

1966~1991年北极海冰模拟结果 与观测的对比*

方之芳** 宇如聪 金向泽 张学洪

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

摘 要 利用宇如聪等 1995 年建立的北极区域冰-洋耦合模式, 以 1966~1991 年期间逐月的月平均实测海平面气温和气压场为强迫场, 模拟了上述 26 年间北极海冰的时间演变和空间分布, 着重分析了大西洋及欧洲沿岸一侧的巴伦支海和格陵兰海的海冰状况, 并与目前能够得到的北极海冰密集度观测资料做了对比, 结果表明: (1) 模式对巴伦支海海冰年际变化的模拟是比较成功的, 表现在不仅模拟的 1969~1979 和 1979~1987 这两个时段的主要变化趋势和观测事实比较一致, 而且模拟出了 1979 和 1984 这两个多冰和少冰的极端年份。模拟的主要年际变化出现在巴伦支海东部和中部海域, 这一点同观测事实是一致的, 不过模拟的年际变化偏于新地岛西侧, 而观测结果则更靠近挪威沿岸。(2) 模式未能在格陵兰海模拟出与观测一致的年际变化。根据巴伦支海和格陵兰海模拟结果的对比有理由推测: 巴伦支海的海冰可能更多地受到热力学过程的控制, 而动力学因子对格陵兰海海冰的作用则不可忽视。(3) 模拟和观测的巴伦支海和格陵兰海海冰的季节循环均滞后于气温的季节循环, 但模拟结果滞后的时间更长, 事实上模拟的冬季海冰极值比观测滞后 1~2 个月, 而夏季无冰期比观测结果长两个月以上, 这是模式需要改进的主要方面。

关键词 北冰洋 热力学海冰模式 巴伦支海 格陵兰海

1 序言

海冰是气候系统中冰雪圈的重要组成部分。由于观测资料的贫乏等原因, 同大气和海洋相比, 海冰是气候系统研究工作中一个相对薄弱的方面。数值模拟为研究大尺度海冰变化提供了一个有力的工具, 应用热力学或热力-动力学海冰模式 (通常还需将它们同海洋环流模式相耦合), 在观测的大气强迫下, 可以模拟出高纬地区海冰厚度、密集度分布及海冰的运动。1985 年, 在 Hibler 等发展的北冰洋动力-热力学海冰模式^[1,2]的基础上, Walsh 等应用 1951~1980 年逐月的海平面气温和气压场观测资料为强迫场, 将模式积分了 30 年, 以了解模式模拟的海冰特性和强迫场的影响^[3]。他们的结果表明: (1) 北冰洋海冰总质量有明显的季节变化, 其季节振幅约为总质量的 2/5 (对单纯的热力学模式而言) 到 3/5 (对包括动力学和热力学过程的模式而言)。同时, 海冰总质量也有明显的年际变化; (2) 动力-热力学模式和单纯热力学模式模拟的极冰厚度中心的位置有显著差别, 前者靠近格陵兰岛北界, 后者则更接近北极, 且偏于太平洋一

1997-01-14 收到, 1997-12-02 收到再改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49376280

** 工作单位: 成都气象学院气象系

侧; (3) 模式模拟的 1961~1976 年分区 (以 20 个经度为一个区) 计算的年平均海冰面积的年际变率同观测结果的相关系数在 0.4~0.9 之间, 其中 20~60°E 之间 (覆盖了巴伦支海的主要部分) 的平均相关系数约为 0.6 (单纯热力学模式结果) 或 0.7 (动力-热力学模式结果)。

完全耦合的冰洋模式首先是由 Hibler 和 Bryan 建立的^[4]。他们将上述动力-热力学海冰模式与美国地球物理流体动力实验室 (GFDL) 的海洋模式耦合, 模拟北极区域海冰的季节变化。结果表明, 东格陵兰的海冰漂流明显加强了, 而且模拟的巴伦支海和格陵兰海的海冰覆盖范围比较接近观测。

1995 年, 宇如聪等建立了一个北极区域热力学海冰和海洋环流的耦合模式, 用来研究北冰洋的海冰分布和海洋环流^[5]。模式的环境部分与张学洪等先前发展的 20 层大洋环流模式^[6]大体相同。作为第一步, 模式中没有包括动力学海冰, 而热力学海冰部分采用了和 Parkinson 等^[7]类似的方案, 较为详细地考虑了水道的参数化, 以及在冰水共存的情况下海气之间的热交换。模式将水道的下界取为 2%, 并假定在同一个网格内冰下的海水和水道中的海水可以在足够短的时间内充分混合。驱动这个北冰洋模式的海表强迫包括热通量和风应力, 后者由观测的海平面气压场按照地转风关系来估计。热通量计算中用到观测的大气变量有多年月平均的海平面气温、气压、风速、相对湿度、云量和到达海面的太阳辐射, 其中气温和气压场取自欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 10 年平均的月平均分析资料, 云量在整个模式范围内取为均一的值, 但有季节变化, 太阳辐射是由经验公式计算的 (有季节变化, 但无日变化和年际变化), 相对湿度在整个区域固定取为 90%。盐度方程的上边界条件未采用实际的淡水通量, 暂时仍用以观测的海表盐度为强迫量的恢复性条件来代替, 其中盐度资料取自 Levitus 气候值^[8]。在这种情况下结冰及融冰过程对海表盐度没有影响, 亦即排除了与之有关的对流反馈机制。这对巴伦支和格陵兰海海冰的模拟 (尤其其年际变动部分) 会有一定影响, 但对北冰洋影响非常小, 因为那里存在盐跃层, 不会发生对流。

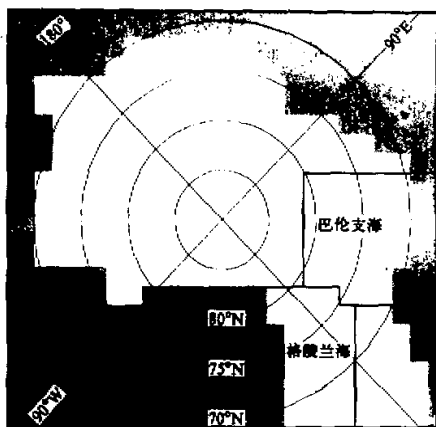


图 1 模式的水平范围
(巴伦支海和格陵兰海的位置已标出)

