

# 一个海-冰-气耦合模式中格陵兰海海冰年际 变异及其成因的个例分析

刘喜迎<sup>1, 2</sup> 张学洪<sup>2</sup> 宇如聪<sup>3</sup> 俞永强<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 解放军理工大学气象学院军事气象系, 南京 211101

<sup>2</sup> 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 100029

<sup>3</sup> 中国气象局, 北京 100081

**摘 要** 利用一个全球海-冰-气耦合模式模拟结果, 选取冬季年际变率最大的海冰区——格陵兰海海冰区中的一个 4 年海冰剧烈变化过程展开分析, 试图探讨此个例过程中海冰剧烈变化的原因。结果表明, 在此个例中, 该区域海冰年际变异主要是由大气环流异常驱动的, 海表面温度和海冰密集度变化主要是对大气环流变化的响应。海表面温度变化决定着海冰范围及海冰密集度的变化, 但海冰变化时通过相变潜热的释放或吸收反过来对海表面温度变化有一定影响。

**关键词** 耦合模式 海冰变化 数值模拟 格陵兰海

**文章编号** 1006-9895(2005)05-0795-10

**中图分类号** P732

**文献标识码** A

## A Case Study of Interannual Anomaly of Sea Ice Variation in Greenland Sea in an Ocean – Sea Ice – Atmosphere Coupled Model

LIU Xi-Ying<sup>1, 2</sup>, ZHANG Xue-Hong<sup>2</sup>, YU Ru-Cong<sup>3</sup>, and YU Yong-Qiang<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101*

<sup>2</sup> *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamic, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

<sup>3</sup> *China Meteorological Administration, Beijing 100081*

**Abstract** Using results of numerical simulation of sea-sea ice-air interaction in high northern latitudes from an ocean-sea ice-atmosphere coupled model, a case of 4-year strong variations of sea ice in Greenland Sea where the biggest variability occurs in winter is studied. The case is subtracted from the last 30-year result of a 50-year integration experiments with LASG/NCC (State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences/China National Climate Centre) global coupled model. Within the 4-year variation, there are two positive anomalies and two negative anomalies of sea ice in winter whereas sea ice extents are almost the same in October each year. The aim of the study is to try to find the reason of strong interannual variation of sea ice in this special case and to understand the features of sea – sea ice – air interaction in the duration. The methods of analysis employed here are simple comparison of averages of important fields for different time spans and difference attributions. It is shown that, in this special case, atmospheric circulation plays a dominant role. The detailed reason for sea ice anomalies can be illustrated below. In winter, when the intensity of the Icelandic low weakens/strengthens, the strength of northward advection of rela-

tively warm and humid air decreases/increases, air in Greenland Sea becomes colder and dryer/warmer and wetter, losses of sensible heat flux and latent heat flux from sea surface grow/reduce. As a result, sea ice there has a positive/negative anomaly. In summer, when the strength of prevailing southward currents over Greenland Sea weakens/strengthens, low level atmosphere there becomes warmer and wetter/colder and dryer, losses of sensible heat flux and latent heat flux from sea surface reduce/grow, the sea surface temperature increases/decreases, the melting speed of sea ice become faster/slower. It is also shown that it is the variation of atmospheric circulation that makes a major contribution to the decrease/increase of sea surface temperature and the increase/decrease of sea ice. This kind of causality is very obvious and it is hard to discern any closed feedback cycle of ocean-sea ice-atmosphere interactions and it is also hard to attribute the significant changes of atmospheric circulation to the factors of ocean and sea ice in high northern latitudes. Of course, it is possible that there exists a nonlocal (i. e., involving area broader than the region north of  $45^{\circ}\text{N}$ ) feedback cycle associated with the case studied locally and it is also possible that there are factors from ocean and sea ice outside the high northern latitudes, which give rise to the anomalies of atmospheric circulation mentioned above. It should be pointed out that the sea ice model used here does not include dynamic processes. Hence the interaction of sea-sea ice and ice-air deployed in the model are nearly pure thermodynamic in high northern latitudes. If the effects of divergence and convergence of sea ice on sea-sea ice-air interaction due to dynamic processes are considered, new features might then be disclosed.

**Key words** coupled model, sea ice variation, numerical simulation, Greenland Sea

## 1 引言

近年来,随着极区观测数据的增加以及数据质量的提高,北极气候越来越得到人们的关注。特别是,人们试图从全球海-冰-气系统的自然变率背景中分辨出可能由于人类活动造成的气候变化。随着1978年10月以后卫星微波遥感海冰数据的投入使用,数据的连续性有所改善,而且覆盖范围也得到扩展,为开展与海冰有关物理过程的研究提供了宝贵的资料,海-冰-气相互作用的研究也得以更加有效地开展起来。

海冰是气候系统中的敏感成分,它既受大气和海洋影响,又反过来通过自身变化影响表面反照率、海气热量、水汽和动量交换及上层海洋层结而对气候有调制作用。海-冰-气相互作用涉及气候系统中这三个圈层的直接作用以及其他圈层的间接作用,内部联系非常复杂。而且,一些研究<sup>[1]</sup>表明,气候中的一些低频变化很可能是海-冰-气系统中的一种内部振荡。这说明,利用全球海-冰-气耦合模式开展高纬地区海-冰-气相互作用的研究是最有效的研究方式之一。

当前,高纬海-冰-气相互作用的研究可分为两类:基于观测资料的统计分析和基于数值模式的模拟分析。数值模拟分析中多采用大气环流模式,所能研究的只是大气对强迫的响应特征问题,无法考

