

海冰的热力过程及其与动力过程的耦合模拟*

王志联

(青岛海洋大学物理海洋研究所, 青岛 266003)

吴辉碛

(国家海洋环境预报研究中心, 北京 100081)

提要 研究和讨论了海气相互作用过程中海冰演变的物理过程; 大气和海洋对海冰的热力作用以及冰内物理过程; 大气和海洋热力学参数对冰厚和密集度等冰情参数的影响和上述物理过程的数学处理。计算了冰面与水面能量收支, 并分析海冰热力增长函数的特征; 将热力模式与动力模式连接构成热动力模式。对渤海 1989—1990 年度海冰进行数值模拟。结果表明, 考虑热力过程的热动力模式, 对类似于 1990 年 2 月 12—18 日海冰融化过程显示出明显的优越性, 模拟结果与卫星和海上观测相符合。

关键词 海冰 热力过程 数值模拟 热动力模式

海冰的物理过程主要分为热力过程和动力过程。动力过程包括在大气和海洋动力强迫因子, 如风、浪、流作用下海冰的漂移(Coon 等, 1974; Hibler, 1977; Shen 等, 1984)。而海冰的形成、增长和消融是受海冰热力过程控制的。Maykut 等(1969; 1971)曾采用单点一维模式研究冰的热力过程。本文根据海冰形成和演变规律, 讨论海冰的热力过程, 并在冰厚、密集度预报方程中引入热力增长函数, 对渤海 1990 年 2 月 12—18 日的海冰融化过程进行了模拟。

1 大气的热力强迫作用

虽然海冰形成的复杂过程影响因子很多, 但是使海冰形成和增长的主要热力强迫作用是海气和冰气间的能量交换, 它们是构成海冰热力模式的基础。

1.1 海气热量收支 对于无冰海面, 考虑大气和海面的热量交换以及海洋混合层向上输送的热量(图 1), 海面净得热量为:

$$Q_{ws} = F_H + F_L + F_{sww} + R_w + F_w \quad (1)$$

式中, F_H, F_L 分别为大气和海洋间的感热和潜热通量, 向下方向为正; F_w 为来自海洋混合层(简称 ML)底部向上的热通量; F_{sww} 为海面净得太阳短波辐射通量; R_w 为海面净得长波辐射通量, 包括吸收的人射大气长波辐射和海面放射的长波辐射。

* 国家自然科学基金资助, 48970266 号。

收稿日期: 1992 年 11 月 10 日, 接受日期 1993 年 5 月 27 日。

通过海面净得的热量加热混合层, 近似估计冻结前海面(包括所考虑的海洋混合层)温度的变化为:

$$\Delta T_w = \frac{\Delta t \cdot Q_{ws}}{h_m \cdot C_w} \quad (2)$$

式中, Δt 为时间步长; h_m 为混合层厚度; C_w 为单位体积海水比热。一旦新的水温低于冰点 T_f , 海面开始冻结, 维持水温为 T_f , 过剩的热量损失由海水冻结释放的凝结潜热补偿。

1.2 冰气能量收支 在冰覆盖的海面必须同时考虑冰表面与大气的热量交换、冰底与海洋混合层的热量交换过程。在冰表面除上述前 4 种通量外, 还必须包括冰内热传导输送的热量 F_{CON} (图 1), 即:

$$Q_{IS} = F_H + F_L + F_{SWI} + R_I + F_{CON} \quad (3)$$

式中, 前 4 项与(1)式中的物理意义类似, 只是这 4 项发生在冰气之间。其中入射到冰面的太阳短波辐射能量, 一部分被反射回大气; 另一部分透过冰面, 用于推迟上表面降温 (Semtner, 1976)。

同样在冰底由于热量收支不平衡, 也会引起冰的增长或融化, 冰底的热量收支为:

$$Q_{IB} = F_B - F_{CON} \quad (4)$$

式中, F_B 为冰底与海洋混合层的热量交换。

1.3 雪气热量收支 当冰面被雪覆盖, 代替冰气热量收支方程的是雪气热量收支方程, 同时应考虑雪冰、冰水间的能量交换, 以及雪内热传导。雪层对海冰的影响与其海域位置有很大关系。我国渤海冬季平均降雪量较少, 故在设计渤海海冰热力模式时不考虑雪覆盖的作用。

