张若楠,武炳义. 2011. 北半球大气对春季北极海冰异常响应的数值模拟 [J]. 大气科学, 35 (5): 847-862. Zhang Ruonan, Wu Bingyi. 2011. The Northern Hemisphere atmospheric response to spring Arctic sea ice anomalies in CAM3. 0 model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (5): 846-862.

北半球大气对春季北极海冰异常响应的数值模拟

张若楠 武炳义

中国气象科学研究院,北京 100081

摘 要 在 CAM3.0模式中,通过设计一系列数值模拟试验来研究北半球大气环流对北极海冰密集度 (Sea Ice Concentration,简称 SIC)强迫的响应。将海冰密集度 EOF 第二模态 (EOF2)的时间系数回归到原场,并把这个空间异常场逐月的加到 SIC 春季气候态上,作为敏感性试验的外强迫。试验结果表明:在季节尺度上,大气环流 由春季逐渐向夏季演变,春季 SIC 异常与春、夏季北半球大气环流、地表温度以及降水异常有显著关系,尤其是 对春季中国东部降水负异常,夏季东北部、东南沿海降水正异常有很大贡献。在逐日和逐周时间尺度瞬态演变 上,局地高、低层大气环流对海冰强迫的响应呈现斜压结构,两周之后大气由斜压结构逐渐转变为正压结构,强 迫响应可以通过遥相关波列传播到北极以外地区,到了第6周大气的响应基本达到正压平衡状态。这种遥相关的 产生与极区热通量异常所激发的波活动通量有关:北极 SIC 异常首先通过直接热力强迫过程来改变表层热通量空 间分布,这种表面热通量异常通过与大气环流的相互作用可以激发出大尺度罗斯贝波。在初始斜压区的低层有 波动能量向上传播,并在对流层中高层向南传播,最后通过直接热力强迫和大气内部动力学相互作用引发的遥相 关过程将能量频散到东亚地区,进而影响东亚地区的天气和气候。

关键词 海冰 海冰密集度 夏季降水 敏感性试验 控制试验 瞬变过程 波活动通量 文章编号 1006-9895 (2011) 05-0847-16 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

The Northern Hemisphere Atmospheric Response to Spring Arctic Sea Ice Anomalies in CAM3. 0 Model

ZHANG Ruonan and WU Bingyi

Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract The influence of Arctic Sea Ice Concentration (SIC) anomalies on the atmospheric general circulation during spring and summer is investigated with version 3. 0 of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3. 0). Regress the second EOF mode of ICE to observed ICE, and then added to climatic ICE as the external force of test. The results show that on the intraseasonal time scale, the atmospheric circulation anomalies evolved from spring to summer, and the spring Arctic SIC anomalies were thermally and dynamically consistent with atmospheric circulation, surface temperature, and rainfall anomalies in spring and summer, especially contributing to less spring rainfall in eastern China and more summer rainfall in northeastern and central China. While on short time scales, the initial adjustment of the atmospheric circulation is characterized by relationship of out of phase in geopotential height anom-

收稿日期 2010-09-26, 2011-03-29 收修定稿

资助项目 公益性行业(气象)科研专项GYHY200906017、GYHY200706005,国家自然科学基金资助项目40875052、40921003,中国气 象科学研究院资助项目"气候系统模式"

作者简介 张若楠,女,1986年出生,硕士研究生,研究方向:中高纬外强迫对大气环流的影响。E-mail: xiaoruo5201314@126.com

通讯作者 武炳义, E-mail: wby@cams. cma. gov. cn

alies in the lower and upper troposphere locally, and after two weeks, the out of phase turned progressively to more barotropic with the responses propagating to remote areas, at last, the quasi-equilibrium stage of adjustment is reached in the sixth week. The remote responses are regarded as a stationary Rossby wave generated thermally and dynamically through an anomalous turbulent heat fluxes and atmospheric circulation internal varieties. At first, the surface heat fluxes were changed by anomalies in the Arctic SIC, and then a large scale stationary Rossby wave was triggered through the interaction with atmospheric circulation. The lower tropospheric response is baroclinic and thus favors upward emanation of wave activity flux in the negative height anomaly area; while, in upper levels, the energy is dispersed to East Asia through teleconnection, the internal varieties keeping the energy, and then affects the climate in this area.

Key words sea ice, sea ice concentration, summer rainfall, sensitivity test, control test, transient process, wave activity flux

1 引言

海冰是气候系统五大圈层的重要组成部分,它 的高反照率和隔绝海—气热量和动量交换作用对区 域乃至全球气候变化均有重要的调节作用 (Walsh, 1983;彭公炳等,1992)。在全球变暖过程中,气温 变化幅度最大的是北半球的中高纬地区,这与北极 海冰减少对气温增幅的放大作用有密切的关系 (Screen and Simmonds, 2010)。海冰自身变化必 然对气候变化产生重要的反馈作用。首先,海冰的 存在显著地改变了海洋和大气之间的热量、动量和 物质交换。其次,海冰的高反照率减少了极地对太 阳辐射的吸收,使得极区成为全球气候系统的冷源 以及冷空气的源地。再者,海冰的冻结和融化可以 改变海洋上层温盐垂直结构,进而潜在影响海洋表 层的垂直混合和温盐环流。海冰的这些局地效应, 可以通过大气环流和海洋的热力、动力过程对遥远 地区的气候变化产生影响。影响我国夏季降水变化 的因素主要分为大气自身的动力、热力过程和外部 强迫因子(张庆云等, 2007)。而夏季降水分布的 不均衡,不仅是由大尺度季风环流和热带海温的异 常变化所引发 (Wu et al., 2009c; Zhou et al., 2009),来自高纬度地区大气环流和外部强迫异常 也会对东亚地区的降水变化产生影响(武炳义等, 1999; Wu et al., 2008).

