

武炳义. 2018. 北极海冰融化影响东亚冬季天气和气候的研究进展以及学术争论焦点问题 [J]. 大气科学, 42 (4): 786–805. Wu Bingyi. 2018. Progresses in the impact study of Arctic sea ice loss on wintertime weather and climate variability over East Asia and key academic disputes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (4): 786–805, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17262.

# 北极海冰融化影响东亚冬季天气和气候的研究 进展以及学术争论焦点问题

武炳义

复旦大学大气与海洋科学系/大气科学研究院, 上海 200438

**摘 要** 北极历来是影响东亚冬季天气、气候的关键区域之一。北极表面增暖要比全球平均快 2~3 倍, 即所谓北极的放大效应。随着全球增暖的持续以及北极海冰的持续融化, 北极的生态环境正在发生显著的变化, 进而可能对北半球中、低纬度的天气、气候产生影响。本文概述了有关北极海冰融化影响东亚冬季天气、气候的主要研究进展, 特别是自 2000 年以来, 北极海冰异常偏少影响东亚冬季气候变率以及极端严寒事件的可能途径、存在的科学问题, 以及学术界的争论焦点。

秋、冬季节是北极海冰快速形成时期, 此时北极海冰对大气环流的影响要强于大气对海冰的影响。近二十年来的研究表明, 北极海冰异常偏少, 不仅影响北冰洋局地的气温和降水变化, 而且通过复杂的相互作用和反馈过程, 对北半球中、低纬度的天气、气候产生影响。北极海冰通过以下两个可能机制来影响东亚冬季的天气、气候: (1) 北极海冰的负反馈机制; (2) 由海冰异常偏少引起的平流层—对流层相互作用机制。秋、冬季节北极海冰持续异常偏少, 特别是, 巴伦支海—喀拉海海冰异常偏少, 既可以加强冬季西伯利亚高压 (东亚冬季风偏强), 也可以导致冬季风偏弱。导致海冰影响不确定性的部分原因是: (1) 夏季北极大气环流状态影响北极海冰异常偏少对冬季大气环流的反馈效果; (2) 冬季大气环流对北极海冰异常偏少响应的位相、强度不同造成的。秋、冬季节北极海冰持续异常偏少, 在适宜的条件下 (例如, 前期夏季北极大气环流的热力和动力条件, 有利于加强北极海冰偏少对冬季大气的反馈作用), 可以激发出有利于冬季亚洲大陆极端严寒过程的大气环流异常。

目前学术界争论焦点主要集中在以下两个方面: (1) 关于北极增暖、北极海冰融化对中纬度区域影响的争论; (2) 关于 1980 年代后期以来, 冬季欧亚大陆表面气温呈现降温趋势的原因。目前, 有关北极海冰融化影响冬季欧亚大陆次季节变化以及极端天气、气候事件的过程和机制, 我们认知非常有限, 亟需开展深入细致的研究。

**关键词** 北极 海冰 极端事件 西伯利亚高压 东亚冬季风

**文章编号** 1006-9895(2018)04-0786-20

**中图分类号** P466

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17262

## Progresses in the Impact Study of Arctic Sea Ice Loss on Wintertime Weather and Climate Variability over East Asia and Key Academic Disputes

WU Bingyi

Department of Atmospheric and Oceanic Sciences/Institute of Atmospheric Sciences, Fudan University, Shanghai 200438

**Abstract** The Arctic is a crucial region that influences weather and climate over East Asia during the wintertime. The

**收稿日期** 2017-11-01; **网络出版日期** 2018-05-17

**作者简介** 武炳义, 男, 1964 年出生, 教授, 主要从事北极海冰—气相互作用及其对东亚天气、气候变化影响的研究。E-mail: bywu@fudan.edu.cn

**资助项目** 国家自然科学基金项目 41790472、41730959、41475080, 国家重点基础研究发展计划 (973) 项目 2015CB453200

**Funded by** National Natural Science Foundation of China (Grants 41790472, 41730959, 41475080), National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2015CB453200)

rate of Arctic surface warming is 2–3 times faster than that of the global mean, which is referred to as Arctic amplification. Accompanied by global warming and Arctic sea ice loss, the ecological environment in the Arctic has been changing rapidly. Such changes would possibly influence weather and climate in the mid- and low-latitudes of the Northern Hemisphere. This paper summarizes major advances in the impact study of Arctic sea ice loss on weather and climate in the wintertime. Since 2000, special attention is paid to possible pathways, scientific problems, and key issues in the study of how Arctic sea ice loss affects the wintertime climate variability and extreme cold events.

Autumn and winter are freezing seasons when the impact of Arctic sea ice on the atmosphere is stronger than the impact of atmosphere on Arctic sea ice. Over the past two decades, many studies have demonstrated that Arctic sea ice loss not only affects local air temperature and precipitation over the Arctic Ocean, but also influences weather and climate in the mid- and low-latitudes of the Northern Hemisphere due to complicated interactions and feedback processes. Arctic sea ice influences weather and climate over East Asia through two mechanisms: (1) The negative feedback process; (2) the stratosphere-troposphere interaction induced by Arctic sea ice loss. Persistent loss of Arctic sea ice from autumn to winter, particularly in the Barents-Kara Seas, can either enhance the Siberian high or weaken the East Asian winter monsoon. Uncertainties in the impact of Arctic sea ice loss on the wintertime atmosphere can be attributed to the following two reasons: (1) Arctic atmospheric circulation condition in the preceding summer influences the feedback of the persistent less sea ice on the winter atmospheric circulation variability; (2) there exist differences in both the location and strength of wintertime atmospheric response to persistent less sea ice. Under suitable conditions (for example, Arctic atmospheric circulation conditions in the preceding summer are favorable for strengthening the negative feedback of less sea ice), persistent autumn-winter loss of sea ice leads to large-scale wintertime circulation anomalies that favor the occurrence of extreme cold event over Asia.

At present, the focuses of disputes in the academic community are mainly concentrated on the following two aspects: (1) The impacts of Arctic warming and Arctic sea ice loss on the mid-latitudes; (2) the reasons for the declining trend in winter surface air temperature over Eurasia since the late 1980s. Indeed, the processes and mechanisms for impacts of Arctic sea ice loss on sub-seasonal variation and extreme cold event over Eurasia still remain unclear, and these problems need to be investigated in the future.

**Keywords** Arctic, Sea ice, Extreme event, Siberian high, East Asian winter monsoon

## 1 引言

北极是影响我国冬季天气、气候的关键区域之一, 这里有终年存在的大气极涡、大气遥相关型(北极涛动/北大西洋涛动、北极偶极子异常等), 以及季节性和多年性北极海冰。冬季极地冷空气南下是造成欧亚大陆阶段性强降温和强降雪的主要原因之一, 由高层大气扰动和极地冷空气爆发所形成的冬季风冷涌, 甚至可以影响热带西太平洋的对流活动。近二十年来, 随着全球增暖的持续以及北极海冰的持续减少, 北极对全球增暖的放大效应越发凸显(Screen and Simmonds, 2010), 从而加强了北极与中低纬度之间的联系, 加大了大气环流季节内和年际变率(Wu et al., 1999; Zhao et al., 2004; Honda et al., 2009; Liu et al., 2012; Li and Wang, 2012, 2013; Wu et al., 2013a, 2013b, 2016, 2017; Guo et al., 2014; Vihma, 2014; Gao et al., 2015), 从而有利于极端天气、气候(甚至灾害)事件的发生(Ding et al., 2008; Wang et al., 2015; Wu et al., 2017)。

海冰作为气候系统的重要组成部分, 其变化通

过改变反照率, 而强烈影响海洋表面对太阳辐射能量的有效吸收。海冰的存在, 阻隔或隔绝了海—气之间的热量、动量和物质交换, 同时, 由于海冰变化与海洋的淡水循环、海洋的表层浮力以及海洋的层结均有密切的关系, 进而可能影响海洋深水循环, 以及气候的长期变化趋势。因此, 北极海冰在气候系统中起冷源和稳定海洋层结的作用, 北极海冰融化意味着北极的冷源作用在削弱。这里以冬季为例, 说明不同厚度的海冰对冰—气之间热量传输的影响。在冬季, 北冰洋多年海冰(厚冰)的热量收支中, 失去热量最多的是辐射平衡项。强辐射冷却和海冰的隔绝作用, 使得多年海冰上表面温度低于周围大气温度。这是大气边界层稳定和感热通量向下的主要原因。冬季湍流潜热通量对于热量收支的贡献是不明显的。不同厚度海冰对海—气之间热量传输的影响研究表明, 海冰厚度在 1~100 cm 时, 感热通量和潜热通量经历了大约 2 个数量级的剧烈变化, 感热通量在海冰厚度大约 100 cm 时改变方向, 20~40 cm 厚的海冰的感热通量是正的, 而且相当大。潜热通量只在海冰厚度小于 10 cm 时才比

较明显,但大小不及感热通量的 10%。观测到的热通量变化最强烈的海域位于巴伦支海、喀拉海、拉普帖夫海和东西伯利亚海 (Makshtas and Andreas, 1991)。这也是冬季巴伦支海—喀拉海海冰异常偏少对欧亚大陆气候变率有重要影响,因而受到广泛关注的重要原因。

在 2006 年以前(即北极大气偶极子模态被揭示出以前),关于大气环流对北极海冰的强迫,主要关注北大西洋涛动 (Wang et al., 1994; Kwok and Rothrock, 1999; Jung and Hilmer, 2001; Wu et al., 2001) 和北极涛动 (Wang and Ikeda, 2000; Vinje, 2001; Rigor et al., 2002) 的影响。海冰密集度对北大西洋涛动(北极涛动)的响应,表现为在拉布拉多海以及格陵兰—巴伦支海的反向变化关系,北冰洋海冰漂移呈现气旋或反气旋性异常。事实上,北大西洋涛动(或北极涛动)对北冰洋海冰漂移以及对通过弗拉姆海峡海冰输出进入格陵兰海的影响,明显弱于北极偶极子异常 (Wu et al., 2006, 2012; Wu and Johnson, 2007)。自 1980 年代开始,北极海冰范围退缩、厚度变薄 (Polyakov et al., 2012; Stroeve et al., 2012)。北极大气环流的时空变化直接影响海冰的退缩 (Wu et al., 2001; Wang et al., 2009; Overland and Wang, 2010; Wu et al., 2012), 有研究认为北极偶极子是导致夏季北极海冰融化退缩的主要原因之一 (Wang et al., 2009; Overland and Wang, 2010)。而 Polyakov et al. (2012) 则强调了大气热力强迫起重要作用。此外,来自低纬度区域向北极输送的暖湿空气平流,以及大气长波辐射的增加均有利于海冰的退缩 (Francis and Hunter, 2007; Kapsch et al., 2013)。夏季降雪的减少也很可能对近几十年海冰的变薄有贡献 (Screen and Simmonds, 2012), 因为从降雪到降水的改变增加了裸冰的覆盖率,从而降低了表面反照率(裸冰的反照率低于有雪盖的海冰)。这些变化不仅有利于北冰洋对太阳辐射的吸收,也有利于风场对海冰的压力破碎,以及海冰和海水的动力混合,从而进一步促进了海冰的融化和增加无冰海域的范围 (Thorndike and Colony, 1982; Proshutinsky and Johnson, 1997; Rigor et al., 2002; Serreze et al., 2007; Ogi et al., 2010; Spreen et al., 2011; Wu et al., 2012)。此时,表面风场与海冰的耦合过程也得到加强,风场强迫与海冰的反照率反馈,在北极海冰快速溶化中起了关键作用 (Carmack and Melling, 2011)。