经比较, 在数值模拟中, 短波辐射和长波辐射计算分别取用 Washington 等 (1976) 和 Idso 等 (1969) 的方案。感热和潜热计算采用块体公式。

2 冰内热传导过程

海冰热力特征和热量收支除受来自大气的热力强迫影响外, 冰内热传导也是一种海冰增长、融化的重要热力过程, 它连接了冰面与大气、冰底与海洋的相互作用。

海冰在冻结过程中产生针状或片状的冰晶, 呈垂直方向排列。海冰开始冻结时呈纯水冰晶, 随着温度降低, 渐渐与开始溢出的部分卤水凝结成含盐分的冰晶。而冰内剩余的卤水留在封闭的空隙内, 形成卤水泡。当冰内温度上升时引起卤水泡周围冰融化, 并稀释卤水, 从而使冰点提高。冰内融解释放的潜热使卤水泡起着一种“热库”作用, 减缓冰内加热和冷却。另外, 在浅海海冰形成过程中, 还不断受到潮汐和波浪的作用, 以致使形成的冰内部还包含许多泥沙和其它杂质, 使冰内热力性质更加复杂。

Maykut 等(1971)指出, 穿透辐射进入冰内部的短波辐射不会直接使冰表面融解, 而是首先增暖冰表层, 促使冰内高盐度的冰晶融化, 卤水泡体积增大, 从而使热传导通量减

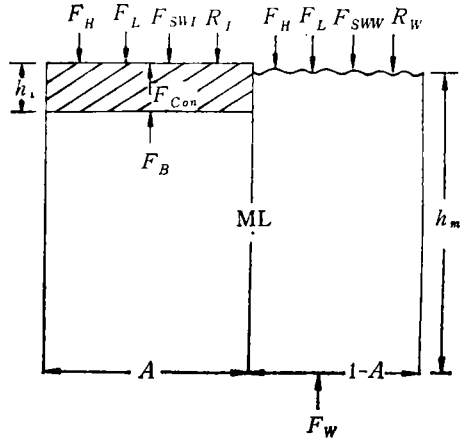


图 1 冰面和水面能量通量示意

Fig. 1 The diagram of the energy flux over ice and sea surface

小。实际上,穿透辐射引起的冰内部融解过程,一般增加的液态卤水仍留在冰冻内。上述过程表明储存的热量不能直接用来减小冰厚。

在对冰内热传导过程进行数学处理时,一般将冰分为上、下两层,上层考虑卤水泡的“热库”效应,下层则主要考虑热扩散,由各界面的热量收支计算冰的增长率。在渤海冰的热力模式中,由于渤海冰厚相对极地很薄,因而我们采用简单的一层模型。取临界冰厚 h_0 , 当冰厚小于 h_0 时,薄冰热量交换过程与开阔水面类似;而当冰厚大于 h_0 时,热量交换过程以冰水相间为特征。在渤海 h_0 取 0.05 m, 冰内热传导表示为:

$$F_l = K_l(T_B - T_s)/h_l \quad (5)$$

式中, T_B , T_s 分别为冰底和冰面温度; $K_l = 2.04 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$; h_l 为网格内实际冰厚, 即 $h_l = h/A$, h 为网格内平均冰厚, A 为网格内冰密集度。

3 海洋热通量

由图1、式(1)和式(4)可知,海洋热通量 F_w 对海冰生消、演变起着重要作用。例如渤海的黄海暖流分支对海冰的生消、演变和分布有着重要的影响。王仁树等(1984)令 $F_w = 0,209,418 \text{ [J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{d})]$ 进行渤海海冰的敏感性试验,发现 F_w 对预报冰边缘线有明显影响。可是由于缺少海洋垂直热量输送的观测,特别是冰下的观测更少,因此很难定量确定 F_w , 根据数值试验的结果在渤海将海洋热通量近似取常数,等于 $2 \text{ W}/\text{m}^2$ 。

