第 56 卷 第 4 期　　气 象 学 报　　Vol. 56 No. 4
1998 年 8 月　　ACTA METEOROLOGICA SINICA　　Aug., 1998

极冰气候效应的数值试验*

杨梅玉　刘屹岷　李　骥

(国家气候中心, 北京, 100081)

摘　要

利用一个大气环流模式(AGCM)和一个全球耦合海气模式(COAGCM), 模拟了北极海冰边界范围的变化对月平均气候的影响。结果表明, 极冰边缘的异常完全可以改变中高纬度某些地区的局地气候。受冷源的影响, 北半球中高纬度冷高压加强, 低纬度暖高压减弱。同时利用一个全球三维大气环流模式, 作了海冰反照率参数化的数值试验, 用两种不同的海冰反照率参数化方案, 检验对地表面温度、海平面气压、极地表面对太阳辐射吸收的影响。模拟试验表明了冰雪圈反照率的反馈作用, 对气候变化的影响十分重要。

关键词: 海冰, 大气环流模式, 全球耦合海气模式, 数值试验。

1　引　言

全球大气环流系统降水、温度、表面风场及海平面气压的变化从根本上说, 受冷源(南北极)和热源(赤道)之间热力状态不均匀分布所调节。极冰对大气的影响主要通过二种途径: 一是大大减少海气之间的热量和水汽的交换; 二是因极冰表面具有大的反照率, 可改变辐射平衡。多年来人们对极冰的气候效应已经进行了较多的研究, Fletcher[1] 研究了模式大气中移去极冰大气所产生的响应, 指出无冰的北极将引起北半球弱的温度梯度和弱的纬向环流。Herman 和 Johnso[2] 用 GLAS 的 GCM 模拟了北极冰边界范围的变化对月平均气候的影响, 结果表明极冰边缘的异常改变了中高纬度某些地区的局地气候变化。杨修群、黄士松[3] 利用澳大利亚9层全球大气环流谱模式, 研究南极极冰在全球环流和短期气候变化中的作用, 结果表明: 南极冰移去首先在局地区域加热了低层空气, 减弱了南极极涡, 然后使中高纬度超长波发生变异。

极地海冰的表面特征和相关的大气条件在全球气候系统中起着重要作用, 这主要是由于冰雪圈反照率的反馈作用(冰雪反照率增大, 减少表面的太阳辐射吸收, 温度降低, 反之亦然)。海冰反照率是冰厚、盐度、冰间融水面积、表面渗漏和气泡出现及程度的函数[4]。而雪反照率是雪粒大小、下垫面反照率、雪深及杂质的函数[5, 6]。两者均受云量和太阳高度角的影响。但在实际运用中, 海冰和雪反照率很少从上述变量计算。通常它们在气候模式中的处理是作了相当程度的简化, 将海冰和雪反照率取为固定常数, 或取作温度或纬度的

* 初稿时间: 1996年7月24日; 修改稿时间: 1997年9月15日。
资助课题: 中国气象局 "TOGA-COARE 海气相互作用考察及诊断模拟研究" 项目。

函数。

Morassutti[7] 用 NCAR 的 CCM 作了气候模式对海冰反照率参数化的敏感性试验, 结果表明与控制试验中所用的标准 CCM 海冰反照率方案相比, 预先指定的或假定的 "真实 "卫星海冰反照率会使北极地区温度更低(低0.5 K) 。这是由于极地海洋表面的瞬时特性, 使表面温度、行星反照率和云量在极地纬度上变率较大引起。

杨梅玉、刘屹岷等利用不同的 GCM 已作过许多 SST 的异常对气候变化影响的数值试验研究[8~11], 本文将从另一方面, 研究极冰边缘范围变化及海冰反照率参数化对气候变化的影响。