虑海-冰-气之间的相互作用。我们知道,有反馈的作用和无反馈的作用是两回事,两者不但机理不同,结果也可能差异极大。目前,在高纬海-冰-气相互作用数值模拟研究中采用耦合模式的工作较少,这可能主要是由于以下二个方面的原因:一个是世界上发展较成熟的包含海冰模式的全球耦合模式系统个数有限,使用耦合模式开展海-冰-气相互作用研究的条件受到限制;另一个是与高纬海-冰-气相互作用研究相比,人们可能对低纬海气相互作用更感兴趣。本文将利用一个考虑了海冰中水道作用的全球海洋-大气-海冰耦合模式模拟结果<sup>[2]</sup>,在完成对该模式模拟的平均气候评估<sup>[3]</sup>之后,选取冬季海冰年际变率最大的海冰区——格陵兰海冰区中的一个4年海冰剧烈变化过程展开分析,试图探讨此个例过程中海冰剧烈变化的原因。

## 2 模式和分析方法

### 2.1 模式

全球海-冰-气耦合模式中大气环流模式来自国家气候中心<sup>[4]</sup>。该模式在水平方向对预报变量进行谱展开,采用三角形截断,取63波(约 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$ )。垂直方向采用混合坐标,除垂直速度外,其他变量均配置在整数层上(上下边界定义为半整数层),其在接近地面层类似于常用的 $\sigma$ 坐标,而在平流层为 $p$ 坐标,中间为二者的混合形式。模式大

气共分为 16 层, 其中 4 层位于边界层内。模式中包含一个简单的陆面模式。

耦合模式中海洋模式是中国科学院大气物理研究所设计并发展起来的全球海洋环流模式第三代发布版本<sup>[5]</sup>。它采用球坐标系下的斜压原始方程组, 忽略了科里奥利力项中的曲率项并取静力近似和 Boussinesq 近似, 水平分辨率与大气模式相同。模式上边界取自由面<sup>[6]</sup>, 垂直方向上采用 eta 坐标<sup>[7, 8]</sup>, 模式海洋不等距地分为 30 层, 其中有 12 层位于海洋上部 300 m 以内, 以增强对这一部分的描述能力。模式变量水平配置采用 B 网格方式。海洋模式中包括一个参考文献<sup>[9, 10]</sup>中的方案构造的热力学海冰模式, 利用它来模拟海冰密集度分布、海冰厚度以及冰面温度。刘钦政等<sup>[11]</sup>曾利用相同的海洋模式与一个考虑热力和动力过程的海冰模式实现冰-海洋耦合。

本文采用一种通量整合方案<sup>[12, 13]</sup>描述海冰非均匀性作用, 利用较成熟的逐日通量距平耦合方案<sup>[14]</sup>实现了次网格尺度海冰非均匀条件下大气环流模式和海洋环流模式在高纬地区的耦合。以大气、海洋(含海冰)模式长期积分后的准平衡态瞬时重启输出结果为初值, 利用耦合模式进行了一个 50 年的积分试验。考虑到数值模式初始积分阶段内部调整过程对结果的影响, 分析时只使用后 30 年结果。

对模式模拟北半球高纬气候能力的分析和检验结果表明<sup>[3, 15]</sup>, 模式能较好地模拟出年平均全球海表面温度和海平面气压的主要气候特征。模式模拟的北半球高纬海平面气压分布和 850 hPa 温度分布主要特征均与 NCEP 再分析资料的结果一致, 模式能够成功模拟出北极涛动(AO)模态; 模拟结果中海冰的季节变化特征合理, 冬季海冰的主要地理分布特征都模拟得很好, 但夏季北冰洋内部靠近欧亚大陆部分边缘海区海冰密集度模拟得偏大。模拟结果中北半球高纬地区冬季海冰密集度具有显著的年际变化, 变化最显著区域位于格陵兰海, 其次是巴伦支海, 这些特征均与观测结果一致。

## 2.2 分析方法

选取模拟结果中海冰变化剧烈的个例进行分析。这种情况下, 海-冰-气作用信号更强, 因而更容易被捕获。

由模拟结果分析北半球高纬地区海冰特征<sup>[15]</sup>可知, 冬季格陵兰海海冰区年际变率最大, 故将分

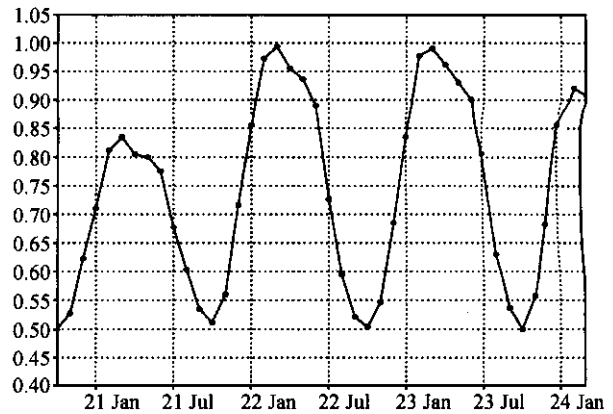


图 1 所选个例(第 20 年 10 月~第 24 年 3 月)海冰总面积变化过程(单位:  $10^6 \text{ km}^2$ )

Fig. 1 Variation of total sea ice coverage for the Greenland Sea from Oct the 20th year to Mar the 24th year (units:  $10^6 \text{ km}^2$ )

析的个例选在此海区。模式模拟的格陵兰海海冰总面积[统计范围: ( $45^\circ \text{N} \sim 90^\circ \text{N}$ ,  $45^\circ \text{W} \sim 15^\circ \text{E}$ )]表现出显著的年际变化(参阅文献<sup>[15]</sup>图 8)。选取第 238 月(第 20 年 10 月)~279 月(第 24 年 3 月)的过程(如图 1 所示)为例展开分析。在此个例过程中, 二年冬季海冰偏多, 二年冬季海冰偏少, 而 10 月份时海冰总面积相差不大。

通过分析, 试图从此个例的角度考察格陵兰海海冰区海冰年际变异原因。分析围绕以下三个角度展开。

(1) 与第 21 年 3 月相比, 第 22 年 3 月海冰明显偏多, 而它们对应的前一年 10 月份时海冰总面积相差不大。与此相应的海-冰-气相互作用关系有何特点?