4 热力增长函数

由上述可见,冰的热力特征相当复杂,在预报模式中考虑热力作用需作一定简化。Hibler(1979)在模拟北极冰季节变化时采用由统计关系获得的冰厚随时间的增长率。本模式假定海冰被分为薄冰和厚冰两种,即所谓的二层模式,当冰厚 h 小于 h_0 时为薄冰,薄冰包括开阔水,并认为开阔水和刚生成的薄冰的热力特征相似,不再区分;厚度大于 h_0 的冰看作厚冰。 h_0 的选取应由实际观测值进行统计分析获得,由于缺乏资料,根据数值试验结果取 $h_0 = 0.05 \text{ m}$ 。

(1) 式中水面能通量可表示为 $\frac{dl}{dt} = Q_{ws}$, l 为单位面积混合层的内能,表示为 $l = d_{\text{mix}} \cdot C_v \cdot T_w$, 式中 C_v 为定容比热, d_{mix} , T_w 分别为海洋混合层深度和温度,渤海在冬季混合达海底,所以 d_{mix} 取为水深。由(2)求得下一时间步长的水面温度 T_w , 如果 $T_w < T_f$, 则有部分水开始冻结,水温维持在冰点,剩余的热量损失由海水冻结释放的潜热补偿。水面上冰的增长率由 $f(0) = -Q_{ws}/Q_l$ 计算, Q_l 是冰的融化热,取 $3.02 \times 10^8 \text{ (J}/\text{m}^3)$ 。

由(3)式算得冰面热量收支 Q_{is} , 假定某时刻冰面温度调节最终达到能量平衡,即 $Q_{is} = 0$, 利用迭代法可估计得到下一时刻冰面温度。如果冰面温度高于熔点(273.05°K), 则冰面开始融化,同时维持冰面温度为熔点,剩余热量用来融化冰。在此情况下冰面冰增长率 $f_1(h) = -Q_{is}/Q_l$ 。类似地,冰底部冰增长率 $f_2(h) = -Q_{ib}/Q_l$ 。因此,冰的总增长率为: $f(h) = f_1(h) + f_2(h)$ 。

连续方程中冰厚和密集度的增长函数利用参数化形式表示为:

$$S_h = f(h) \cdot A + f(0)(1 - A) \quad (6)$$

$$S_{A1} = \begin{cases} f(0)/h_0(1-A) & f(0) \geq 0 \\ 0 & f(0) < 0 \end{cases}$$

$$S_{A2} = \begin{cases} 0 & f(h) > 0 \\ \frac{A}{2h} f(h) & f(h) \leq 0 \end{cases}$$

$$S_A = S_{A1} + S_{A2} \quad (7)$$

式中, S_h, S_A 分别表示由热力效应引起冰厚和密集度的增长率。

图 2 为采用位于渤海辽东湾的 JZ-202 平台 1989 年 1 月 27—28 日的大气和海洋实测资料计算冰面和水面热通量, 并得到热力增长函数 S_h 和 S_A 。由图 2 明显可见, 冰面热收支比水面小且具有日变化。在冬季白天日照时间较短, 融冰时间较短, 但融化率大; 而夜间冰冻结率小, 但时间长。在没有明显的降温或升温时, 白天的融化量与晚间的结冰量基本平衡。

图 3 中取参数值风速 $V = 5.0 \text{ m/s}$, 气温 $T_a = -8^\circ\text{C}$, 水温 $T_w = -1.8^\circ\text{C}$, 冰面温度 $T_c = -1.96^\circ\text{C}$, 云量 $C = 0.3, A = 80\%$,

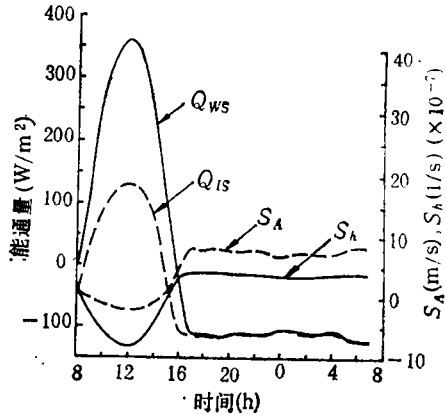


图 2 冰面和水面能量收支及热力增长函数
Fig. 2 The energy flux budget over ice and sea surface and the thermal growth rate in Bohai Sea

