

文章编号: 1000-2022(2005)04-0433-09

一个热动力海冰模式的改进与实验

宋 洁, 孙照渤

(南京信息工程大学 大气科学系, 江苏 南京 210044)

摘 要: 影响海冰变化的物理因素中热力和动力部分是同等重要的, 但多数热动力海冰模式的热力部分考虑得较为简单。针对 Hibler 热动力海冰模式的不足, 以 1 个 3 层热力模式为基础改进了其热力部分。比较了原模式中的零层热力模式和用于改进的 3 层热力模式; 并应用改进前后的两种热动力模式对 1983 年的北极海冰进行了模拟。模拟结果表明, 海冰厚度比原模式厚, 季节变化减弱, 海冰密集度与观测资料更为符合。

关键词: 北极海冰; 热动力海冰模式; 热力海冰模式

中图分类号: P461.6 **文献标识码:** A

海冰作为地球冰雪圈的重要组成部分, 对于全球气候有着重要影响。因此有效地运用模式模拟海冰, 对于研究全球气候变化非常重要。影响海冰变化的基本要素可分为动力和热力两部分。动力部分主要是指由于极地地区近地面层风场和洋流流场的影响, 以及海冰内部自身的压力所产生的形变对海冰运动状态的改变。热力部分是指大气、海洋和海冰之间相互的各种热力作用。在模式中全面考虑影响海冰变化的各种物理过程是比较困难的, 所以海冰模式是从不同侧面发展起来的, 大致可分为热力模式、动力模式和热动力模式。

较为完备的热力海冰模式由 Maykut 等^[1]首先研制 (以下简称 MU71 模式)。该模式考虑大气和海洋边界层对海冰的热力影响, 模拟了海冰的垂直厚度随时间的变化。MU71 模式基本方程相当详细, 但由于计算代价较大, 在实际海冰气候模拟模式中应用较少。Semtner^[2]对 MU71 模式进行了简化, 提出了 3 层和零层模式, 在大规模海冰模拟中得到了广泛应用, 模拟结果比较理想。Bitz 等^[3]指出, 一个物理上较为真实的海冰热力模式应该准确地表示出海冰的比热以及融解热。由于海冰内部盐水泡的存在, 海冰的比热不仅包括提高纯冰 1 所需的能量, 还包括提高咸水泡温度以及溶化咸水泡壁上海冰的能量。海冰的融解热要小于纯冰, 因为海冰内部的融解早已发生, 这使得海冰和纯冰的热含量和融解热均有较大差别, 尤其是在 0 附近。这在以前的很多热力模式中都解决得不好。Bitz 等^[3]提出了一个能量守恒的多层海冰热力模式, 较好地解决了这个问题, 但其计算较为复杂。Winton^[4]随后提出了一个保留 3 层垂直结构, 并像 Bitz 等^[3]一样考虑上层海冰的比热及融解热为变量的热力模式。该模式对

收稿日期: 2003-11-05 改回日期: 2004-03-24

基金项目: 国家自然科学基金重点资助项目 (40331010)

作者简介: 宋 洁 (1979-), 男, 山西长治人, 硕士, 研究方向: 短期气候预测. E-mail: song_ji@mail.iap.ac.cn

于海冰中咸水泡的考虑比 Semtner^[2]的 3 层模式在物理上更为合理, 并且计算代价较小。

热力模式虽然较好地模拟出了海冰的厚度及季节变化, 但由于没有考虑海冰的运动, 所以模拟结果与实际海冰的分布有较大差别。海冰的动力学过程的模式化在 20 世纪 60 年代就有人着手研究了。Hibler^[5]于 1979 年提出了一个较为完备的海冰热动力模式。该模式成功地模拟出与实际比较相符的北极海冰的基本运动状态, 其侧重点是海冰的动力模拟, 而热力部分考虑较为简单, 这对海冰的模拟产生一些不利影响。本文对此不足进行了改进。