模式的水平网格采用 Arakawa 的 B 网格, 格距在 60°N 处为 200 km, 整个区域包括 25×23 个格点, 北极位于中心。除了格陵兰海南部和挪威海的大部分以外, 模式区域的范围基本上限制在 70°N 以北 (图 1)。垂直方向有 10 层, 水深分别为 30、75、150、270、450、690、990、1590、2250 和 3000 m。在这样的水平和垂直分辨率的配置下, 模式能刻划出北极海盆和海底地形的主要特征, 但不能分辨连接北冰洋和太平洋的白令 (Bering) 海峡以及加拿大一侧的麦克卢尔 (McClure) 海峡和鲁滨逊 (Robinson) 海峡, 故模式中只保留了连接北冰洋和大西洋的通道, 并人为地

去掉了斯匹次卑尔根(Spitsbergen)岛。在模式的大西洋一侧按 Semtner^[9]的作法设置了开边界条件, 其中沿挪威一侧由北大西洋流入北冰洋的洋流和沿格陵兰一侧流出北冰洋的洋流的正压流量均取为 7.0 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ Mm}^3/\text{s}$), 斜压流量则由文献[9]中给出的温度和盐度资料按热成风关系确定。总之, 模式在大西洋一侧的设置比较接近真实情况, 所以本文重点分析的是巴伦支海和格陵兰海的模拟结果, 但只限于海冰部分, 海洋环流部分将另文叙述。

模式中温盐过程积分的时间步长是一天, 因而海冰也是每天更新一次, 但海洋环流中的斜压和正压部分则采用较小的时间步长分别进行时间积分。模式的差分计算方案同先前提到的 20 层大洋环流模式大体相同, 但在计算温度和盐度的平流时采用了字如聪设计的两步保型平流格式^[10]。

模式的初始状态取为静止、无海表起伏的两层均匀温盐结构, 其中 1000 m 水深以上温度取为 1°C , 盐度取为 34.9 g/kg , 1000 m 以下温度取为 -1°C , 盐度取为 34.96 g/kg 。在前述气候的大气强迫下模式运行了 150 a, 模拟出合理的海洋环流和海冰分布^[5], 其中海冰厚度的空间分布与文献[3]中给出的单纯热力学模式的结果相仿。

为了模拟北冰洋海冰的长时期演变和进一步检验模式的性能, 本文将利用上述模式, 以近年来实测的海平面气温和气压场资料为强迫场, 模拟北极海冰的分布、季节循环和年际变动, 同时与实际观测的海冰资料进行对比分析。

2 强迫场资料及其处理

计算海表热通量所需要的逐月海平面气温和气压场取自“综合的海洋大气资料集”(COADS), 但由于资料来源的限制, 海平面气温和气压场的时间序列是由 COADS 的两个具有不同空间分辨率的版本拼接而成的: 1979 年之前资料格点距离是 $2^\circ \times 2^\circ$, 1979 年之后是 $10^\circ \times 10^\circ$ 。此外, 由于 1966 年以前温度场资料缺测太多 (例如 1958 年和 1961 年 70°N 以北全年无资料, 1965 年缺 4 个月), 故我们没有如文献[3]中那样研究 1951~1980 年北极海冰的状况, 而是选取了 1966~1991 年这 26 年为研究的时段。虽然在这 26 年的资料中, 80°N 以北也有缺测的情况 (例如 1966 年 1 月和 2 月缺测, 1978 年 2~6 月缺测), 但 $70\sim 80^\circ\text{N}$ 之间基本都有值。一般说来, 80°N 以北大气强迫场的可靠性较差, 而在错误记录被小心地剔除之后, 80°N 以南的资料可靠性要好一些, 这对本文将要重点分析的两个区域即巴伦支海和格陵兰海是比较有利的, 但无论如何本文的结果不可能不受到现有的资料质量的影响。

温度场资料处理的原则是: 若 80°N 以北格点值大于 10°C , 或 70°N 以北格点值大于 15°C , 或该点与邻近点的温度梯度大于 $10^\circ\text{C}/10$ 纬距, 则认为该点记录是错误的而将其剔除 (如果附近格点有资料, 则用空间内插予以补上)。然后用逐次扫描方式将资料的格点值转换成模式区域 (25×23) 的格点值。

气压场的资料比较完整, 缺测较少, 但也存在错误记录。处理的原则是: 若气压梯度大于 $15 \text{ hPa}/2$ 纬距 (对 1979 年以前资料而言), 或气压梯度大于 $30 \text{ hPa}/5$ 纬距 (对 1979 年以后资料而言), 则认为该点资料是错误的而将其剔除 (如果附近格点有资料, 则用空间内插予以补上)。然后用逐次扫描方式转换成模式格点的气压值。驱动模式海洋

环流的风应力和计算热通量所需要的风速是由气压和气温按照地转风公式计算的。

如本文第 1 节所述, 计算海表热通量时还要用到大气相对湿度、云量、和到达海面的太阳辐射, 它们本应由包括季节循环和年际变化的观测资料给出, 但由于资料来源的限制, 本文仍采用文献[5]中的做法, 没有考虑它们的年际变化。对于北极区域海洋环流和海冰的气候态模拟而言, 文献[5]的结果已证实这样做是可以接受的。但这些参数的年际变化对于模拟的北极区域海冰和海洋环流的影响尚待进一步研究。

3 海冰观测资料气候分析

为了检验模式模拟的结果, 我们首先利用 Walsh 等整编的海冰观测资料 (可参看文献[11]) 分析一下北极海冰的气候特性。该资料年代为 1953~1991 年, 其中 1953~1984 年部分已在国内出版^[12, 13]。水平分辨率是 $111\text{ km} \times 111\text{ km}$ 。以北极为中心, 共有 58×80 个格点, 覆盖了北冰洋和北大西洋、以及北太平洋的一部分。该资料所提供的是格点上的海冰密集度, 定义为一个网格元内海冰覆盖面积占网格元面积的比率。就北半球海冰分布的平均状况看 (图略), 在北大西洋海域海冰范围可伸展到 50°N 以南, 格陵兰海海冰可达 60°N , 但在斯匹次卑尔根东岸冰界北缩至接近 80°N 处。巴伦支海除挪威沿岸外大部可被海冰覆盖。北极附近的北冰洋中心海域则是终年被海冰覆盖的, 海冰密集度在 0.9 以上。