2 模式介绍

2.1 大气模式

用于试验的大气模式是一个二层的 GCM。该模式在 OSU 模式的基础上, 作了针对性的修改。模式的特征有: 1) 结构。垂直方向采用修正 σ 座标。水平范围全球, 经纬度跳点网格。2) 控制方程组。由两个动量方程, 一个质量连续方程, 一个热力学能量方程和水汽方程组成。此外, 还有流体静力学和状态方程。附加 σ 座标垂直速度方程。3) 地表条件。模式考虑了大地形、地面型(海陆分布、不同植被、陆冰和海冰) 、海表水温、土壤湿度、雪覆盖面的反照率等。地温、积雪量、地面温度都是预报量。4) 边界层处理。包括地面动量通量、感热垂直通量、水汽(蒸发) 通量的计算和地面气温和混合比的确定。5) 摩擦项包括在动量方程中。6) 非绝热加热和水汽源。除上述感热、水汽通量外, 还包括对流调整、大尺度凝结蒸发、积云对流、云型、长波辐射、短波辐射、总加热率和水汽的计算。7) 差分方程组写成遵循数值计算原理守恒的差分格式。8) 时间积分方案。采用欧拉后差和中央差交替使用。9) 初值处理。采用类似欧洲中期预报中心的动力学初值处理方法。模式细节参看文献[8] 。

2.2 海洋模式

海洋模式的基本方程包括: 表面洋流的两个水平动量方程, 它包含大气对海洋的风应力, 说明大气是通过风应力项强迫来影响海洋。另外两个方程是海表高度倾向方程和海表水温方程。模式水平范围全球, 网格是跳点网格。对极区网格作了特殊处理。该模式是非线性的海洋混合层模式[11], 在球坐标系下方程组为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - q_0 h v + m\frac{\partial k}{\partial \lambda} + m\frac{1}{h}\frac{\partial p}{\partial \lambda} = -\frac{u}{h}E + \frac{\tau^x}{h} + v_h \nabla^2 u \tag{1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} - q_0 h v + n\frac{\partial k}{\partial \lambda} + n\frac{1}{h}\frac{\partial p}{\partial \varphi} = -\frac{v}{h}E + \frac{\tau^y}{h} + v_h \nabla^2 v \tag{2}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + mn\frac{\partial}{\partial \lambda}\left(\frac{hu}{n}\right) + mn\frac{\partial}{\partial \varphi}\left(\frac{hv}{m}\right) = E - K(h - \bar{h}) \tag{3}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + mnu\frac{\partial}{\partial \lambda}\left(\frac{T}{n}\right) + mnv\frac{\partial}{\partial \varphi}\left(\frac{T}{m}\right) = \frac{2}{h}\left(-\gamma(T - T^*) - \frac{\delta}{h}\right) + k_h \nabla^2 T \tag{4}$$

其中 $q_0 = (f + \zeta)h^{-1}$, $p = P\rho_0^{-1}$, $P = \frac{1}{2}\rho_0 \alpha g h^2 T$ 。

$$E = \frac{2\delta}{hT} - \omega + \gamma\left(\frac{T - T^*}{T}\right) \tag{5}$$

$$T^* = \frac{\gamma + \omega}{\gamma}T \tag{6}$$

$$h = \overline{\frac{\delta_0}{\omega T^*}} \tag{7}$$

式(1)～(7)中, k 是动能, q_0 表示海洋绝对位势涡度, (τ^x, τ^y) 是风应力, $K(h - \bar{h})$ 表示海洋边界阻尼项, ρ_0 是密度, ν_h 和 k_h 是水平涡旋粘滞系数, h 是混合层深度, P 表示势能, T 是海洋混合层温度, α 是热膨胀系数, T^* 表示海平面空气温度。上述方程中所含侧向涡旋粘滞数 k_h 和 ν_h, 热膨系数 α, 混合层(或斜温层)底的垂直位移速度 ω, 夹卷系数 δ_0, 热张弛系数 γ 分别取为 $2\times10^3 m^2 s^{-1}$, $2\times10^3 m^2 s^{-1}$, 3×10^{-4}℃, $4\times10^{-7} m s^{-1}$, $4\times10^{-2} m^2$℃ s^{-1}, $3\times10^{-6} m s^{-1}$。阻尼系数 K 在海洋边界上取为 $2.5\times10^{-7} s^{-1}$, 其他海域为零, 公式详细推导请参考文献[11]。

2.3 耦合海气模式

海洋模式采用2.2介绍的N23L1(N23表示在赤道和极地之间有23个网格点, L1表示1层)空间分辨率模式。海洋是由大气的动量通量, 和依赖上部海洋辐射加热的纬向分布来驱动。

大气模式采用2.1介绍的N23L2的空间分辨率模式。大气是由表面热通量, 特别是来自海洋的和由大气最后得到的潜热梯度来驱动。

耦合海气模式简称N23L3(N23L1+N23L2)模式。海洋和大气相互作用彼此有12个小时的间隔。海洋模式提供每12个小时平均海表水温给大气模式; 而大气模式提供每12个小时平均风应力和海气分界面上的感热通量、潜热通量和净短波辐射给海气模式。本模式初步模拟了表面边界强迫、陆–气、海–气, 以及云和辐射反馈的相互作用过程。从而, 提供了季和年际全球气候预报物理基础的主要方面。