(2) 与第 21 年 3 月相比, 第 22 年 3 月海冰明显偏多, 而它们对应的后一年 10 月份时海冰总面积相差不大。与此相应的海-冰-气相互作用关系会有何新特点?

(3) 第 22 年 3 月格陵兰海海冰总面积偏大, 12 个月以后(即第 23 年 3 月)海冰总面积仍偏大, 而再经过 12 个月(即第 24 年 3 月)海冰总面积却有显著偏小。此变化过程对应着怎样的海-冰-气相互作用关系特点?

## 3 个例过程中海冰年际变异原因分析

采用前面介绍的分析方法, 分析个例 4 年海冰变化过程中的年际变异原因。

### 3.1 第 21 年冬半年较第 20 年冬半年海冰偏多所对应的海-冰-气作用关系特点

在模式中,海冰面积变化是由海洋表面温度决定的。当海洋表面温度低于冰点时即有冰生成,海冰面积增加,所以冰多时海冰附近海洋表面温度一般较正常时偏低。海冰偏少的 6 个月(第 20 年 10 月~第 21 年 3 月)平均海洋表面温度较海冰偏多的 6 个月(第 21 年 10 月~第 22 年 3 月)明显偏高[二者差值全场符号一致。海冰区绝大部分区域温度差别大于  $0.2^{\circ}\text{C}$ ,最大可达  $0.8^{\circ}\text{C}$ 。开洋面最大差别可超过  $1.2^{\circ}\text{C}$ (详见文献[2]图 4.2.6)]。海洋表面温度变化既可以由海洋内部过程(如水平平流、垂直对流及扩散等)引起,也可以由海气界面热通量交换引起。在前面计算出的平均海洋表面温度差值结果中,  $60^{\circ}\text{N}$  以南直至  $45^{\circ}\text{N}$  平均海洋表面温度相差不大,再往南二者差值符号相反。可以认为,高纬海冰区附近平均海洋表面温度差别主要不是由于海洋内部水平平流过程造成的。对比海冰区附近海洋表层 100 m 深度处平均海温可知二者差别不大(图略),所以也可以认为高纬海冰区附近平均海洋表面温度差别主要不是由于海洋内部对流过程造成的。当然,扩散机制更不可能是造成高纬海冰区附近平均海洋表面温度显著差别的主要原因。

就时间平均而言,与第 20 年 10 月~第 21 年 3

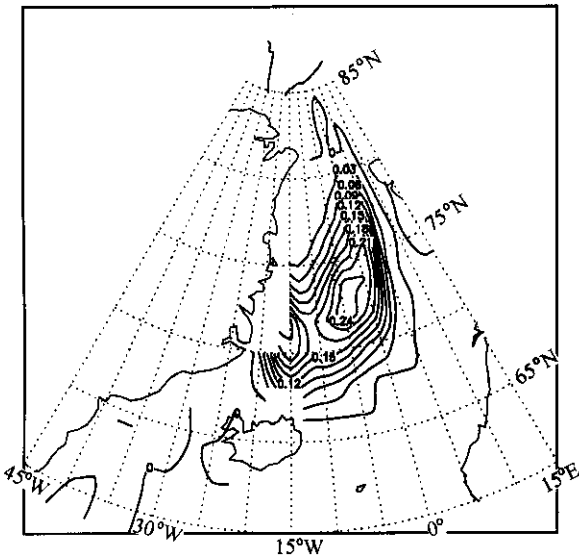


图 2 模式第 21 年 10 月~第 22 年 3 月与第 20 年 10 月~第 21 年 3 月平均海冰密集度之差

Fig. 2 Difference of simulated sea ice concentration between duration average of Oct the 21st year - Mar the 22nd year and that of Oct the 20th year - Mar the 21st year (units: 100%)

月结果相比,格陵兰海海冰区附近海区在第 21 年 10 月~第 22 年 3 月失去的净热通量(包括感热通量、潜热通量、净短波辐射和净长波辐射)增加,最大可达  $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (详见文献[2]图 4.2.7)。

基于前面的分析,可以认为正是由于在第 21 年 10 月~第 22 年 3 月平均失去的海洋表面净热通量增加,使得此段时间里平均海洋表面温度降低,进而使得平均海冰密集度(为单位面积海洋中海冰所占的份数)和海冰面积增加(如图 2 所示,海冰密集度最大差别可达 0.24)。是什么原因造成海洋表面净热通量发生变化?为此,有必要分析对海洋表面净热通量有贡献的各个分量是如何变化的,并在此基础上分析造成海气相互作用剧烈变化的原因。

模式第 20 年 10 月~第 21 年 3 月与第 21 年 10 月~第 22 年 3 月平均海洋表面感热通量之差分布形势(文献[2]图 4.2.9)与净热通量差值相似,只是值的大小只达到净热通量之差的一半。模式第 20 年 10 月~第 21 年 3 月与第 21 年 10 月~第 22 年 3 月平均海洋表面潜热通量之差分布形势(图略)也与净热通量差值图相似,差值最大可达  $17 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。图 3 为模式第 20 年 10 月~第 21 年 3 月与第 21 年 10 月~第 22 年 3 月平均海洋表面感热通量、潜热通量之和的差值图。与净热通量差值图相比,不但分布形势一致,数值大小也很接近。这说明净热通量差别主要是由感热通量、潜热通量差别造成的。值得注意的是,模式第 21 年 10 月~第 22 年 3 月平均海洋表面温度较第 20 年 10 月~第 21 年 3 月偏低,但丢失的感热通量、潜热通量却偏多,这必然是由大气降温、减湿过程造成的。与第 20 年 10 月~第 21 年 3 月平均结果相比,第 21 年 10 月~第 22 年 3 月平均大气模式最低层气温偏低,最多可超过  $2.7 \text{ K}$ ,变化幅度可达其自身的 30%;大气湿度也偏低,最多可超过  $0.0005 \text{ g} \cdot \text{g}^{-1}$ ,变化幅度可达其自身的 20%(文献[2]图 4.2.10)。但降温中心和减湿中心并不与感热、潜热差值中心相对应。海气界面感热、潜热交换还和大气低层稳定度以及风速大小有关,并不一定与海气温度差、湿度差存在简单的对应关系。此外,净热通量差值中心并不与海表面温度差值中心完全对应,反映了海洋内部过程对海表面温度变化的作用。