1 热动力海冰模式框架及资料

本文所用模式是基于 Hibler^[5]提出的热动力海冰模式, 把海冰视为 2 维的连续流体, 海冰的运动由 2 维动量方程决定:

$$m \frac{du}{dt} = -mfk \cdot u + \tau_a - mg - \nabla p_s + F. \quad (1)$$

式中, m 表示单位面积的海冰质量, u 是海冰的速度, k 是垂直于海平面的单位矢量, f 是柯氏力参数, τ_a 和 τ_o 分别表示大气和海流对海冰的拖曳力, τ_a 由地转风决定, τ_o 由冰和洋流的相对速度决定, g 是重力加速度, p_s 是海表面压力。 τ_a 和 τ_o 分别可用下式表示

$$\tau_a = C_a \rho_a |U_g| (U_g \cos \alpha + k U_g \sin \alpha), \quad (2)$$

$$\tau_o = C_o \rho_o |U - U_g| [(U - U_g) \cos \beta + k (U - U_g) \sin \beta]. \quad (3)$$

式中, U_g 表示地转风, U 表示地转海流, C_a 和 C_o 是空气和海水的拖曳系数, ρ_a 和 ρ_o 是空气和海水的密度, α 和 β 是空气和海水的偏转角度。对于海冰, 除来自大气和海洋的外界驱动外, 冰内应力 F 也明显地改变漂移速度的方向和大小, F 由非线性的粘塑性海冰流变学决定, 采用泪滴形应力屈服曲线, 并使用 ADI (Alternating Direction Implicit 交替方向隐式格式) 数值方法求解动量方程^[6]。

对于海冰平均厚度 h 和密集度 A (定义为一个网格元内海冰覆盖网格元面积的比率), 满足连续方程:

$$h/t = - (uh)/x - (vh)/y + S_h, \quad (4)$$

$$A/t = - (uA)/x - (vA)/y + S_A. \quad (5)$$

式中, S_h 、 S_A 分别表示热力对海冰厚度和密集度改变的作用。

模式的水平分辨率为 160 km × 160 km, 总网格数为 37 × 33。模式范围见图 1, 包括北冰洋、巴伦支海、喀拉海、格陵兰海、挪威海, 将北美加拿大海岸的众多岛屿与大陆连成一体。

模式所用的 1983 年逐日的强迫场由美国华盛顿大学极地科学中心应用物理实验室的 Zhang Jinkun 博士提供。利用 International Arctic Buoy Program (北极国际浮标站计划, IABP) 提供的 SLP 场计算得到表面风场, 离地面 2 m 的温度场由浮标、漂流站以及所有可用的地面站取得, 湿度场以及长短波辐射场是利用 SLP 场和温度场采用 Parkinson 等^[7]的方法计算而得。



图 1 模式范围

Fig 1 Model domain

2 两种不同热力模式的比较

海冰的热力过程主要是热力作用使海冰生成、成长和融消的过程, 表现为海冰上面和底面的结晶状成长和融解, 水道、冰间湖和冰外缘带区海冰的生成和融解。

由于影响海冰的热力过程比较复杂, 所以不同的热力模式考虑的复杂程度不同。除了海冰和大气、海洋间的热力交换外, 在海冰冻结过程中, 包含在海冰内部的咸水 (brine) 对于海冰的热力过程有一定的影响。有没有考虑咸水, 可认为是简单和复杂海冰热力模式的分水岭。

2.1 原热动力模式中的零层模式

原热动力模式中的零层模式和 Hible^[8] 介绍的一致。海冰 (将海冰理想化地考虑为一无限扩展的平板冰层) 与外界的热量传输主要有两个途径: 一是海冰的上表面, 热通量主要有太阳辐射、净长波辐射、感热和潜热; 二是海冰和海水接触的下表面, 主要是海水向上的热通量。

海冰上表面的热平衡方程为

$$(1 - \alpha) F_s + F_L + D_1 | U_g | (T_a - T_s) + D_2 | U_g | [q_a(T_a) - q_s(T_s)] - D_3 T_s^4 + (KH)(T - T_s) = Q_0 \quad (6)$$