为了与本研究的时段相对应, 我们在 Walsh 资料集中选取了 1966~1991 年海冰密集度做进一步的分析, 并引入海冰面积指数来表征海冰特性。海冰面积指数定义为某一海域中各格点海冰密集度的总和除以格点总数, 相当于该区域内海冰总面积所占的百分比 (或区域平均的密集度)。模式的范围基本上是在 70°N 以北, 其中北冰洋中心海域为永久性海冰区, 其海冰面积指数基本不变, 因此以下主要讨论巴伦支海和格陵兰海的海冰面积指数。

图 2a 是巴伦支海海冰面积指数在 1966~1991 年期间平均的季节变化。海冰面积指数在 2 月和 3 月最大, 可达到 0.52; 4 月到 7 月之间是海冰面积指数迅速下降的时期, 8~9 月间达到其最小值 (0.03 左右); 从 10 月到次年 1 月是海冰面积指数迅速增长的时期。图 2b 是格陵兰海海冰面积指数的季节变化, 2 月最大 (0.44), 8 月最小 (0.12)。季节变化的大体型式同巴伦支海是类似的, 但振幅略小一些, 且冬季高指数的维持时间较短。总的来说巴伦支海和格陵兰海海冰面积的季节变化都相当明显。

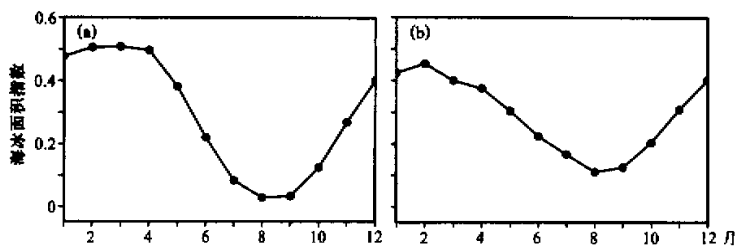


图 2 巴伦支海 (a) 和格陵兰海 (b) 观测海冰面积指数多年平均的季节变化

巴伦支海和格陵兰海的海冰面积也有年际变化, 其中以巴伦支海更为显著。从图 3a 可以看出, 冬季巴伦支海海冰面积的高指数年份有 1966、1969、1979、1981、1982 和 1987, 其中以 1979 年 3 月最大, 接近于 0.8; 低指数年份主要出现在 70 年代中期、80 年代中期和 90 年代初, 其中以 1984 年 3 月最小, 仅为 0.36。就 1979 和 1984 这两个极端年份而言, 冬季巴伦支海海冰的面积可相差一倍以上。图 4 给出了 1979 年和 1984 年 3 月份北半球的海冰密集度的分布, 其中, 1979 年巴伦支海海冰密集度为 0.3 的等值线可达到挪威沿海, 1984 年则退到新地岛附近。夏季大多数年份巴伦支海海冰面积不到其总面积的 5%, 因而年际变化一般不明显, 但个别年份 (如 1968 年) 夏季巴伦支海仍有一成以上的海冰。图 3b 是格陵兰海逐月海冰面积指数的变化曲线, 特别明显的高指数年份是 1966、1968 和 1969, 其中 1969 年 2 月可达 0.77; 1984 和 1991 年是低指数年, 3 月份的值大约为 0.35。虽然 1969 年和 1984 年冬季格陵兰海海冰面积也相差一倍以上, 但 70 年代初至今冬季格陵兰海海冰面积再未达到过 1969 年 2 月的水平。就 1970~1991 这 22 年的情况来看, 冬季格陵兰海海冰的年际变化比巴伦支海弱得多。夏季大多数年份格陵兰海仍有一成以上的海冰, 其中 1968 年 7 月份高达 0.35, 1990 和 1991 年为低指数年, 8 月份的值分别是 0.04 和 0.02。对比图 4a 和 4b 可以看出, 夏季格陵兰海海冰的年际变化稍强于巴伦支海。

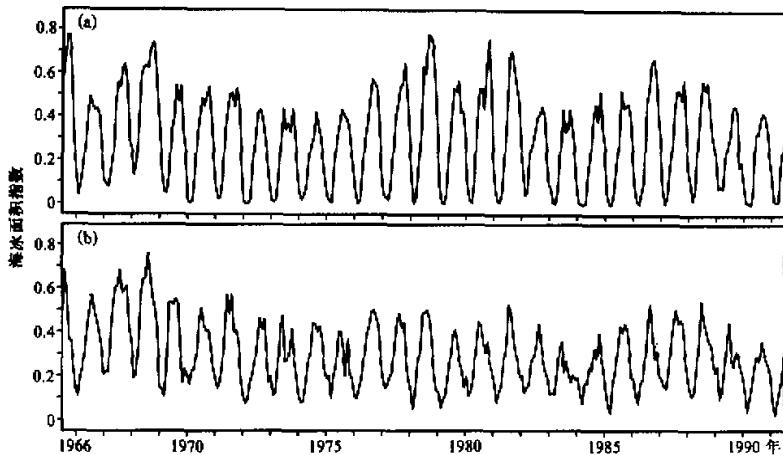


图 3 1966~1991 年间巴伦支海 (a) 和格陵兰海 (b) 观测的海冰面积指数的变化

4 海冰模拟试验和结果分析

为了得到一个同 1966~1991 年间观测的大气强迫场相容的模式初始状态, 先用这 26 年平均的大气强迫场驱动这个模式, 经过 500 a 积分后模式模拟的海洋环流和海冰均达到了接近于平衡的状态。在此基础上, 再用 1966~1991 年间逐月变化的大气强迫场来驱动模式, 模拟出包括季节循环和年际变化在内的海冰分布和海洋环流。应当指出的是: 这里所模拟的年际变化主要是模式海冰和海洋环流对于海平面气温和气压这两个大