北极海冰对北半球,尤其中国气候变率影响的 可能机理已得到广泛关注。北极海冰异常对大气环 流和气候的影响是通过激发全球大气异常遥相关型 来实现的(谢倩和黄士松,1990;杨修群和黄士松, 1993;黄士松等,1995)。Plumb and Alan (1985) 认为准定常行星波的三维传播是由地形效应、非绝 热加热及其与瞬变涡旋的相互作用三种机制来实现,并沿一定的波导传播。

北极海冰变化对北半球气候有显著的影响。 Alexander et al. (2004) 利用 CCM3.6 研究了冬季 大气在副极地海域局地响应明显,高度一般低于 700 hPa [这与 Wu et al. (2004) 观测分析结果是一 致的],当海冰范围异常减少时,有巨大的向上热 通量异常、近表层加热、降水增加以及异常偏低的 海平面气压;当海冰异常偏多时则相反;对大尺度 大气环流的反馈作用在太平洋海区主要表现为正反 馈,而在大西洋地区主要是负反馈。Deser et al. (2004)研究了模式大气对北大西洋海温和海冰异 常的直接和间接响应:间接响应主导了半球尺度的 位势高度异常,类似于准正压的 NAO 和北半球环 状模;而直接响应仅局限于强迫源区附近,在垂直 方向呈现斜压结构。Deser et al. (2007)研究了冬 季大气响应的瞬态演变的过程:初始响应在强迫区 域附近表现为斜压结构,由低层异常非绝热加热强 迫所维持,最大振幅持续2~3周后渐变为准正压 结构,这种调整在第2~2.5个月时达到平衡,表 现为类似于北大西洋涛动—北半球环状模 (NAO 或 NAM) 的特征。

北极海冰对中国气候的影响也表现在很多方面。王嘉和郭裕福(2004)研究全球大气环流模式 AGCMR15L9,海冰的季节和跨季节潜在可预报性 结果的局地特征比较明显,北半球某些区域海冰在 面积发生较大异常的时候,可能对同期或(及)后 期环流有着比较重要的影响。Wu et al.(2004)研 究表明冬季巴伦支海和喀拉海海冰变化通过影响大 气遥相关型和冷空气活动进而影响东亚冬季风。巴 伦支海 6 月海冰偏多时,造成局地 500 hPa 位势高 度场异常偏低,贝加尔湖地区和鄂霍次克海地区异 常升高,这种欧亚波列结构会造成中国东南部地区 降水偏多,北部偏少(Wang and Guo, 2004)。Wu et al. (2009a, 2009b)研究了北冰洋、格陵兰海春 季海冰密集度(Sea Ice Concentration,简称 SIC) 减少(增多),欧亚大陆边缘海区海冰 SIC 增多(减 少),中国东北、黄河长江之间的中部地区夏季降 水会异常增多(减少),南部降水异常减少(增多), 并提出了两种可能的联系机理:(1)春季北极海冰 和欧亚大陆积雪一致变化,及其对后期夏季欧亚大 陆纬向遥相关波列的影响可以解释春季北极海冰与 中国夏季降水异常空间分布的关系;(2)春季海冰 密集度的减少可能导致夏季北极偶极子的异常,对 中国东北夏季降水有重要影响(Wu et al., 2008)。

因为大气对海冰具有优势影响作用,所以直接 由海冰观测分析揭示对大气反馈作用很困难。目前 大多数研究关注于冬季海冰变化对同期大气环流的 影响,关注春季海冰的不多;数值模拟也多关注于 北极、大西洋地区和太平洋的波列结构、ENSO 型,具体关注东亚地区气候状况的不多;大气的初 始响应及其动力机制的研究方面也存在不足,需要 进一步得到研究、验证和解释。因此,本文运用美 国大气环流模式(Community Atmosphere Model, CAM3.0)来模拟研究春季北极海冰变化在不同时 间尺度上对东亚春、夏季气候变化的可能影响,从 欧亚波列遥相关和波活动通量角度上揭示了其影响 机理和可预报性。关注季节不同、研究地区不同、 使用模式不同和试验方法不同,使得本文有别于其 他的海冰研究。

2 资料和方法

2.1 资料

自 1978 年以来,被动式微波辐射计(PMR) 卫星资料的使用,为整个北极地区提供了最综合和 全面的海冰(SIC)信息。由此,形成了很多从 PMR数据资料中获取 SIC数据的算法,比如美国 宇航局(NASA)的 TEAM(1991)和 BOOT-STRAP(1997)算法等。之前,很多学者经过对比 发现 BOOTSTRAP算法更为可靠一些(Comiso et al., 1997; Singarayer and Bamber, 2003)。本文采 用的海冰资料为经由 BOOTSTRAP 算法而获取的 SIC数据,具体如下: 月平均北极海冰密集度 1.0°(纬度)×1.0°(经 度)格点资料,取自英国大气数据中心(BADC, http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/[2009-07-06])的HadISST ICE v.1.1资料集(Rayner et al., 2000),时间从 1960 年 1 月至 2008 年 12 月共 49 年。海冰密集度值为 0~100,0 表示单位网格点当 月月平均无冰覆盖,100 表示网格点范围当月月平 均全部为冰覆盖,1 表示网格点范围有 1%为冰覆 盖,其它值依此类推。

849

位势高度场资料:全球 500 hPa 位势高度场 2.5°×2.5°格点资料,取自美国国家环境预报中心 (NCEP,下载时间:2010年7月21日),时间长度 为1950年~2010年。