其中, α 为表面反射率, F_s 为短波辐射, F_L 为长波辐射, U_g 为近地面层的地转风风速, T_a 为近地面层气温, T_s 为海冰表面温度, q_a 为近地面层空气湿度, q_s 为海冰表面湿度, K 为海冰热传导系数, T 为海水温度, H 为海冰厚度, D_1 为感热传导系数, D_2 为潜热传导系数, D_3 为 Stefan-Boltzmann 系数。

方程 (6) 可重写为包括 T_s 的项 A_2 和不包括 T_s 的项 A_1 。即

$$A_1 + A_2(T_s) + (KH)(T - T_s) = Q_0$$

用 Newton-Raphson 方法解得 T_s 。当 T_s 大于 273.16 K (海冰融解温度) 时, 设 T_s 等于 273.16 K。海冰的厚度增长率 $F(H) = H / t$ 为

$$F(H) = - (F_B + A_1 + A_2(T_s)) / Q_0 \quad (7)$$

式中, F_B 为海洋热流量, Q_0 为融化单位体积海冰所需的热量 (融解热), 模式中 Q_0 并没有考虑盐度和温度的影响, 视为常值。当海冰完全消失时, 将 T_s 设为 T , 同时反射率 α 设为 0.1。当海冰存在时, T 为常值 - 1.8; 当海冰完全消失时, T 由一个简单的海洋混合层模式计算得到。

2.2 零层模式的不足

零层模式的主要不足有以下几点: 1) 没有考虑海冰中的咸水。海冰内部有相当一部分的咸水, 相当于海冰内部的热量蓄水池。当夏季海冰受热融解时, 首先是海冰内部的咸水泡融解扩大, 它吸收了一部分热量, 减缓了海冰的融解速率; 当冬季海冰冻结变厚时, 咸水冻结释放热量减缓海冰增长速率。2) 计算海冰厚度增长率过于简单, 事实上海冰厚度的变化是上下两个表面同时进行的。零层模式只把海冰看成一个整体来计算厚度增长率。3) 模式中的海冰融解热 Q_0 为常数, 事实上, Q_0 是温度和盐度的函数。4) 计算表面热通量时, 并未考虑太阳短波辐射透射进海冰内部的热量。5) 没有考虑雪层的影响。

针对以上提出的零层模式的几个不足, 将在下面介绍的 3 层热力模式中予以改进 (除了第 5 点。由于没有降雪资料, 本文不考虑雪层的变化, 将雪层厚度设为零, 将降雪量也设为零)。

2.3 Winton 3 层热力模式

Winton^[4]提出的 3 层热力模式是由 1 层雪层加上 2 层相等厚度冰层组成。上层海冰的比热是变化的,代表盐水的影响,而下层海冰的比热为常值。模式垂直结构见图 2。图 2 中 H_s 代表雪层厚度, H_1 表示冰层厚度, T_1 和 T_2 分别表示冰层 1/4 和 3/4 处的温度, T_s 表示雪层(冰层)表面温度, T_F 表示海水温度, F_s 表示上表面热流量, F_B 表示海洋输送的热流量, I 表示穿透冰层的短波辐射。

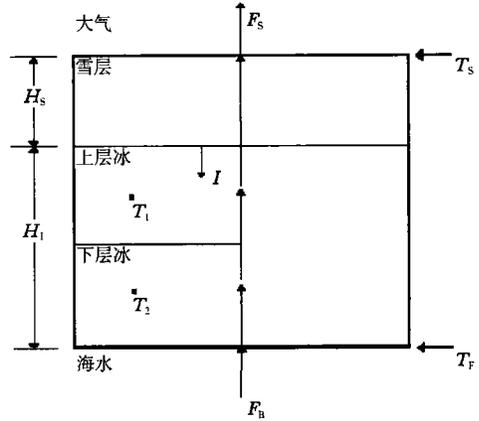


图 2 3 层热力模式的垂直结构

Fig 2 Schematic representation of the three-layer model

(1) 冰温度的计算

a 冰表层温度的计算考虑了太阳短波辐射透射进海冰内部的那部分热量,且海冰内部传导的热量不同。

$$(1 - \alpha)(1 - I)F_s + F_L + D_1 | U_g | (T_a - T_s) + D_2 | U_g | [q_a(T_a) - q_s(T_s)] - D_3 T_s^4 + (4K_{12} H)(T_1 - T_s) = 0$$