3 数值试验

3.1 北极海冰边界范围的变化

采用大气和耦合海气模式分别研究北极海冰边界范围的变化对月平均气候的影响。大气模式是N23L2全球大气环流模式。耦合模式就是N23L3全球海洋模式。试验选用冷源的海冰异常范围是: 北极海冰90～54°N, 比控制试验(图1)外推8个纬度。使用1992年2月实时平均资料作初始场。它包括海平面温度, 各层大气温度, 风速, 水汽混合比, 高度场。除此之外, 其它场象土壤温度、雪的质量、地面气压等取之历史平均资料场。

气候变化主要反映在下垫面状况上。在极地地区, 气候变化则表现为海面冰层和大陆冰层面积的变化以及雪边界位置和永冻土面积等的变化, 而下垫面特征的变化则又会反过来影响到大气边界层的热状况和动力状况, 这就是所谓的反馈机制。由于极地下垫面扩宽的冰界强迫影响, 使北半球地表温度表现出较强的梯度分布(图略)。低层气压变化也很明显, 表1概括了北极冰边界范围扩展对北半球海平面气压影响的数值模拟结果的主要特征(根据控制试验和模拟试验海平面气压图统计)。

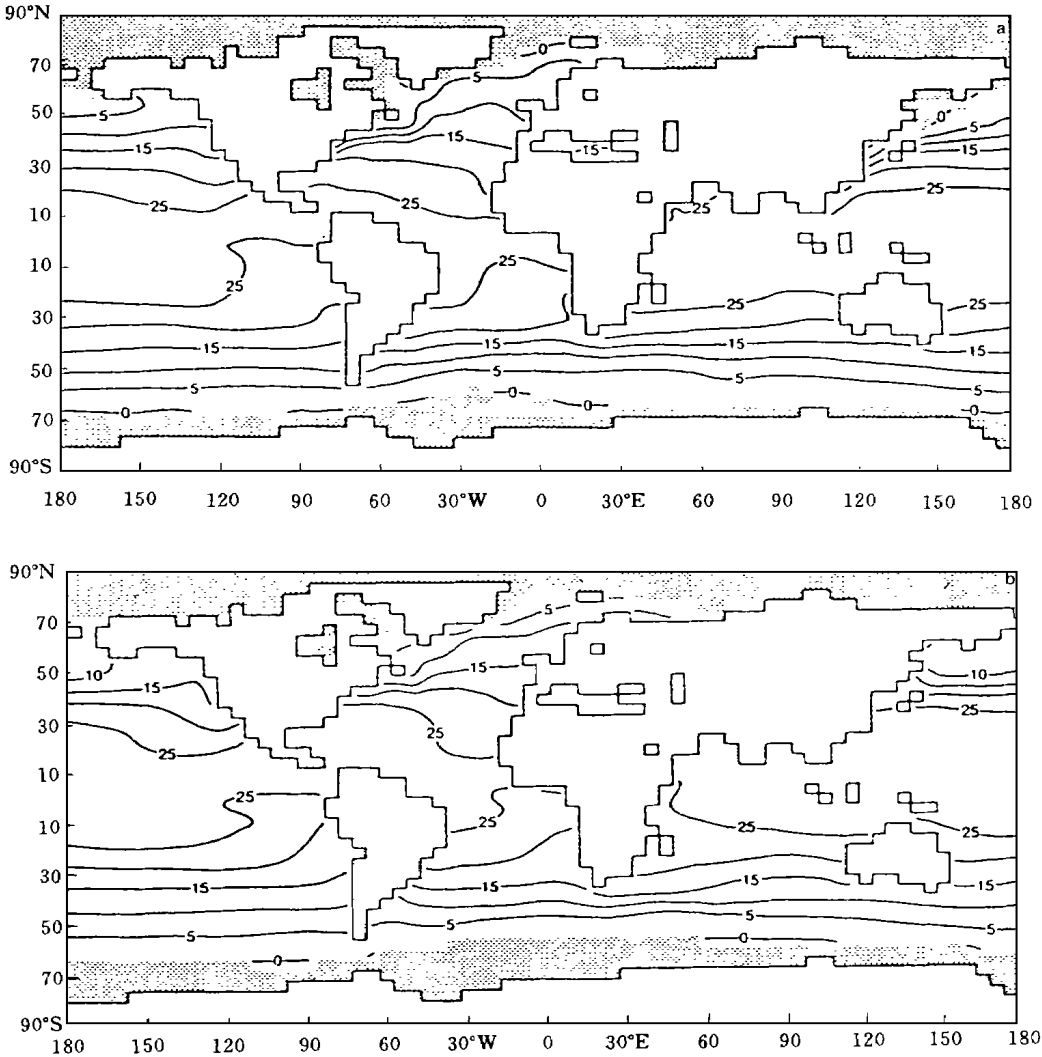

图1　控制试验中海表温度和海冰(阴影)分布情况

(a. 1月; b. 7月。取自(Schlesinger and Gates, 1981b))

表1　春季(3～5月) 平均海平面气压变化情况

	阿留申低压	冰岛低压	太平洋高压
控制试验	中心位置(46 °N, 175 °E) 强度1000 hPa	中心位置(45 °N, 40 °W) 强度1016 hPa	中心位置(20 °N, 160 °E) 强度1023 hPa
大气模式模拟结果	中心位置(45 °N, 175 °E) 强度993 hPa	中心位置(45 °N, 45 °W) 强度995 hPa	中心位置(25 °N, 145 °E) 强度1013 hPa
耦合模式模拟结果	中心位置(45 °N, 170 °E) 强度992 hPa	中心位置(45 °N, 45 °W) 强度996 hPa	中心位置(27 °N, 135 °E) 强度1014 hPa