模式第 20 年 10 月~第 21 年 3 月与第 21 年 10 月~第 22 年 3 月平均海洋表面净长波辐射差值图

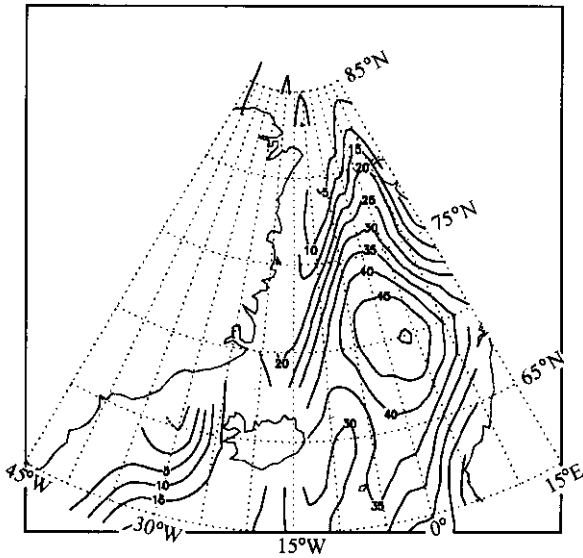


图3 模式第20年10月~第21年3月与第21年10月~第22年3月平均海洋表面感热通量、潜热通量之和的差值图(单位:  $W \cdot m^{-2}$ )。热通量方向以向下为正(下同)

Fig. 3 Difference of simulated sum of sea surface sensible heat flux and sea surface latent heat flux between duration average of Oct the 20th year - Mar the 21st year and that of Oct the 21st year - March the 22nd year (units:  $W \cdot m^{-2}$ ). The heat flux is positive when it is downward and this also holds true in other figures

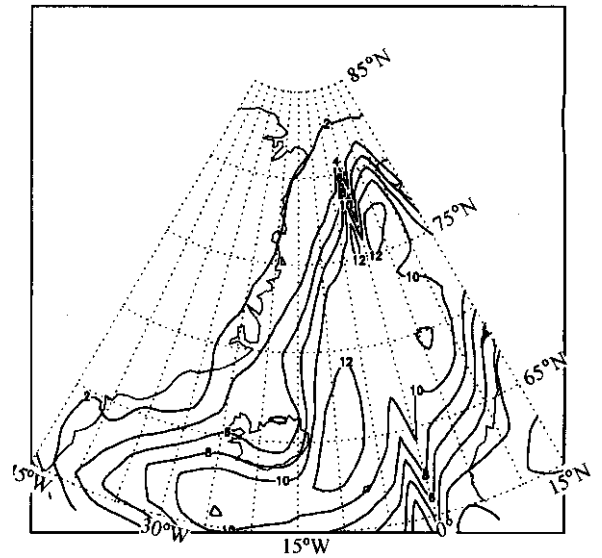


图4 模式第20年10月~第21年3月与第21年10月~第22年3月平均海洋表面净长波辐射通量差值图(单位:  $W \cdot m^{-2}$ )

Fig. 4 Difference of simulated net sea surface radiation heat flux of long wave between duration average of Oct the 20th year - Mar the 21st year and that of Oct the 21st year - Mar the 22nd year (units:  $W \cdot m^{-2}$ )

(图4)表明,虽然与第20年10月~第21年3月月平均结果相比,模式第21年10月~第22年3月平均海洋表面温度降低了,但射出的净长波辐射却增加了(最大可达  $12 W \cdot m^{-2}$ , 变化幅度可达其自身的15%)。这是因为与模拟的大气温度降低、云量减少相联系,向下的长波辐射减少得更厉害。由模式第20年10月~第21年3月与第21年10月~第22年3月平均海洋表面净短波辐射通量差值图(文献[2]图4.2.11)可以看出,海冰面积增加后,反照率增大,海洋表面获得的净短波辐射减少,最大可减少超过  $2.5 W \cdot m^{-2}$ , 变化幅度超过其自身的20%,但由于冬季太阳短波辐射很少,与其他热通量相比,所占比重不大。净短波辐射差值主要中心分布与海冰密集度差值主要中心分布对应得很好,说明净短波辐射变化主要是由于海冰面积变化造成的。

前面的分析表明,与模式第20年10月~第21年3月相比,第21年10月~第22年3月模式大气低层存在降温、减湿过程。可以猜测,这种降温、减湿过程可能与格陵兰海南部暖、湿平流减弱或与北部冷、干平流增强有关。为验证以上想法,对比分析模式第20年10月~第21年3月和第21年10月~

第22年3月海平面气压场,二者分布形势相似,主要活动中心是冰岛低压,其南部是亚索尔高压,其北部是位于格陵兰岛上的高压带(图略)。二者差值场如图5所示。可以看出,与第20年10月~第21年3月相比,第21年10月~第22年3月平均的冰岛低压减弱,亚索尔高压增强,即北大西洋涛动(NAO)处于负位相。由于冰岛低压减弱,向北的暖、湿空气平流减弱,低层大气变冷、变干,使得格陵兰海表面失去的感热、潜热增加,海表面温度降低,有更多的海冰生成。这与 Power 和 Mysak 的猜测<sup>[16]</sup>以及后来观测资料揭示的事实<sup>[17, 18]</sup>相一致。

这表明,仅就此个例而言,冬半年(这里定义为10、11、12、1、2和3月)海冰变化更多的是对大气强迫的响应。采用相同的方法,本文还分析了第22年10月~第23年3月与第23年10月~第24年3月平均结果的差别及其关系,所得结论仍与此相同。