其中, $H = H_1/2 + H_s$, $K_{12} = \frac{K_k K_s}{K H_1 + 4K H_s}$, K_k , K_s 分别为冰和雪的热传导率。

b 对于上层海冰来说根据能量守恒有方程

$$m \frac{dE}{dt} = m \left(c + \frac{L S}{T^2} \right) \frac{dT}{dt} \quad (8)$$

其中, E 表示能量, c 为冰的热含量, L 为冰的冻结潜热, S 为海冰盐度和溶解温度关系的常数, S 为海冰盐度, m 为海冰质量, T 为海冰温度。根据方程 (8) 可得:

$$\frac{H_1}{2} \left(c + \frac{L S}{T_1^2} \right) \frac{dT_1}{dt} = K_{12} (T_s - T_1) + K_{23} (T_2 - T_1) + I \quad (9)$$

其中 $K_{23} = \frac{K_1}{H_1}$ 。对于下层海冰而言, 可得:

$$\frac{H_1}{2} C \frac{dT_2}{dt} = K_{23} (T_1 - T_2) + K_{23} (T_F - T_2) \quad (10)$$

根据 $\frac{T}{T} \frac{dT}{dt} = \frac{T - T}{TT}$, (9)、(10) 两式的差分方程分别可写为

$$\frac{H_1}{2} \left(c + \frac{L S}{T_1 T_1} \right) (T_1 - T_1) = K_{12} (T_s - T_1) + K_{23} (T_2 - T_1) + I \quad (11)$$

$$\frac{H_1}{2} c (T_2 - T_2) = K_{23} (T_1 - T_2) + K_{23} (T_F - T_2) \quad (12)$$

式中带点的符号表示上一个时间步长的值, t 表示时间步长。

由 (12) 式可得

$$T_2 = \frac{2 K_{23} (T_1 + 2T_F) + H_1 C T_2}{6 K_{23} + H_1 C} \quad (13)$$

分别把 T_s, T_2 代入 (11) 式求解 1 个一元二次方程可得

$$T_1 = - \frac{B_1 + (B_1^2 - 4A_1C_1)^{\frac{1}{2}}}{2A_1} \quad (14)$$

式中各项系数为: $A_1 = \frac{H_1}{2} C + K_{12} + K_{23}$, $B_1 = \frac{H_1}{2} \left(\frac{L S}{T_1} - C T_1 \right) - K_{12} T_s - I -$

$$K_{23} \frac{2 K_{23}}{6 K_{23} + H_1 C} \quad C_1 = \frac{-H_1}{2} L S - K_{23} \frac{4 K_{23} T_F + H_1 C T_2}{6 K_{23} + H_1 C}.$$

(2) 冰厚度增长率的计算

3 层模式的海冰厚度增长率是分为上下两个表面分别计算的。上表面所获得的热量为 $M_s = A + K_{12}(T_1 - T_s)$ 。其中, $A = (1 - \quad)(1 - I)F_s + F_L + D_1 |U_g| (T_a - T_s) + D_2 |U_g| [q_a(T_a) - q_s(T_s)] - D_3 T_s^4$ 。

上层冰厚度改变为 $H_1 = - \frac{M_s t}{E_1(T, S)}$ 。是海冰的密度, E_1 表示融化上层单位质量海冰所需的热量。 $E_1(T, S) = L \left(1 + \frac{S}{T} \right) - C(T_1 + S)$, 相当于零层模式中的 Q_0 。在这里海冰冻结潜热是温度和盐度的函数, 表示盐水的影响。

下表面海冰所获得的热量为 $M_B = F_B - K_{23}(T_F - T_2) H_1$ 。 F_B 为海洋热流量, T_F 为海水温度。下层冰厚度改变为 $H_2 = - \frac{M_B t}{E_2(T_2, S)}$ 。 E_2 表示融化下层单位质量海冰所需的热量, $E_2(T, S) = C(T + S) - L$ 。海冰增长率 $F(H) = (H_1 + H_2) / t$ 。

