

# 北极海冰的厚度和面积变化对大气环流影响的数值模拟<sup>\*</sup>

武炳义 黄荣辉 高登义

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

## 摘 要

文中利用中国科学院大气物理研究所设计的两层大气环流模式, 模拟研究了北极海冰厚度和面积变化对大气环流的影响, 尤其是对东亚区域气候变化的影响。模式中海冰厚度处理趋于合理分布, 导致东亚冬、夏季风偏强, 使冬季西伯利亚高压和冰岛低压的模拟结果更趋合理; 另一方面, 海冰厚度变化可以激发出跨越欧亚大陆的行星波传播, 在低纬度地区, 该行星波由西太平洋向东太平洋地区传播; 海冰厚度变化对低纬度地区的对流活动也有影响。

冬季北极巴伦支海海冰变化对后期大气环流也有显著的影响。数值模拟结果表明: 冬季巴伦支海海冰偏多(少)时, 春季(4~6月)北太平洋中部海平面气压升高(降低), 阿留申低压减弱(加深), 有利于春季白令海海冰偏少(多); 而夏季, 亚洲大陆热低压加深(减弱), 500 hPa西太平洋副热带高压位置偏北(南)、强度偏强(弱), 东亚夏季风易偏强(弱)。

关键词: 北极海冰, 厚度, 东亚季风, 巴伦支海, 数值模拟。

## 1 引 言

海洋和大气相互作用的关键点之一是对这两种介质之间能量传输机理的描述。这一机理在北极盆地(其大部分被终年飘浮的海冰所覆盖)以它最复杂的形式表现出来。一方面, 海冰明显阻止了大气和海洋两种介质之间的热传导; 另一方面, 这两种介质之间的热力和动力相互作用的强度决定了海冰的存在。研究海冰及其与此相关过程的重要性可以用这样一个事实来解释, 即海冰的时空变化在大尺度海-气相互作用中起着重要作用。海冰决定着反照率、热通量、湿度和海-气动力相互作用的变化。而海冰的增长以及大气和海洋之间的热量交换极大地受到海冰厚度的影响, 计算大尺度热量交换必须考虑不同厚度的海冰所造成的影响。这要知道海冰的厚度分布以及热通量是怎样随厚度变化的。海冰厚度与海冰面积一样, 都存在明显的年际变化。以北极附近为例, 在1958至1992年间, 北极附近海冰平均厚度为3.6 m, 并且有很大的年际变化, 变化范围从1986年的2.8 m到1970年的4.4 m, 1970, 1977, 1979和1987年是4个海冰偏厚的年份, 而1978和1986年则偏薄<sup>[1]</sup>。冰面温度的预报方程非常依赖于海冰厚度, 并且冬季海冰的增长率、大气的湍流损失率以及海洋的盐度调整也都强烈地依赖于海冰的厚度。然而, 令人遗憾的是到目前为止, 对这

\* 初稿时间: 1999年5月28日; 修改稿时间: 2000年6月9日。  
资助课题: 国家自然科学基金项目“北极海冰变化对东亚季风的影响研究”(No. 49905003)。

种重要的而且可变性很高的厚度分布研究很少, 有关这方面的资料更少。在这种状况下, 研究海冰厚度变化对大气环流的影响只能借助于大气环流模式(GCM)。

在大气环流模式中有关海冰厚度的处理主要有:

- (1) 取固定均匀的海冰厚度, 例如, IAP 两层大气环流模式中固定海冰厚度为3 m, 早期 OSU 模式中海冰厚度也是3 m, NCAR 的 CCM1取2 m, 海冰面积取月平均气候值;
- (2) 人为指定海冰厚度分布, 海冰面积变化同(1)。例如, 在 GISS 模式中, 戈达德空间研究中心的 Hansen 指定海冰厚度线性变化, 海冰边缘厚度为1 m, 北极点冰厚为5 m<sup>[2]</sup>;
- (3) 把海冰厚度分布图数字化后引入到大气环流模式中<sup>[3]</sup>;
- (4) 把海冰的热力和动力过程引入大气环流模式中<sup>[4]</sup>, 海冰厚度也是预报量。

综观大气环流模式中有关海冰厚度的处理, 过程是越来越复杂, 处理日益精细, 但很少有人考虑这样处理对大气环流模拟结果的影响。在本研究中采取人为假设海冰厚度分布, 以探讨其对大气环流模拟的影响。

以往用数值模拟研究海冰面积变化对大气环流的影响, 基本上都是强调海冰的同步效应<sup>[5-8]</sup>, 本文在已有工作的基础上, 研究冬季关键区海冰——巴伦支海海冰面积变化对后期大气环流的影响。

## 2 模式中与海冰有关的物理过程及试验设计

### 2.1 与海冰有关的物理过程

气候模式中有关海冰物理过程的处理主要包括两个方面: 一方面是海冰的反照率问题; 另一方面是在模式中由于引入海冰物理过程所带来的附加项。不同的气候模式对以上两个方面物理过程的处理是不同的, 这里仅就 IAP 模式中的过程处理作简要说明。

在 IAP 模式中反照率取为:

$$a_s = \begin{cases} a_{sb} + s^{\frac{1}{2}}(a_{sc} - a_{sb}) & s < 1 \text{ g/cm}^2 \\ a_{sc} & s > 1 \text{ g/cm}^2 \end{cases}$$

$s$  为积雪质量,  $a_{sb}$  为海冰的反照率, 取0.45,  $a_{sc}$  为积雪的反照率, 取0.8。地表温度的预报方程为:

$$\Gamma \frac{\partial T_g}{\partial t} = S_4 - R_4 - L_{E_s} - H_s - Q_d$$

$\Gamma = (\frac{2kc}{\Omega})^{\frac{1}{2}}$ ,  $Q_d = \frac{k_{ice}}{D}(T_g - T_d)$ ,  $T_d = 271.5 \text{ K}$ 。对于非海冰  $Q_d = 0$ ,  $D$  为海冰厚度(原模式中  $D = 3 \text{ m}$ ),  $S_4$  为地表吸收太阳辐射,  $R_4$  为地表净向上长波辐射,  $L_{E_s}$  为地表潜热通量,  $H_s$  为地表感热通量。

如果预报出海冰的  $T_g$  超过融点温度  $T_{ice}$ , 则取  $T_g = T_{ice}$ , 并暗示冰融化(因为在模式中没有冰质量收支方程)。

### 2.2 试验设计

#### 2.2.1 北极海冰厚度变化

首先将 IAP 2L-GCM 积分12 a, 在积分过程中海冰厚度固定为3 m, 取8~12 a 共5 a 要素场平均代表模式的气候场。而后将指定的逐月海冰厚度分布引入模式中, 逐月海冰面