诸多研究探讨了导致 2007 年 9 月和 2012 年 9 月北极海冰范围出现创纪录低值的原因。在 2007 年,导致 9 月北极海冰范围出现自有卫星观测记录以来的次低值的原因是,大气和海洋输送大量的热量到北冰洋 (Wu et al., 2001; Shimada et al., 2006; Woodgate et al., 2010)。当北大西洋涛动处于正位相时,不仅导致北欧和西伯利亚边缘海域气温升高,而且加强了北大西洋暖水向巴伦支海输送,致使巴伦支海南部海洋混合层水温升高和海冰减少 (Wu et al., 2001)。类似地,在北太平洋一侧,北太平洋海水经白令海峡流入到楚科奇海、波弗特海,也有利于这些海域海冰的融化 (Shimada et al., 2006)。此外,夏季短波辐射和春季的长波辐射也起重要作用 (Kay et al., 2008; Graversen et al., 2011)。2012 年 9 月,北极海冰范围达到自有卫星观测记录以来的最低值,有研究认为,发生在 2012 年 8 月的波弗特海强风暴是其产生的主要原因 (Simmonds and Rudeva, 2012)。研究还表明,9 月北极海冰范围异常偏低,与 7~9 月北极洋表面风场变率的优势模态有密切关系,即与北极偶极子风场模态的负位相,以及与中心北极型风场模态的正位相有密切的联系 (Wu et al., 2012)。前者反映了一对异常高/低压中心分别位于北冰洋/巴伦支海—喀拉海;后者对应异常高/低压中心分别位于北冰洋/欧亚大陆北部。风场优势模态通过其强度和出现的频次驱动 9 月北极海冰范围达到极小值,春季(4~6 月)和夏季(7~9 月)中心北极型风场模态,在 1990 年代后期出现一致性的年代际变化,即由 1990 年代以前的气旋性表面风场异常,转变为反气旋性风场异常,是导致 9 月北极海冰范围在 1990 年代后期加快融化的主要动力学原因之一。除风场强迫以及反照率反馈外,气温升高、洋流和海水温度的变化、大气辐射通量,以及前期冬季海冰偏少也对夏季海冰融化有贡献 (Shimada et al., 2006; Polyakov et al., 2010; Lee, 2014; Park et al., 2015)。北极海冰融化不仅加强了北极的放大效应 (Screen and Simmonds, 2010),而且影响中、低纬度的天气、气候 (Alexander et al., 2004; Deser et al., 2004; Magnusdottir et al., 2004; Honda et al., 2009; Overland and Wang, 2010; Petoukhov and Semenov, 2010; Screen and Simmonds, 2010; Wu et al., 2011, 2013a, 2013b, 2017; Wu, 2017; Francis and Vavrus, 2012, 2015; Liu et al., 2012; Tang et al., 2013; Cohen

et al., 2014; Mori et al., 2014; Vihma, 2014; Gao et al., 2015; Kug et al., 2015)。本文将概要回顾北极海冰对天气、气候影响的主要研究现状,特别是回顾我们研究组在有关北极海冰—气相互作用及其对东亚气候变率以及极端严寒事件的最新研究进展。内容包括已经提出的影响途径和机理、存在的科学问题以及学术界的争论焦点。

## 2 北极海冰异常偏少与东亚冬季冷暖异常

1990 年代后期以来,北极海冰范围出现了快速融化趋势。2007 年以后,9 月北极海冰范围频繁出现创纪录新低,而后期冬季,东亚地区频繁经历严冬的侵袭(如 2007/2008 年,2009/2010 年,2010/2011 年,2011/2012 年,2012/2013 年)。研究表明,秋、冬季节北极海冰异常偏少,冬季欧亚大陆容易出现冷冬(Wu et al., 1999, 2011; Honda et al., 2009; Petoukhov and Semenov, 2010; Wu and Zhang, 2010; Inoue et al., 2012; Liu et al., 2012)。冬季巴伦支海—喀拉海是影响冬季气候变化的关键海域,该海域冬季海冰变化与 500 hPa 欧亚大陆遥相关型有密切联系,该海域海冰异常偏多(少),则东亚大槽偏弱(强),冬季西伯利亚高压偏弱(强),东亚冬季风偏弱(强),入侵中国的冷空气偏少(多)(Wu et al., 1999)。近期的研究结果进一步证实这一结论(Petoukhov and Semenov, 2010; Inoue et al., 2012)。数值模拟试验结果表明,冬季巴伦支海—喀拉海海冰密集度减少,将导致欧亚大陆出现冷冬,并且大气环流对该海域海冰强迫的响应呈现非线性特征(Petoukhov and Semenov, 2010)。冬季巴伦支海海冰偏少,该海域和欧亚大陆北部边缘海域反气旋活动盛行,导致欧亚大陆北部气压升高(Inoue et al., 2012)。事实上,不仅是冬季北极海冰,夏末秋初北极海冰异常偏少与后期冬季大气环流也有密切的关系(Francis et al., 2009; Honda et al., 2009; Wu and Zhang, 2010)。Francis et al. (2009)指出,这种滞后联系的主要机制是与大气行星边界层的加深有关系,对流层低层的增暖和不稳定性加强,增加了云量,导致 1000~500 hPa 大气厚度经向梯度的减弱,进而减弱了大气极夜急流。在远东地区,初冬的显著冷异常和晚冬从欧洲至远东地区纬向分布的冷异常,均与前期 9 月份北极海冰减少有关系,后者能够加强西伯利亚高压(Honda et al.,

2009)。而夏、秋季节北极海冰偏少,与后期冬季类似北极涛动负位相的大气环流异常,有显著的统计关系(Wu and Zhang, 2010)。Wu et al. (2011)发现,秋、冬季节北极关键海域(巴伦支海—喀拉海—拉普帖夫海,以及这些海域的北部相邻海域)海冰密集度持续异常偏少,同时,在副北极和北大西洋海域海温异常偏高,则后期冬季西伯利亚高压偏强,东亚地区冬季气温偏低。Peings and Magnusdottir (2014)利用 CAM5 大气环流模式,模拟了冬季大气环流对 2007~2012 年观测到的北极海冰异常偏少的响应。结果表明,冬季显著变冷只出现在亚洲大陆的中纬度地区,而不是欧洲和北美地区。上述研究结果似乎意味着,秋季北极海冰异常偏少是预测后期冬季东亚气温异常的潜在先兆因子。

然而事情远非如此简单。诊断分析研究以及海冰强迫的数值模拟试验结果,并非一致性地支持北极海冰异常偏少对中纬度区域可以产生显著的影响(Screen et al., 2014; Peings and Magnusdottir, 2014; Walsh, 2014)。例如,2012 年 9 月 16 日,北极海冰范围只有  $3.14 \times 10^6$  平方公里,是 1979 年有卫星观测记录以来的最低值。但是在随后的 2012/2013 年冬季,冬季西伯利亚高压强度接近正常。此外,2006/2007 年冬季,西伯利亚高压强度异常偏弱,其前期 9 月关键海域( $76.5^\circ \sim 83.5^\circ \text{N}$ ,  $60.5^\circ \sim 149.5^\circ \text{E}$ )海冰密集度也为负异常[见 Wu et al. (2011) 中的图 1、2]。除北极海冰以外,尚有诸多其他因素影响冬季西伯利亚高压,例如,欧亚大陆辐射冷作用、对流层高层的大气扰动、北极涛动(北大西洋涛动)、热带太平洋海温等。另一方面,上述两个冬季大气环流呈现截然不同的特征。2006/2007 年冬季,东亚大气环流异常与西伯利亚异常偏弱有密切联系,而 2012/2013 年冬季,东亚大气环流主要反映了亚洲—北极遥相关型的主要特征(Wu et al., 2015)。利用北极海冰异常偏少这一单一因子,来预测冬季截然不同的大气环流型,很难获得理想的预测效果。

事实上,秋、冬季节北极海冰异常偏少,既可以加强西伯利亚高压,也可以导致类似亚洲—北极遥相关型的负位相出现,而后者对应减弱的冬季风(Wu et al., 2015)。这就涉及到北极海冰与中、高纬度天气、气候之间的联系,还存在很大的不确定性(包括非线性联系)(Petoukhov and Semenov,

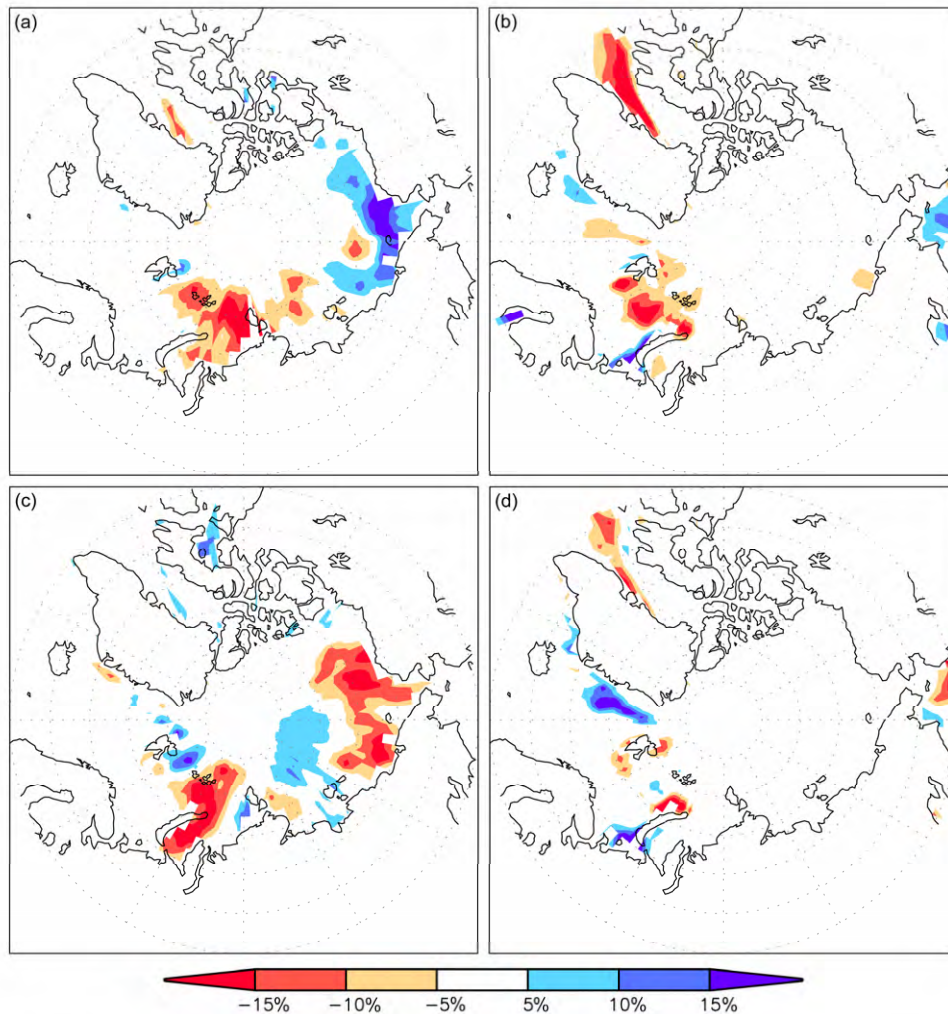


图1 北极海冰强迫模拟试验中, (a) 前期秋季和 (b) 冬季北极海冰密集度之差 (冬季西伯利亚高压型的正位相的合成平均减去负位相的合成平均, 合成个例同图2)。 (c) 和 (d) 分别与 (a) 和 (b) 类似, 但由冬季亚洲—北极遥相关型的负位相合成平均减去正位相的合成平均计算得到, 合成个例同图3 (Wu et al., 2015)

Fig. 1 Differences in mean SIC (sea ice concentrations) in the forced model simulations between the composites of positive and negative phases of the Siberian High (SH) pattern in (a) the previous autumn (SON) and (b) winter (DJF). (c, d) As in Figs. a, b, respectively, but for differences between the composites of negative and positive phases of the Asia-Arctic (AA) pattern. The composite cases for the SH and AA patterns are the same as those in Figs. 2 and 3, respectively (Wu et al., 2015)