### 3.2 第22年和第21年10月份海冰面积相差不大所对应的海-冰-气作用关系特点

如前所述,与第21年3月相比,第22年3月海冰明显偏多,而它们对应的后一年10月份时海冰总面积相差不大。下面,分析与此对应的海-冰-

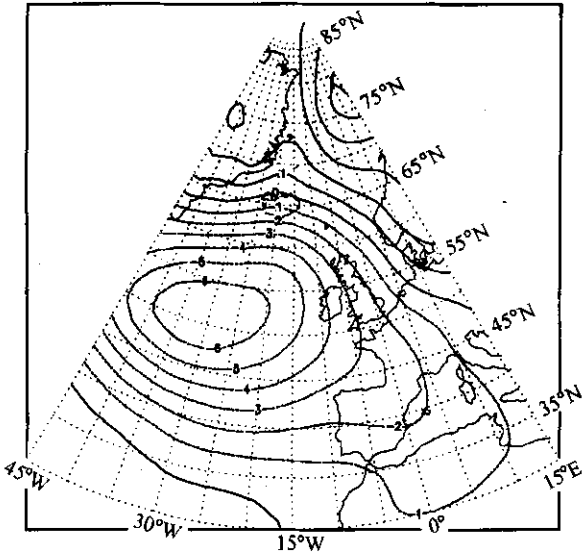


图5 模式第20年10月~第21年3月月平均海平面气压与第21年10月~第22年3月月平均海平面气压差值图(单位: hPa)  
Fig. 5 Difference of simulated sea level pressure between duration average of Oct the 20th year - Mar the 21st year and that of Oct the 21st year - Mar the 22nd year (units: hPa)

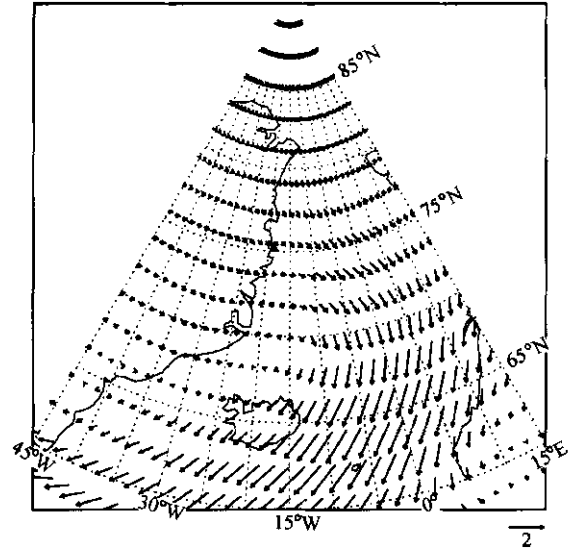


图6 模式第21年4月~9月与第22年4月~9月平均1000 hPa风矢量差值图(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )  
Fig. 6 Difference of simulated vector wind at 1000 hPa level between duration average of Apr the 21st year - Sep the 21st year and that of Apr the 22nd year - Sep the 22nd year (units:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

气作用关系特点(所采用的思路与前面的类似),对夏半年(这里定义为4~9月)的平均结果进行对比。

由模式第21年4月~9月平均海表面温度与第22年4月~9月平均海表面温度差值图(文献[2]图4.2.13),在 $0^{\circ}\text{E}$ 以西(海冰区),模式第21年4月~9月平均海表面温度较第22年4月~9月平均海表面温度偏高(差值最大可达到 $1^{\circ}\text{C}$ ),位于冰区南缘,而 $0^{\circ}\text{E}$ 以东主要特征是偏低(差值中心小于 $-0.6^{\circ}\text{C}$ )。从净热通量差值图(图略)可知,第22年4月~9月平均获得的净热通量较第21年4月~9月要多一些。由于获得的净热通量增多,有利于海洋表面温度增加,使得海冰范围缩小。所以,虽然第22年3月海冰总面积较第21年3月的大很多,但经过夏半年的6个月,到当年的10月份时,各年的海冰总面积相差不大。这里需要说明的是,虽然与第21年4月~9月平均结果相比,第22年4月~9月获得的净热通量增加,有利于海表面温度增加,但第22年3月海冰密集度较第21年3月时的要大得多。海冰融化,需要从海水中吸收热量,使海水温度降低,故在海冰区( $0^{\circ}\text{E}$ 以西)海冰密集度减少的过程中,海温仍偏低(文献[2]中图4.2.13)。即在这一过程中,存在着显著的冰海相互作用。而在开洋面( $0^{\circ}\text{E}$ 以东),与净热通量偏多

相对应,第22年4月~9月平均海表面温度增加,有利于海冰范围缩小(冰界线西退)。第22年4月~9月平均失去海表面感热、潜热减少(文献[2]图4.2.14),可能主要与模式大气低层增温、增湿(文献[2]图4.2.15)有关。

为搞清楚第22年4月~9月较第21年4月~9月平均大气低层增温、增湿原因,下面考察大气环流状况。图6是模式第21年4月~9月与第22年4月~9月平均1000 hPa风矢量差值图,由图可知,与第21年4月~9月平均结果相对比,第22年4月~9月平均1000 hPa北风偏小,从而从北方来的干、冷空气平流减弱,有利于模式大气低层增暖、增湿。从分析海平面气压场入手也可得出与前面一致的结果。

### 3.3 海冰变化过程所对应的海-冰-气作用关系特点分析

如前分析,第22年3月格陵兰海海冰总面积偏大,12个月以后(即第23年3月)海冰总面积仍偏大,而再经过12个月(即第24年3月)海冰总面积却有显著减小。下面,分析海冰这一变化过程所对应的海-冰-气作用关系特点。

讨论的起始点选在4月份,即模式的第22年4月和第23年4月。第22年3月和第23年3月海冰

总面积都偏多，而且二者相当(见图 1)，这两个月海冰区的海表面温度也相差不大。首先，分析海表面净热通量收支情况。图 7 是模式第 22 年 4 月~第 23 年 3 月与第 23 年 4 月~第 24 年 3 月平均海表面净热通量差值图。可以看出，与模式第 22 年 4 月~第 23 年 3 月平均情况相比，平均而言，第 23 年 4 月~第 24 年 3 月除永冻区外格陵兰海、挪威海大部区域失去的净热通量减少，因而有利于海表面平均温度升高，使得海冰面积减少。这可能是与第 22 年 3 月相比第 24 年 3 月海冰面积减少的主要原因。