积仍然取气候值。指定各月海冰边缘厚度为20 cm, 北极点海冰厚度为350 cm, 在同一经度线上, 随着格点靠近北极, 海冰厚度线性递增(图1)。这样取既考虑了北极附近海冰厚度的观测事实(平均360 cm), 又兼顾了薄冰在热通量输送中的作用(研究表明<sup>[9]</sup>, 冰的厚度在1~100 cm 范围内变化时, 湍流感热通量经历了大约2个数量级的剧烈变化, 湍流感热通量在海冰厚度大约是100 cm 时, 改变传递方向)。海冰厚度改变后模拟试验积分8 a, 取后5 a 要素场平均代表模拟试验的气候场。

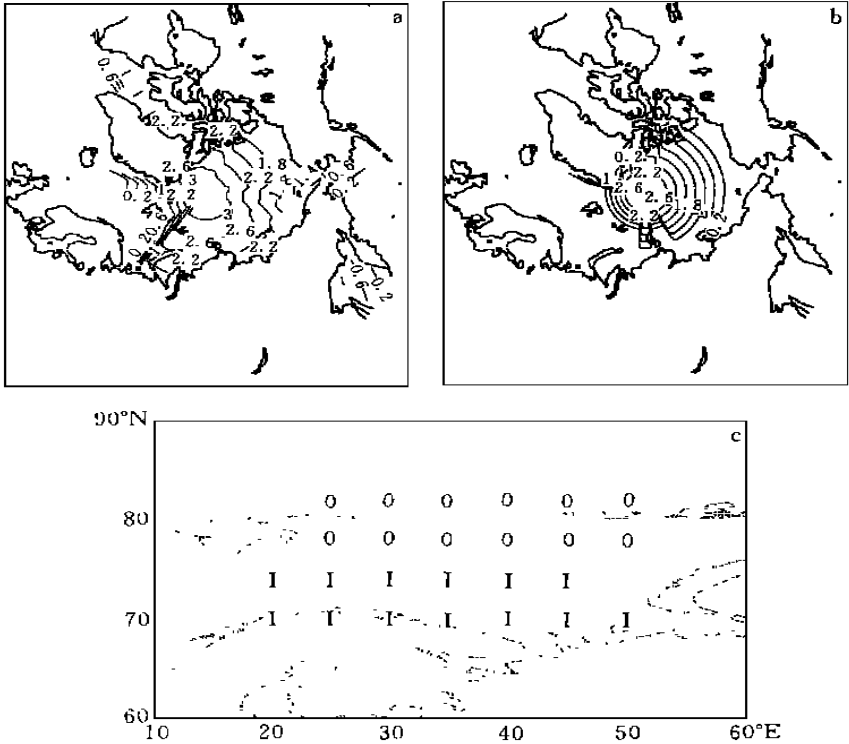


图1 指定的3月(a)与9月(b)北极海冰厚度分布和冬季海冰范围异常强迫试验(c)  
(等值线间隔0.4 m; I: 增大海冰面积的试验, O: 缩小海冰面积的试验)

## 2.2.2 北极海冰面积变化

通过资料分析, 我们已经揭示了前期冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积变化对后期春、夏季西太平洋副热带高压的影响: 冬季该海区海冰偏多(少), 春、夏季西太平洋副热带高压范围偏大(小)强度偏强(弱)<sup>[10]</sup>。在本文中, 我们把海冰强迫放在巴伦支海(82°N 以南、20°~60°E, 图1)。本研究进行两个模拟试验: 试验(I), 海冰面积增大试验: 把 IAP—L2GCM 从1月积分到11月, 在积分过程中, 海冰面积取气候值, 而从12月到次年2月, 把研究区域内的海冰面积增大, 具体为: 12月把原来12个点的海水变成海冰, 1月和2月把11个点的海水变成海冰, 3月份以后海冰面积恢复正常, 再继续积分到8月; 试验( ), 海冰面积缩小试验: 把12月至次年2月12个点的海冰变成海水, 其余与试验(I)完全相同。在这两个模拟试验以前, 不改变模式中的任何物理过程, 模式从1月起积分到次年8月作为控制试验。

### 3 数值模拟结果分析

#### 3.1 北极海冰厚度变化对大气环流影响的数值模拟

在海平面气压场上, 当把海冰厚度改变以后, 明显得到改善的是冬季冰岛低压和西伯利亚高压(图2a), 冰岛低压减弱更接近实况(不改变海冰厚度 IAP 模拟的冰岛低压偏深 10 hPa), 而西伯利亚高压则明显加强, 尤其是亚洲大陆中、北部地区气压增幅最为显著, 该区域正好位于北极冷空气南下的路径上。极区、欧洲、东北亚和阿留申地区气压下降, 并且阿留申低压明显偏北, 东亚地区冷空气活动将偏多。从海平面气压距平的分布来看, 与 EU 遥相关型很相似。当把海冰厚度改变以后, 从整体上看北极海冰变薄, 这样来自海洋指向大气的热量传输明显变大, 因此, 北极大部分地区气压下降。由于空气质量守恒, 伴随着这种降压, 在中高纬度一些地区气压必然要升高, 由于空气质量的再分布(气压梯度力)造成在东亚区域产生了偏北风分量, 因而东亚冬季风偏强。在冬季 500 hPa 等压面上(图 2b), 由于海冰厚度变化, 使得乌拉尔阻塞高压明显加强, 东亚地区位势高度场降低, 欧亚大陆中高纬度地区环流经向度增大, 必然有利于冷空气不断南侵, 东亚冬季风必然加强。从冬季 850 hPa 风场异常图上(图 3)可以清晰地看到东亚区域出现偏北风异常, 该异常可以延伸到 10°N 附近, 在赤道低纬度地区——菲律宾南部, 850 hPa 风场异常表现为明显的辐合运动, 说明这里的对流活动趋于增强。由此可见, 北极海冰变化决不是仅仅影响高纬度地区的天气和气候。图 2 中北美东部高度场明显偏高, 冷空气活动偏弱, 从高度距平的