2010; Rinke et al., 2013; Screen et al., 2014; Overland et al., 2015, 2016; Perlwitz et al., 2015; Semenov and Latif, 2015; Wu et al., 2015)。关于亚洲冬季气候变率的西伯利亚高压型以及亚洲—北极型的详细内容, 请参见具体的文献, 这里不再赘述。Rinke et al. (2013) 利用区域耦合气候模式, 研究了冬季大气环流对晚夏北极海冰偏少的响应。结果表明, 模拟的冬季大气环流响应对区域海冰异常的位置、强度, 以及分析的时段非常敏感。北极海冰强迫的数值模拟试验也支持这一结论, 如图1至图3所示。图中显示, 同样是秋、冬季节

北极海冰异常偏少, 对东亚冬季的影响效果迥异, 秋季北极海冰越是偏少, 越有利于冬季风的加强。因此, 北极海冰异常偏少, 而东亚冬季风偏弱、气温正常偏高, 并非意味着海冰强迫不起作用, 而是受多种因素的影响, 大气响应的强度和位置不同造成的 (这里没有考虑海冰影响的非线性)。对某一特定区域, 大气环流异常空间位置小的差异, 其影响效果迥异。此外, 北极海冰的背景条件、夏季北极大气环流的热力和动力状态, 可以影响北极海冰偏少对后期大气环流的影响效果 (Semenov and Latif, 2015; Wu et al., 2016), 进



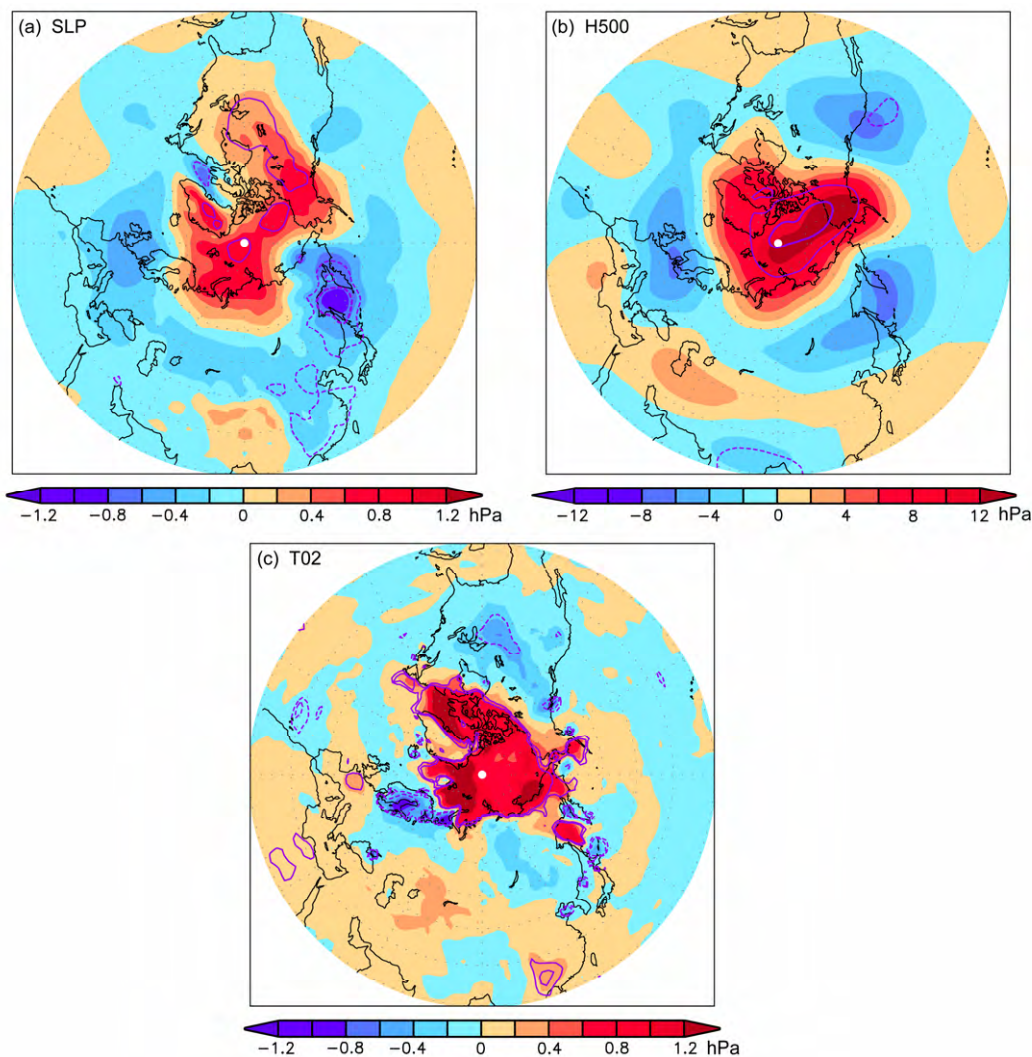


图2 (a) 模式模拟的冬季平均海平面气压 (SLP) 之差 (单位: hPa), 由冬季西伯利亚高压型的正位相合成平均减去负位相合成平均计算得到 (标准化的冬季西伯利亚高压型强度指数  $>0.8$ : 1980/1981 年、1985/1986 年、2005/2006 年; 标准化的冬季西伯利亚高压型强度指数  $<-0.8$ : 1988/1989 年、1991/1992 年、1992/1993 年、1996/1997 年、1997/1998 年、2003/2004 年、2006/2007 年), 共计进行了 40 个不同初值的强迫模拟试验, 正、负位相分别包含 120 个和 280 个冬季个例。紫色的细实 (虚) 线和粗实 (虚) 线分别表示正 (负) 的 SLP 异常在 0.05 和 0.01 显著性水平。(b)、(c) 同 (a), 但分别为冬季 500 hPa 高度和表面气温之差 (Wu et al., 2015)

Fig. 2 (a) Simulated differences mean SLP (in the wintertime) between the composites of positive and negative phases of the SH pattern (the normalized winter Siberian high intensity index  $>0.8$ : 1980/1981, 1985/1986, 2005/2006; the normalized winter Siberian high intensity index  $<-0.8$ : 1988/1989, 1991/1992, 1992/1993, 1996/1997, 1997/1998, 2003/2004, 2006/2007) derived from 40 experiments. The positive and negative phases contain 120 and 280 winters, respectively; thin solid (dashed) and thick solid (dashed) purple contours denote positive (negative) SLP anomalies at 0.05 and 0.01 significance levels, respectively. Figs. b, c as in Fig. a, but for differences in wintertime 500 hPa height and SAT (Surface Atmosphere Temperature), respectively (Wu et al., 2015)

一步加大了海冰影响的不确定性。

### 3 北极海冰异常偏少影响天气和气候的两种可能机制

诸多研究揭示了在北大西洋和北冰洋区域, 海冰异常对大气环流的负反馈机制 (Newson, 1973; Royer et al., 1990; Murray and Simmonds, 1995; Parkinson et al., 2001; Alexander et al., 2004; Deser

et al., 2004; Magnusdottir et al., 2004)。通过数值试验, Newson (1973) 指出, 在没有北极海冰的情况下, 中、高纬度温度梯度减弱有利于行星波的放大, 从而有利于阻塞环流的形成。北极海冰偏少, 将导致中纬度地区西风风速的减弱和风暴活动的加强, 以及副热带西风的加强, 北极海冰偏多则影响相反 (Royer et al., 1990; Murray and Simmonds, 1995; Wu et al., 2011; Francis and Vavrus, 2012,

2015)。Alexander et al. (2004) 对比了模拟的大气环流对北极海冰异常的响应和观测的大气环流异常。对比后发现, 观测到的异常几乎与模拟的大气环流异常相反。这表明, 在北大西洋区域, 北极海冰与大气环流的相互作用是减弱原本的大气环流异常, Magnusdottir et al. (2004) 和 Deser et al. (2004) 的模拟研究也支持这一结论, 这就是北极海冰影响北大西洋区域大气环流的负反馈机制。但是, 在北太平洋一侧, 海冰异常对大气环流的影响表现为正反馈 (Alexander et al., 2004)。

平流层和对流层相互作用, 也是北极海冰异常偏少影响大气环流的可能途径之一。当初冬巴伦支海—喀拉海海冰偏少时, 可以激发出大气行星波从对流层向平流层传播。当波传播到平流层时, 发生波破碎, 进而影响平流层极涡强度, 导致平流层极涡减弱。在冬季的中、后期, 减弱的平流层极涡下传到对流层, 引起对流层大气环流出现类似北极涛动负位相的异常, 进而影响中纬度天气、气候 (Jaiser et al., 2013; Cohen et al., 2014; Kim et al., 2014; Nakamura et al., 2015)。

#### 4 北极海冰异常偏少与冬季极端事件

自 1980 年代后期以来, 欧亚大陆北部冬季表面气温呈现降温趋势。这显然与全球变暖趋势不一致 (Wu et al., 2011; Cohen et al., 2012), 但与冬季西伯利亚高压的加强 (或恢复) 趋势是吻合的。近期的研究表明, 秋季北极海冰减少, 以及北冰洋和北大西洋海温升高, 可能是造成欧亚大陆北部冬季气温呈现下降趋势的主要原因 (Wu et al., 2011, 2013a; Cohen et al., 2012; Cohen, 2016)。在这一气候背景下, 秋、冬季节北极海冰的异常偏少, 不仅导致近年来欧亚大陆冷冬频繁出现, 而且可能加剧极端天气、气候灾害的发生。如 2005、2007、2008、2010、2011、2012、2015 年 9 月北极海冰范围 (北极海冰范围数据取自美国雪冰中心) 异常偏低 (自 1978 年以来, 9 月海冰范围最低值从小到大顺序是: 2012、2007、2011、2015、2008、2010、2009 和 2005 年), 后期 2005 年 12 月, 日本发生了极端降雪事件; 2008 年初, 我国南方出现了历史上罕见的雨雪冰冻灾害; 2008 年 12 月至 2009 年初, 我国经历了严重的旱灾; 2010 年秋、冬季节, 我国华北大部、黄淮及江淮北部降水量普遍较常年同期异常偏少, 冬小麦受旱面积超过 1 亿亩, 导致几十

万人畜饮水困难。导致极端干旱的直接原因是西伯利亚高压异常偏强, 2010 年 12 月至 2011 年 1 月, 西伯利亚高压平均强度接近 1034 hPa, 是过去 30 年以来的第二高值。秋、冬季节北大西洋海温持续偏高, 以及北极海冰持续偏少 (2011 年 1 月, 北极海冰范围是自 1979 年有卫星观测记录以来最小的一年) 可能是导致冬季西伯利亚高压异常偏强的主要原因 (Wu et al., 1999, 2011)。2012 年 1 月 17 日至 2 月 1 日, 亚洲大陆经历了罕见的严寒过程, 此后, 冷空气向西席卷欧亚大陆。据媒体报道, 这次严寒过程导致欧亚大陆超过 700 人被冻死。2012 年 12 月中下旬, 俄罗斯遭遇自 1938 年以来最强的寒流, 西伯利亚地区气温降到  $-50^{\circ}\text{C}$ , 12 月 24 日莫斯科气温低至  $-25^{\circ}\text{C}$ , 俄罗斯至少有 88 人被冻死、1200 多人被冻伤。我国东北、华北平均气温为过去 27 年同期的最低值。尽管 2013/2014、2014/2015 连续两个冬季我国平均气温明显偏高, 尤其是我国北方地区, 气温偏高尤为突出, 但是, 这两个冬季北美地区却经历了罕见的强降雪和严寒天气过程。特别是 2013/2014 冬季, 北美多地气温降至  $-35^{\circ}\text{C}$ , 位于美国与加拿大边境的五大湖几乎完全被冻住, 这是过去 35 年以来首次出现这种现象 (Van Oldenborgh et al., 2015)。2016 年 1 月 20 日至 25 日, 受北极大气环流变化的影响, 我国自北向南陆续出现大风降温天气。22 日至 25 日, 全国出现了一次大范围的寒潮过程。据国家气候中心数据显示, 1 月 20 日至 25 日, 全国共 529 个气象站过程降温超过  $12^{\circ}\text{C}$ , 49 个气象站发生极端日降温事件, 8 个气象站日降温幅度突破历史极值; 有 690 个气象站发生极端低温事件, 其中, 67 个县 (市) 日最低气温突破历史极值。这次强寒潮过程还对日本西部地区造成影响, 导致冲绳出现了有观测记录以来的首次降雪。