将冬、夏半年分开对比表明，两个夏半年(第 22 年 4 月~9 月和第 23 年 4 月~9 月)中第 23 年 4 月~9 月较第 22 年 4 月~9 月平均得到的净热通量偏少(图略)，除高纬永冻区外，格陵兰海海冰区附近海域海表面温度降低，降幅最大可达 0.8℃(见图 8)。与此相对应，海冰密集度增加，最大增幅达 0.1。进一步分析可知，海冰密集度差别在 7 月份最大，这主要是由 7、8 月份净短波辐射差异造成的。第 23 年 7 月得到的净短波辐射较第 22 年 7 月的偏少，使得海冰融化偏慢，海冰密集度偏大；而 8 月份正好相反，使得第 23 年 8 月较第 22 年 8 月海冰融化偏快。所以，到了 9 月份海冰面积相差不大。但从对夏半年平均净热通量有贡献的各个分量分别计算出的结果来看，两个半年净热通量的差别

主要是由感热通量、潜热通量和净长波辐射通量造成的。第 23 年 4 月~9 月平均失去的感热、潜热通量增多是由于格陵兰海北风增强造成的。第 23 年 4 月~9 月平均海平面气压场特点是格陵兰岛上的高压及挪威海的低压均加强，使得格陵兰海盛行北风增强，从北方来的干、冷空气平流增强，模式大气低层降温、减湿，使得海表面失去的感热、潜热通量增多。第 23 年 4 月~9 月平均失去净长波辐射通量增多是由于大气降温、云量减少，大气向下的长波辐射减少造成的。模式第 22 年 4 月~9 月与第 23 年 4 月~9 月平均海洋表面净短波辐射差值图(图略)表明，除了(70°N~77.5°N, 30°W~40°W)区域由于平均海冰密集度偏多(这与得到的净热通量偏少有关)而得到的净短波辐射偏少外，其余区域得到的净短波辐射通量均偏多，这是由于云量偏少反射太阳辐射减弱而使入射短波辐射增多造成的。但和其他热通量相比，净短波辐射通量差异是少量，所以在模式中海冰正反馈作用并不显著(图略)。

两个冬半年(第 22 年 10 月~第 23 年 3 月和第 23 年 10 月~第 24 年 3 月)中，后者较前者平均失去的净热通量偏少(图 9)，这有利于海洋表面温度升高，使得海冰减少。对海气界面热通量的各个分量也分别进行了对比。感热、潜热通量对比结果表明，除永冻区和冰岛以南部分海域外，第 23 年 10

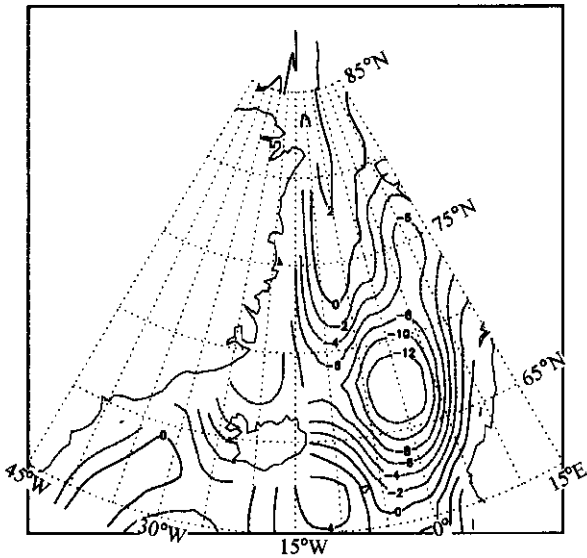


图 7 模式第 22 年 4 月~23 年 3 月与第 23 年 4 月~24 年 3 月平均海表面净热通量差值图(单位:  $W \cdot m^{-2}$ )

Fig. 7 Difference of simulated net sea surface heat flux between duration average of Apr the 22nd year - Mar the 23rd year and that of Apr the 23rd year - Mar the 24th year (units:  $W \cdot m^{-2}$ )

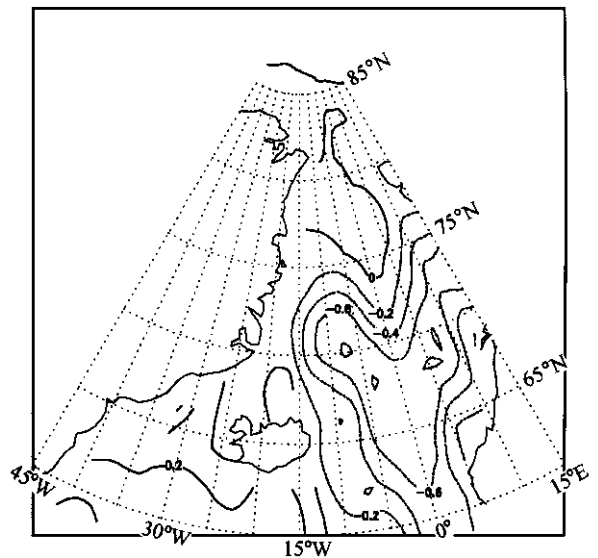


图 8 模式第 22 年 4 月~9 月与第 23 年 4 月~9 月平均海表面温度差值图(单位: K)

Fig. 8 Difference of simulated sea surface temperature between duration average of Apr the 22nd year - Sep the 22nd year and that of Apr the 23rd year - Sep the 23rd year (units: K)