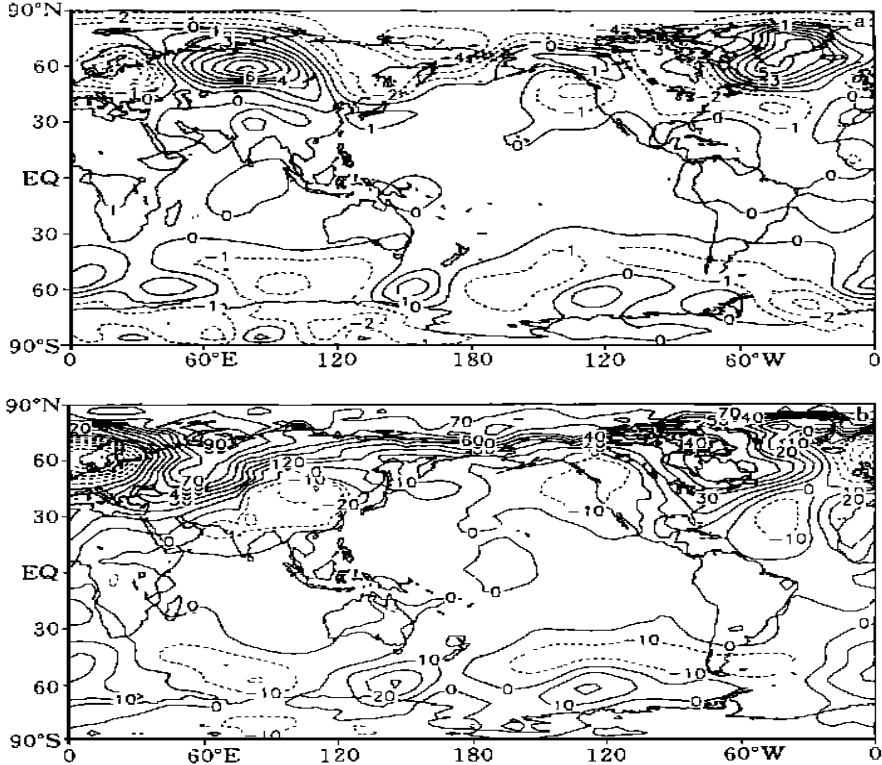


图2 改变北极海冰厚度后模拟的冬季海平面气压(a)和500 hPa 位势高度差(b)  
(模拟试验减控制试验; 海平面气压: hPa; 位势高度: gpm, 下同)

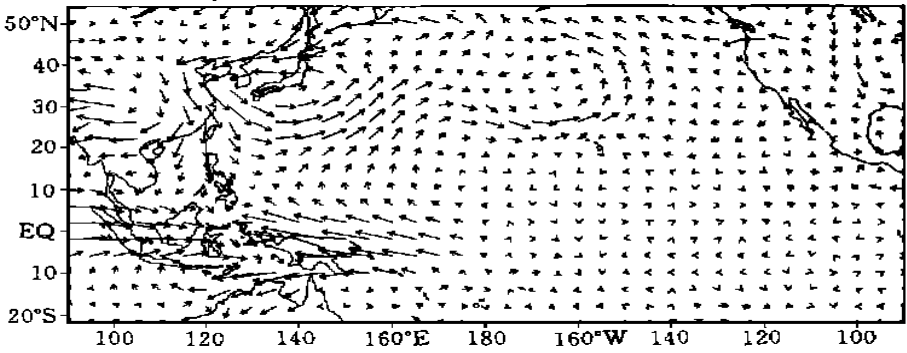


图3 改变北极海冰厚度后模拟的冬季850 hPa 风场异常(单位: m/s)

空间分布来看, 明显存在 EU 型分布。

在夏季海平面气压场上(图4a), 亚洲大陆热低压明显加深, 尤其在中国大陆的中西部地区气压降低更为显著, 气压负距平一直延伸到赤道西太平洋区域。而在北太平洋则相反, 气压场的这种分布形势必然使东亚夏季风增强。在500 hPa 高度场上(图4b), 乌拉尔阻塞高压和鄂霍茨克海北部的阻塞高压异常强大, 同时, 西太平洋副热带高压加强西伸, 这也是强东亚夏季风的标志。

初夏(6月份) 区域海平面气压距平分布显示(图5a), 强大的亚洲大陆热低压及西北太

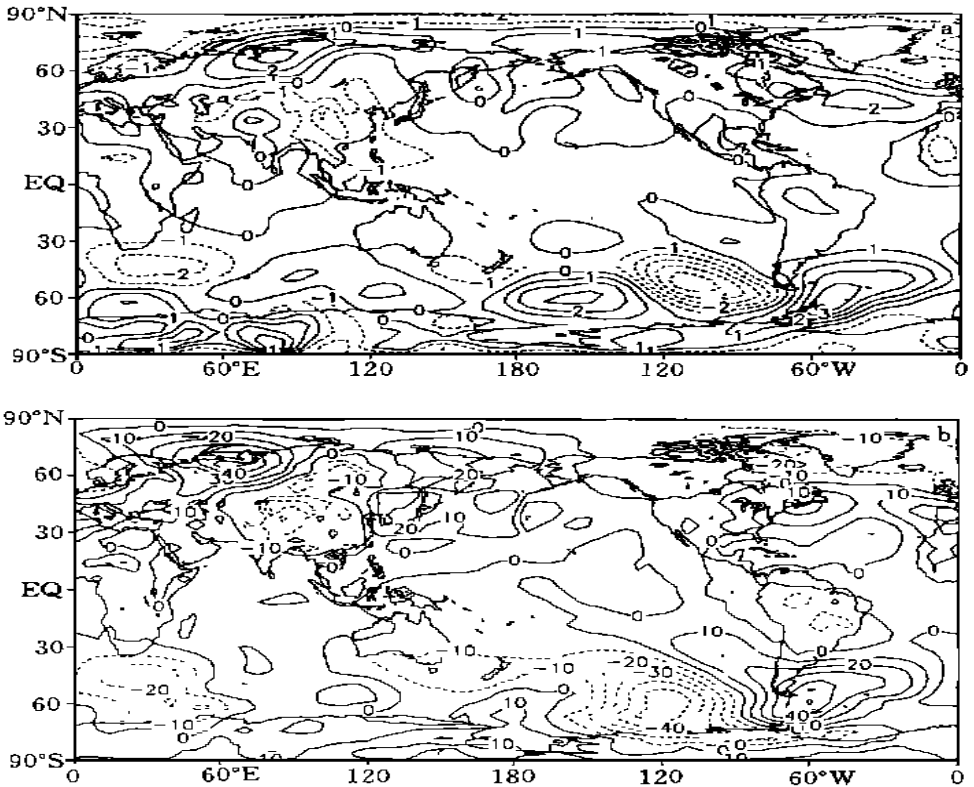


图4 改变北极海冰厚度后模拟的夏季海平面气压(a)和500 hPa 位势高度差(b)

平洋海域的降压区, 北太平洋大部分海域气压升高, 东亚夏季风将偏强。从菲律宾东部到南半球东太平洋, 有一正负相间的升降压中心。菲律宾附近以东的降压区表明该区域辐合运动增强, 相应地对流降水增多, 大气的非绝热加热增大。在南北半球的低纬度地区, 大气的非绝热加热也呈现正负相间的结构, 与海平面气压距平分布对照, 在低纬度地区, 降压区均对应大气的热源, 而升压区都对应大气的冷却区, 以菲律宾为中心的西北太平洋大气非绝热加热异常强大(图5b), 说明这里对流活动活跃。从速度势距平分布上看也非常清晰(图6), 菲律宾以东所有降压区, 其低层850 hPa(图6a)对应的区域辐合运动增强, 其高层400 hPa辐散运动增强(图6b)。在850 hPa上, 扰动的波列式结构非常清晰, 并且可以追踪到35°N以北的河套地区附近, 表明扰动来自高纬度地区向东南方向频散(图6a)。整个夏季的速度势距平分布也存在类似的结构(图略)。