气参量(不是全部参量)的年际变化的响应。

在分析模式模拟的结果时着重考虑了巴伦支海、格陵兰海(见图1)的海冰分布,但有时也给出模式总海域的结果作为参考。定义每一海域内模拟海冰的厚度指数和面积

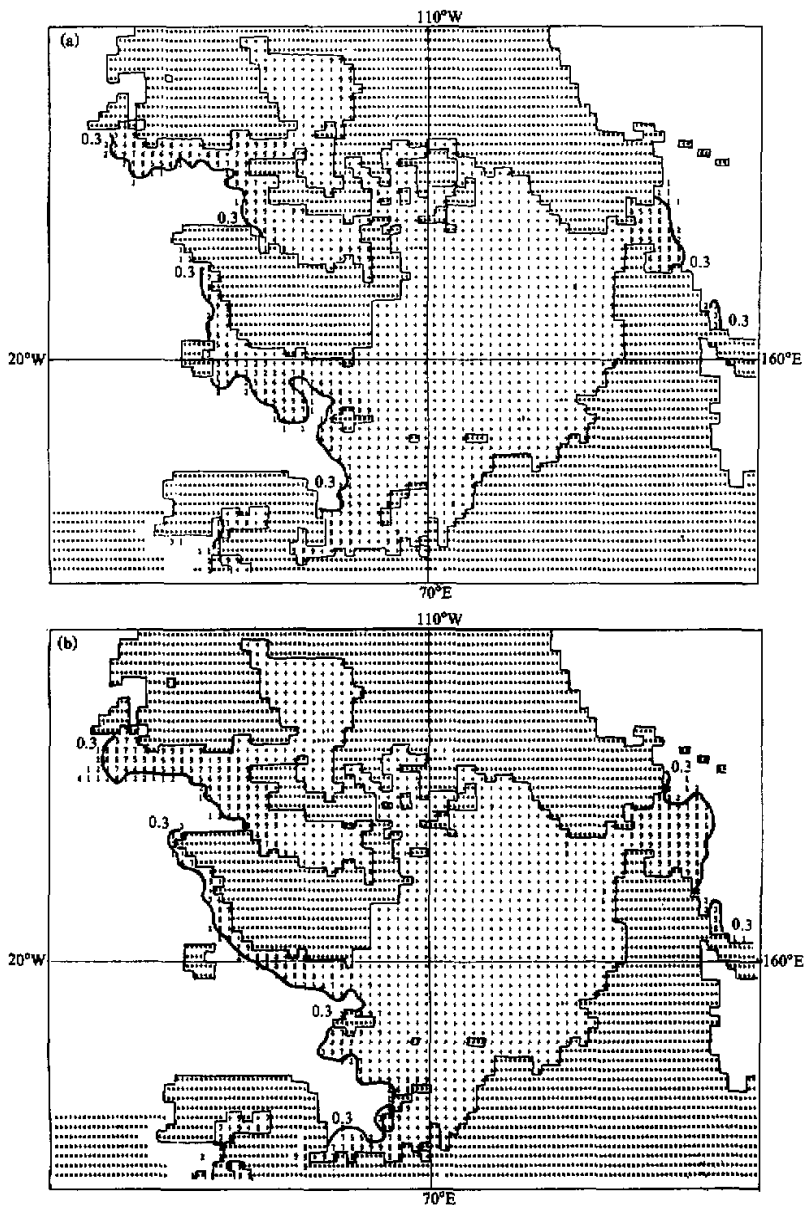


图4 北半球1979年(a)和1984年(b)3月观测的海冰密集度分布
(•表示陆地, +表示密集度为1, 1~9表示海冰密集度, 单位0.1)

指数, 前者是该海域内模拟海冰的平均厚度, 后者是该海域内海冰覆盖面积占总面积的百分比 (相当于本文第3节针对观测的海冰密集度所定义的海冰指数)。计算的这26年间模拟的海冰厚度指数与面积指数的相关系数在巴伦支海、格陵兰海和北极总海域分别达到0.96、0.98和0.90, 远远大于相关检验的0.01信度, 表明模拟的海冰厚度和面积的季节变化和年际变化在整体上非常相似, 这可能同我们使用的是单纯的热力学海冰模式有关。以下我们将主要讨论模拟的海冰厚度的特点。

图5给出了模拟的26年平均的冬季和夏季的海冰厚度分布, 冬季以3月份为代表, 夏季以9月份为代表。在冬季 (图5a), 海冰厚度的中心位于 83°N 、 170°W 附近, 最大值为6.53 m, 这同文献[3]中热力学海冰模式的结果是类似的。在格陵兰岛东侧, 0 m等厚度线的最南端可达 70°N 以南, 而后蜿蜒走向东北, 在斯匹次卑尔根岛东侧北缩至 77°N , 在 $0\sim 40^{\circ}\text{E}$ 之间的走向基本上和 75°N 的纬圈一致, 而在 40°E 以东则向南折向欧洲大陆, 这同观测的冬季海冰的范围大体上是一致的, 但在斯匹次卑尔根岛以东冰界的北缩不够。模拟的夏季海冰厚度 (图5b) 的中心位置与冬季大体相同, 但最大冰厚减少了1.2 m。0 m等厚度线退缩到冬季情形的1 m等厚度线和2 m等厚度线之间, 呈西北-东南走向, 其东段在 75°N 以北, 巴伦支海基本无冰, 除个别年份外, 这一点同观测的巴伦支海夏季海冰面积指数 (图3a) 所显示的特征是一致的; 西段则退到 80°N 以北, 格陵兰海完全没有海冰, 这一点同观测结果有一定差别, 事实上图3b表明格陵兰海夏季有一半左右的年份有一成以上的海冰。本文给出的北极海冰分布同文献[5]中用ECMWF 10年平均的大气强迫所得到的结果有很大的可比性, 但无论冬季或夏季, 本文所得到的海冰厚度的最大值均大于文献[5]中给出的结果, 中心位置也略偏向于太平洋一侧, 而海冰范围则略小于后者。