月~第24年3月平均失去的感热、潜热通量减少,这是因为与第22年10月~第23年3月平均结果相比,冰岛低压加深,向格陵兰海和挪威海的暖、湿空气平流增强,大气低层温度升高、湿度加大,使得海洋表面失去的感热、潜热通量减少。格陵兰海和挪威海海面失去的净长波辐射也减少,这和气温升高、云量增加(尤其是高云增加明显)有关。受高云增加影响,70°N以南获得的短波辐射减少,但在数值大小上比其他分量的变化量要小(图略)。

由此个例可知,第22年3月和第23年3月海表面温度相差不大,海冰总面积相当。在接下来的12个月里,第22年4月~第23年3月平均失去的净热通量较第23年4月~第24年3月的偏多,使得第23年3月海表面温度较第22年3月的偏高,海冰总面积也偏小。但至此仍没有正面回答第22年3月和第23年3月海冰都偏多的原因。实际上,前面3.1节中对第一问的回答已经有助于此疑问的解决。比较第21年10月~第22年3月、第22年10月~第23年3月及第23年10月~第24年3月平均净热通量可知,前两个冬半年差异较小,而第三个比前两个要大得多(第22年10月~第23年3月和第23年10月~第24年3月平均净热通量的差别幅度约是第21年10月~第22年3月和第22年10月~第23年3月平均净热通量的差别幅度的

2倍)(图略)。

上述分析仍表明,在此海-冰-气相互作用个例中,大气环流的变化起主导作用,海洋表面温度和海冰变化主要是对大气环流变化的响应。海表面温度变化决定了海冰范围及海冰密集度的变化,但海冰变化时,通过相变潜热的释放或吸收反过来对海表面温度变化有明显影响。

## 4 小结和讨论

本文利用一个全球耦合模式结果,对冬季年际变率最大的海冰区——格陵兰海海冰区中的一个4年海冰剧烈变化过程进行了分析,试图了解此个例过程中海冰年际变异的原因。基于前面的分析,此个例过程中海冰年际变异的原因可归纳如下:

当冬季冰岛低压减弱(加深)时,南来的暖、湿空气平流减弱(增强),大气低层降温减湿(增温增湿),海洋表面失去的感热和潜热增多(减少),海洋表面温度下降(升高),海冰偏多(偏少)。当夏季格陵兰海上空盛行北风气流减弱(增强)时,大气低层增温增湿(降温减湿),海洋表面失去的感热和潜热减少(增多),海洋表面温度升高(下降),海冰融化速度偏快(偏慢)。可以看出,正是大气环流形势的变化造成了海洋表面温度的相应变化及海冰的异常。这种关系非常明显,而且找不出海-冰-气间闭合的反馈循环或高纬海洋(海冰)引起大气环流显著变化的原因。当然,也有可能闭合的反馈循环是非局地的,高纬海洋(海冰)影响大气环流变化的显著区不在关注范围(高纬地区)之内。实际上,海-冰-气相互作用是一个动态的相互协调和制约的关系,由于海洋表面失去的感热和潜热增多(减少),热源和水汽源作用增强(减弱),有利于(不利于)大气低层增温、增湿,制约(促进)海洋表面失去更多的感热和潜热。同时,由于海洋表面热源的热力作用强(弱),有利于(不利于)大气海平面气压偏低,冬季时,冰岛低压加深(减弱),使得大气低层从格陵兰海南部来的暖、湿空气平流增强(减弱),大气低层增温增湿(减温减湿),海表面给大气的感热和潜热减少(增多),使海洋表面热源的热力作用减弱(增强);夏季时,格陵兰海海区海平面气压梯度减小(增大),从北方来的冷、干空气平流减弱(增强),大气低层增温增湿(减温减湿),海洋表面失去的感热、潜热减少(增多),同样使海洋表面热源的热力

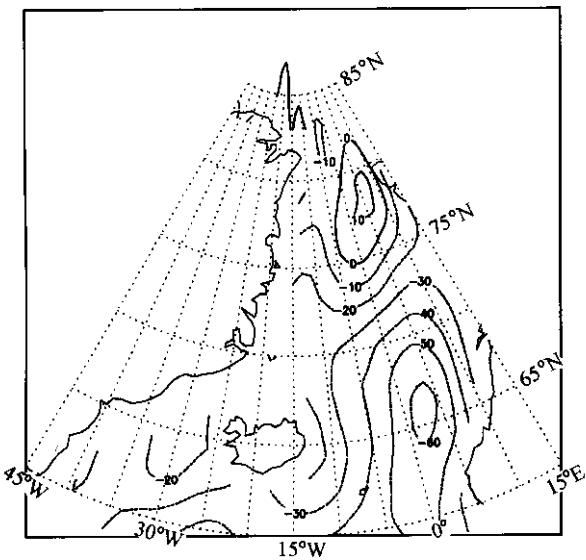


图9 模式第22年10月~23年3月与第23年10月~24年3月平均海表面净热通量差值图(单位:  $W \cdot m^{-2}$ )

Fig. 9 Difference of simulated net sea surface heat flux between duration average of Oct the 22nd year - Mar the 23rd year and that of Oct the 23rd year - Mar the 24th year (units:  $W \cdot m^{-2}$ )



作用减弱(增强)。但从此个例的分析结果来看, 海洋(包括海冰)对大气的作用并不能造成局地大气环流的显著变化。海冰反馈作用不显著可能和海冰正反馈作用(即海冰增多时, 得到的太阳短波辐射减少, 有利于海冰进一步增多, 反之亦然)弱有关。这种“弱”是相对于影响海表面净辐射收支中其他分量的变化而言的。由于海冰正反馈作用弱, 海冰变率小, 进而使得海冰对感热、潜热的影响也小。但在有增暖机制的模拟试验中, 海冰正反馈作用却可以很明显。这是因为单向正反馈(海冰减少, 得到的净短波辐射增多, 有利于海冰进一步减少)得到了持续激发。在海-冰-气相互作用关系上, 表现特点与时间尺度密切相关。基于观测的分析结果<sup>[19]</sup>表明, 在冰-气相互作用中, 年际时间尺度上更多的是大气强迫, 海冰响应。本文个例过程分析结果与此基于观测的分析结果一致。