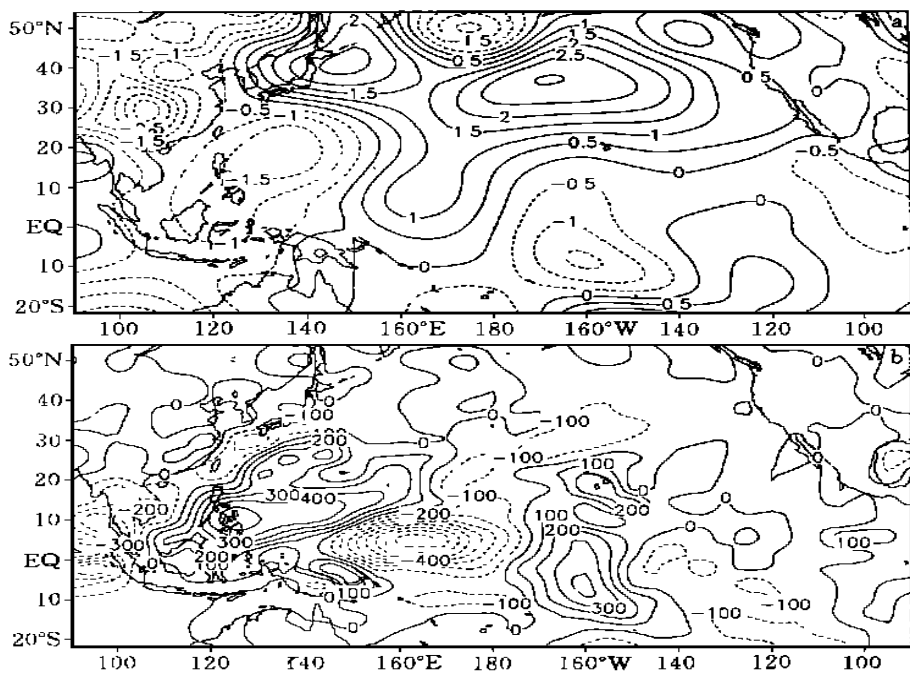


图5 改变北极海冰厚度后模拟的6月份海平面气压距平(a)和大气非绝热加热率距平分布(b)(单位:  $10^{-7} \text{ J/d}$ )

图7是要素场距平的纬度-时间剖面。图中显示, 在7月份以前海平面气压距平都是从高纬度向低纬度地区传播, 7月份以后低纬度地区的正距平又有向中纬度地区传播的趋势(图7a)。更有意思的是先由负距平向南传, 而后是正距平南传, 正负距平之间的时间间隔30~60 d。500 hPa高度场距平沿125°E的纬度-时间剖面上, 7月份以前高度场正负距平也是向南传播, 7月份以后传播明显减弱(图7b)。

综上所述, 北极海冰厚度趋于合理分布后, 不仅仅影响高纬度及东亚地区的环流状况, 而且对低纬度地区的对流活动也有显著的驱动作用, 进而影响Walker环流强度及位置变化。

通过上述数值模拟试验看到, 在大气环流模式中, 海冰厚度由均匀分布变为非均匀分

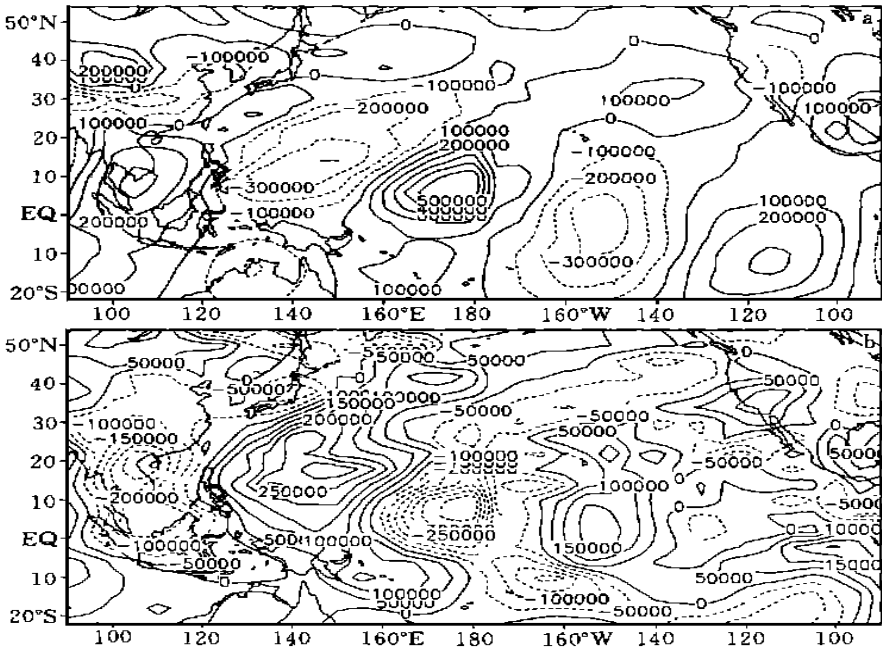


图6 改变北极海冰厚度后模拟的6月份850 hPa(a)和400 hPa(b)速度势距平分布(单位: $m^2/s$ )

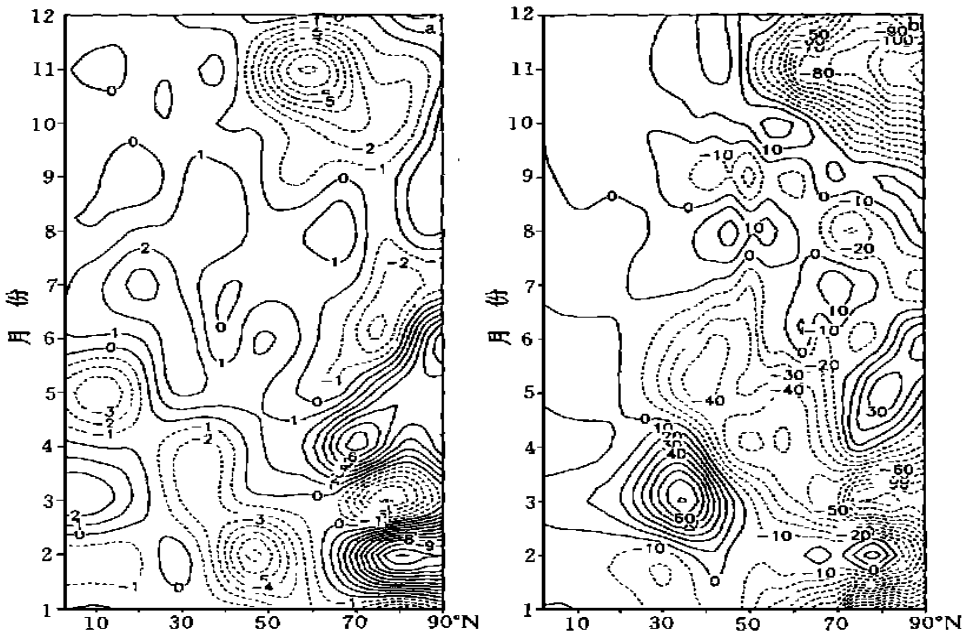


图7 改变北极海冰厚度后模拟的要素距平场的纬度-时间剖面  
(a. 沿110 E的海平面气压, b. 沿125 E的500 hPa位势高度)