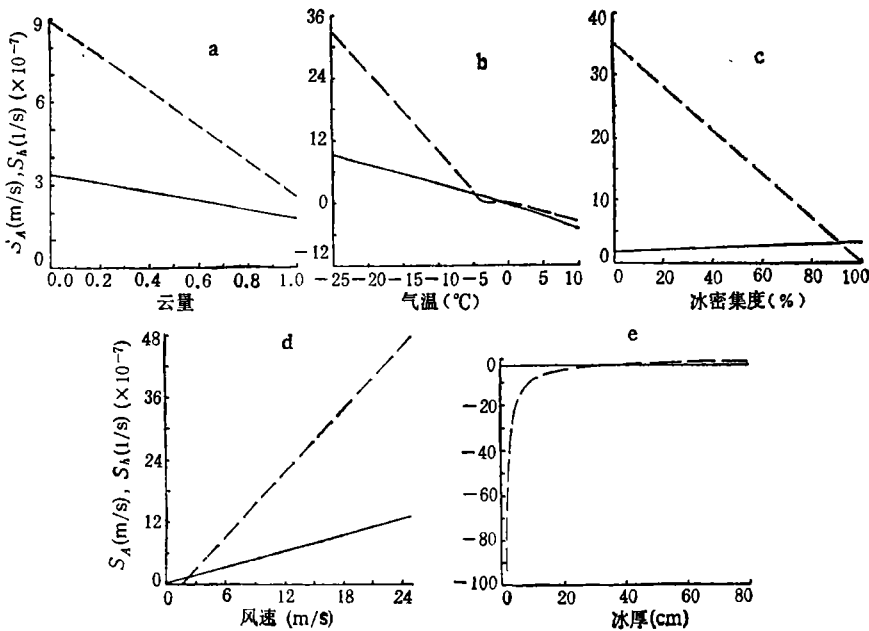


图 3 冰增长率的敏感性试验

Fig. 3 The sensitive experiments of ice growth rate

a. 云量; b. 气温; c. 冰密集度; d. 风速; e. 冰厚。——冰厚增长率; ----冰密集度增长率。

$h=0.4\text{m}, d_{\text{mix}}=20\text{m}$ 。如图 3 a, 随云量增长, 冰厚和密集度的增长率变小。图 3 b 表示随温度的升高, 冰的增长率变小, 当气温升高至 -4°C , 密集度增长率减小, 气温继续升高至 -2°C 左右, 冰表面一直维持融化点, 海冰开始融化, 出现负的增长率。图 3c 表示冰密集度对冰厚的增长及冰密集度增长的影响, 针对初始给定的不同 A 值得到: 冰密集度越大, 冰厚的增长越快, 而密集度的增长越小。图 3d 表明风速越大, 海面 and 冰面失去热量越多, 冰厚和密集度的增长率都大, 加快冰的增长。在结冰情况下, 冰厚和密集度的增长不依赖冰厚本身的大小; 而在融冰情况下, 冰密集度的负增长率随冰厚的减小而快速增大, 冰厚的增长率仍不依赖于冰厚的变化 (图 3e)。