降水资料:中国 180 站站点降水资料,取自国 家气象信息中心,时间长度为 1951~2010 年。

2.2 方法

北极 SIC 和北半球气候变化显著相关,为了进 一步研究北极海冰对东亚地区大气环流影响的物理 过程及影响机理,我们进行数值模式试验来探讨和 研究问题。本文采用的数值模式是 NCAR 第六代 大气环流模式 CAM3 (Collins et al., 2006), 它对 东亚气候和大型天气系统的模拟能力已经得到检 验,如气候态和季节循环的东亚季风系统:西藏高 压、东太平洋副热带高压等(Chen et al., 2010)。 CAM3 欧拉谱模式选用 T85 分辨率为 1.4°×1.4°, 在水平方向上,纬向和经向为均匀分布的256×128 个高斯格点,在垂直方向上采用 σ -p混合坐标系, 共分为 26 层, 坐标层顶在 2.917 hPa, 其中从 83.1425 hPa 向上为纯气压坐标,中间层为混合 σ - p坐标,底层采用纯 σ 坐标。CAM3 选用非耦合的 DOM 海洋模式,SST 洗用季节平均的气候态资料, 模式中指定北半球冰厚为2m,南半球冰厚为0.5m。 2.2.1 控制试验

将 CAM3 模式积分 14 年,其中北极 SIC 强迫 取模式中的气候态资料。将模拟试验中后 10 年大 气环流场等要素场和环流场的平均作为控制试验的 结果。

2.2.2 敏感性试验

对观测的 1968~2005 年 50.5°N 以北的春季北极 SIC 资料作 EOF 分析,第一模态(13%)反映了春季海冰的总体减少趋势,第二模态(10%)反映了春季海冰变率的主要特征。由于数值模拟试验是



图 1 春季北极 SIC 的 (a) 正位相异常空间分布型和 (b) EOF 第二模态的时间序列

Fig. 1 (a) The spatial distribution of positive phase of spring Arctic SIC; (b) time series of the second EOF mode of spring Arctic SIC

为了验证春季海冰与夏季气候,尤其是降水的关 系,首先,夏季降水 EOF 的第一模态的解释方差 也为 10%,反映了其变化的主要特征;其次,春季 海冰和后期夏季降水 SVD 第一模态的海冰空间分 布型与海冰 EOF 第二模态 (EOF2) 的空间分布型 基本一致,体现了 EOF2 这种分布型与夏季降水相 关强烈,最能体现其变化特征,因此,EOF2 完全 可以体现春季海冰变率的特征。取第二模态 (EOF2) 的时间系数 (图 1b) 对 SIC 原场进行一元 线性回归,将回归的空间异常场 (图 1a) 逐月的加 到 SIC 春季气候态上,作为敏感性试验的 SIC 强 迫。当 EOF2 的时间系数为正时,定义该试验为正 位相试验,相应的强迫为正位相强迫;反之,时间 系数为负时,定义为负位相试验,相应的强迫为负 位相强迫。

由图 1a 可以看出,在春季正位相时,负的 SIC 异常区位于格陵兰海、白令海东部、北极海盆以及 巴芬湾部分地区,正的 SIC 异常区位于北欧亚沿 海,尤其是巴伦支海以及鄂霍次克海。负位相时 SIC异常区的空间分布型则正好相反。

在正位相试验中,将模式第 5~14 年分别由 3 月 1 日积分到 8 月 31 日,初始场为每年的 2 月 22 日和 2 月 28 日,可得到 20 个试验个例;负位相试 验亦然。因此,在相同的初始场下,分别可以得到 20 个正位相和 20 个负位相敏感性试验的结果。

为了获取大气对指定春季海冰 SIC 强迫的季节响应,我们用正位相试验减去负位相试验作为敏 感性试验的结果进行分析。统计性检验采用双边 t 检验方法。

3 试验结果分析

3.1 模式大气环流对北极海冰密集度变化的响应

季节尺度模式大气环流响应定义为,将季节平 均的大气环流响应的正位相试验结果与负位相试验 结果作差,可以得到 20 个个例的试验结果。目的 在于既剔除了模式初始条件对模拟结果的影响,又 使得大气异常响应加倍,异常形势更加显著。春季为3~5月,夏季为6~8月。以下为各个大气环流场和要素场的响应型。

3.1.1 位势高度场响应

对 20 个个例的模式结果的 500 hPa 位势高度 场 (Z500) 作 EOF 分析, 第一模态的方差贡献在 春、夏季分别为 16%、28%。结果发现 500 hPa 位 势高度场响应的第一模态,在春季表现为纬向上的 波列结构,两个正中心分别位于西欧和日本海,负 中心位于西欧沿海和中西伯利亚地区;在夏季同样 表现为波列结构,但振幅相对减弱,正中心位于乌 拉尔山和鄂霍次克海,负中心位于东欧和中国东北 部 (图 2)。从 EOF 结果还可以看出,高纬度扰动 中心振幅在春季要大于夏季,这可能与海冰外强迫 加在极地和高纬有关,这时候大气环流的活动不只 存在着大气内部调整,还会一直存在外强迫的直接 热力响应。

对 Z500 作 EOF 分析后,依据第一模态的标准 化时间系数作合成分析,来分别选取正、负位相 9 个个例,并将二者均值相减,发现其结果与 20 个 个例集合平均的结果大致趋势相同,但是信号更强 (如图 3)。以后试验也是如此。

春季的 500 hPa 场与 EOF 第一模态类似表现 为一十一的纬向波列结构,且由春季逐渐东移向夏 季演变,位于欧亚大陆的正负中心均振幅增强范围 增大,位于西欧沿海的负中心到了夏季逐渐消退, 负中心变为由北极延伸至欧洲北部,中国东北地区 被高度负异常占据,乌拉尔山和鄂霍次克海地区被 正异常占据,可看出欧亚波列由西向东逐渐传播。 将模式模拟结果与观测结果作对比,发现二者在欧 亚地区结果非常相似,波列型式也非常一致,因此 可以验证数值模拟结果具有可靠性,春季北极海冰 的自然变率对大气环流的调整影响非常显著。