3 模拟结果

采用热力部分为零层模式和 Winton 3 层模式的 2 个热动力模式, 分别对北极海冰进行模拟计算 (方便叙述, 下文简称为零动、3 动模式)。模式采用 1983 年全年北极地区地面气温场、湿度场、地转风场、洋流速度场、海洋热流量场、短波辐射和长波辐射资料。所得结果为模式用同 1 a 资料反复计算 7 a 后取得的平衡解。

3.1 海冰厚度模拟结果的比较

图 3 为零动模式和 3 动模式海冰厚度模拟结果。由图 3 发现, 其整体形态比较一致, 基本呈现北美加拿大海岸冰厚, 西伯利亚海岸附近冰薄的形态。造成这种结果的原因是海冰在近地面层风场和洋流的共同作用下向北美海岸堆积, 这个结果和 Herb^[5]的结果较为吻合。

图 4 为两种模式海冰厚度差值分布, 以 4 月和 9 月的月平均海冰厚度分别代表冬季和夏季的海冰厚度。可以看出无论是夏季或是冬季, 3 动模式模拟结果都要厚于零动模式。在冬季两者的差值较小, 而在夏季两者差值平均约有半米之多。造成这种结果的主要原因可能是由于零动模式的热力部分没有考虑海冰内部咸水的影响以及能量不守恒的缘故。从图 4 中还可看出, 两种模式结果的季节变化都十分明显。

图 5 为两种热动力模式模拟结果的季节变化, 可看出 3 动模式变化较弱, 在北冰洋中部海冰厚度的季节变化大约为 0.5 m 左右, 而零动模式约有 1 m 左右。这些结论与 Semtner^[9]指出的零层模式模拟的海冰季节变化的位相和强度都有较大错误, 零层模式夸大了海冰的季节变化这个观点非常吻合。