5 热力过程和动力过程耦合模拟

冰厚和密集度的变化不仅取决于热力作用, 而且受动力过程影响。下面把前面所述

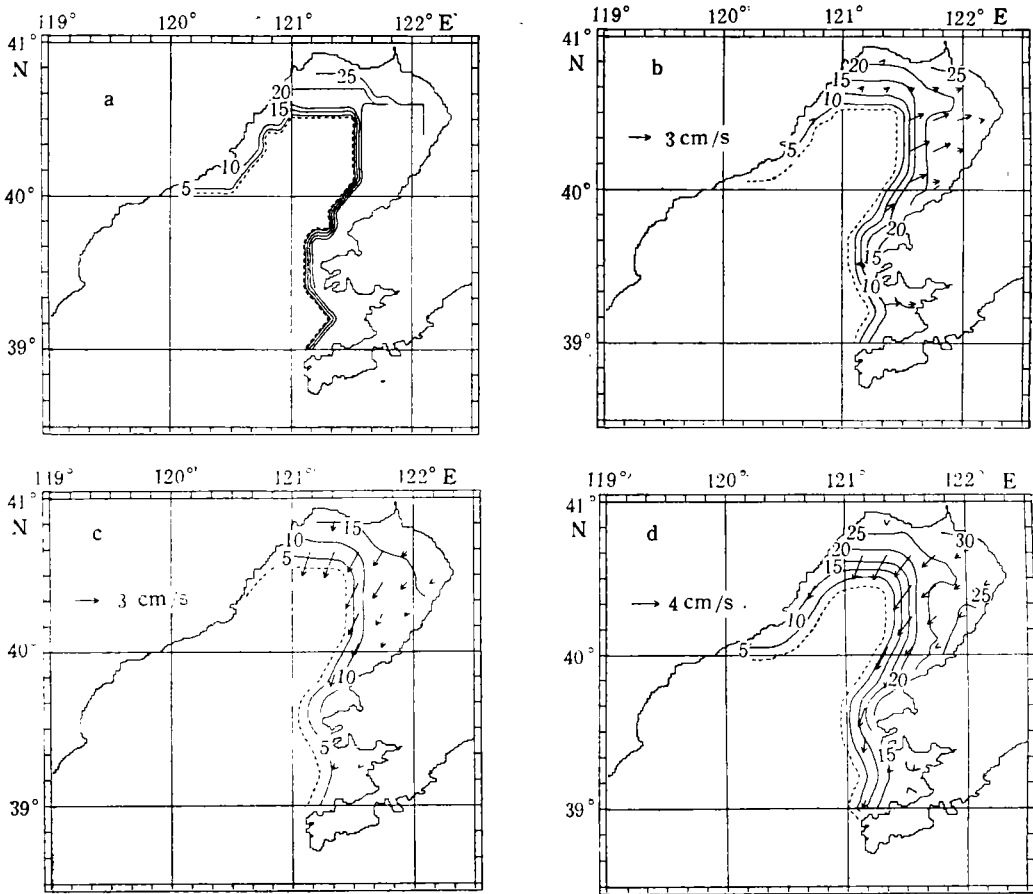


图4 1990年2月12日渤海冰情和模拟结果

Fig. 4 Situation and simulated result of Bohai Sea ice on Feb. 12th, 1990

a. 初始场; b, c. 分别为动力-热力模式第3天和第6天的模拟结果; d. 动力模式第6天的模拟结果。
 ——冰厚; ---冰外缘线; →最大冰速。

的热力模式与 Wu 等(1988)¹⁾的海冰模式中的动力部分连续, 通过连续方程耦合这两种

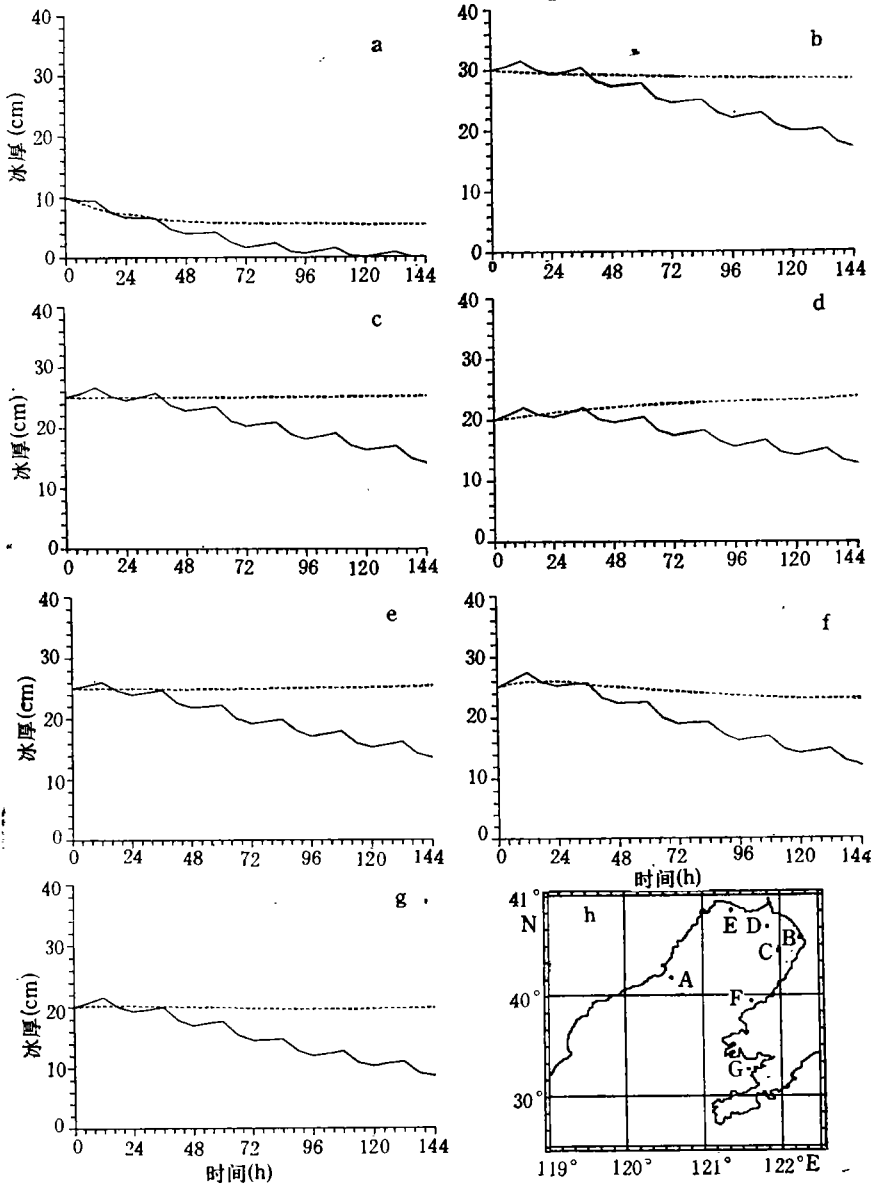


图5 辽东湾北部单点冰厚模拟结果

Fig. 5 The simulated results of some point ice thickness in the northern Liaodong Bay a-g 分别对应图 h 中 A-G 点的冰厚。虚线, 未考虑热力过程的冰厚; 实线, 考虑热力过程的结果。

1) Wu Huiding & Matti Laparanta, 1988, On modelling of the ice drift in Bohai Sea, Finnish Institute of Marine Research, Internal Report.

过程。

5.1 连续方程 冰运动满足的连续方程为:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (hu) + \frac{\partial}{\partial y} (hv) = S_h + \phi_h + \text{扩散项} \quad (8)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (Au) + \frac{\partial}{\partial y} (Av) = S_A + \phi_A + \text{扩散项} \quad (9)$$