851

根据天气学原理,结合表层热通量场(图4b)、 温度场(图5b)分析,中国东北地区在春夏季都被 一个冷性涡旋(图6a、b)占据,这将非常有利于东 北地区降水的发生。Tao and Chen(1987)、张庆云 和陶诗言(1998)研究表明,乌拉尔山和鄂霍次克海 地区在夏季被双阻结构占据,亚洲中高纬度及东亚 东部地区的距平场易分别形成十一十的距平波列, 东亚地区距平波列的这种双阻形势,及其相互作用 常常造成东亚夏季特别是梅雨期降水偏多(图7b)。 3.1.2 海平面气压响应

通常海平面气压场的变化是与冷热源的分布紧 密相连的,会与表层温度产生相一致的变化。春 季,北极大部分地区被负的海平面气压(SLP)异 常所占据,欧亚大陆为正的SLP异常,与500 hPa 位势高度场相一致,在垂直方向上表现出正压的特 征;温度场上,在北极地区表现为正的温度异常, 对应该区偏少的海冰。夏季,北极地区的负异常范 围集中在北极海盆,振幅增强;中高纬的正异常在 鄂霍次克海附近,负异常在中国东部地区,与垂直



图 2 500 hPa 位势高度场异常响应的 EOF 第一模态(单位: m): (a) 春季 (16%); (b) 夏季 (28%) Fig. 2 (a) The spatial distribution of thefirst EOF mode of differences in spring 500-hPa height between positive and negative phases in sensitivity tests (units: m); (b) same as in (a), but for summer. The outer circle is 10°N



图 3 模拟结果 (a、b) 和观测结果 (c、d) 合成的 500 hPa 位势高度场 (等值线) 响应 (单位:m): (a、c) 春季; (b、d) 夏季。浅、深阴影: 双边 t 检验置信度超过 90%、95%的区域 (下同)

Fig. 3 (a, b) Simulated and (c, d) observed geopotential height responses (units: m) at 500 hPa (contour): (a, c) spring; (b, d) summer. Light and dark shadings denote values significant at the 90% and 95% confidence levels based on a two-sided Student's *t* test (the same below)

方向上的 500 hPa 位势高度场同样呈现了正压结构 (图 8),由于夏季不存在海冰外强迫,因此极区的 温度异常很弱。

3.1.3 表层热通量

北极 SIC 的变化首先导致了极区表层热通量 的异常变化,并通过热动力学过程影响位于其上的 大气,最后通过波动过程和大气环流将能量异常传 播至北极以外的地区。在北极 SIC 偏少的区域,对 应于热通量由海洋向大气的净向上输送, SIC 偏多 区域反之。春季,在海冰的异常减少区,如北冰洋 中心区域、格陵兰岛东部有净向上的热通量,并且 通过遥相关影响,在波列传播过程中东太平洋和大 西洋也产生了向上的热通量;在海冰增多区,如巴 伦支海、巴芬湾和白令海有净向下的热通量,西太 平洋、冰岛地区也有净向下的热通量。夏季,在格 陵兰海、欧洲地区和中国东部地区有净向上的热通 量,在大气内部动力学作用下,可能导致中国东北 地区降水的发生(图4)。通过研究还可以发现,陆 地上的热通量异常很小,而海洋上热通量变化却很 大,尤其是中低纬地区,这可能与夏季短波辐射由



图 4 合成的表层热通量响应(单位: W/m²): (a) 春季; (b) 夏季。等值线间隔为 5 (零线已省略); 最外圈表示 30°N; 阴影同图 3 Fig. 4 Composite surface heat flux (units: W/m²): (a) Spring; (b) summer. The contour interval is 5 W/m² and the zero contour is omitted; outer circle is 30°N



图 5 同图 4, 但为地表温度场 (单位:℃)。等值线间隔: 0.5 Fig. 5 As in Fig. 4, but for surface air temperature (units: ℃). Contour interval is 0.5

南向北的递减以及热带海洋的潜热能释放有关。净 热通量异常是由感热、潜热和长短波辐射通量共同 作用造成的,短波、感热和潜热通量异常在春季量 级相当,长波通量异常量级较小约为前者的一半; 夏季的热通量均有增强,这时候短波、潜热通量占 据主要地位,这与夏季太阳辐射的增强和降水的增 多有直接关系。

3.1.4 地表温度场响应和垂直方向温度响应

海冰异常区在垂直方向上存在热通量异常,而

表层温度(T_s)与表层热通量在大部分地区的分布 通常是一致的,其一致性表明大气环流驱动温度平 流可以对冷热源以外遥远的地区产生一定程度的热 力响应(Wu et al., 2009b)。

在春季,表层温度响应在北极海盆、格陵兰海 以及巴芬湾为正的异常,对应 SIC 偏少区,甚至正 异常还传播至欧亚大陆大部分地区,包括中国东 部,并且与降水有相似的振幅。相反地,北欧亚沿 海、拉布拉多海、鄂霍次克海表层温度响应为负异







图 7 模拟结果合成的 (a) 春季、(b) 夏季降水响应以及 (c) 观测结果合成的夏季降水 (单位: mm)

Fig. 7 Composites of simulated rainfall (mm) in (a) spring and (b) summer; (c) composite of observed rainfall (mm) in summer

常,对应 SIC 偏多区。需要特别指出,最大正值区 位于格陵兰海东部>1.5℃,最大负值区位于巴伦 支海和鄂霍次克海<一1.0℃,分别对应 SIC 异常 的极值区(图 5a)。到了夏季,表层温度异常向南传 播,极区异常不明显,亚欧大陆和北美大陆响应范围 异常增大,垂直方剖面上纬向为增强的波列结构,与 500 hPa 位势高度场变化完全一致。在 110°E~130°E 东北地区内可以看到冷性涡旋结构的存在,高层负的温度异常大于低层,在低层加热作用下大气重力能减弱,垂直运动发展,易于形成对流性降水(图7b)。