布确实能对模拟结果带来显著的影响, 可以使东亚夏季风增强。海冰厚度变为比较合理的分布以后, 从整体上看海冰变薄, 与海冰覆盖面积的减少有相似的功效, 北极地区海平面气压下降, 相应的在中高纬度某些区域气压反而升高, 这必然要影响中高纬度地区的模拟结果。赵宗慈总结了利用不同的气候模式模拟重冰雪(以距今18000 a前冰河期做异常试验)和轻冰雪(以距今大约9000 a前温暖期做异常试验)对季风区气候异常的影响<sup>[11]</sup>, 尽管模式不同并且异常试验亦不相同, 但模拟结果一致表明, 重冰雪导致北半球夏季欧亚大陆热低压明显减弱, 低压中心较正常冰雪情况偏高10~25 hPa, 相应夏季风环流偏弱; 与其相反, 在少冰雪的暖期, 亚洲夏季风环流明显偏强, 与这里得出的结论是一致的。

### 3.2 冬季巴伦支海海冰面积变化对后期大气环流的影响

通过试验(I), 利用 IAP-L2GCM 积分, 从而可以得到海冰面积增大对大气环流的影响结果。初夏, 在海平面气压距平场上(图8a), 欧亚大陆大部分地区为负距平, 大陆热低压加深, 最大降压中心在青藏高原附近, 达到4 hPa以上, 而30°N以北的太平洋广大海域气压升高, 表明初夏东亚季风偏强。在500 hPa高度距平场上(图8b), 乌拉尔以西地区明显存在阻塞形势, 同时, 亚洲大陆低纬度地区是高度正距平, 120°E以东的西太平洋也是正距平, 在日本北部也出现了阻塞形势, 亚洲大陆40~60°N之间为负距平, 环流的经向度加大, 有利于高纬度地区的冷空气南下, 这也是强东亚夏季风的环流形势。夏季(6~8月)平均500 hPa高度场(图略)也具有类似的特征, 表明冬季巴伦支海海冰偏多, 则夏季西太平

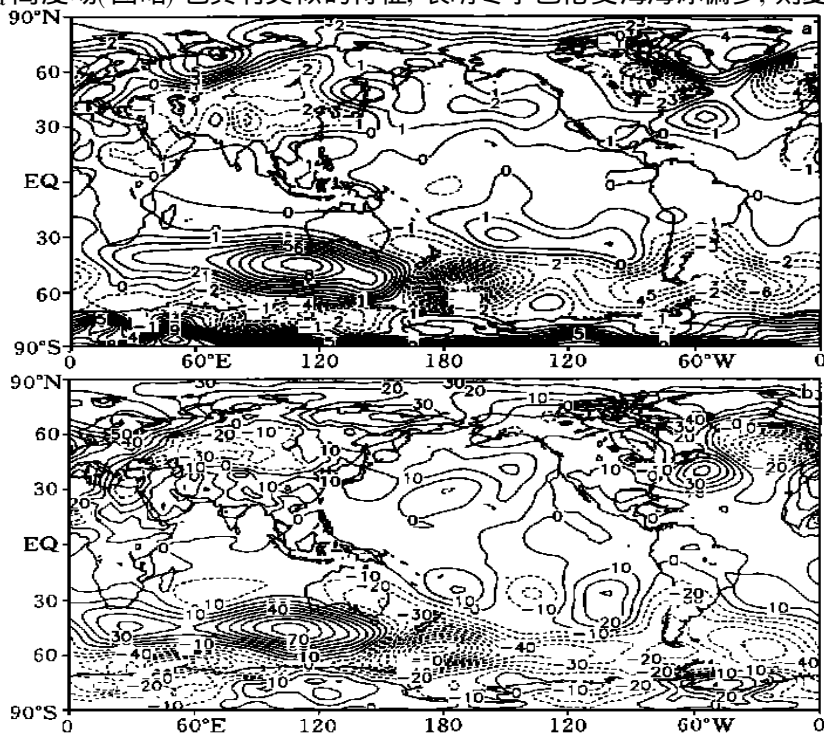


图8 增大冬季海冰面积后模拟的后期6月份海平面气压距平(a)和500 hPa高度距平(b)

(模拟试验减控制试验, 下同)



洋副热带高压范围偏大, 并且位置偏西。

此外, 在4~6月3个月平均的距平场上(见图9), 在海平面气压场上这种现象更明显(图9a), 在30~60°N, 120°W~180°范围内气压是正距平, 亚洲大陆大部分地区气压降低。在阿留申群岛南部地区有一个24.5 gpm的正距平中心, 而鄂霍茨克海南部有一个负距平中心, 表明500 hPa阿留申低涡减弱西移(图9b)。在文献[12]中, 我们已经得出冬季喀拉海、巴伦支海海冰影响后期6月份太平洋海温的结论, 即冬季该海区海冰偏多, 则后期3~5月阿留申低涡减弱西移, 引导亚洲大陆偏北的冷空气南下, 造成北太平洋中部海区的海温偏低, 同时, 还揭示了冬季喀拉海、巴伦支海与后期春季白令海海冰面积呈反向变化关系。本文的数值模拟表明, 阿留申低涡的减弱西移与前期巴伦支海海冰偏多有关系, 因此, 3~5月白令海海冰偏少很可能是受大气环流的影响所致。在海平面气压场上, 白令海东南部是正距平, 其西南部为负距平, 因此白令海海区南风分量增强, 有利于海冰减少。Niebauer分析了白令海海冰的年际变化<sup>[13, 14]</sup>, 他也认为冬季白令海海冰主要受阿留申低涡控制。

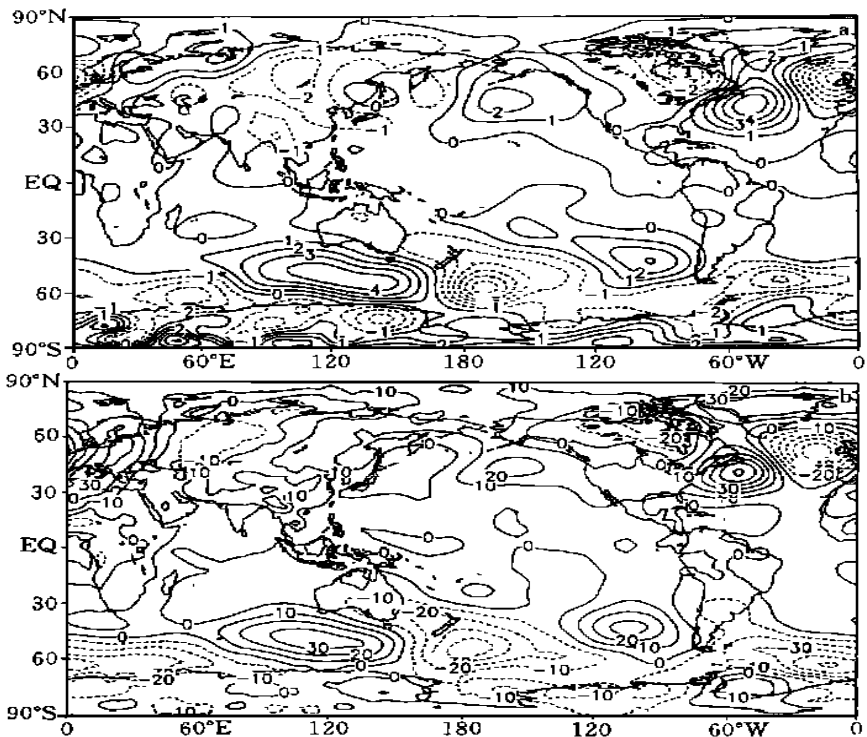


图9 增大冬季海冰面积后模拟的后期4~6月(3个月平均)