式中, ϕ_A, ϕ_h 分别为密集度和冰厚的动力形变函数, u, v 为冰速。

5.2 数值模拟 用上述模式对 1989—1990 年冬季渤海和黄海北部海冰进行数值模拟。结果指出,对于强降温或增暖的天气过程,即使对 2—3d 的短期预报,单纯的动力模式也不能精确地预报出冰情的迅速变化。例如 1990 年 2 月中旬一次回暖天气引起海冰消融过程,清楚地说明了热力过程的作用。在此期间从贝加尔湖到我国东北受弱的暖高脊控制,渤海海面冬季持续的偏北风逐渐转为南风 and 北风交替出现。海面气温升高,同时海面水温也逐渐升高。在此天气形势下海冰消融,即使 16—18 日气温有下降的趋势,但海冰仍继续融化,具有明显的滞后现象。

2 月 12 日辽东湾北部沿岸约 10n mile 范围内为厚度大于 25cm 的冰区,鲅鱼圈至长兴岛、JZ-202 平台范围内和金洲湾的冰厚分别为 20—25 cm 和 15—20 cm,辽东湾东部的冰厚为 5—10 cm (图 4a)。(图 4 仅给出了本个例有冰的区域)。3d 后(图 4b), 25cm 等值线退到营口至鲅鱼圈附近, 20cm 冰厚等值线也移至初始场的 25 cm 等值线附近。在其它区域冰厚平均减少约 5cm。到第 6 天(图 4c)原在葫芦岛至六股河口的冰厚约为 10 cm 的冰区变为以冰皮为主的薄冰,从六股河至芷锚湾的 5—10 cm 厚度的冰区全部融化。6d 的模拟结果显示了整个冰区冰厚平均减少 10cm, 15cm。冰厚等值线从距辽东湾北部 25 n mile 减少到 15 n mile。该结果与卫星遥感资料和海上平台观测结果基本一致。可是只考虑单纯动力过程(图 4d)的第 6 天模拟结果中, 15 cm 等厚度线基本没有变化,边缘线变化也不明显。