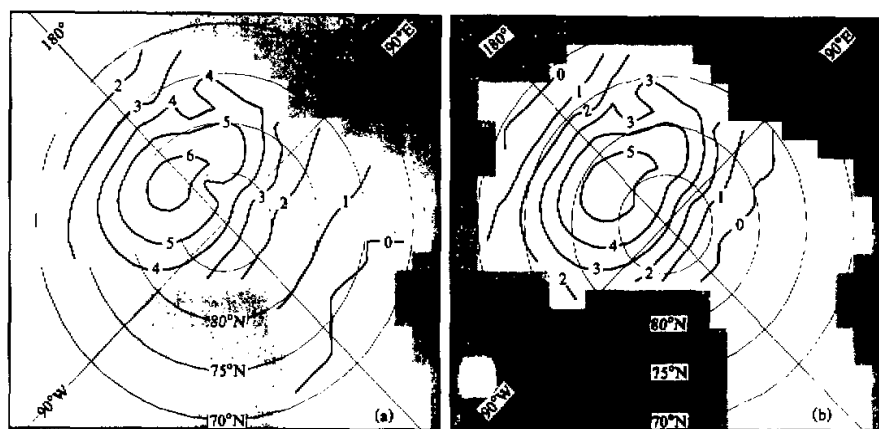


图5 模拟的26年平均的3月(a)和9月(b)海冰厚度的分布 (等值线单位: m)

图6给出了模拟的26年平均的海冰厚度指数的季节变化曲线。就整个北冰洋来看 (图6a), 海冰厚度在4月和5月最大, 达到2.45 m, 以后则迅速减小, 以6月到7月减小的速度最快, 9月份达到其最小值1.42 m。模拟的北冰洋海冰平均厚度的年较差

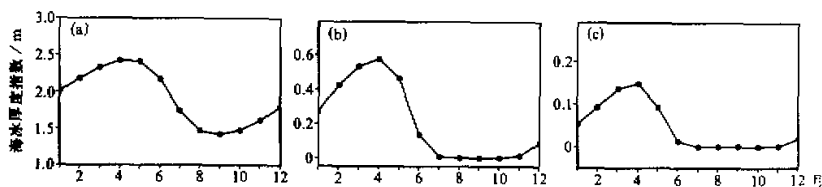


图 6 模拟的 26 年平均海冰厚度指数的季节变化曲线

(a) 北极总海域, (b) 巴伦支海, (c) 格陵兰海

(相当于季节振幅) 为 1.03 m。大约是模拟海冰的最大平均的 $2/5$, 这与文献[3]中给出的单纯热力学模式的结果是一致的。

图 6b 是巴伦支海海冰厚度的 26 年平均的季节变化曲线。从 1 月到 3 月, 海冰迅速增长, 4 月达到其最大值 0.57 m (相当于北极总海域海冰平均厚度的 23%), 较观测的海冰面积指数的极值出现的时间滞后了 1~2 个月。模拟的海冰在 4 月份以后开始减少, 5 月到 6 月间海冰减少最快, 7~10 月的 4 个月内海冰的平均厚度均接近于 0, 而实际观测的海冰面积指数是在 8 月和 9 月份达到最小 (见图 2a)。模式结果和观测结果的主要差别在于夏季的无冰期太长: 模拟海冰大部融化的时间比观测提前了 1 个月, 而开始显著结冰的时间则滞后了 2 个月, 前者可能和模拟的巴伦支海冬季海冰厚度偏小有关, 后者则同海冰提前融化、海水中积存了过多的太阳辐射能量有关。图 6c 是模拟的 26 年平均的格陵兰海海冰厚度指数的季节变化曲线, 其变化趋势同巴伦支海非常相似, 但冬季海冰的最大平均厚度 (出现在 4 月份) 只有 0.16 m (不到北极总海域海冰平均厚度的 7%, 只及巴伦支海海冰平均厚度的 28%), 且较观测的海冰面积指数最大值的出现时间落后了 2 个月。夏季情形与巴伦支海相似, 但无冰期较后者提前了大约 1 个月 (6 月份平均冰厚即降至 0.02 m 以下)。总之, 模式模拟的海冰季节变化大体上是合理的, 但在冰水过渡区 (如巴伦支海和格陵兰海) 存在明显的误差, 主要表现在: (1) 冬季海冰的极值有大约 1~2 个月的滞后; (2) 模拟的夏季无冰期比观测长 2~3 个月。这可能是今后模式改进的两个重要方面。

图 7 给出了模拟的 1966~1991 年间逐月海冰厚度指数的变化, 从中可看到显著的年际变化。在北冰洋总海域 (图 7a), 1966~1980 年海冰平均厚度的变化趋势与 Walsh^[3] 的单纯热力学海冰模拟的北半球海冰总质量的变化趋势 (图略) 是类似的。80 年代以后海冰厚度逐渐减少, 1991 年冬季北冰洋总海域海冰的平均厚度降到 2.21 m, 夏季降到 1.1 m, 分别比 26 年的平均厚度减少了 0.24 m 和 0.32 m, 即减少了 10%~15% 左右。比照图 7b、图 7c 可以看出, 北冰洋海冰的这种长期变化趋势主要是由北极中心区域海冰厚度的持续减小引起的。第 5 节将讨论这种长期变化的趋势同大气温度变化的关联。

模式模拟的巴伦支海 (图 7b) 和格陵兰海 (图 7c) 冬季的海冰厚度也有年际变化 (但未显示出逐渐减小的长期变化趋势)。在巴伦支海, 这种年际变化是相当显著的, 冬季海冰的平均厚度以 1966 年和 1979 年冬季为最大, 可达 0.75 m。1970 和 1984 年为最小, 仅为 0.41 m 和 0.49 m。与观测结果 (图 3a) 相比, 不仅模式模拟的 1969~1979 年和 1979~1987 年这两个时段的主要变化趋势是正确的, 而且模拟的主要峰值 (如