海平面气压距平(a)和500 hPa高度距平(b)

在500 hPa高度距平(6~22°N平均)的经度-时间剖面图上(图10a), 3月份以后90°E~180°之间除5、6月份有很少的负距平外, 大部分时间都是正距平, 并且没有明显的传播特征, 说明冬季巴伦支海海冰偏多, 由春季到夏季低纬度西太平洋地区明显存在高度场正距

平。而中纬度地区(46~50°N 平均(图10b)), 距平场明显有传播特征, 2月在0~60°E 之间有正高度距平, 以后该处的正距平向东、西两个方向传播。向西传播的正距平4月份可以传播到60°W 附近; 向东传播的正距平3月份以后即可传播到120°E 附近, 以后正距平继续缓慢地向东传播, 8月份可以传播到170°E 附近。6, 7月份东亚120°E 附近维持阻塞形势, 亚洲大陆大部分地区是负高度距平, 7, 8月份乌拉尔地区又出现阻塞形势, 中纬度地区高度场的这种配置再次表明东亚夏季风偏强。

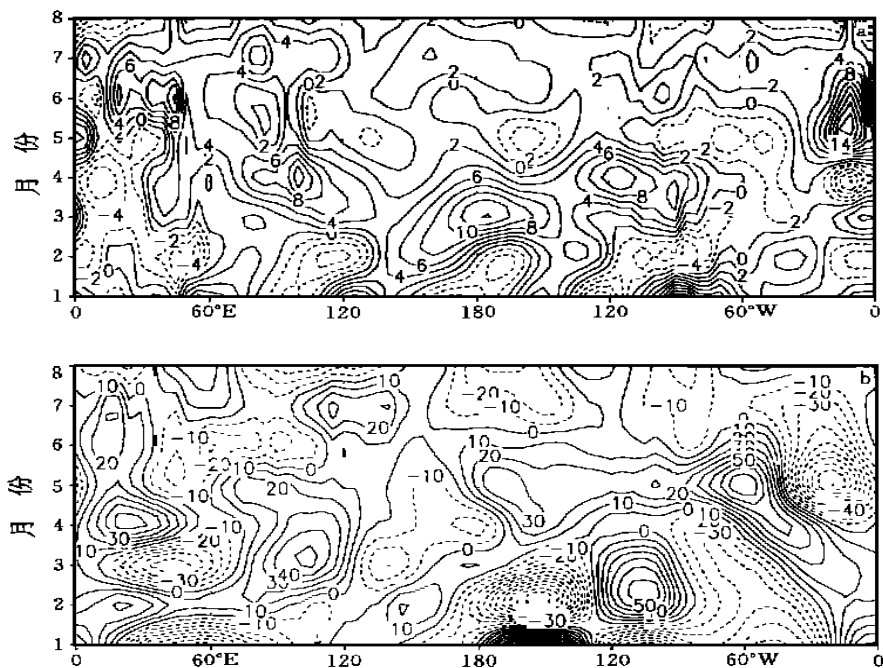


图10 增大冬季海冰面积后模拟的500 hPa 高度距平的经度-时间剖面

(a. 6~22°N 平均, b. 46~50°N 平均)

在500 hPa 高度场沿42°N 的经度-时间剖面图上(图略), 从5月份开始正高度距平从东太平洋向西传播, 6, 7月份可以传播到120°E 附近, 与来自欧亚大陆的正距平相遇。而5~8月, 乌拉尔地区以东以及东亚120°E 附近一直维持阻塞形势, 这两个阻塞之间为高度场负距平。此外, 1月份中心位于经度0附近的正距平明显向西传播, 5月份传播到60°W 附近, 5~8月份正距平一直稳定维持, 这表明冬季巴伦支海海冰偏多, 不仅影响下游地区的西太平洋副热带高压, 同时也影响北美大西洋副热带高压。在文献[15]中, 我们已经揭示了冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积与北美大西洋副热带高压存在很好的关系, 在这里通过数值模拟进一步证明了这种关系确实存在。

沿145°E 的经向剖面图上(图11a), 北半球总的特征是正、负距平由高纬度向中低纬度地区传播, 5月份以后低纬度地区正距平北传加强, 并且, 来自高纬度地区的正、负距平传播间隔1~2个月, 即具有30~60 d 振荡性质。5月份以后正距平由高纬度向中低纬度传

播占了主导地位。在日期变更线以东地区(图11b),正、负距平的纬向传播又是另一种情况,非常清晰,正、负距平都是由低纬度向高纬度地区传播,并且正距平的传播甚至可以追溯到南半球高纬度地区。这说明冬季巴伦支海海冰偏多,有利于后期东太平洋地区扰动向北传播。

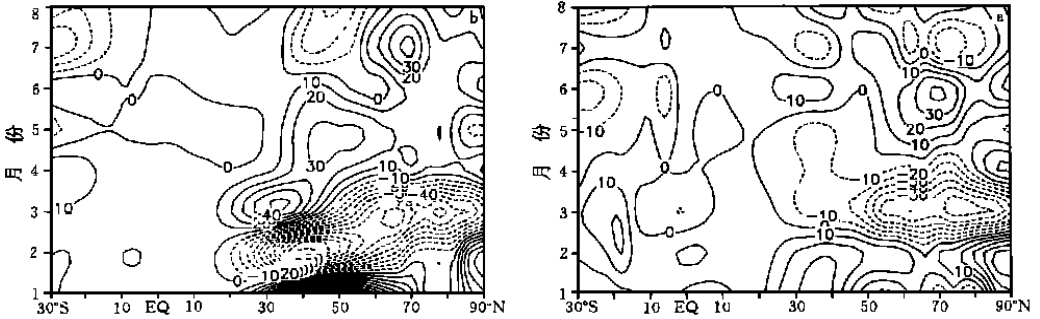


图11 增大冬季海冰面积后模拟的500 hPa 高度异常的纬度-时间剖面  
(a. 沿145 E, b. 沿160 W)