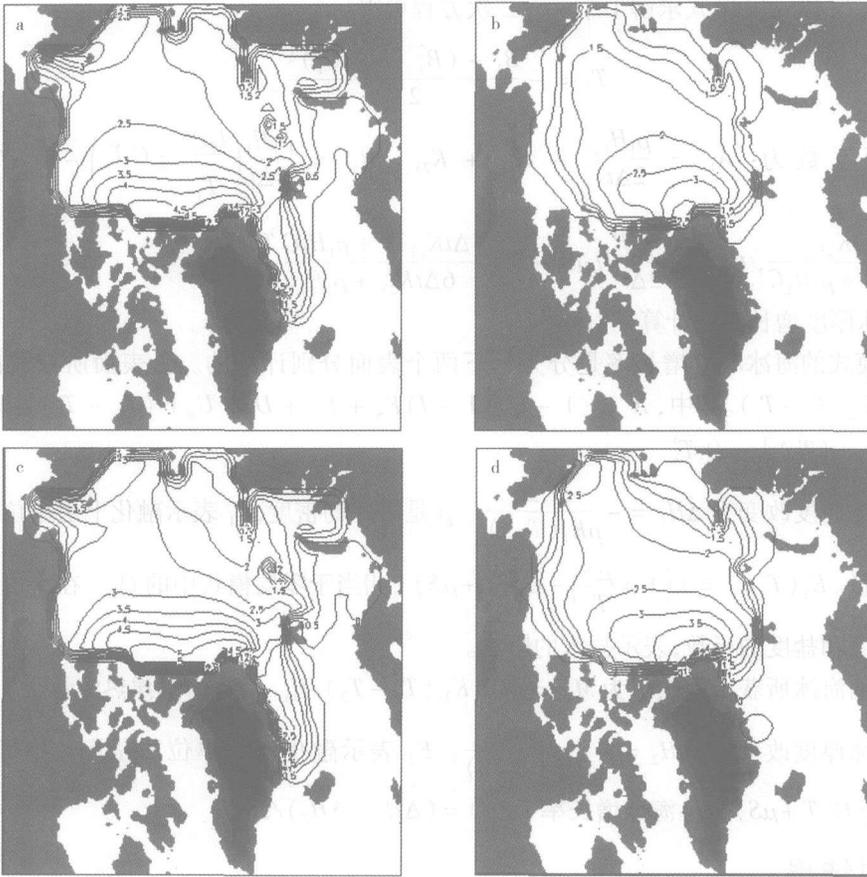


图 3 两种热动力模式 4 月和 9 月的海冰厚度分布

a 零动模式 4 月份; b 零动模式 9 月份; c 3 动模式 4 月份; d 3 动模式 9 月份

Fig 3 Average April (a c) and September (b d) ice thickness contours simulated by the zero-layer (a b) and three-layer (c d) thermodynamic-dynamic model respectively

3.2 海冰密集度模拟结果和观测资料的比较

由于北极海冰的厚度观测资料极少, 很难用模拟厚度结果和观测资料进行比较。为了验证模式改进是否有效, 本文用改进前后的热动力模式模拟的海冰密集度结果和实测密集度资料进行比较。所用观测资料是英国 Hadley 气候研究中心提供的 GIST 海冰密集度资料。采用双线性插值方法, 插值到模拟范围中。比较实测资料和模拟结果 (图略), 可以看出 4 月 (冬季) 两个热动力模式模拟结果整体上和实测资料都较为吻合。但实测资料表明格陵兰岛东侧冰舌可以延伸至丹麦海峡以南, 而两个热动力模式模拟结果均不理想。9 月 (夏季) 两种热动力模式模拟结果和观测资料有较大差别, 主要是模拟的海冰范围偏小, 格陵兰岛东侧的冰舌则完全没有模拟出来。造成这种现象的原因可能是因为模式只是一个纯海冰模式, 没有考虑海洋的影响。图 6 为零动模式 4 月和 9 月密集度模拟结果和实测资料之差 (实测资料减模拟值)。由图 6 可见, 在 4 月份, 两者差值在格陵兰岛东部及东北部有较大范围的负值区, 而在格陵兰岛东南部则有一定范围的正值区。这表明, 在格陵兰岛的东部和东北部, 模拟的海冰密集度要大于实测资料, 而在格陵兰岛东南部则要小于实测资料。在 9 月份, 两者差值在北冰洋区为大范围的正值, 这表明模拟海冰的范围比实测资料小得多。图 7 为 3 动模式 4 月和 9 月密

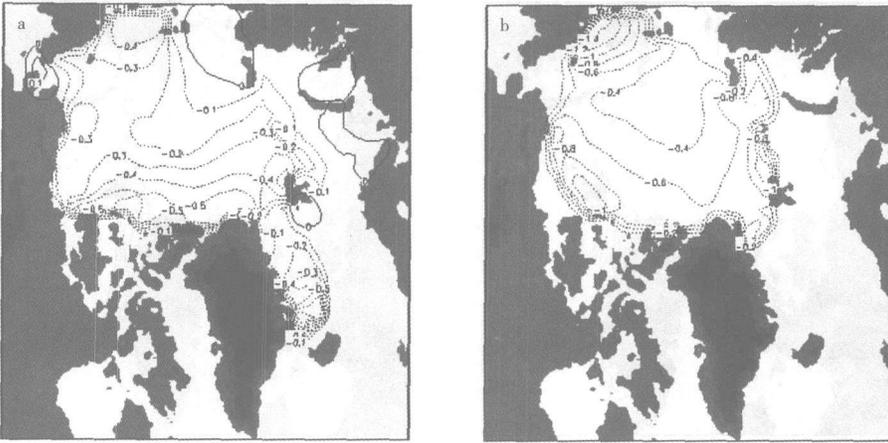


图 4 4月 (a)和 9月 (b)两种热动力模式模拟海冰厚度差值 (零动减 3动)

Fig 4 Differences of April (a) and September (b) average ice thickness contours simulated by the two thermodynamic-dynamic models (the zero-layer model minus the three-layer model)