3.1.5 850 hPa 风场响应

850 hPa 风场 (V₈₅₀) 在春季表现为中国东部显 著的北风,在中国东南部形成反气旋性环流(图



图 8 同图 4, 但为合成的 SLP 场响应 (单位: hPa): (a) 春季; (b) 夏季 Fig. 8 As in Fig. 4, but for sea level pressure (hPa): (a) Spring; (b) summer

6)。东部地区处于弱气旋性涡旋的后方,低层辐合 不明显,虽然偏北气流将北部的干冷空气带至南 方,但无暖湿空气的汇合,使得水汽条件不充足, 不利于降水的发生,因此东部地区以降水负异常为 主(图7a)。在夏季,印度季风、南海季风和副热带 季风全面爆发,东亚副热带季风异常水汽输送也随 之增强,渤海湾地区气旋性涡旋结构明显,中国南 部至西北太平洋地区为显著的西南气流,北方地区 为偏北气流,渤海湾地区上升运动强烈,这与 500 hPa 位势高度场是动力一致的,动力和水汽条 件满足后非常有利于东部沿海地区降水的发生。结 合高度场分析蒙古地区因水汽条件不明显,华南地 区因动力机制不足都降水偏少。

3.1.6 降水响应

大气环流场的异常分布形势互相配置,导致了 东亚地区降水的异常分布。在降水场上,春季,中 国东部地区整体降水偏少为-80 mm,显著中心分 别位于东北、长江黄河的下游区域和华南地区,这 是由于东部无水汽输送及动力机制很弱。夏季,与 春季差异较大,中国东北部地区以及长江和黄河之 间的中部地区被降水正异常区所覆盖,尤其是东北 地区降水很显著,最大异常可以达到180 mm 以 上,而蒙古、华南地区降水偏少(图7b),这与渤海 地区气旋结构、海洋水汽输送以及副热带季风的加 强有很重要的关系。与观测合成的结果相对比,可 以发现二者在东部降水的空间分布型上很相似,即 东北和长江、黄河之间地区降水显著偏多,华南地 区降水显著偏少,其中模拟的东北降水较之观测更 偏东,这与模拟的 Z500 东北低涡位置偏东是一致 的。

855

可见,在春季极区 SIC 存在负异常,通过热力 和动力机制,表层热通量发生改变,不仅会对局地 的 SLP、高度场、温度场造成影响,并且可以通过 大气环流和遥相关过程,尤其是在 500 hPa 高度场 上的欧亚波列结构,对高层大气和遥远地区造成影 响,将能量由极区传送至东亚地区,从而影响东亚 气候。

3.2 模式大气环流对北极 SIC 响应的演变过程

以上研究是从季节平均的角度来讨论的海冰对 模式大气的影响,现在进一步分析模式大气对于强 迫的响应是如何产生并逐步演变的,演变过程从时 间尺度上可分为逐日和逐周响应。试验方法设计上 稍稍不同于季节平均响应,每个个例的模式初始场 设定为3月1日,并积分至8月31日,模拟结果为 9个个例的合成分析。

大气响应可以分为直接热力响应和间接热力响 应两部分,分别对应于海冰外强迫和大气内部变率 的间接强迫。1000 hPa 和 300 hPa 位势高度场的初 始响应是海冰直接热力强迫的结果,如图 9 所示为 响应前 12 天的逐日分布:时间尺度为 3 月 2 日~3 月 13 日。位势高度场初始响应的高低层配置显示 了很强的反位相结构,在垂直方向上为斜压状态:



图 9 3月2日~3月13日1000 hPa和300 hPa逐日的位势高度场响应(单位:m) Fig. 9 1000- and 300-hPa geopotential height responses from 2 Mar to 13 Mar in composite analysis

第一周,高低层异常响应之间存在着一定的空间负 相关,第二天的相关系数达到了一0.22,异常响应 很弱,都维持在 SIC 强迫附近地区,格陵兰海的北 部在低层开始为异常低压,后来逐渐被异常高压所 取代,而在高层始终维持着异常高压;从3月9日 开始高度异常区范围增大、南扩加强,振幅逐渐增 强到40m,在纬向上形成波列结构缓慢向东传播, 图10给出响应的均方根振幅也显示了由0异常非 线性增大的过程,但反位相结构开始削弱,高低层 空间相关系数由负到正;到3月13日,响应幅度达 到了半球尺度,除了喀拉海和白令海还存在较强的 斜压性以外,其他地区高低层配置都开始缓慢向准 正压型转变,空间相关逐渐增强,且呈现了与高度 场响应相同的变化趋势。可见,局地的初始斜压响 应逐步向半球尺度准正压响应转变,这个过程发展 较快,与北极 SIC 强迫范围较小、强度较弱、强迫 时间较短以及斜压响应的区域局限性有关,转变机 制在下文会进行探讨。通过斜压转化,高纬地区存 在能量由低层向高层、由高纬向低纬逐渐传播,使 得中高纬、高低层能量配置逐渐达到平衡。

为了探讨大气对 SIC 强迫初始斜压响应的持续性以及波列结构的形成过程,从3月起采用逐周时间尺度进行分析。位势高度场响应随时间的变化 形势如图 10 (图中振幅是 40°N 以北地区高度场响应的均方根作区域平均的结果),分别给出了 40°N 以北 1000 hPa 异常位势高度场 (Z1000)和 300 hPa 异常位势高度场 (Z300)的逐日空间相关系数 场和区域平均的振幅场,在计算之前对异常场作加 权和3点平滑。