本文是个例分析, 结论只是基于一个 4 年海冰剧烈变化片段得出的。时间片段位置或海冰区位置不同, 结果就可能会有差异。但个例起码给出了一种结果的存在性。遵循从个别到一般的思想方法, 在个例基础上分析更一般的关系是非常必要的。这种更一般的关系的分析可借助于数学统计方法。格陵兰海海冰区海冰年际变异的统计分析将在另文讨论。

本文所用模式没有包含动力学海冰, 北半球高纬地区的海-冰和冰-气相互作用只是纯热力的。如果考虑动力作用引起海冰辐合、辐散对海-冰-气相互作用的影响, 或许还会有新的特点。但在当前的数值模拟中, 海冰动力过程的实现是否合理还是一个更需要进一步检验的问题。随着耦合模式的发展和模式性能的进一步提高, 利用耦合模式开展海-冰-气相互作用研究展现出更加广阔而诱人的前景。模拟结果可以和基于观测资料的分析结果相互配合、相互补充并相互验证。利用模拟试验的可控制性, 可以开展更多的基于观测资料无法实现的研究并得出预测性的结果。由于数值模式中存在着缺陷和不确定性, 而观测资料中也存在着准确性和充分性问题, 模拟结果与观测结果相互验证是非常必要的。

致谢 两位审稿人的意见对本文有很大帮助。

### 参考文献 (References)

- [1] Mysak L A, Venegas S A. Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25**: 3607~3610
- [2] 刘喜迎. 北半球高纬地区海-冰-气相互作用的数值模拟. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文. 2001, 1~25  
Liu Xiyong. Numerical simulation of sea-ice-air interaction in high northern latitudes. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Sciences, Chinese Academy of Sciences. 2001, 1~25
- [3] Liu Xiyong, Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, et al. Mean climatic characteristics in high northern latitudes in an ocean-sea ice-atmosphere coupled model. *Adv. Atmos. Sci.*, 2004, **21**: 236~244
- [4] 叶正青, 董敏, 陈嘉滨. 国家气候中心模式在实际海温条件下模拟的气候. 见: 丁一汇等编. 短期气候预测业务动力模式的研制. 北京: 气象出版社. 2000. 70~78  
Ye Zhengqing, Dong Min, Chen Jiabin. Climate simulated under observed sea surface temperature with an AGCM from National Climate Center. *Study and Design of Operational Dynamic Model for Short Range Climate Prediction* (in Chinese), Di Yihui, et al., Eds. Beijing: China Meteorological Press, 2000. 70~78
- [5] Jin Xiangze, Zhang Xuehong, Zhou Tianjun. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model. *Adv. Atmos. Sci.*, 1999, **16**: 197~215
- [6] Zhang Xuehong, Chen Keming, Jin Xiangze, et al. Simulation of thermohaline circulation with a twenty-layer oceanic general circulation model. *Theoretical and Applied Climatology*, 1996, **55**: 65~87
- [7] Messinger F, Janjic Z I. Problems and numerical methods of the incorporation of mountains in atmospheric models. *Lectures in Applied Mathematics*, 1985, **22**: 81~120
- [8] 宇如聪. 陡峭地形有限区域数值预报模式设计. 大气科学, 1989, **13**: 139~149  
Yu Rucong. Design of the limited area numerical weather prediction model with steep mountains. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1989, **13**: 139~149
- [9] Semtner A J J R. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J. Geophys. Res.*, 1976, **6**: 379~389
- [10] Parkinson C L, Washington W M. A large-scale numerical model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, 1979, **84**: 311~337
- [11] 刘钦政, 黄嘉佑, 白珊, 等. 全球冰-海洋耦合模式的海冰模拟. 地学前缘, 2000, **7**(增刊): 219~228  
Liu Qinzhen, Huang Jiayou, Bai Shan, et al. Global simulation of sea ice with a coupled ice-ocean model. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 2000, **7**(Suppl 2): 219~228
- [12] Grotzner A, Sausen R, Claussen M. The impact of sub-grid scale sea-ice inhomogeneities on the performance of the at-

- mospheric general circulation model ECHAM, *Climate Dyn.*, 1996, **12**: 477~496
- [13] 刘喜迎, 张学洪, 俞永强, 等. 海冰非均匀条件下大气环流模式和海洋环流模式耦合的实现, *高原气象*, 2004, **23**: 344~347  
Liu Xiyi, Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, et al. Coupling of atmospheric general circulation model with oceanic general circulation model under sub-grid scale sea ice inhomogenities. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2004, **23**: 344~347
- [14] Yu Yongqiang, Zhang Xuehong, Liu Hui, et al. Schemes for coupling AGCM and OGCM. *IAP Global Ocean - Atmosphere - Land System Model*, Zhang Xuehong, Shi Guangyu, Liu Hui, et al, Eds. Beijing: Science press, 2000. 100~112
- [15] 刘喜迎, 张学洪, 俞永强. 北半球高纬海冰主要气候特征的全局海-冰-气耦合模式数值模拟, *地学前缘*, 2003, **10**: 419~426  
Liu Xiyi, Zhang Xuehong, Yu Yongqiang. Simulated major climatic features of sea ice in the northern high latitude region in a global sea - sea ice - air coupled model. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 2003, **10**: 419~426
- [16] Power S B, Mysak L A. On the interannual variability of Arctic sea-level pressure and seaice. *Atmosphere - Ocean*, 1992, **30**: 551~575
- [17] Fang Z F, Wallace J M. Arctic sea ice variability on a timescale of weeks and its relation to atmospheric forcing. *J. Climate*, 1994, **7**: 1897~1914
- [18] Slonosky V C, Mysak L A, Derome J. Linking Arctic sea-ice and atmospheric circulation anomalies on interannual and decadal timescales. *Atmosphere - Ocean*, 1997, **35**: 333~366
- [19] Deser C, Walsh J E, Timlin M S. Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *J. Climate*, 2000, **13**: 617~633