尽管模式不同,但模拟的结果基本一致,它表明了由于受冷源影响造成春季北半球中高纬度的冷低压明显偏强,暖高压明显偏弱。试验证实了海冰气候效应不仅局限于对北半球中高纬度的环流影响,同样也可以改变热带地区的大气环流,因此北极冰异常作为一种大气外部强迫作用,和赤道SST 相比大气的冷源在气候异常变化中同样占有重要的地位。

3.2 海冰反照率参数化的敏感性试验

用于试验的N23L2中没有相互作用的海冰方案,但它规定了南北半球的海冰范围(图1)。模式中根据地球表面海、陆、植被分布情况,把地球表面分成9种类型,不同的类型地面反照率 α_s 也就不同。海冰的分布用类型9来确定,而陆冰用类型8表示。当从开阔的海洋到海冰变化时,海洋的初始表面温度置零,而从海冰到开阔的水面,表面雪的总量置零。海冰反照率取为固定常数,裸露表面取作0.45,有雪覆盖时取作0.80。

试验采用1985年1月实时平均资料作初始场,模式中所用的海表温度,选用1985年12个月的月平均值,利用逐月的平均值,线性内插得到每天的海温。我们将模式运行了3次,控制运算积分1 a,二次敏感性试验各运行半年,即从控制运行的第4个月开始,改变北半球海冰反照率的计算值(南半球保持不变),然后接连运行到第9个月结束。试验运算的结果与控制运算的结果(相应的月)进行比较。N23L2中海冰反照率是取为固定常数,二次数值试验中,将北极海冰反照率的计算作如下改动:

3.2.1 试验Ⅰ

采用依据温度的参数化的海冰反照率方案:

$$\alpha_s = \begin{cases} 0.70 & T_s < 272.15 \\ 0.70 - 0.04(T_s - 272.15) & 272.15 < T_s < 277.15 \\ 0.50 & 277.15 < T_s \end{cases}$$

表面温度用以说明融雪、融冰与温度的关系。由此方案计算的值,不作雪盖修正,因计算反照率时,海冰上面的雪盖取为0。

3.2.2 试验Ⅱ

利用Scharfen等[12]的国防部军事卫星图片(DMSP)海冰资料推算的纬向平均的可见的和近红外分量的海冰反照率,对两个分量作平均得出的结果作为试验Ⅱ用的海冰反照率(见表2)。北极早春、秋,及南极的海冰反照率用GCM 的标准固定值。