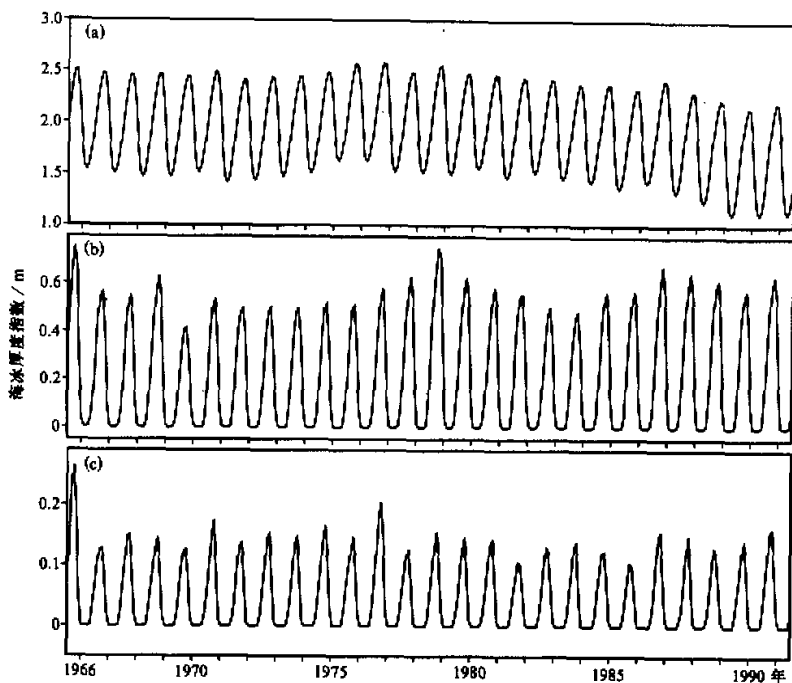


图7 模拟的1966~1991年间逐月海冰厚度指数的变化
(a) 总海域, (b) 巴伦支海, (c) 格陵兰海

1966、1969、1979 和 1987 年) 和谷值 (如 1974 和 1984 年) 都同观测对应得很好 (反映出在模拟的海冰比较厚的年份, 观测海冰面积也较大, 反之亦然)。虽然也有些年份的观测极值 (如 1967、1980 和 1991 年的极小, 1981 和 1982 年的极大) 在模拟结果中未得到反映, 但总的说来模式模拟的冬季巴伦支海海冰平均厚度的年际变化是比较成功的。如前所述, 夏季巴伦支海基本无冰。在这一点上模拟同观测是一致的, 主要问题是模式模拟的夏季无冰期比观测长了 2 个月以上, 这就是为什么图 7b (以及图 7c) 看上去很象经过“整流”的波型的缘故。

模式模拟的冬季格陵兰海海冰厚度的年际变化 (图 7c) 不及巴伦支海显著, 且与观测的海冰面积指数没有很好的对应关系, 例如观测的最大海冰面积出现在 1969 年, 最小海冰面积出现在 1984 年; 而模拟的最大冰厚出现在 1977 年, 最小冰厚出现在 1982 年和 1986 年。注意到本文所用的海冰模式是一个单纯的热力学模式, 从模拟的季节循环和年际变化同观测的对比中可以看出, 巴伦支海的海冰可能主要是受热力学过程控制的, 而格陵兰海则不完全如此。事实上, 象东格陵兰海流对海冰的平流过程等动力学因子的作用可能是需要考虑的。

图 8 是模拟的 1979 年和 1984 年 3 月北冰洋海冰厚度的分布, 从中可以明显看到这两个极端年份冬季海冰的差异。1979 年 3 月 (图 8a), 在 $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{E}$ 之间 0 m 等厚度线同它的多年平均位置 (图 5a) 相比向南推进了约两个纬距, 而 1 m 等厚度线在 45°E 以

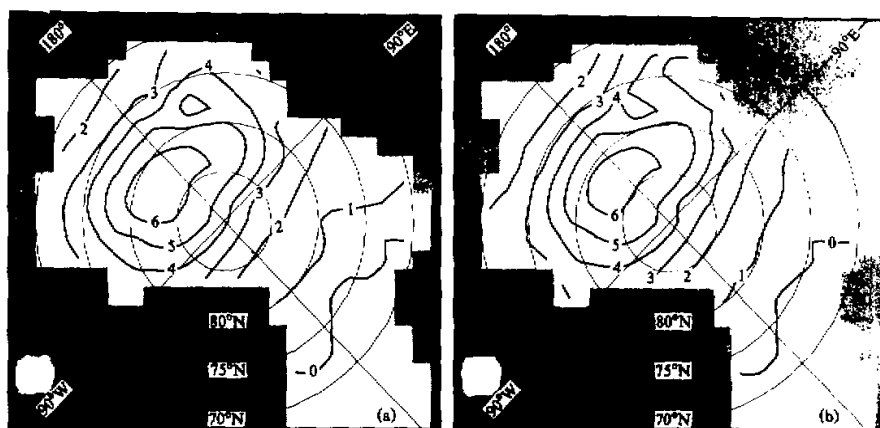


图8 模拟的1979年(a)和1984年(b)3月北冰洋海冰厚度的分布(等值线单位: m)

东则由西北-东南走向转为主要是向南,在 50°E 附近到达 70°N 纬圈,比它的多年平均位置南伸了5个纬距,比1984年3月(图8b)南伸了7个纬距。将图8与图4比较可以发现,对这两个极端年份来说,模拟的冬季巴伦支海海冰的1m等厚度线位置的变化同观测海冰的0.3等密集度线的变化有某种相似,不过前者向南扩展的范围仍偏于新地岛一侧,而后者则向挪威沿岸扩展更明显。

5 模拟和观测海冰的相关性及海冰和海平面气温的相关性

第4节已经指出,模拟的冬季海冰最大厚度出现的时间比观测海冰的最大面积出现的时间滞后1~2个月,而模拟的海冰厚度指数与面积指数的相关系数在巴伦支海和格陵兰海分别高达0.96和0.98,从而可以得出模拟的海冰极值明显滞后于观测的海冰极值的一般结论,这一点还可以从相关分析中得到印证。

