. Sci. Fenn. Comm. Phys. Math., 1960, 25
- 9 Maykut G A. Energy Exchange over Young Sea Ice in the Central Arctic. J. Geophys. R., 1978, 83: 3646~3658
- 10 Grenfell T C and Maykut G A. The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin, J. Glaciol., 1977, 18: 445~463
- 11 Bryan K, Manabe S and Pacanowski R C. A global ocean-atmosphere climate model, Part II The oceanic circulation. J. Phys. Oceanogr., 1975, 5: 30~46
- 12 Pease C H. A model for the seasonal ablation and accretion of Antarctic sea ice. AIDJEX Bulletin, 1975, 29: 151~172
- 13 Welander P. Thermal oscillation in a fluid heated from below and cooled to freezing from above. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 1977, 1: 215~223
- 14 岳前进,季顺迎,毕祥军.渤海海冰数值模式中计算参数的确定.海洋预报,1999,16(3):97~103

作者简介:王可光,男,1971年10月出生,硕士、实习研究员。主要从事海冰和海温的数值预报研究。利用观测资料,建立了渤海海冰相对于大型锥形结构物的爬升和堆积模式;研究了渤海冰期的基本水文气象参量,并利用参数化方法模拟了渤海海冰的热力过程。现已发表论文6篇。

A Solution of Sea Ice Thermodynamic Process for the Bohai Sea

Wang Keguang, Wang Caixin and Wu Huiding

National Marine Environment Forecasting Center, Beijing 100081

Abstract In order to extend the forecast time and raise the forecast efficiency for the numerical sea ice model, a new mathematical description of sea ice thermodynamic process is presented according to the growth and decay law of the Bohai Sea ice. And the solar short wave radiation, net long wave radiation and ocean heat flux are all used with a daily mean for every time step based on the sea ice mid-short range variation characteristics. The cases show that this method has a better simulation capacity, thus providing effective guarantee for the sea ice forecasting efficiency.

Keywords the Bohai Sea; sea ice; thermodynamic process