尽管这些极端事件均发生在北极海冰异常偏少的后期秋、冬季节, 但是还不能把海冰异常偏少与极端事件的个例直接联系起来。通过回归分析, Tang et al. (2013) 把冬季极端冷事件的发生频次与北极海冰融化联系起来, 认为与北极海冰融化有联系的冬季大气环流异常, 有利于北半球大陆中纬度地区出现极端严寒事件。他们还认为, 与夏季北极海冰偏少相比, 极端冷事件与冬季北极海冰偏少的关系更为密切。从动力学角度出发, Wu et al. (2013a) 揭示了欧亚大陆中、高纬度 ( $40^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$ )

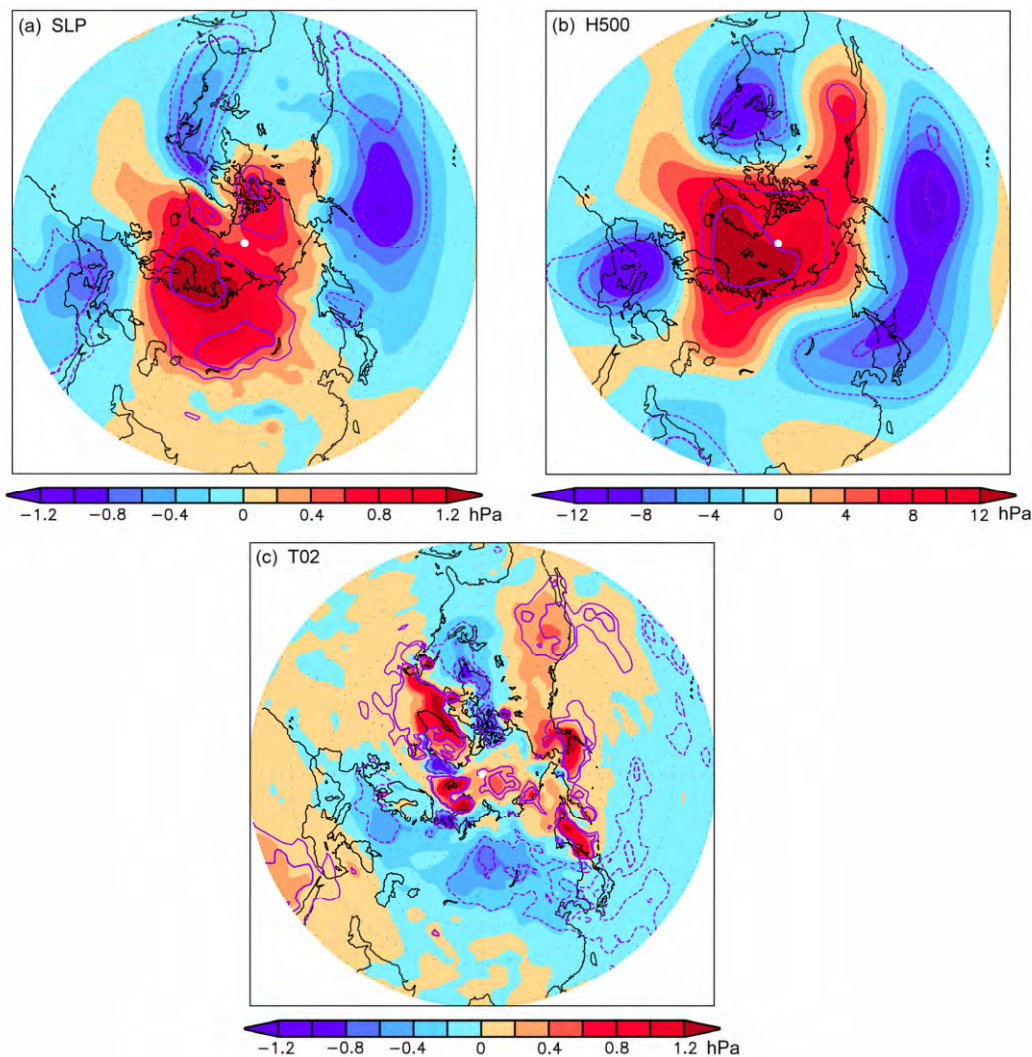


图3 (a) 模式模拟的冬季平均 SLP 之差, 由冬季亚洲—北极型负位相的合成平均减去正位相的合成平均计算得到 (标准化的冬季亚洲—北极型强度指数  $<-0.8$ : 1989/1990 年、2000/2001 年、2008/2009 年、2009/2010 年; 标准化的冬季亚洲—北极型强度指数  $>0.8$ : 1982/1983 年、1994/1995 年、1995/1996 年、1999/2000 年、2001/2002 年、2007/2008 年), 共计进行了 40 个不同初值的强迫模拟试验, 负、正位相分别包含 160 个和 240 个冬季个例。紫色的细实 (虚) 线和粗实 (虚) 线分别表示正 (负) 的 SLP 异常在 0.05 和 0.01 显著性水平。(b) 和 (c) 同 (a), 但分别为冬季 500 hPa 高度和表面气温之差 (Wu et al., 2015)

Fig. 3 (a) Simulated differences mean SLP (in the wintertime) between the composites of negative and positive phases of the Asia-Arctic (AA) pattern (the normalized AA pattern intensity index  $<-0.8$ : 1989/1990, 2000/2001, 2008/2009, 2009/2010; the normalized AA pattern intensity index  $>0.8$ : 1982/1983, 1994/1995, 1995/1996, 1999/2000, 2001/2002, 2007/2008) derived from 40 experiments. The negative and positive phases contain 160 and 240 winters, respectively; thin solid (dashed) and thick solid (dashed) purple contours denote positive (negative) SLP anomalies at 0.05 and 0.01 significance levels, respectively. Figs. b, c as in Fig. a, but for differences in wintertime 500 hPa height and SAT, respectively (Wu et al., 2015)

地区冬季逐日风场变率的最优天气型, 该天气型包含两个不同子型 (偶极子型和三极子型)。研究发现, 只有三极子型的年际变化 (包括强度和极端负位相的发生频次) 与前期秋季北极海冰变化有密切关系, 北极海冰减少的数值模拟试验也支持这一结论 [图 4, 引自 Wu et al. (2013a)]。在该研究中, 极端负位相的定义为标准化的三极型强度小于  $-1.28$ , 对应其发生概率小于 10% (属于极端天气事

件)。从这一点看, 北极海冰融化与冬季欧亚大陆盛行天气型的极端事件有联系。

就极端严寒事件的个例而言, 发生在 2012 年 1 月中、下旬的亚洲大陆极端严寒过程, 很可能是北极海冰异常偏少与前期夏季北极大气环流共同作用的结果 (Wu et al., 2017)。亚洲大陆的这次极端严寒事件持续长达 16 d [2012 年 1 月 17 日至 2 月 1 日; 图 5a, 图 5 至图 10 引自 Wu et al. (2017)],



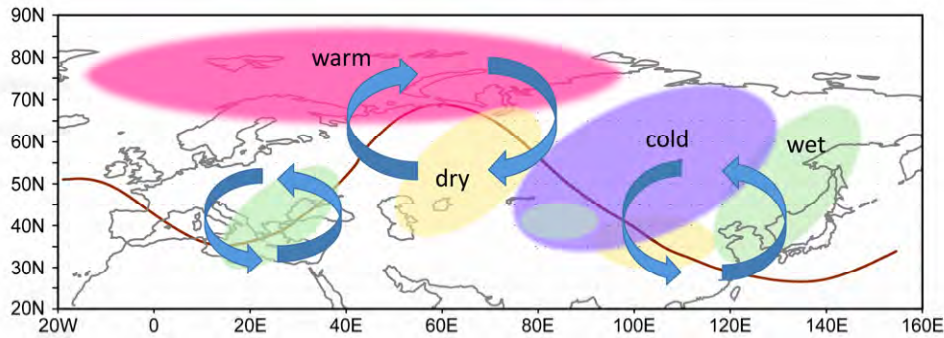


图 4 北极海冰异常偏少如何影响冬季欧亚大陆对流层低层盛行天气型以及表面气温和降水趋势的示意图, 其中, 弯曲的箭头表示与冬季欧亚大陆三极子型的负位相所对应的异常气旋和反气旋的空间分布, 褐色线表示 500 hPa 等高线, 黄色和绿色区域分别表示冬季降水偏少和偏多区域, 红色和紫色区域分别表示正、负表面气温异常

Fig. 4 Schematic diagram how reduced Arctic sea ice affects wintertime SAT and precipitation tendencies across Eurasia in the lower troposphere. Arrows denote the spatial distribution of the anomalous anticyclone and cyclone associated with the negative phase of the tripole wind pattern. The brown line represents the 500-hPa height isoline. Yellow and green areas indicate abnormally low and high precipitation, respectively. Red and purple areas depict positive and negative SAT anomalies, respectively

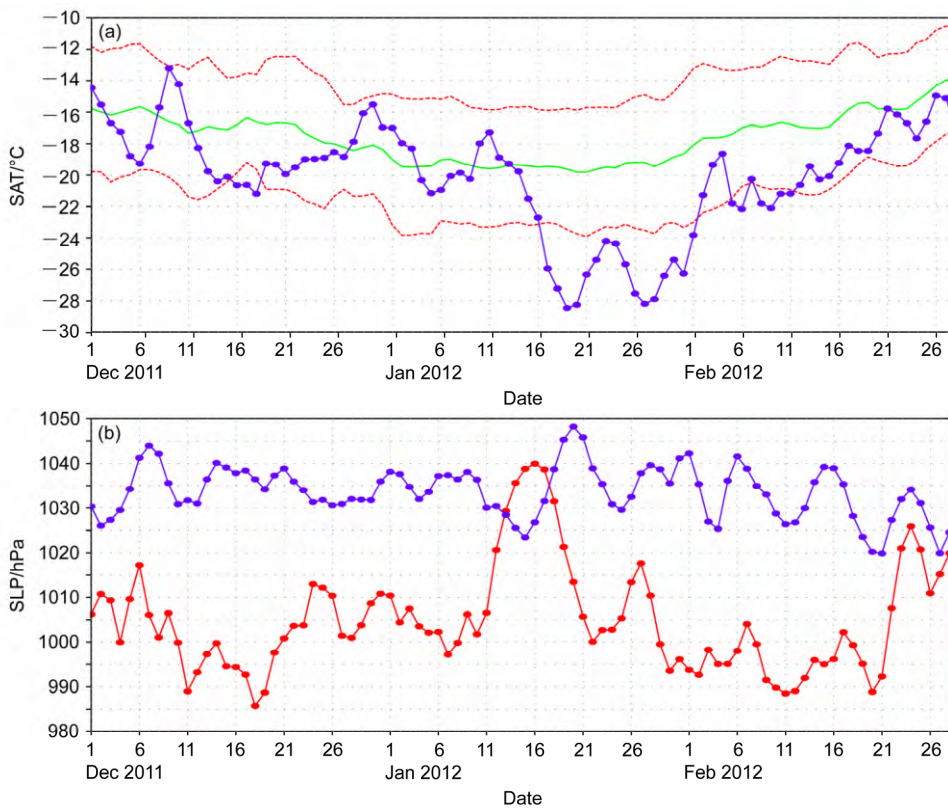


图 5 (a) 2011 年 12 月 1 日至 2012 年 2 月 28 日区域 ( $40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ ) 平均表面气温的逐日演变曲线 (蓝色), 绿色曲线为该区域 1979~2012 年冬季 (12 月 1 日至次年 2 月 28 日) 逐日表面气温平均值的演变曲线, 红色虚线为该区域冬季逐日表面气温平均值  $\pm$  标准偏差。(b) 2011 年 12 月 1 日至 2012 年 2 月 28 日区域 ( $40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ ) 平均 SLP (即西伯利亚高压强度指数) 的逐日演变曲线 (蓝色) 和区域 ( $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{W}$ ) 平均 SLP (即阿留申低压强度指数) 的逐日演变曲线 (红色)