表2 从DMSP的资料中得到的海冰反照率

	纬度(°N)									
	50-54	54-58	58-62	62-66	66-70	70-74	74-78	78-82	82-86	86-90
4月	0.30	0.30	0.63	0.79	0.77	0.65	0.71	0.75	0.75	0.75
5月	0.30	0.30	0.63	0.79	0.77	0.65	0.71	0.75	0.75	0.75
6月	0.31	0.31	0.65	0.83	0.75	0.53	0.56	0.60	0.62	0.62
7月	0.31	0.31	0.65	0.83	0.72	0.45	0.44	0.43	0.41	0.41
8月	0.31	0.31	0.65	0.83	0.71	0.41	0.41	0.44	0.45	0.45
9月	0.31	0.31	0.65	0.82	0.71	0.41	0.41	0.44	0.45	0.45

3.2.3　结果分析

图2(a, b)分别表示控制试验与试验Ⅰ、试验Ⅱ的9月纬向平均的北半球表面净太阳辐射吸收。在高纬度试验Ⅰ(虚线)(a)的净辐射值比控制试验高, 在接近北极海冰区域试验Ⅱ(虚线)(b)与控制试验基本一致。这主要归因于试验Ⅰ的海冰反照率比控制试验的低, 而试验Ⅱ在接近北极区海冰反照率取值与控制试验基本相同。控制试验的海冰反照率是取常数0.45, 有雪覆盖时取0.80, 而试验Ⅰ和试验Ⅱ的反照率取值范围分别是0.50～0.70和0.31～0.83。这些反照率的范围很不相同, 卫星预定的最大值反照率较高。