为了进一步清楚地表示热力过程的作用,由辽东湾选取 7 个代表性的点(图 5h)。图 5 指出,考虑热力过程模拟的冰厚在此期间显著地变薄,具有明显的日变化。与对应点温度随时间变化曲线比较,约滞后 6h。密集度模拟结果也类似。而仅考虑动力过程的结果变化不大。甚至在某些点,如辽东湾北部的 D 点,冰厚却有增长趋势。这是因为该区域密集度大,在南风驱动下,冰堆积与重叠而引起的冰厚增长。

6 结论

本文详细讨论了海气相互作用过程中海冰形成和演变的物理过程,得出以下结论。

大气与海洋、大气与冰和冰与海洋间的热量收支是海冰形成和演变的热力学基础。

冰内热传导将上表面来自大气的热力强迫和底面来自海洋的热力强迫连接起来,构成了大气、冰和海洋三态间相互作用的复杂过程。

通过热力增长函数的形式连接热力过程与动力过程。并对 1989—1990 年冬渤海海冰进行模拟,结果表明,对于大气出现剧烈天气过程的情况,动力模式就不能很好地模拟冰情的变化,必须考虑热力效应。

参 考 文 献

- 王仁树、刘旭世、张立银, 1984, 渤海海冰的数值试验, *海洋学报*, 6(5): 572—580.
- Coon, M.D. et al., 1974, Modelling the pack ice as an elastic-plastic material, *AIDJEX Bull.*, 24: 1—106.
- Hibler, W.D. III, 1977, A viscous sea ice law as a stochastic average of plasticity, *J. Geophys. Res.*, 82: 3 932—3 938.
- Hibler, W.D. III, 1979, A dynamic thermodynamic sea ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, 9: 815—846.
- Isdo, S.B. and Jackson, R.D., 1969, Thermal radiation from the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 74: 5 397—5 403.
- Maykut, G.A. and Untersteiner, N., 1969, Numerical prediction of the thermodynamic response of Arctic sea ice to environmental changes, The Rand Corporation Memorandum RM-6093-PR. (Santa Monica, California), 173pp.
- Maykut, G.A. and Untersteiner, N., 1971, Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice, *J. Geophys. Res.*, 76: 1 550—1 575.
- Semtner, A.J., 1976, A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigation of climate, *J. Phys. Oceanogr.*, 6: 379—389.
- Shen, H.H., Hibler, W.D. III, and Matti Leparanta, 1984, On the rheology of a broken ice field due to floe collision, *MIZEX Bulletin IV, USACRREL*, 29—34.
- Washington, W.W. et al., 1976, On the development of a seasonal change sea-ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, 6: 679—685.

SEA ICE THERMAL PROCESSES AND SIMULATION OF THEIR COUPLING WITH THE DYNAMIC PROCESS

Wang Zhilian

(Physical Oceanographic Institute, Ocean University of Qingdao, Qingdao 266003)

Wu Huiding

(National Research Center for Marine Environmental Forecasts, Beijing 100081)

ABSTRACT

This paper deals with the elevation of sea ice, the thermal effect of atmosphere and ocean on sea ice, the physical processes inside ice, and the influence of atmospheric and oceanic factors on sea ice parameters (ice thickness or concentration). The thermal growth rate of sea ice is analysed by calculating the energy flux budget over sea and ice. A thermodynamic-dynamic model's simulation of the Bohai Sea ice during the winter of 1989—1990 showed that for the melting process of sea ice from February 12—18, 1990, this model with thermal processes has advantages over a model which does not include thermal processes. The simulation results are in good agreement with satellite images and ship observations.

Key words Sea ice Thermal processes Numerical simulation Thermodynamic-dynamic model