Fig. 5 (a) Wintertime (1 December to 28 February) daily SAT (blue line) averaged over the region ( $40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ ) in 2011–2012. The green line is the same as the blue one but for the daily climatological mean over 33 winters from 1979 to 2012, and the two dashed red lines represent daily climatological mean  $\pm$   $\sigma$  (daily standard deviation). (b) Wintertime (1 December 2011 to 28 February 2012) daily Siberian High index (SHI) (blue line), which is defined as the regionally averaged SLP over the region ( $40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ ). The red line represents daily Aleutian Low index (ALI) in winter of 2011–2012, which is defined as the regionally averaged SLP over the region ( $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{W}$ )



已经不是天气尺度事件，而是一次短期极端气候事件。这次极端严寒事件的突出特征是，在冷空气爆发前阿留申低压经历了一次极端减弱的过程，并于 1 月 16 日达到最弱（1040 hPa），当其气压开始回落时，冷空气爆发，并且阿留申低压最弱超前西伯利亚高压最强 4 d（图 5b）。SLP 异常演变清楚地表

明（图 6），在 1 月初（5~7 日），在东北太平洋出现正的 SLP 异常中心，随着时间的推移，该正异常中心逐渐移向阿留申区域，并且异常振幅在逐渐增大，并于 14~16 日正异常达到最大值。此后，SLP 正异常开始减弱，冷空气在亚洲大陆爆发。图中显示，SLP 正异常主要是从北太平洋向西传播，即大

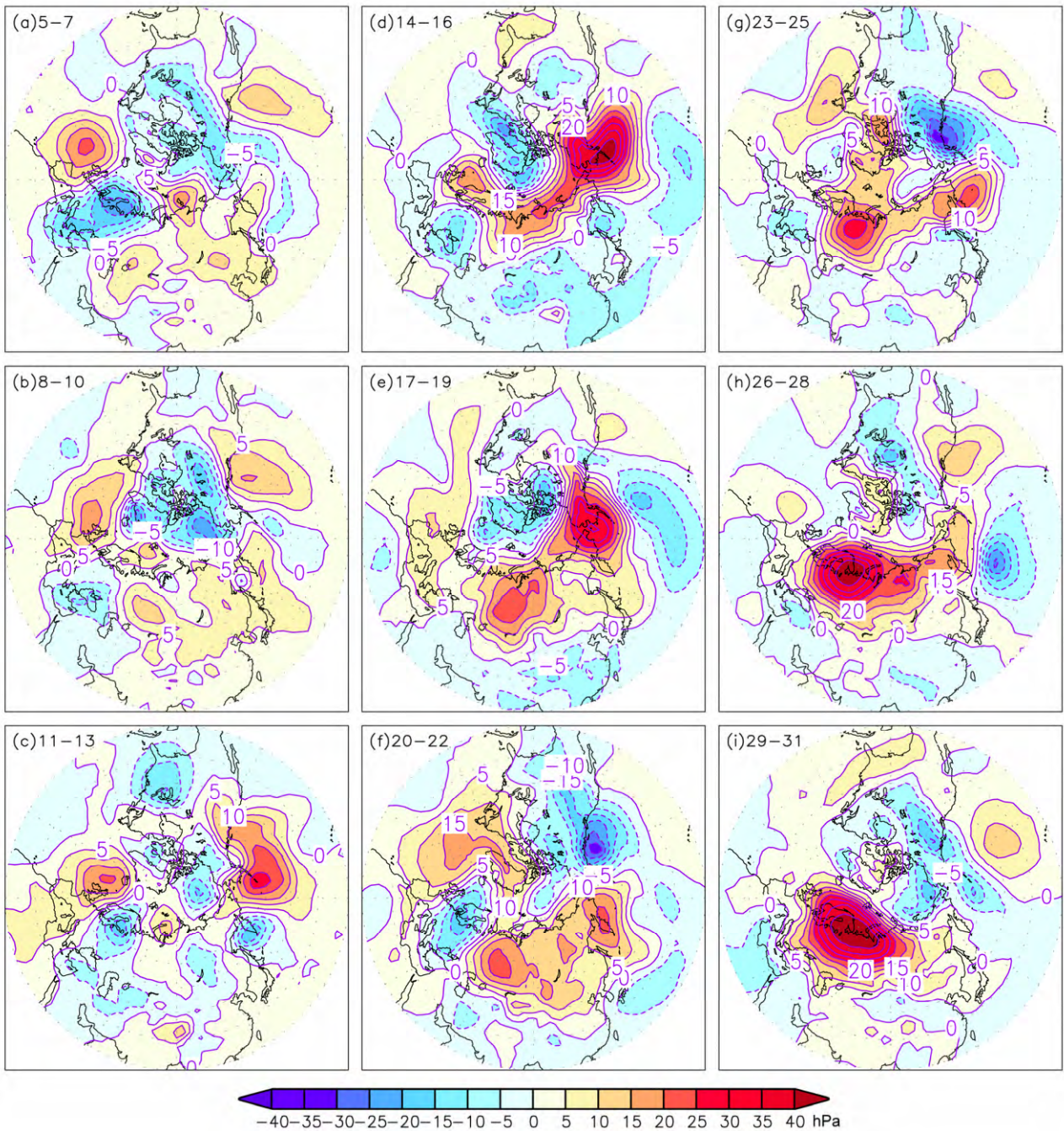


图 6 2012 年 1 月 SLP 异常（相对于 1979 至 2012 年冬季逐日平均值）的演变特征：(a) 1 月 5~7 日 SLP 异常的平均值；(b) - (i) 同 (a)，但为 8~10、11~13、14~16、17~19、20~22、23~25、26~28 以及 29~31 日异常的平均值

Fig. 6 Evolution of SLP anomaly (relative to the daily means averaged over 1979–2012) during January 2012: (a) SLP anomaly averaged over 5 to 7 January; (b–i) as in Fig. a, but for 8–10, 11–13, 14–16, 17–19, 20–22, 23–25, 26–28, and 29–31 January



气环流的“下游效应”在本次极端严寒事件中起重要作用。

为了更好地理解导致这次极端严寒事件的可能原因，非常有必要分析 2011/2012 年冬季平均以及该冬季逐月大气环流异常的主要特征，它可以作为评价海冰强迫模拟试验，能否有再现观测到的冬季大气环流异常的能力。2011/2012 年冬季，SLP 异常的主要特征是，加强的西伯利亚高压与正位相的北极涛动并存，并且，有三个独立 SLP 正异常中心，分别位于乌拉尔山，北大西洋东北部，以及北太平洋东北部（图 7）。一个相似的 SLP 异常的空间分布型也出现在 2011 年 12 月，但是，位于乌拉

尔山的正异常与冬季平均相比明显减弱，而另外两个 SLP 正异常中心明显加强。2012 年 1 月，SLP 异常在欧亚大陆北部以及阿留申区域呈现哑铃型分布，与极端严寒持续期间（2012 年 1 月 17 日至 2 月 1 日）的 SLP 异常相似（图略）。2012 年 2 月，正的 SLP 异常主要出现在乌拉尔山和北大西洋东北部，而此时的阿留申低涡明显偏强。在欧亚大陆以及北太平洋的中、高纬度区域，冬季和 2012 年 1 月平均 SLP 异常的空间分布呈现相似特征，部分原因是受到持续的极端严寒事件的影响。

大气环流模式（ECHAM5）（Roeckner et al., 2003）是否可以再现 2011/2012 年冬季大气环流异

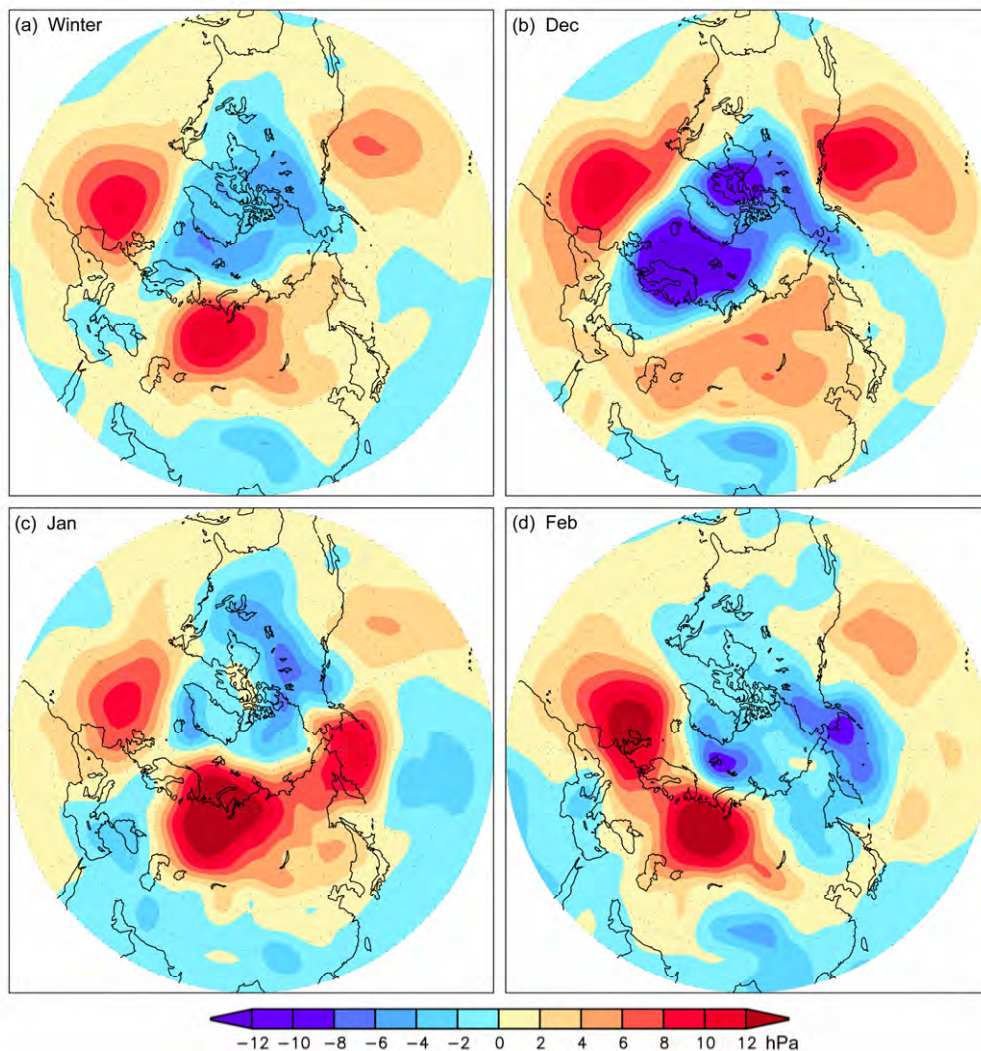


图 7 (a) 2011/2012 年观测的冬季 SLP 异常（相对于 1979 至 2012 年冬季平均值）的空间分布。(b) 同 (a)，但为 2011 年 12 月（相对于 1979 至 2011 年 12 月平均值）。(c) 同 (a)，但为 2012 年 1 月（相对于 1980 至 2012 年 1 月平均值）。(d) 同 (c)，但为 2012 年 2 月（相对于 1980 至 2012 年 2 月平均值）