表1 模拟的海冰厚度指数与观测的海冰面积指数的滞后相关系数

滞后月数	巴伦支海	格陵兰海
-1	0.50	0.29
0	0.77	0.54
1	0.84	0.68
2	0.70	0.66
3	0.41	0.48

表1给出了用26年共312月的资料计算的巴伦支海和格陵兰海模拟海冰的厚度指数与观测海冰的面积指数的滞后相关系数,其中滞后月数表示模拟海冰滞后于观测海冰的月数。从表中可见,不论是在巴伦支海还是格陵兰海,当模拟海冰滞后于观测海冰1个月时的相关系数都是最大的,不过巴伦支海(0.84)明显高于格陵兰海(0.68)。另一方面,巴伦支海的“同时相关”系数

仍有0.77,而格陵兰海则只有0.54。这一方面说明模拟的海冰确有系统性滞后的问题,另一方面也表明模拟和观测的海冰的季节循环过程有很好的相似性(注意相关分析着眼于时间序列的整体结构,因而和上一节从观察海冰极值所得到的滞后时间可能略有不同)。此外,模式对巴伦支海海冰的模拟明显优于对格陵兰海海冰的模拟。

用 26 年的资料对每个月分别计算模拟和观测海冰的相关系数（表略），可以检查模拟的海冰年际变化是否合理。结果表明：冬季巴伦支海的相关系数明显高于夏季，最大相关系数出现在 3 月份，可达到 0.70 以上，这证实了模式能较好地模拟出冬季巴伦支海海冰的年际变化；在格陵兰海，即使在冬季模拟海冰与观测海冰之间的相关性也很差，这同第 4 节指出的模式在模拟格陵兰海海冰年际变化方面的问题是一致的。

本文所用的模式中影响海冰的主要外参数是海平面气温。就季节循环来说气温和海冰基本上是反位相的，整个北冰洋区域平均的海平面气温是 1 月和 2 月最低，7 月最高；巴伦支海和格陵兰海的平均气温是 1 月最低，7 月最高。故观测的海平面气温的极小值比观测的海冰面积指数的极大值超前 1 个月左右，比模拟海冰的最大厚度超前约 2 个月。在年际变化的特征方面气温与海冰也呈反位相关系，即气温高的年份海冰通常偏少，反之则偏多（图略）。

表 2 模拟和观测的海冰与观测气温的滞后相关系数

滞后月数	观测的海冰面积指数		模拟的海冰厚度指数		
	巴伦支海	格陵兰海	北极总海域	巴伦支海	格陵兰海
-1	-0.42	-0.50	0.11	-0.04	-0.17
0	-0.77	-0.73	-0.36	-0.46	-0.55
1	-0.88	-0.74	-0.75	-0.75	-0.75
2	-0.76	-0.53	-0.93	-0.86	-0.75
3	-0.46	-0.21	-0.86	-0.79	-0.62

表 2 给出了模拟的海冰厚度指数和观测的海冰面积指数与观测的区域平均海平面气温的滞后相关系数。从表中可见，除了海冰超前于气温的情形以外，温度与模拟和观测的海冰均呈现出很强的负相关。对于巴伦支海，当观测的海冰滞后气温 1 个月时相关绝对值最大，达 0.88（但同期或滞后气温 2 个月时的相关系数也分别达到了 0.77 和 0.76）；对于格陵兰海，同期的或海冰滞后气温 1 个月时的相关系数明显高于其他情形，分别达到 0.73 和 0.74。这同方之芳和 Wallace^[14]的结论是一致的。对模拟的北极总海域和巴伦支海的海冰而言，滞后于气温 2 个月时相关系数的绝对值最大，分别达到 0.93 和 0.86，而且在滞后气温 3 个月时仍然有很大的相关；而格陵兰海海冰滞后于气温 1 个月和 2 个月时的相关系数的绝对值均为 0.75。大体说来，模拟的海冰对气温的滞后响应时间比观测的海冰多 1 个月左右，这正是模拟的海冰比观测的海冰滞后 1 个月左右的原因。从表 2 还可看出，越靠近北极中心区域气温对于海冰（无论是模拟的还是观测的海冰）的控制作用越大，同时海冰相对于气温的滞后也越明显。由此可以推知：虽然巴伦支海和格陵兰海都不是永久性的海冰区（夏季都会出现海冰的大范围融化），但从整体上来说，巴伦支海海冰较之格陵兰海海冰更具有北极中心区域海冰的特色。

图 9 给出了 1966~1991 年期间北极总海域观测的年平均海平面气温的变化。本文第 4 节曾经提到模拟的北冰洋总海域海冰厚度从 80 年代以后持续减小的问题

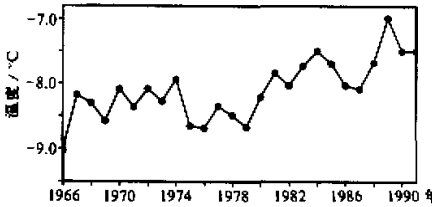


图 9 1966~1991 年间北极总海域观测的年平均海平面气温的变化

(见图 7a), 这可以从图 9 显示的 80 年代以后气温的上升趋势得到部分解释, 它再次表明模式模拟的海冰的行为在很大程度上是受大气温度控制的。不过, 由于 (1) 单纯的热力学海冰模式的局附性, (2) 海平面气温的观测资料质量不高 (尤其是在北极中心区域), 模式对北冰洋海冰厚度长期变化趋势的估计中显然包含了相当程度的不确定性。

6 结论和讨论

(1) 模式对巴伦支海海冰年际变化的模拟是比较成功的, 从时间演变来看, 不仅模拟的 1969~1979 年和 1979~1987 年这两个时段的主要变化趋势和观测事实比较一致, 而且对几个主要的多冰年 (如 1966、1969、1979 和 1987 年) 和少冰年 (如 1974 和 1984 年) 都有所反映, 特别是模拟出了 1979 和 1984 这两个多冰和少冰的极端年份, 从空间分布上看, 对 1979 和 1984 这两个极端年份而言, 模拟的主要变化出现在新地岛以西, 这一点同观测事实是一致的, 不过模拟的变化更偏于新地岛两侧, 而观测结果则更靠近挪威沿岸。