通过试验( ), 利用 IAP-L2GCM 积分, 从而可以得到海冰面积减小对大气环流的影响结果。首先, 在4~6月3个月平均海平面气压距平分布(图12)上, 北太平洋中部海区(30°N 以北)为气压负距平, 与图9中海平面气压的正、负气压距平分布相反, 阿留申所在地区气压下降明显, 而整个鄂霍茨克海和日本中、北部是气压正距平, 海平面气压距平的这种分布有利于高纬度冷空气南下, 有利于同期的白令海海冰偏多。同时, 亚洲大陆东部海平面气压升高。在6月份海平面气压距平场上(图13a), 东亚大陆东部热低压减弱, 南海和菲律宾附近地区也是气压正距平, 说明初夏这些地区对流活动偏弱。而在印度季风区热低压加深, 印度季风偏强, 这也说明印度夏季风与东亚夏季风是两个相对独立的系统。在500 hPa 高度距平场上(图13b), 长江中下游以及日本东南部为负高度距平, 说明初夏西太平洋副热带高压偏弱。从整个夏季(6~8月平均)海平面气压及500 hPa 高度距平分布来看(图略), 也有类似的特征。从而证实了冬季喀拉海、巴伦支海海冰偏少, 则夏季西太平

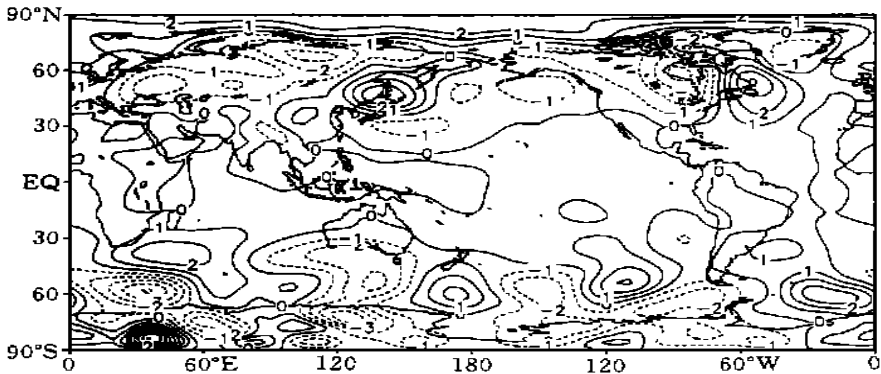


图12 缩小冬季海冰面积后模拟的后期4~6月(3个月平均)海平面气压距平分布

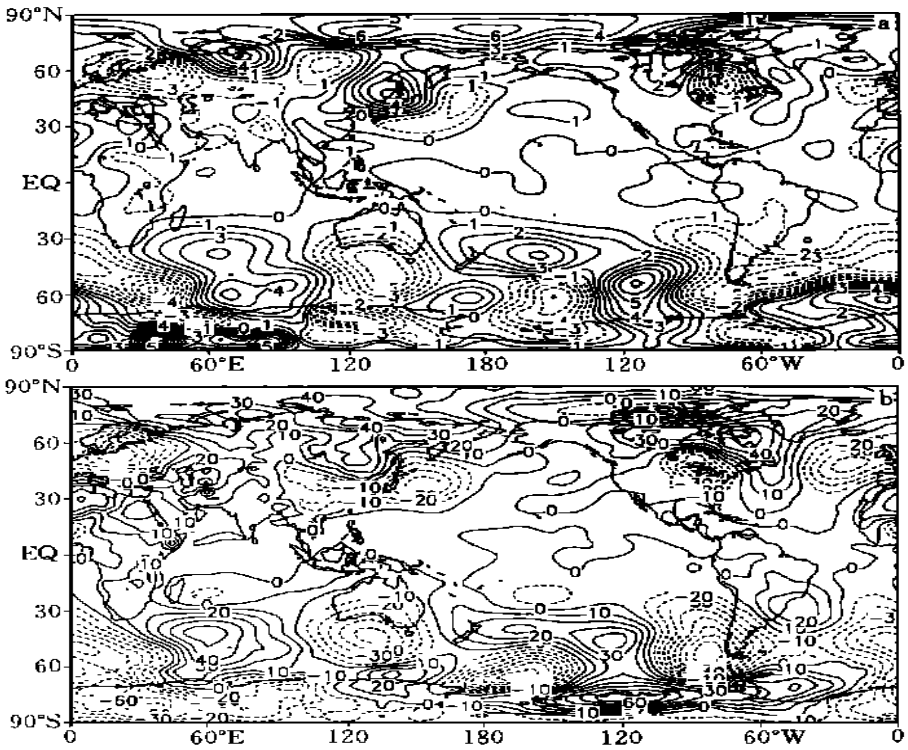


图13 缩小冬季海冰面积后模拟的后期6月份海平面气压距平分布(a)和500 hPa 高度距平分布(b)

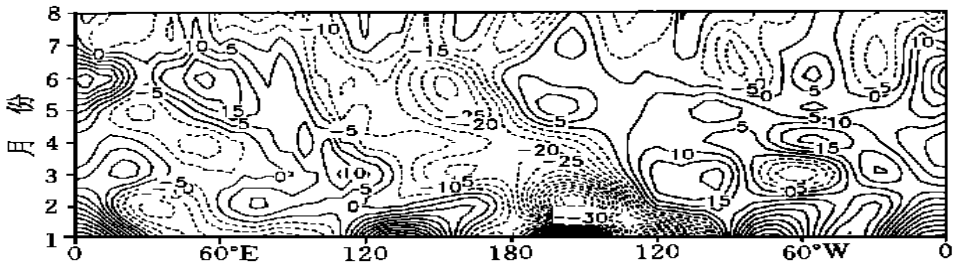


图14 缩小冬季海冰面积后模拟的500 hPa 高度距平沿26~38 N 平均的经度-时间剖面

洋副热带高压偏弱这一结论。

图14是500 hPa 高度场距平(26~38 N 平均)的经度-时间演变,在北太平洋和亚洲大陆上,正、负高度距平一致表现为向西传播,这与冬季巴伦支海海冰偏多所造成的影响有明显的差异。冬季该海区海冰偏多,则低纬度地区高度距平传播不明显,中纬度地区主要是正距平向东传播。从图中还可以看到,120 E ~180从春季到夏季基本上都是负距平,说明太平洋副热带高压一直偏弱。而纬度-时间剖面图上(图15),30 N 附近由春季到夏季都是负距平,并且负距平由副热带向中高纬度地区传播。

## 4 结论和讨论

数值试验结果表明, 北极海冰厚度分布的变化对数值模拟结果的影响是显著的, 尤其是对东亚冬、夏季风强度的影响, 模式中海冰厚度处理趋于合理分布, 导致东亚冬、夏季风偏强, 使冬季西伯利亚高压和冰岛低压的模拟结果更趋合理; 另一方面, 海冰厚度变化可以激发出跨越欧亚大陆的行星波传播, 在低纬度地区, 该行星波由西太平洋向东太平洋地区传播; 再者, 北极海冰厚度分布对夏季我国南海和菲律宾附近地区的对流活动强弱也有影响。因此, 要改善模式对东亚季风的模拟效果, 必须重视北极海冰厚度的影响。