Fig. 7 (a) Observed SLP anomaly in the winter of 2011/2012 relative to the mean value of 1979–2012. (b) As in Fig. a, but for December 2011 relative to the mean value of 1979–2011. (c) As in Fig. a, but for January 2012 relative to the mean value of 1980–2012. (d) As in Fig. c, but for February 2012 relative to the mean value of 1980–2012

常的主要特征, 包括季节和月的平均异常? 这个问题对于确定北极海冰异常偏少是否对该极端严寒事件有贡献至关重要。然而, 数值模拟试验清楚地表明, 仅凭北极海冰强迫(以 2011 年 8 月至 2012 年 2 月观测的北极海冰为强迫, 模式大气的初值由控制试验提供, 该组试验简称为海冰强迫试验), 模式模拟的冬季大气环流响应, 尚不能再现观测到的冬季环流的主要特征(图略)。因此, 除了模式自身的性能外, 模式中大气初值也是影响模拟结果的因素之一。当同时考虑观测到的北极海冰强迫以及 2011 年夏季大气初值条件(6 月 1 日至 8 月 31 日, 92 个不同模式大气初值由 NCEP/NCAR 逐日再分析资料经空间插值计算得到)时(该组试验简称

不同初值的海冰强迫试验), 模拟的冬季大气响应再现了观测到的 SLP 异常的主要特征(图 8)。模拟的冬季 SLP 正异常呈现带状结构, 从北美东海岸向东跨越北大西洋、欧亚大陆到北太平洋, 最大正异常中心出现在阿留申区域(大于 4 hPa), 次大值中心位于里海北部的欧亚大陆中部(大于 1 hPa)。而负异常主要出现在北极、北美以及正异常的南部区域。SLP 异常的空间分布, 某种程度上令人回想起北极涛动(AO), 与观测的 SLP 异常大致是一致的。在欧亚大陆中部以及北大西洋北部, 模拟的 SLP 正异常明显偏弱, 而在北太平洋, 模拟的 SLP 正异常明显偏强。模拟的 2011 年 12 月的 SLP 异常与观测结果很相似。模拟的 2012 年 1 月 SLP 异常与冬

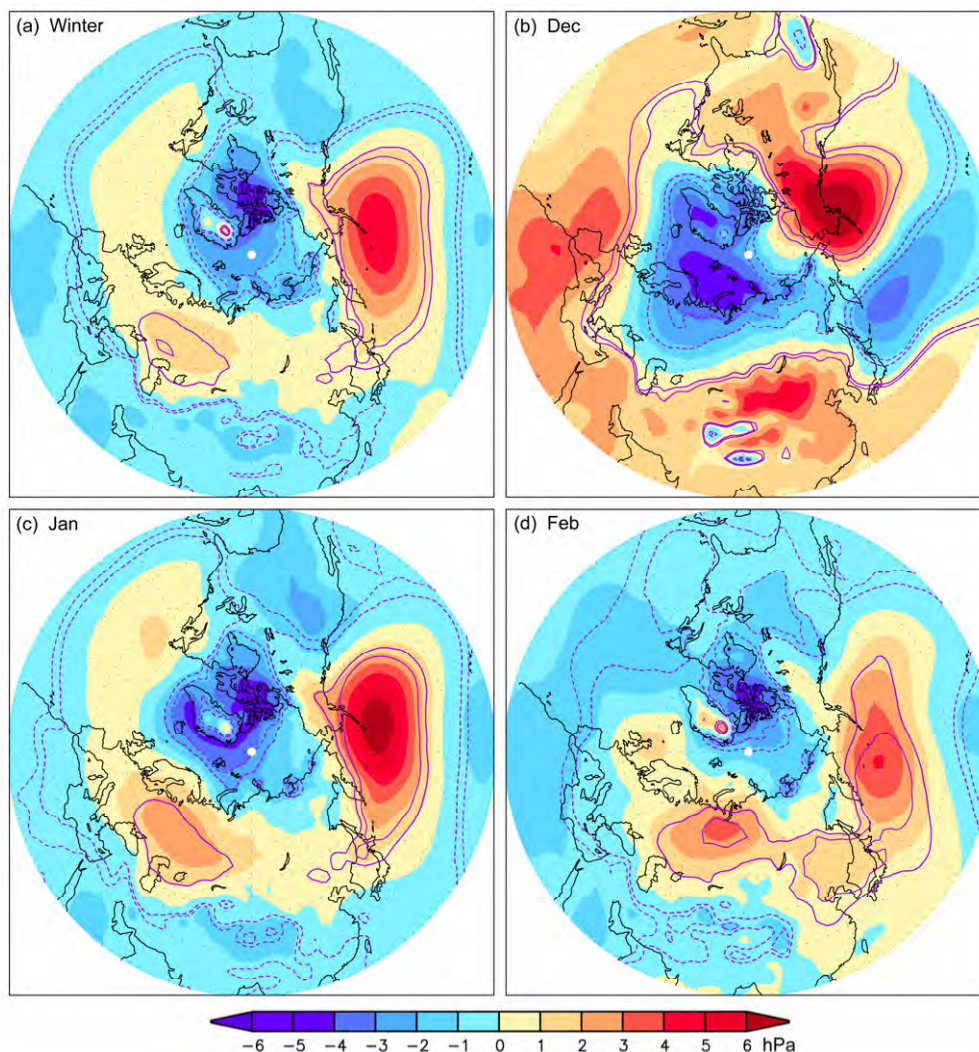


图 8 (a) 模式模拟的冬季 SLP 异常(由模拟的 92 个冬季的集成平均减去控制试验), 紫色细线和粗线(虚线和实线)分别表示 SLP 异常达到 0.05 和 0.01 显著性水平。(b) - (d) 同(a), 但为 2011 年 12 月、2012 年 1 月以及 2012 年 2 月

Fig. 8 (a) Simulated wintertime mean SLP difference between the ensemble mean of 92 winters and the control run (the ensemble mean minus the control run simulation). Thin and thick purple lines denote SLP differences at the 0.05 and 0.01 significance levels, respectively. (b)-(d) As in Fig. a, but for December 2011, January 2012, and February 2012, respectively



季异常在空间结构上相似,但异常振幅加大,整体上与观测结果是一致的。因此,模拟试验结果意味着,2011年8月至2012年2月北极海冰密集度异常,以及2011年夏季北极大气环流初值条件的共同影响,对2011/2012年冬季观测到的SLP异常有贡献。特别是,持续减弱的阿留申低压是大气对北极海冰异常偏少响应的优势特征,这可能是由于单独天气系统的累积影响所致。

基于不同初值海冰强迫试验的输出结果,计算了92个冬季逐日阿留申低压强度指数,当该指数大于等于1032.7 hPa时,对应一个小概率事件,即极端偏弱的阿留申低压发生概率小于10%。对于海冰强迫试验,当阿留申低压指数大于或等于1031.5 hPa时,其发生概率小于10%。2011年夏季北极大气初值条件,明显影响冬季阿留申低压对北极海冰异常偏少的响应,导致发生的概率分布系统地移向阿留申低压偏弱一侧(图9a)。阿留申低压指数处于1033至1043 hPa时,其发生概率比海冰强迫试

验明显偏大,在北极海冰异常偏少时期(2007~2012年)尤为突出(图9b)。进一步分析发现,当阿留申低压指数大于或等于1032.7 hPa时,不同初值的海冰强迫试验和海冰强迫试验的发生概率分别为10.0%和7.8%,这意味着前者更容易出现小概率极端事件。因此,2011年夏季大气初值不仅加强了北极海冰偏少对冬季欧亚大陆和北美气候变率的影响,而且也加强了对冬季阿留申低压的影响。

为选出不同初值的海冰强迫试验中的极端严寒事件,人为地设定以下三个标准:(1)冬季逐日表面气温在西伯利亚高压区域(40°~60°N, 80°~120°E)的平均值小于或等于-21.2度(发生概率小于10%),同时,阿留申低压指数大于或等于1032.7 hPa;(2)满足(1)中条件的极端事件至少持续3d;(3)连续两次极端事件的间隔超过15d。共计检测出10次满足上述标准的极端严寒事件,其中,9次发生在1月,1次发生在2月。图10显示了海平面气压异常的合成分析结果。在极端严寒事件爆发

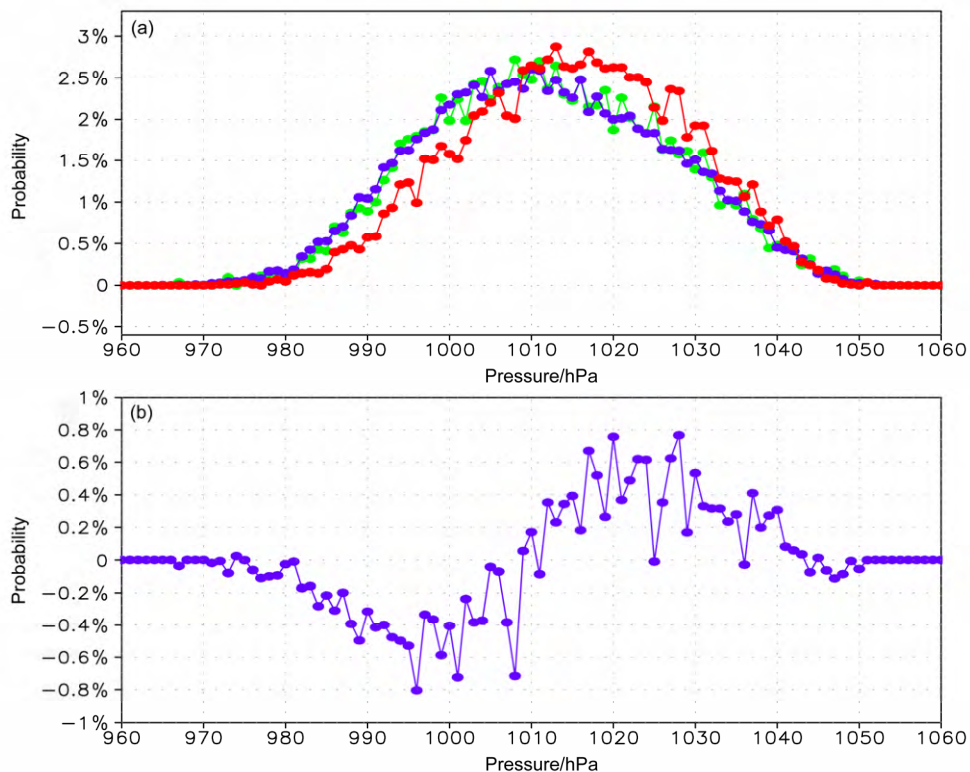


图9 (a) 模拟的冬季逐日阿留申低压指数的概率分布曲线,红色(蓝色)曲线表示不同大气初值的北极海冰强迫(海冰强迫)模拟试验,绿色曲线表示海冰强迫模拟试验在6个冬季(2007/2008~2012/2013)的概率分布。(b) 模拟的冬季逐日阿留申低压指数的概率分布之差,由不同大气初值的北极海冰强迫模拟试验的概率分布减去海冰强迫试验中6个冬季(2007/2008~2012/2013)的概率分布得到

Fig. 9 (a) Probability distribution curves of simulated wintertime daily Aleutian low index (ALI) in the sea ice-forced experiments with different initial atmospheric conditions (red), sea ice-forced experiments (blue), and sea ice-forced experiments in six winters (2007/2008~2012/2013) (green). (b) Differences in the probability distribution of simulated wintertime daily ALI between the sea ice-forced experiments with different initial atmospheric conditions (red curve in Fig. a) and the sea ice-forced experiments in six winters (2007/2008~2012/2013) (green curve in Fig. a)

前的 12~10 d, 海平面气压异常的正中心出现在北美大陆, 随后该正异常中心逐渐西移, 在事件爆发前的 3~1 d 到达阿留申区域。在演变过程中, 其强度逐渐加强, 并在 0~2 d 达到峰值。在此过程中,