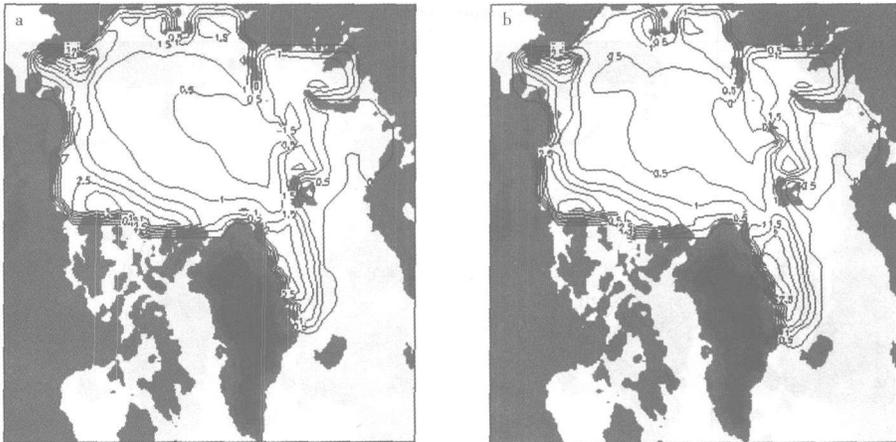


图 5 两种热力模式 4月份与 9月份海冰厚度的差值 (4月减 9月)

a 零动模式; b 三动模式

Fig 5 Average ice thickness differences of April minus September simulated

by the zero-layer thermodynamic-dynamic model (a) and the three-layer thermodynamic-dynamic model

集度模拟结果和实测资料之差 (实测资料减模拟值)。由图 7 可见, 相比零动模式而言, 在 4 月份格陵兰岛东侧模拟结果与实测资料的差别明显变小。在 9 月份, 两者差值在北冰洋仍有一定范围的正值区, 但正值区明显变小。这表明, 无论冬季、夏季 3 动模式模拟结果都要好于零动模式。

4 结 论

本文针对 H bler 热动力海冰模式的热力部分的不足, 以一个能量守恒的较为复杂的 3 层热力模式计算框架源代码 (code) 为基础, 重新编写热动力模式中热力部分的计算程序, 对原热动力模式进行了改进。模拟结果表明, 改进后的模式模拟的海冰厚度变厚, 季节变化变小。通过模拟的海冰密集度与实测资料的比较, 改进后的模式模拟结果更为符合实际情况。

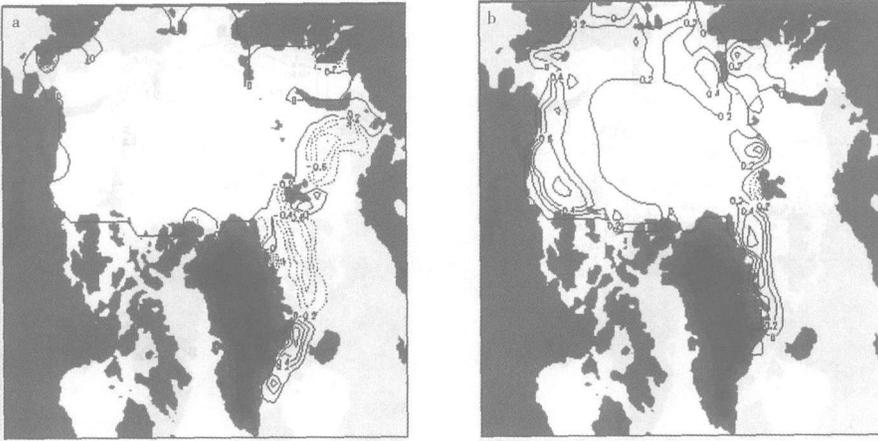


图 6 4月 (a)和 9月 (b)零层热动力模式模拟海冰密集度
模拟结果和实测资料之差 (实测资料减模拟值)

Fig 6 Differences of the observed minus the simulated ice compactness by the zero-layer thermodynamic model in April (a) and September (b)