(2) 模拟的冬季格陵兰海海冰虽然也有年际变化, 但与观测事实没有对应关系。考虑到本文所用的海冰模式是一个单纯的热力学模式, 从模拟的巴伦支海和格陵兰海海冰年际变化的对比有理由推测: 巴伦支海的海冰可能更多地受到热力学过程的控制, 而象东格陵兰海流等动力学因子对格陵兰海海冰的作用则是不可忽视的。

(3) 模拟的巴伦支海和格陵兰海海冰的季节变化滞后于气温的季节变化, 这一点同观测事实是一致的, 主要的问题是: ①滞后的时间偏长, 尤其是冬季偏长 1~2 个月; ②夏季无冰期太长, 比观测结果长 2 个月以上。这是模式需要改进的主要方面。

(4) 模式中没有考虑结冰及融冰过程对海表盐度的影响, 从而不含有与之有关的对流反馈机制, 这会影响巴伦支海和格陵兰海海冰的模拟结果。因此采用真实的淡水通量条件是模式需要改进的另一方面。

(5) 由于观测资料的欠缺, 将对模拟的结果造成一定程度的不确定性, 例如, 北冰洋总海域海冰厚度从 80 年代以后持续减小, 这可以从模式所用的气温区域平均值在同一时期的上升趋势得到部分解释, 但显然这一结论不可靠。海表风场也有偏差, 尤其在考虑动力学海冰之后问题更显严重, 这将在另文讨论。在这里, 海表风场的偏差将会影响海洋上层环流以及相应的热输送, 从而影响对巴伦支海和格陵兰海海冰的模拟。另外, 南边界温盐规定为气候值对环流年际变动的模拟也可能有一定影响。

致谢: 本文是国家自然科学基金资助项目“北极区域冰-洋耦合模式的设计和建立”和“北极海冰与大气环流相互作用研究”的研究工作的一部分。在准备 COADS 资料的过程中曾得到简文生和全小伟先生的许多帮助。

参 考 文 献

- 1 Hibler, w. D. III, 1979, A dynamic thermodynamic sea ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 817~846.
- 2 Hibler, w. D. III and J. E. Walsh, 1982, On modeling seasonal and interannual fluctuations of Arctic Sea ice, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 1514~1523.

- 3 Walsh J. E., W. D. Hibler, and B. Ross, 1985, Numerical simulation of Northern Hemisphere sea ice variability, 1951~1980, *J. Geophys. Res.*, **90**(C3), 4847~4865.
- 4 Hibler, W. D. III and K. Bryan, 1987, A diagnostic ice-ocean model, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 987~1015.
- 5 Yu Rucong (宁如聪), Jin Xiangze (金向泽) and Zhang Xuehong (张学洪), 1995, Design and numerical simulation of an Arctic Ocean circulation and thermodynamic sea-ice model, *Adv. Atmos. Sci.*, **12**(3), 289~310.
- 6 Zhang Xuehong, Chen Keming, Jin Xiangze, W. Y. Lin and Yu Yunqiang, 1996, Simulation of thermohaline circulation with a twenty-layer oceanic general circulation model, *Theoretical and Applied Climatology*, **55**(1~4), 65~87.
- 7 Parkinson, C. L. and W. M. Washington, 1979, A large-scale numerical model of sea ice, *J. Geophys. Res.*, **84**(C1), 311~337.
- 8 Levitus, S., 1982, Climatological atlas of the World ocean, NOAA Professional Paper 13, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 173pp.
- 9 Semtner, A., J., 1987, A numerical study of sea ice and ocean circulation in the Arctic, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 1077~1099.
- 10 Yu Rucong, 1995, Application of a shape-preserving advection scheme to the moisture equation in an E-grid regional forecast model, *Adv. Atmos. Sci.*, **12**(1), 13~19.
- 11 Walsh, J. E. and C. M. Johnson, 1979, Interannual atmospheric variability and associated fluctuations in Arctic Sea ice extent, *J. Geophys. Res.*, **84**(C11), 6915~6928.
- 12 许健民等编, 1985, 1953~1977 年逐月海冰覆盖资料, 北京: 气象出版社.
- 13 方之芳等编, 1989, 1978~1984 年逐月海冰覆盖资料, 北京: 气象出版社.
- 14 Fang Zhifang (方之芳) and J. M. Wallace, 1994, Arctic sea ice variability on a time scale of weeks and its relation to atmospheric forcing, *J. Climate*, **7**, 1897~1914.

Comparison of Arctic Sea Ice Variation during 1966~1991 between an Ocean-Sea Ice Model and Observation

Fang Zhifang*, Yu Rucong, Jin Xiangze and Zhang Xuehong
(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract The variations of sea ice in the Arctic Ocean during 1966 to 1991 are simulated by using an Arctic Ocean circulation and thermodynamic sea ice model developed by Yu Rucong et al. in 1995. The model is run with boundary conditions from observed monthly sea surface air temperature and pressure. Analyses are focused on the simulation of sea ice in the Barents and Greenland seas where the fluctuations of sea ice are more significant than in other regions. The results indicate: (1) The simulation of sea ice in the Barents Sea is successful, reflecting not only the interannual variability during 1969 to 1987, but also two extreme events (i.e. sea ice is extremely heavy in 1979 and extremely light in 1984) which are in good agreement with observation. The simulated major annual variability appeared in the east and center of the Barents Sea, which is consistent with observation although the location is somewhat drifted to the west of Newfoundland rather than near the coastline of Norway; (2) The simulation of annual variability of sea ice in the Greenland Sea is not consistent with observation. Therefore it is possible that sea ice in the Barents Sea is controlled primarily by thermodynamic process, and sea-ice dynamic process plays a very important role in the Greenland Sea; (3) Both the observed and simulated sea-ice seasonal cycle in the Barents and Greenland Seas lag behind seasonal cycle of surface air temperature, but the lag time of the later is more significant. In fact, it is lagged behind 1~2 months when the simulated sea ice reached its maximum, and there is no sea ice in the Greenland Sea for 2 more months. These are two major aspects in this model which should be improved in the future.

Key words Arctic Ocean thermodynamic sea-ice model Barents Sea Greenland Sea

* Present address: Department of Meteorology, Chengdu Institute of Meteorology.