结合空间场图 11 (见文后彩图),从模式试验 结果可以得到,局地的斜压结构具有一定的持续 性:在第 1~2 周时,低层的正负强迫附近分别形 成偶极子结构的正负异常中心,中高层正好与之是 反位相,这种斜压性在冰岛地区、格陵兰海、白令 海、巴伦支海以及喀拉海可以持续到第 3 周,之后 减弱,而到第 6 周大气在垂直方向上完全转为正压 状态,高度场振幅也达到最大的阶段。相对比相关 系数图(图10),40°N以北整个中高纬地区的斜压 性较弱,在第一周就由最大的负相关-0.22减少 至0并逐渐转正,第5周之后维持很高的正相关, 并呈准两周和月周期变化。高低层空间场的振幅变 化与相关场一致,大气异常响应由开始的0异常到 第4~6周达到高峰,之后缓慢下降达到平衡阶段, 并呈现出以月为周期的振荡型。还可以看出Z300 异常响应振幅大约是Z1000异常响应的1.5~2倍。

857

欧亚遥相关型的形成和维持是能量得以从极地 东传到东亚地区的原因,其机制将干下一节中介 绍。随着初始斜压场向正压的演变,欧亚大陆中高 纬整层大气都有波列结构的形成,并缓慢向东传 播。由于整层的正压性,从 500 hPa 异常高度场来 研究整层波列结构的演变,其中以中心位于格陵兰 海、西北欧、中西伯利亚的负正负欧亚波列,逐渐 向中心位于西北欧、中西伯利亚、东亚的欧亚波列 的东移演变为主(图11),通过这种遥相关的方式 大气环流将北极、欧洲与中国地区的气候联系起 来,从而造成对中国气候的影响。因此,通过研究 大气的瞬态演变过程,既可以看到垂直方向上高低 层大气由斜压向正压结构的转化,又可以看到在水 平方向上大气波列结构响应由北极至东亚大陆的逐 步演变,揭示了北极海冰是如何通过大气环流来对 中国气候造成显著的影响。

3.3 动力机制研究

由大气对北极 SIC 变化的瞬态响应可以清楚 地看到北半球大气响应从斜压到正压的缓慢演变过



图 10 Z1000 和 Z300 逐日分布的空间相关场(点虚线)及各自异常响应的振幅(虚、实线,单位:m) Fig. 10 Spatial correlation coefficients between daily geopotential height responses at 1000 and 300 hPa and their anomalous response amplitudes

程,但是响应的动力机制却没有给出,下面尝试从 波活动通量的角度来解释海冰异常变化所产生能量 在垂直和水平方向产生和传播的过程,用大气内部 的动力学过程来解释能量的维持和转化。由于北极 海冰的存在显著地改变了海洋和大气之间的热量、 动量和物质交换,海冰的高反照率也大大减少了极 地对太阳辐射的吸收,所以当存在 SIC 的异常分布 时,首先改变的是表层热通量的分布,然后位势高 度场发生相应的改变,由于地形、非绝热加热及其 与涡旋的相互作用是产生波活动通量的高层和水 平方向传播,并在位势高度场上产生一致的准静止 罗斯贝波结构向东传播影响东亚地区(Honda et al., 2009)。

极地大气的初始响应在垂直方向上具有斜压结构,这是海冰直接热力强迫的结果,由于 75°N~90°N 地区 SIC 异常偏少,所以在响应的前 4 天,位势高度场上表现为大气表层负异常,925 hPa 以上 正异常,这种初始斜压是由 Ekman 抽吸机制所引起的 (Wu et al., 2004)。表层热通量在格陵兰附近表现为正异常 (图未给出),由低层激发出向上的垂直波活动通量;而在巴伦支海和拉布拉多海附近



图 12 (a-c) 沿 10°E 的位势高度场异常(等值线,单位:m)和波活动通量异常(箭头,垂直方向×100,单位:m²/s²)纬度—高度剖面 图;(d-f) 1000 hPa 热通量异常(阴影)和垂直波活动通量异常(等值线,间隔 0.1,零等值线已省略;单位:m²/s²);(g-i) 300 hPa 位 势高度场异常(阴影,单位:m)和水平波活动通量异常(箭头,单位:m²/s²)。(a、d、g) 3月 2~5日平均;(b、e、h) 3月 6~9日平均; (c、f、i) 3月 10~13日平均

Fig. 12 (a - c) Latitude - height cross section of geopotential height responses (contour, units: m) and wave activity flux responses (arrow with vertical component multiplied by 100, units: m^2/s^2) along 10°E; (d - f) heat flux responses (shaded) and vertical wave activity flux responses (contour with interval 0. 1 m^2/s^2) at 1000 hPa; (g - i) geopotential height responses (shaded) and horizontal wave activity flux responses (arrow) at 300 hPa. (a, d, g) Averaged over 2 - 5 Mar; (b, e, h) averaged over 6 - 9 Mar; (c, f, i) averaged over 10 - 13 Mar

热通量表现为负异常,垂首方向波活动通量净向下 为负值,可见最大热通量异常和最大垂直波活动通 量在空间上是一致存在的(图 12d);水平方向的波 活动通量局限于格陵兰岛的高度场异常梯度附近 (图 12g)。在响应的第5~8天,在垂直方向上,位 势高度场正异常振幅增强,低层有净向下的热通量 和波活动通量,这是由于 70°N 处海冰异常较弱, 在大气环流调整下, 高度场在低层由负异常转变为 正异常,温度异常也相应由正转负,低层空气不再 是热强迫源,因此不能产生向上的波活动通量。方 向向南向下的波活动通量很强,与位势高度梯度方 向一致(图 12b);水平方向波活动通量表现为在负 位势梯度区由大西洋向东传播的波活动通量(图 12h)。在响应的第 9~12 天, 位势高度场、热通量 和波活动通量均增强,垂直向上传播的波活动通量 在 70°N 附近上升, 在高层加强南传, 并在中纬度 地区下沉 (图 12c), 45°N 和 55°N 附近下沉的形成 是由于其处于中层高压后部,北风异常很强,形成 向下的波活动通量,这与 Plumb and Alan (1985) 在大西洋波活动通量向东南方向传播的结论一致; 水平方向波活动通量由欧洲向东亚地区东传增强, 通量最大值位于欧洲的高度正异常区,这是与阿尔 卑斯山的地形强迫作用紧密相连的(图 12i)。由此 可见,我们可认为低层异常非绝热加热是波活动通 量上传和东传的强迫机制,这种非绝热加热是由异 常 SIC 直接热力强迫形成的,还可以推断出热通量 就是大气响应的冷热源,波活动通量的上传和下传 正好位于这对冷热中心上方。因此,欧亚波列的遥 相关是北极海冰影响东亚地区的主要因素,而由直 接热力强迫产生的波活动通量正是遥相关型形成的 直接动力机制,由此能量可以通过三维准定常行星 波由极地向北半球和东亚地区传播。