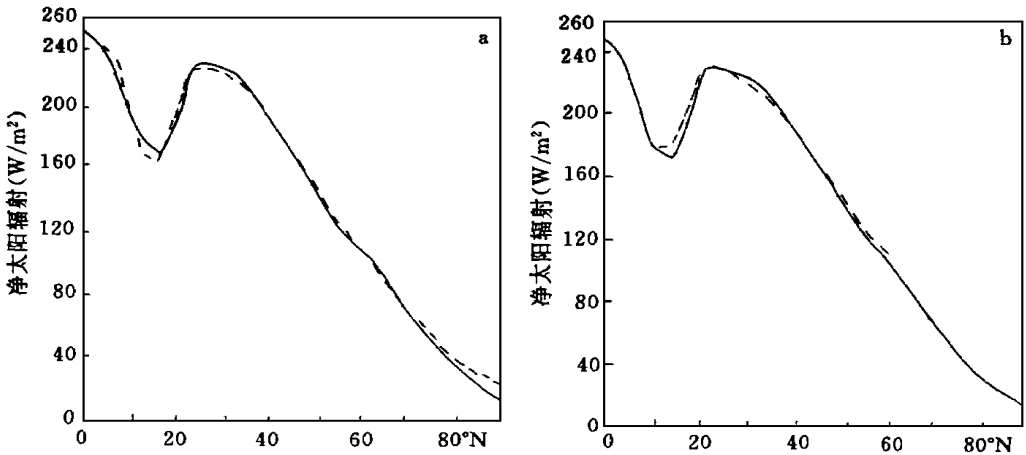

图2　控制试验和试验Ⅰ(虚线)(a)和试验Ⅱ(虚线)(b)的北半球9月纬向平均的净太阳辐射

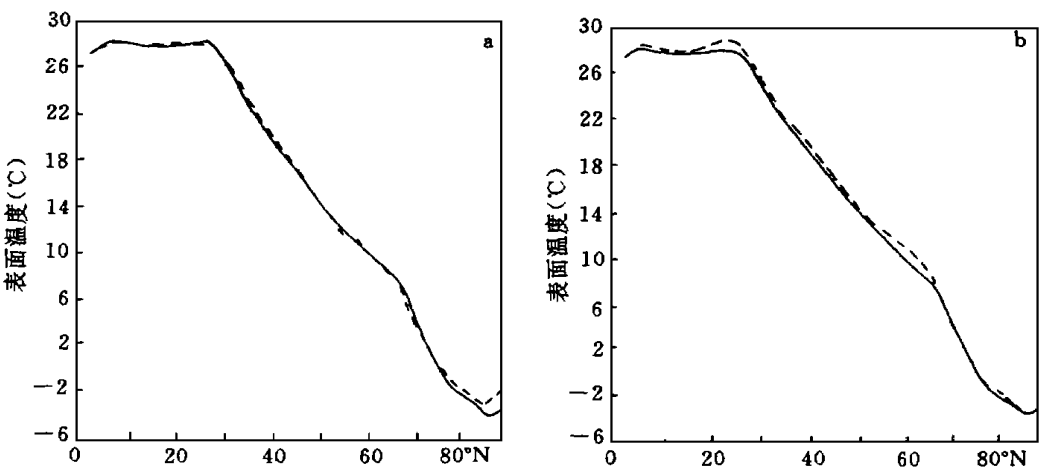

图3　控制试验和试验Ⅰ(虚线)(a)和试验Ⅱ(虚线)(b)的北半球9月纬向平均的表面温度

较小的海冰反照率, 使北半球高纬度表面温度升高, 然而较大的海冰反照率, 高纬度的表面温度也表现出略有降低, 这在图3(a, b)已经表明。

在试验Ⅰ中, 75～90 ℕ 海冰反照率比控制试验要低0.05～0.1; 试验Ⅱ中, 50～58 ℕ,

78～90 ℕ 比控制试验低0.1～0.3。

图4是Morassutti 用 NCAR CCM 作的海冰反照率参数化的试验结果。试验中用的海冰反照率是根据 DMSP 表面反照率推算的纬向平均可见(VIS) 和近红外(NIR) 反照率值。根据 Scharfen 等(1987) 的资料, 他们把海冰分成5种基本类型: 1) 冻冰, 2) 融冰, 3) 冻雪, 4) 融雪, 5) 融水面积。按每5°的纬度带, 计算了5, 6, 7, 8月, 北极海盆50 ℕ 至90 ℕ, 由 DMSP 推算, 并经过谱修正的可见和近红外海冰反照率的月平均值。边缘冰带(MIZ) 的反照率值包含无冰水域的效应。试验中预定的反照率列于表3。

表3 从 DMSP 表面反照率推算的纬向平均可见(VIS) 和近红外(NIR) 海冰反照率

		纬 度 (ℕ)							
		50–55	55–60	60–65	65–70	70–75	75–80	80–85	85–90
5月	VIS	0.32	0.69	0.84	0.79	0.71	0.78	0.82	0.83
	NIR	0.28	0.60	0.74	0.76	0.60	0.64	0.68	0.67
6月	VIS	0.32	0.65	0.83	0.78	0.60	0.65	0.70	0.72
	NIR	0.29	0.64	0.83	0.73	0.46	0.47	0.49	0.52
7月	VIS	0.32	0.65	0.83	0.74	0.51	0.53	0.57	0.56
	NIR	0.29	0.64	0.82	0.71	0.39	0.35	0.30	0.27
8月	VIS	0.32	0.65	0.83	0.72	0.44	0.48	0.57	0.58
	NIR	0.29	0.64	0.82	0.70	0.38	0.34	0.32	0.31

图4是 CCM 控制试验和试验中, 面积平均的北半球海冰表面温度的过滤时间序列图。在大部分时间范围, 表面温度的减少达0.5 K, 这归因于 DMSP 观测的较高反照率。卫星所确定资料的检验表明, 可见谱的反照率范围为0.32～0.84, 近红外反照率范围为0.28～0.83。控制试验所用的标准海冰反照率参数化中, 可见谱和近红外谱反照率的范围分别为0.50～0.70, 和0.20～0.50。

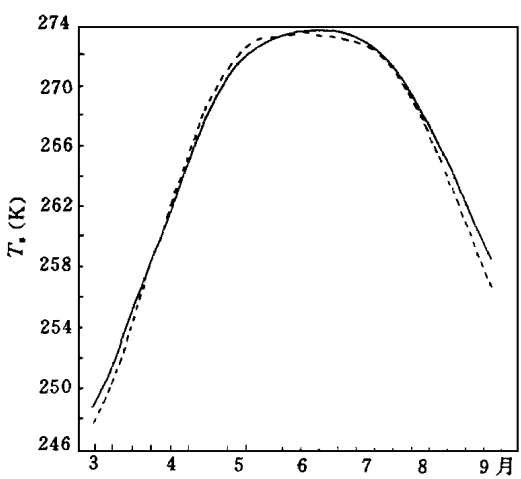

图4 控制试验(实线) 和实验(虚线) 中北半球海冰网格点上面积平均的表面温度时间序列图(引自文献[7])

综上所述, 用 GCM 和 NCAR CCM 所作的模拟表明, 表面温度和辐射通量对海冰反照率的变化是敏感的。然而在我们所用的模式中, 由于 SST 是预定的, 所以海冰反照率的作用受到了某种程度的削减, 敏感的程度不如以前认为的那样高。冰雪圈反照率参数化方案需作改进。大气环流模式中, 海冰反照率的参数化有必要标准化, 反照率应成为冰厚、冰间融水面积、覆盖