海冰面积变化对大气环流影响主要表现为, 冬季巴伦支海海冰偏多(少): (1) 春季(4~6月) 北太平洋中部海平面气压升高(降低), 阿留申低压减弱(加深), 有利于春季白令海海冰偏少(多); (2) 夏季, 亚洲大陆热低压加深(减弱), 500 hPa 西太平洋副热带高压位置偏北(南)、强度偏强(弱), 东亚夏季风易偏强(弱)。

此外, 冬季巴伦支海海冰偏多, 低纬度西太平洋地区, 由春季到夏季500 hPa 高度场明显偏高, 而中纬度地区, 欧亚大陆上正高度距平向东、西两个方向传播, 进而影响春夏季北大西洋和西太平洋副热带高压, 使之偏强; 冬季巴伦支海海冰偏少, 由春季到夏季, 在太平洋和亚洲大陆的中纬度地区, 正、负距平一致表现为向西传播, 在西太平洋副热带地区, 负高度距平向中高纬度传播。

以上研究表明, 北极海冰变化(厚度、面积)与东亚、北太平洋以及北大西洋的气候变化都有着密切的联系, 这种联系不是模式的“蝴蝶”效应, 因为模拟结果与诊断分析结果是一致的。不足之处是这里只有海冰的强迫作用, 而没有大气对海冰的反馈(或影响), 这种不足是用大气环流模式研究下垫面过程的影响所不可避免的。此外, 本文强调了巴伦支海海冰面积变化的重要性, 一个很自然的问题是: 什么过程导致该海区海冰变化? 武炳义等的研究表明, 冬季巴伦支海、喀拉海海冰面积变化主要受北大西洋暖流的影响<sup>[16]</sup>。

需要指出的是, 这里用的是两层大气环流模式, 很显然, 模式的水平和垂直分辨率是很低的, 这不利于深入揭示海冰影响的物理过程。相信通过应用更高分辨率的复杂耦合模式将更有助于揭示海冰的气候效应。

## 参考文献

- 1 McLaren, A S, et al. Variability in sea ice thickness over the North Pole from 1958 to 1992. *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, 1995, 363 ~ 371
- 2 Hansen J E, Russell G, Rind D, et al. Efficient three-dimension global models for climate studies: Models I and II. *Mon Wea Rev*, 1983, 111(4): 609 ~ 662
- 3 Rind D, Healy R, Parkinson C, et al. The role of sea ice in 2 × CO<sub>2</sub> climate model sensitivity. Part I: The total influence of sea ice thickness and extent. *Journal of Climate*, 1995, 8: 449 ~ 463

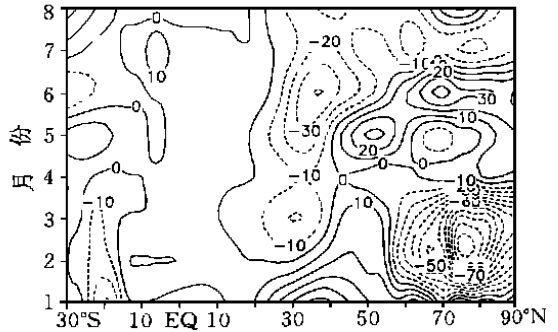


图15 缩小冬季海冰面积后模拟的500 hPa  
高度距平沿145°E的纬度-时间剖面

- 4 Starley L T, Pollard D. A global climate model(GENESIS) with a land-surface transfer scheme(LSX), Part I: Present climate simulation. *Journal of Climate*, 1995, 8: 732 ~ 761
- 5 Herman G F, Johnson W T. The sensitivity of the general circulation to Arctic sea ice boundaries: A numerical experiment. *Mon Wea Rev*, 1978, 106: 1649 ~ 1664
- 6 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(1): 69 ~ 76
- 7 杨修群, 谢倩, 黄士松. 南极地区冰雪消失对全球大气环流和气候影响的数值模拟. *地理学报*, 1993, 48(5): 394 ~ 401
- 8 杨修群, 谢倩, 黄士松. 北极冰异常对亚洲夏季风影响的数值模拟. *海洋学报*, 1994, 16(5): 34 ~ 40
- 9 Aleksomdr P M. The Heat Budget of Arctic Ice in the Winter. Cambridge: International Glaciological Society, 1991, 77pp
- 10 武炳义. 北极海冰变化及其对东亚和北半球气候变化的影响研究[学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 1997
- 11 赵宗慈. 海洋在气候变化中作用的数值模拟. 见: 国家海洋局科学技术司编, 《海洋对气候变化调节与控制作用》学术研讨会论文集. 北京: 海洋出版社, 1992, 206pp
- 12 武炳义, 黄荣辉, 高登义. 冬季喀拉海、巴伦支海海冰面积变化对后期北太平洋海温的影响. *气候与环境研究*, 1999, 4(2): 165 ~ 175
- 13 Niebauer H J. Sea ice and temperature variability in the Eastern Bering Sea and the relation to atmospheric fluctuation. *J Geophys Res*, 1980, 85: 7507 ~ 7515
- 14 Niebauer H J. Effects of El Nino—Southern Oscillation and north Pacific weather pattern on interannual variability in the subarctic Bering Sea. *J Geophys Res*, 1988, 93: 5051 ~ 5068
- 15 高登义, 武炳义. 北半球海—气—冰系统的10年振荡及其振源初探. *大气科学*, 1998, 22(2): 137 ~ 144
- 16 武炳义, 黄荣辉, 高登义. 与北大西洋接壤的北极海冰与年际气候变化. *科学通报*, 2000, 45(18): 1993 ~ 1997

# NUMERICAL SIMULATIONS ON INFLUENCE OF SEA-ICE THICKNESS AND EXTENT VARIATION IN ARCTIC ON ATMOSPHERIC CIRCULATION

Wu Bingyi Huang Ronghui Gao Dengyi

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

## Abstract

By using IAP 2L-GCM, the influence of variation of sea ice thickness and extent in Arctic on atmospheric circulation, especially on East Asian climate variations is investigated. The results indicate that a nearly reasonable distribution of sea-ice thickness in Arctic in the model leads directly to stronger winter and summer monsoon over East Asia, and improves the model's simulation results for Siberia High and Icelandic Low in winter. On the other hand, sea-ice thickness variation can excite the teleconnection wave trains across Asian Continent, and in the low latitude region, the wave propagates from the Western Pacific across the equator to the Eastern Pacific. In addition, variation of sea ice thickness also influences convective activities over Asian low latitude region. The effect of winter sea ice extent in the Kara and the Barents Seas on atmospheric circulation in the following spring and summer is also significant. The simulation result shows that when winter sea ice extent in the target region is larger(smaller) than normal, (1) in spring (from April to June), positive (negative) SLP anomalies occupy the northern central Pacific, which lead directly to weakened (deepened) Aleutian Low and light(heavy) sea ice in Bering Sea; (2) in summer, thermal depression in Asian Continent is deepened(weakened), and Subtropical High in the western Pacific shifts northward(southward) from its normal position and to be strengthened(weakened).

**Key words:** Arctic sea ice, Thickness, East Asia monsoon, The Barents Seas, Numerical simulation.