因此,大气遥相关型的产生可以解释为大气对 海冰直接外强迫的响应,通过准定常罗斯贝波向北 半球传播,但是其维持机制却与大气基本态结构也 有很重要的关系,因此也可以称作间接强迫机制, 它通过大气内部的动力学过程吸取能量并激发新的 强迫产生,再激发新的大气异常产生。从春季5月 平均来看,大气环流场已经很稳定,达到了平衡状态,位势高度场在垂直方向演变为准正压结构,这 时候可以看到明显的波活动通量由极区向东传播, 在西部涡旋中心的东南侧存在波活动通量的最大辐 散,这是与阿尔卑斯山地形也有一定关系的,而在 东部涡旋的西侧波活动通量有最大辐合,其辐散和 辐合过程都是由涡度源汇决定的[图 13(见文后彩 图)]。波活动通量的传播过程正是正压结构的罗 斯贝波频散能量的过程,其中间接强迫的过程是非 常复杂的,当其传至东亚季风区时可以激发斜压结 构的产生,释放对流性潜热;也可以从西风带等大 气环流基本态通过正压能量转换来吸取能量,维持 大气扰动和遥相关型的存在(杨修群和黄士松, 1993)。另外,外强迫除了海冰的非绝热加热外, 地形效应和涡旋结构也可以对波活动通量的形成和 传播造成很大影响。大气环流遥相关型是极冰外强 迫作用所激发的波活动通量与大气内部动力学过程 相互作用的结果,极冰的变化由此可以强烈地影响 东亚地区的气候。

859

4 结论和讨论

通过对北极 SIC 资料的统计分析,发现春季北 极海冰存在着一定的自然变率,这体现在 EOF 的 第二模态,这种变率将对气候变化产生很重要的影 响。我们设计了一系列数值模拟试验来研究 CAM3 中大气对北极 SIC 强迫的响应。将 SIC 第 二模态 (EOF2)的时间系数回归到原场,并把这个 空间异常场逐月加到 SIC 春季气候态上,作为敏感 性试验的外强迫来研究大气响应过程。

试验结果: 在季节尺度上, 大气环流由春向夏 演变, 春季的 SIC 与 Z500、SLP、T_s、V₈₅₀异常场, 通过热动力过程相互配置起来, 对春季中国东部负 降水异常、夏季东北部正降水异常有很大贡献。在 逐日和逐周时间尺度上, 体现了大气响应的瞬态演 变过程, 高低层位势高度场的初始响应在垂直方向 上表现出很明显的反位相结构, 并局限于强迫区附 近, 随后异常响应范围增大、振幅增强, 持续到第 3 周后逐渐转为准正压结构, 到了第 6 周完全达到 平衡阶段, 振幅最大并呈周期性振荡。

用波活动通量和大气内部动力学过程来解释遥 相关的传播和维持,分别作为直接强迫机制和间接 强迫机制。直接热力强迫的结果改变的是表层热通 量,并使位势高度场产生异常,二者共同作用激发 准静止罗斯贝波在三维方向的传播,波活动通量在 低层初始斜压区上传,在高层产生一致的波列结构 并缓慢向东向南传,最后在中低纬度下沉。间接强 迫是大气内部动力学过程的通过正压转换和从大气 基本态吸取能量等方式维持波列的传播。通过两种 机制的综合效应,欧亚遥相关型将能量传递到东亚 地区,从而影响当地的气候。

运用不同的大气环流模式、不同的外强迫因子 会得到不同的大气响应结果。因此,本文结果不仅 非常具有模式依赖性,而且也有强迫因子的片面 性,在以后的研究中可以尝试用多种模式、多种外 强迫因子来做模拟试验,以得到更加科学的结论。 除了 SIC 还存在多种因素的影响,导致了模式结果 和观测结果的不一致性,本文的机理研究只局限于 波列遥相关、波活动通量的热动力作用,大气内部 动力学机制的研究没有得到完善,其他的机理研究 也还需要进一步的探索。

参考文献 (References)

- Alexander M A, Bhatt U S, Walsh J E, et al. 2004. The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter [J]. J. Climate, 17: 890-905.
- Chen H M, Zhou T J, Neale R B, et al. 2010. Performance of the New NCAR CAM3. 5 in East Asian summer monsoon simulations: Sensitivity to modifications of the convection scheme [J]. J. Climate, 23: 3657 – 3675.
- Collins W D, Bitz C M, Blackmon M L, et al. 2006. The Community Climate System Model version 3 (CCSM3) [J]. J. Climate, 19: 2122-2143.
- Comiso J C, Cavalieri D J, Parkinson C L, et al. 1997. Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques [J]. Remote Sens. Environ., 60: 357-384.
- Deser C, Magnusdottir G, Saravanan R. 2004. The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: Direct and indirect components of the response [J]. J. Climate, 17: 877-889.
- Deser C, Tomas RA, Peng Shiling. 2007. The transient atmospheric circulation response to North Atlantic SST and sea ice anomalies [J]. J. Climate, 20: 4751-4767.
- Honda M, Inoue J, Yamane S. 2009. Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters [J]. Geophys. Res. Lett., 36.
- 黄士松,杨修群,蒋全荣. 1995. 极地海冰变化对气候的影响 [J]. 气象科学,15(4):46-56. Huang S S, Yang X Q, Jiang Q R. 1995. The effects of the polar sea ice on climate [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 15(4):46-56.
- 彭公炳,李倩,钱步东. 1992. 气候与冰雪覆盖 [M]. 北京: 气象出版社,66-84. Peng G B, Li Q, Qian B D. 1992. Climate and Ice-Snow Cover (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 66-84.