积雪特征、有无表面渗漏及程度、太阳高度角和云量的函数。

4 结束语

海冰的范围和大气状况之间的关系是极其复杂的, 模拟试验表明, 北极范围的扩大, 加强了高纬度地区冷源外部强迫的作用, 使得低层气温降低, 造成春季北半球低纬度地区暖高压减弱和中高纬冷高压加强, 这就是冷却效应的增加引起的气候变化。试验也证明了模式中不同海冰反照率参数化方案对气候变化影响的差异。模拟结果是有益的, 说明了海冰在模式中的重要作用。但从数值模拟角度出发, 目前笔者用的模式的垂直分辨率及水平分辨率(4°×5°)偏低, 特别是水平分辨率的提高对于准确的模拟非常重要。水平截断误差占各种因素引起的误差的38%[13], 笔者正在进行这方面的工作。

参考文献

1 Fletcher J O. The influence of arctic pack ice on climate. Meteor Monogr, 1968, 30: 93～99

2 Herman G F and Johnson W T. The sensitivity of the general circulation to arctic sea ice boundaries A numerical experimer. Mon Wea Rev, 1978, 106: 69～76

3 杨修群, 黄士松. 北半球夏季南极冰气候效应的数值试验. 大气科学, 1992, 16: 69～76

4 Barry R G, Shine K P, Henderson-sellers A. Cryosphere cloud interations near the snow/ice limit. CIRES, University of Colorado, Boulder, Co, USA(NASA Final Report), 1984. 238

5 Wiscombe W J, Warren S G. A model for the spectral albedo of snow I, pure snow. J Atmos Sci, 1980, 37: 2712～2733

6 Warren S G. Impurities in snow: effects on albedo and snow melt (Review). Ann Glaciol, 1984, 5: 177～179

7 Morassutti M P. Climate model sensitivity to sea ice albedo parameterization. Theor Appl Climatol, 1991, 44: 25～36

8 姜达雍, 杨梅玉等. 气候研究第二个分目的的数值模拟研究. 计算物理, 1992, 9(4): 725～731

9 Yang M Y, Liu Y M. The influence of sea ice albedo parameterization on climate change using sensitivity tests. in: Editorial Bosrd of Journal of Hydrodynamics, eds. Proceedincs of the International Conference on Hydrodynamics, Beijing: China Ocean Press, 1994, 617～623

10 杨梅玉, 刘屹岷, 董敏. 海温异常对我国西北及中亚地区夏季降水和温度的影响. 见: 赵宗慈主编. 中国短期气候预测的模式研究. 北京: 气象出版社, 1996. 17～23

11 刘屹岷, 杨梅玉等. 大尺度海气相互作用中 SST 演变的数值模拟. 海洋学报, 1995, 17, 32～39

12 Scharfen G, Barry R G, Robison D A, Kukla G, Serreze M C. Large-scale patterns of snow satellite imagery. Ann Glaciol. 1987, 9: 200～205

13 Cane M A, Monnich M and Zebiak S E. A study of selfexcited osicillations of the tropical ocean-atmosphere system. Part I: Linear analysis. J Atmos Sci, 1990, 47: 435～441

THE NUMERICAL EXPERIMENTS OF THE EFFECTS OF NORTH POLAR SEA-ICE ON CLIMATE

Yang Meiyu Liu Yimin Li Ji

(*National Climete Center, Beijing*, 100081)

Abstract

An atmospheric general circulation model (AGCM) and a global coupled ocean-atmospheric model (COAGCM) are used to test the influence of boundary changes of the sea-ice in north polar region on the monthly mean climate variability. It is shown that the anomaly of the polar ice can greatly change the local climate in mid-high latitude. The cole high in mid-high latitude is strengthened and the warm high in low latitude is weakened.

In addition, the sensitivity of atmosphere to sea-ica albedo is tested by using the AGCM. Two kinds of sea-ice albedo are used. The variation of solar absorption at sea-ice surface will make the ground surface temperature and the sea-level pressure varied. The results also show that the feedback of ice and snow is very important to the climate.

Key words: Sea ice, Atmospheric general circulation model, Glabal coupled ocean-atmospheric model, Numerical experiment.