位于欧亚大陆的海平面气压正异常向东移向日本, 在东移过程中强度加强、控制范围增大。自极端严寒事件爆发后的 3~5 d 开始, 已经减弱并向西南扩展的海平面气压出现在阿留申和西北太平洋区域。

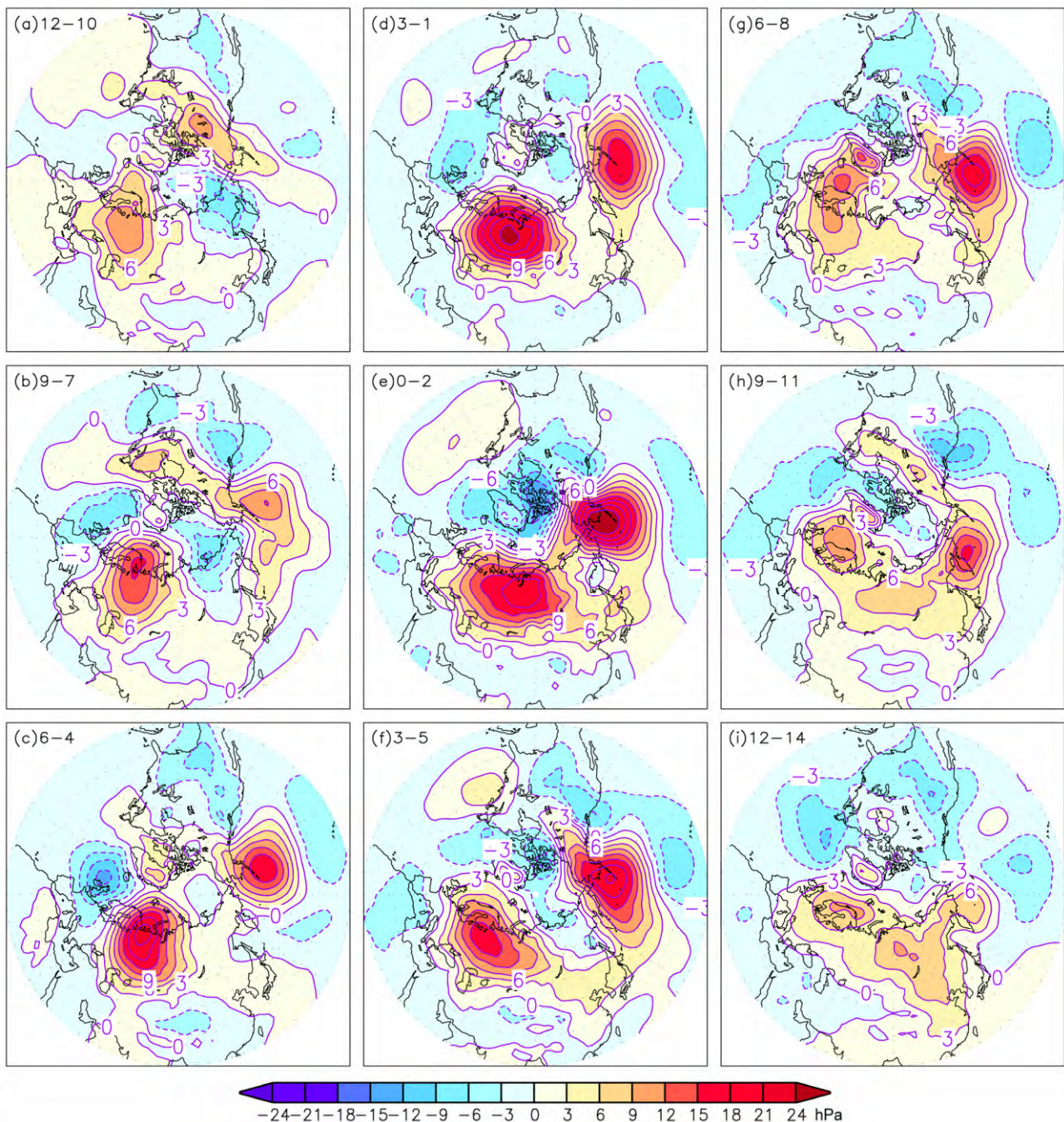


图 10 模拟的 10 个极端严寒事件的 SLP 异常合成结果 (由不同大气初值的北极海冰强迫模拟试验减去控制试验得到) 的演变: (a) 极端严寒事件爆发前 12~10 d 的 SLP 异常的平均值空间分布; (b) - (d) 同 (a), 但分别为 9~7 d、6~4 d、3~1 d 的 SLP 异常的平均值空间分布; (e) - (i) 同 (a), 但为极端严寒事件爆发以后 0~2 d、3~5 d、6~8 d、9~11 d 以及 12~14 d 的 SLP 异常的平均值空间分布

Fig. 10 Evolution of composites of simulated wintertime daily SLP anomalies for the 10 selected extreme cold events derived from results of the sea ice-forced experiments with different initial atmospheric conditions minus results of the control run: (a) SLP anomalies averaged from 12 to 10 days prior to the extreme cold events; (b)-(d) As in Fig. a, but for 9-7, 6-4, and 3-1 days prior to the extreme cold events; (e)-(i) As in Fig. a, but for 0-2, 3-5, 6-8, 9-11, and 12-14 days after the peak of the extreme cold events



至此, 我们看到, 北极海冰—气相互作用可以影响冬季的大气环流, 而后者又提供了有利于极端严寒事件出现的背景条件。2011 年夏季北极大气环流呈现如下主要特征: (1) 对流层中、低层异常偏暖; (2) 北冰洋表面风场呈现反气旋性异常, 对应夏季海平面气压为正异常[Wu et al. (2017) 的图 7]。这种大气环流的热力和动力特征, 不仅对夏、秋季节北极海冰异常偏少有重要贡献, 而且可以加强北极海冰异常偏少对冬季大气环流的负反馈, 从而进一步加强了冬季西伯利亚高压的强度。因此, 夏季北极大气环流的热力和动力状态是预测冬季西伯利亚高压强度以及东亚气温的重要前兆信号(Wu et al., 2016)。历史上, 2006、2013、以及 2016 年夏季, 北极对流层中、低层异常偏冷, 同时, 夏季北冰洋表面风场呈现气旋性异常, 后期冬季西伯利亚高压异常偏弱(冬季风偏弱), 我国大部分区域气温偏高。

不可否认, 有关北极海冰—气相互作用导致这次极端严寒的具体过程依然不清楚, 特别是, 伴随着冷空气的爆发, 在太平洋一侧出现极地阻塞高压, 其对冷空气在东亚区域的维持起重要作用[Wu et al. (2017) 的图 4]。尽管北极海冰异常偏少以及北极增暖有利于极地阻塞高压的出现, 但是它们之间的可能联系过程并不清楚。北极海冰融化如何影响冬季中纬度地区的天气过程(特别是季节内变化过程), 包括极端天气事件, 是学术界关注的焦点问题之一, 更是当前国际研究的热点和前沿问题。目前, 这方面研究工作还非常有限, 因此, 亟需开展深入细致的研究。

## 5 学术争论以及需要澄清的模糊问题

关于北极增暖、北极海冰融化对中纬度区域的影响, 学术界还存在争论。Francis and Vavrus(2012)指出, 北极增暖将有利于大气波动传播速度变慢, 环流的径向性加大, 使得北半球某些区域容易出现阻塞型环流异常, 因而, 有利于极端天气事件的发生。按照这一观点, 北半球的阻塞型环流异常在某些区域应该有明显增加趋势, 但是, Barnes (2013)的分析结果表明, 阻塞型环流并无显著的上升趋势。这一结果导致北极增暖可以影响中纬度急流, 进而影响中纬度地区的极端天气事件备受质疑。与这两个研究不同的是, Luo et al. (2016a, 2016b) 近期研究指出, 北极海冰融化(即北极增暖)主要是

导致高纬度阻塞频率增加且持续时间变长, 而中纬度阻塞频率减少且持续时间变短。Francis and Vavrus (2012) 和 Barnes (2013) 分别代表了截然不同两种观点, 他们的争论已经不仅仅局限于对中纬度急流和极端天气的影响, 已延伸到是北极增暖(或北极海冰减少)的影响重要, 还是中、低纬度对北极的影响重要。Barnes and Screen (2015) 认为, 北极增暖是否对中、低纬度天气有影响, 尚无定论。他们认为, 尽管数值模拟试验结果支持北极增暖可以显著地影响中纬度大气环流, 但是, 这并非意味着北极增暖已经影响了, 或将要影响中纬度大气环流。持这种观点的主要依据是, 中、高纬度区域大气内部变率远大于北极增暖的影响, 并且, 多数模拟试验结果显示, 模式大气对北极海冰融化的响应振幅明显偏小。此外, 目前可用的观测记录太少, 尚不足以研究北极增暖的确切影响, 他们(Barnes and Screen, 2015)更倾向于中、低纬度大气环流影响了北极增暖。目前, 还有一些学者认为, 评估近期北极变化对现在和未来天气、气候影响的可能性将是困难的, 甚至是颇具争议的话题(Jung et al., 2015)。在问题的描述、研究方法, 以及影响机制方面, 学术界还少有一致性, 更有甚者, 利用相同的资料, 却得出不同的结论。以下简单概述目前存在的不同观点:

### (1) 热带海温强迫对北极海冰强迫

中、高纬度增暖 and 变化主要受热带海温影响(Ding et al., 2014), Ding et al. (2014) 指出, 自 1979 年以来, 北极地区最显著的年平均表面和对流层增暖, 出现在加拿大东北部和格陵兰。该区域温度的年际变率与 NAO 有关系, 即该区域增暖与 NAO 负的趋势有密切关系, 是对热带海温强迫的响应。因此, 他们的结论是该区域增暖是自然变率所致。然而, Cohen (2016) 指出, 在北极增暖期间, 观测到的大气环流趋势更像与北极下垫面强迫有关的变率, 而非热带强迫。尽管 2015/2016 年冬季发生了强厄尔尼诺事件, 但它并不能掩盖北极海冰融化对冬季西伯利亚高压的影响(武炳义和琨琨, 2016)。

### (2) 北极海冰融化与冬季欧亚大陆的降温趋势

一些研究认为, 北极海冰融化(包括海温升高)是导致冬季欧亚大陆出现降温趋势的主要原因之一(Wu et al., 2011, 2013a; Cohen et al., 2012; Cohen, 2016), 而这一点是温室气体排放和热带海温强迫

所无法解释的。Cohen et al. (2012) 认为, 欧亚大陆变冷趋势是全球增暖趋缓的原因之一。而另外一些研究则认为, 欧亚大陆的降温趋势与北极海冰融化没有关系, 是大气内部变率所产生的异常环流决定的 (McCusker et al., 2016; Sun et al., 2016)。北极海冰融化对高纬度大陆的影响是减少逐日温度变率和极端冷事件 (Sun et al., 2016)。