- Plumb R A. 1985. On the three-dimensional propagation of stationary waves [J]. J. Atmos. Sci., 42: 217-229.
- Rayner N A, Parker D E, Frich P. 2000. SST and sea-ice fields for ERA40 [C]. Proc. Second WCRP Int. Conf. on Reanalysis, 18–21.
- ScreenJ A , Simmonds I. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification [J]. Nature, 464: 1334-1337, doi: 10.1038/nature09051.
- Singarayer J S, Bamber J L. 2003. EOF analysis of three records of sea-ice concentration spanning the last 30 years [J]. Geophys. Res. Lett., 30: 1251-1254.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asia summer monsoon in China [M]//Chang C P, Krishnamurti T N. Monsoon Meteorology. UK: Oxford University Press, 60 – 92.
- 王嘉,郭裕福. 2004. 北半球海冰强迫作用下大气可预报性研究
 [J].应用气象学报,15(3):291-305. Wang J, Guo Y F.
 2004. Assessing potential predictability associated with boreal sea ice with an AGCM [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 15(3):291-305.
- Wang J, Guo Y F. 2004. Possible impacts of Barents Sea Ice on the Eurasian atmospheric circulation and the rainfall of East China in the beginning of summer [J]. Adv. Atmos. Sci, 21: 662-674.
- Walsh J E. 1983. The role of Sea Ice in climate variability: Theories and evidence [J]. Atmosphere-Ocean, 21: 229 – 242.
- 武炳义,黄荣辉,高登义. 1999. 冬季北极喀拉海、巴伦支海海冰面 积变化对东亚冬季风的影响 [J]. 大气科学,23 (3):267-275. Wu B Y, Huang R H, Gao D Y. 1999. The impact of variation of sea-ice extent in the Kara Sea and the Barents Seas in winter on the winter monsoon over East Asia [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 23 (3): 267-275.
- Wu B Y, Wang J, Walsh J. 2004. Possible feedback of winter sea ice in the Greenland and the Barents Sea on the local atmosphere [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 1868–1876.
- Wu B Y, Zhang R H, Rosanne D'Arrigo. 2008. Arctic Dipole Anomaly and Summer Rainfall in Northeast China [J]. Chinese Science Bulletin, 53: 2222 – 2229.
- Wu B Y, Zhang R H, Wang B. 2009a. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall [J]. Geophys. Res. Lett., 36, L09501, doi: 10.1029/ 2009GL037299.
- Wu B Y, Zhang R H, Wang B. 2009b. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall: A further study [J]. Adv. Atmos. Sci., 26: 666-678.
- Wu B Y, Zhou T J, Li T. 2009c. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian climate [J]. J. Climate, 22: 2992 – 3005.
- 谢倩,黄士松. 1990. 冬季赤道中东太平洋海温和北极海冰异常对 大气环流影响的研究 [J]. 气象科学, 10: 325 – 338. Xie Q, Huang S S. 1990. A study of the effects of anomalies of the cen-

tral – eastern equatorial Pacific sea surtace temperature and the Arctic sea ice cover on the atmospheric general circulation during the northern winter [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 10; 325–338.

- 杨修群,黄士松. 1993. 外强迫引起的夏季大气环流异常及其机制 讨论 [J]. 大气科学, 17 (6): 697-702. Yang X Q, Huang S S. 1993. On the mechanism of summertime atmospheric anomalies induced by external forcing [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 17 (6): 697-702.
- 张庆云,陶诗言. 1998. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响 [J]. 气象学报,6(2). Zhang Q Y, Tao S Y. 1998. Influence of Asian mid high latitude circulation on East Asian summer rainfall

[J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 6 (2).

张庆云,吕俊梅,杨莲梅,等. 2007. 夏季中国降水型的年代际变化 与大气内部动力过程及外强迫因子关系 [J]. 大气科学,24(6): 1290-1300. Zhang Q Y, Lü J M, Yang L M. 2007. The interdecadal variation of precipitation pattern over China during Summer and its relationship with the atmospheric internal dynamic processes and extra-forcing factors [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 24 (6): 1290-1300.

861

Zhou T J, Gong D Y, Li J. 2009. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian summer monsoon: Recent progress and state of affairs [J]. Meteorologische Zeitschrift, 18 (4): 455-467.



图 11 合成的 500 hPa 逐周的位势高度场响应(3月2日到8月30日)

Fig. 11 Weekly averages of 500-hPa geopotential height responses during the integration (2 Mar - 30 Aug)



图 13 (a) 5月平均沿 60°N 的位势高度场异常(等值线,单位:m)和波活动通量异常(箭头,垂直分量×100,单位:m²/s²)经度—高度 剖面图;(b) 同图 12d,但为 5月平均;(c) 同图 12g,但为 5月平均

Fig. 13 Longitude – height cross section of geopotential height responses (contour, units: m) and wave activity flux responses (arrow with vertical component multiplied by 100, units: m^2/s^2) along 60°N; (b) same as Fig. 12d, but for May average; (c) same as Fig. 12d, but for May average