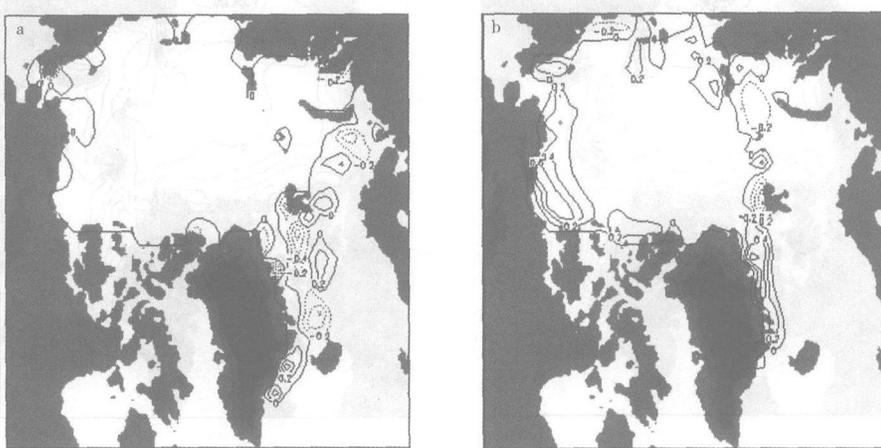


图 7 4月 (a)和 9月 (b)三层热动力模式海冰密集度
模拟结果和实测资料之差 (实测资料减模拟值)

Fig 7 Differences of the observed minus the simulated ice compactness by the three-layer thermodynamic model in April (a) and September (b)

致谢: 特别感谢美国华盛顿大学极地科学中心应用物理实验室的 Zhang Jinlun 博士以及 NOAA 的 Michael Winton 博士。本文所使用的热动力模式源代码 (codes) 及计算所用强迫场资料由 Zhang Jinlun 博士提供; Michael Winton 博士提供了 3 层热力模式的计算框架源代码并对本研究予以指导。谨致诚挚的感谢。

参考文献:

[1] Maykut G A, Untersteiner N. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice[J]. J Geophys Res 1971, 76 (6): 1 550-1 575.
[2] Semtner A J A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate[J]. J Phys Oceanogr

1976 6(3): 379-389.

- [3] Bitz C M, Lipscomb W H. An energy-conserving thermodynamic model of sea ice [J]. J Geophys Res 1999, 104 (C7): 15 669-15 677
- [4] Winton M. A reformulated three-layer sea ice model [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 2000 17 (4): 525-531
- [5] Hibler W D . A dynamic thermodynamic sea ice model [J]. J Phys Oceanogr 1979, 9 (4): 815-846
- [6] Zhang J Hibler W D . On an efficient numerical method for modeling sea ice dynamics [J]. J Geophys Res 1997, 102 (C4): 8 691-8 702
- [7] Parkinson C L, Washington W M. A large-scale numerical model of sea ice [J]. J Geophys Res 1979 84 (C1): 311-337
- [8] Hibler W D . Modeling a variable thickness sea ice cover [J]. Mon Wea Rev, 1980, 108 (12): 1 943-1 973.
- [9] Semtner A J On modeling the seasonal thermodynamic cycle of sea ice in studies of climate change [J]. Clim Change 1984, 6 (4): 27-37

Improvement of a Thermodynamic-dynamic Sea Ice Model

SONG Jie SUN Zhao-bo

(Department of Atmospheric Sciences, NU IST, Nanjing 210044, China)

Abstract The thermal and dynamic factors are equally important in influencing sea ice; however, the thermal part in most existing thermodynamic-dynamic sea ice models was only simply considered. The Winton's enthalpy conservation three-layer thermodynamic model has been used in this paper to replace the zero-layer one in the Hibler thermodynamic-dynamic sea ice model, and the 1983 Arctic sea ice has been simulated using the Hibler and the improved Hibler model. Simulations suggest that the simulated sea ice thickness is larger, the seasonal variation of the sea ice thickness is smaller, and the simulated sea ice compactness is in better accordance with the observed in the improved Hibler model.

Key words Arctic sea ice; thermodynamic-dynamic sea ice model; thermodynamic sea ice model