事实上, 这里有几个问题需要明确。其一, 北极增暖是北极气候长期变化趋势, 而非逐年变率。因此, 北极增暖的影响是指增暖趋势的影响, 与特定年份北极海冰异常对北半球中纬度地区的影响是截然不同的。尽管北极增暖与北极海冰融化有密切关系, 但是, 北极增暖并非始终随海冰减少而持续加强 (Yim et al., 2016)。对于特定的冬季 (如 2015/2016 冬季), 北极表面气温的正异常与北极海冰异常减少并不存在对应关系 (武炳义和杨琨, 2016)。其二, 对于北极海冰融化模拟试验, 模拟的集成平均大气环流响应振幅明显偏小问题 (与观测相比)。主要原因很可能与大气环流模式中海冰的处理方式有关系, 一般大气环流模式均指定海冰厚度 (例如, 指定北半球海冰厚度为 2 m, 而南半球海冰厚度为 1 m)。因此, 这种处理不能正确反映北冰洋边缘海域薄海冰的影响。此外, 很可能与指定的月的北极海冰密集度作为外强迫有关, 如果用观测的逐日海冰密集度将加大响应振幅。同时, 与模式大气内部变率有关, 为增加强迫试验结果的稳定性和可信性, 必须增加海冰强迫试验的次数, 但不可否认, 模式的集成平均样本数也影响大气的响应振幅。大气环流异常是多种因素共同作用的结果, 北极和次北极海表温度与北极海冰密集度是协同变化的, 在模式中同时考虑海冰和海表温度的影响, 可能将大幅度地提高模式大气的响应振幅。其三, 北极海冰融化影响的不确定问题。由于大气环流内部的复杂性及其与不同下垫面的相互作用, 就决定了亚洲大气环流异常与特定下垫面异常之间不存在一一对应关系。但是, 这并不意味着北极海冰偏少影响大气环流的机制发生了改变, 也不意味着北极海冰强迫变得不重要。北极海冰的影响效果不仅取决于海冰密集度异常的空间分布以及异常振幅的大小, 还与大气环流自身的动力和热力状态有密切的关系 (Wu et al., 2016)。这些因素决定了大气环流响应的位置和振幅强弱。

## 6 结论和讨论

本文概要分析总结了针对以下问题的代表性研究进展: (1) 北极大气表面风场变率的优势模态, 及其对 9 月北极海冰范围极小值以及海冰融化趋势的影响; (2) 北极海冰异常偏少与东亚冬季冷暖异常的联系; (3) 北极海冰异常偏少影响天气、气候的两种可能机制; (4) 北极海冰异常偏少与冬季极端事件的可能联系; (5) 目前的学术争论以及需要澄清的模糊问题。北极海冰通过以下两个可能机制来影响东亚冬季的天气、气候: (1) 北极海冰的负反馈机制, (2) 由海冰异常偏少引起的平流层—对流层相互作用机制。秋、冬季节北极海冰异常偏少, 特别是, 巴伦支海—喀拉海海冰异常偏少, 既可以加强冬季西伯利亚高压 (东亚冬季风偏强), 也可以导致冬季风偏弱。导致海冰影响不确定性的部分原因是: (1) 夏季北极大气环流状态影响北极海冰异常偏少对冬季大气环流的反馈效果, (2) 冬季大气环流对北极海冰异常偏少响应的位置、强度不同造成的。秋、冬季节北极海冰持续异常偏少, 在适宜的条件下 (例如, 前期夏季北极大气环流的热力和动力条件, 有利于加强北极海冰偏少对冬季大气的反馈作用), 可以激发出有利于冬季亚洲大陆极端严寒过程的大气环流异常 (例如, 发生在 2012 年 1 月中、下旬的极端严寒过程)。当然, 有关秋、冬季节北极海冰持续异常偏少影响冬季欧亚大陆季节内变化以及极端天气、气候事件的过程和机制, 依然尚不清楚。

尽管北极海冰异常偏少对北极暖异常有贡献, 但是它们之间的联系并不简单。海冰异常直接影响局地的表面气温, 但表面气温异常不一定反应北极对流层中、低层的气温异常。利用冬季北极表面气温来反应中、高纬度的热力梯度, 将人为地夸大了北极的影响。近期研究表明, 冬季北极对流层中、低层平均气温在 2004 年冬季以后, 进入异常偏暖阶段 (Wu, 2017)。对应冬季北极异常偏暖, 北太平洋、北部非洲、以及亚洲和北美洲的低纬度区域均异常偏暖, 同时, 在欧亚大陆和北美大陆的中纬度地区异常偏冷。研究表明, 以前少有关的一个冬季大气环流异常与北极对流层中、低层异常偏暖有密切关系。该大气环流异常不同于北极偶极子异常 (以往研究认为, 北极偶极子异常对北极暖异常有贡献), 与北极相比, 它与中、低纬度大气环流



异常关系更为密切。该大气环流异常与冬季欧亚大陆 EU 遥相关型以及太平洋—北美 (PNA) 型均有显著的相关关系。秋季北极海冰异常偏少以及热带太平洋海温异常偏低,特别是 La Niña 状态下的海温异常,对冬季北极对流层中、低层暖异常有贡献。

冬季北极暖异常主要是中、高纬度区域大气环流向北极输送暖平流造成的 (Feng and Wu, 2015; Wu et al., 2017; Wu, 2017)。主要有两个区域,其一是格陵兰以东至乌拉尔山以西区域,另外一个区域是东北太平洋至北美西部。一方面,在这两个区域大气环流向北极输送暖湿气流,同时,在其下游把高纬度区域的冷空气释放到中、高纬度地区。秋、冬季节北极海冰异常偏少,通过影响冬季中、高纬度大气环流,进而间接地影响冬季北极对流层中、低层气温异常。

如上文所述,有大量研究工作均涉及到北极海冰融化的影响,一些研究工作甚至可以追溯到 1970 年代。本文只是选择性地分析总结了一些有代表性的研究成果,不可避免地遗漏了一些重要工作。同时,由于个人的学术积累和认知有限,对于问题的理解会有偏颇。针对上述问题,敬请读者谅解,更欢迎指正。

### 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 (5): 890–905, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0890:TARTRA>2.0.CO;2.
- Barnes E A. 2013. Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 40 (17): 4734–4739, doi:10.1002/grl.50880.
- Barnes E A, Screen J A. 2015. The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? has it? will it? [J]. *WIREs Climate Change*, 6 (3): 277–286, doi:10.1002/wcc.337.
- Carmack E, Melling H. 2011. Cryosphere: Warmth from the deep [J]. *Nat. Geosci.*, 4 (1): 7–8, doi:10.1038/ngeo1044.
- Cohen J. 2016. An observational analysis: Tropical relative to Arctic influence on midlatitude weather in the era of Arctic amplification [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 43 (10): 5287–5294, doi:10.1002/2016GL069102.
- Cohen J, Screen J A, Furtado J C, et al. 2014. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather [J]. *Nat. Geosci.*, 7 (9): 627–637, doi:10.1038/ngeo2234.
- Cohen J L, Furtado J C, Barlow M A, et al. 2012. Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling [J]. *Environ. Res. Lett.*, 7 (1): 014007, doi:10.1088/1748-9326/7/1/014007.
- Deser C, Magnusdottir G, Saravanan R, et al. 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 (5): 877–889, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0877:TEONAS>2.0.CO;2.
- Ding Q H, Wallace J M, Battistini D S, et al. 2014. Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland [J]. *Nature*, 509 (7499): 209–212, doi:10.1038/nature13260.
- Ding Y H, Wang Z Y, Song Y F, et al. 2008. Causes of the unprecedented freezing disaster in January 2008 and its possible association with the global warming [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 66 (5): 809–825, doi:10.11676/qxxb2008.074.
- Feng C, Wu B Y. 2015. Enhancement of winter arctic warming by the Siberian high over the past decade [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 8 (5): 257–263, doi:10.3878/AOSL20150022.
- Francis J A, Hunter E. 2007. Changes in the fabric of the Arctic's greenhouse blanket [J]. *Environ. Res. Lett.*, 4 (4): 045011, doi:10.1088/1748-9326/2/4/045011.
- Francis J A, Vavrus S J. 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (6): L06801, doi:10.1029/2012GL051000.
- Francis J A, Chan W H, Leathers D J, et al. 2009. Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (7): L07503, doi:10.1029/2009GL037274.
- Francis J A, Vavrus S J. 2015. Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming [J]. *Environ. Res. Lett.*, 10 (1): 014005, doi:10.1088/1748-9326/10/1/014005.
- Gao Y Q, Sun J Q, Li F, et al. 2015. Arctic sea ice and Eurasian climate: A review [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32 (1): 92–114, doi:10.1007/s00376-014-0009-6.
- Graversen R G, Mauritsen T, Drijfhout S, et al. 2011. Warm winds from the Pacific caused extensive Arctic sea-ice melt in summer 2007 [J]. *Climate Dyn.*, 36 (11–12): 2103–2112, doi:10.1007/s00382-010-0809-z.
- Guo D, Gao Y Q, Bethke I, et al. 2014. Mechanism on how the spring Arctic sea ice impacts the East Asian summer monsoon [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 115 (1–2): 107–119, doi:10.1007/s00704-013-0872-6.
- Honda M, Inoue J, Yamane S. 2009. Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (8): L08707, doi:10.1029/2008GL037079.
- Inoue J, Hori M, Takaya K. 2012. The role of Barents Sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-Arctic cold-Siberian anomaly [J]. *J. Climate*, 25 (7): 2561–2568, doi:10.1175/JCLI-D-11-00449.1.
- Jaiser R, Dethloff D, Handorf D. 2013. Stratospheric response to Arctic sea ice retreat and associated planetary wave propagation changes [J]. *Tellus A*, 65 (1): 19375, doi:10.3402/tellusa.v65i0.19375.
- Jung T, Hilmer M. 2001. The link between the North Atlantic oscillation and Arctic sea ice export through Fram Strait [J]. *J. Climate*, 14 (19): 3932–3943, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3932:TLBTNA>2.0.CO;2.
- Jung T, Doblas-Reyes F, Goessling H, et al. 2015. Polar lower-latitude linkages and their role in weather and climate prediction [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96 (11): ES197–ES200, doi:10.1175/BAMS-D-15-00121.1.
- Kapsch M L, Graversen R G, Tjernström M. 2013. Springtime atmospheric energy transport and the control of Arctic summer sea-ice extent [J]. *Nature Climate Change*, 3 (8): 744–748, doi:10.1038/nclimate1884.

- Kay J E, L'Ecuyer T, Gettelman A, et al. 2008. The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35 (8): L08503, doi:10.1029/2008GL033451.
- Kim B M, Son S W, Son S K, et al. 2014. Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss [J]. *Nature Communications*, 5: 4646, doi:10.1038/ncomms5646.
- Kug J S, Jeong J H, Jang Y S, et al. 2015. Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia [J]. *Nat. Geosci.*, 8 (10): 759–762, doi:10.1038/ngeo2517.
- Kwok R, Rothrock D A. 1999. Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic oscillation [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (C3): 5177–5189, doi:10.1029/1998JC900103.
- Lee S. 2014. A theory for polar amplification from a general circulation perspective [J]. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, 50 (1): 31–43, doi:10.1007/s13143-014-0024-7.
- Li F, Wang H J. 2012. Autumn sea ice cover, winter Northern Hemisphere annular mode, and winter precipitation in Eurasia [J]. *J. Climate*, 26 (11): 3868–3981, doi:10.1175/JCLI-D-12-00380.1.
- Li F, Wang H J. 2013. Relationship between Bering Sea ice cover and East Asian winter monsoon year-to-year variations [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30 (1): 48–56, doi:10.1007/s00376-012-2071-2.
- Liu J P, Curry J A, Wang H J, et al. 2012. Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 109 (11): 4074–4079, doi:10.1073/pnas.1114910109.
- Luo D H, Xiao Y Q, Yao Y, et al. 2016a. Impact of Ural blocking on winter warm Arctic-cold Eurasian anomalies. Part I: Blocking-induced amplification [J]. *J. Climate*, 29 (11): 3925–3947, doi:10.1175/JCLI-D-15-0611.1.
- Luo D H, Xiao Y Q, Diao Y N, et al. 2016b. Impact of Ural blocking on winter warm Arctic-cold Eurasian anomalies. Part II: The link to the North Atlantic oscillation [J]. *J. Climate*, 29 (11): 3949–3971, doi:10.1175/JCLI-D-15-0612.1.
- Magnusdottir G, Deser C, Saravanan R. 2004. The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part I: Main features and storm track characteristics of the response [J]. *J. Climate*, 17 (5): 857–876, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0857:TEONAS>2.0.CO;2.
- Makshtas A P, Andreas E L. 1991. The heat budget of Arctic ice in the winter [M]. Cambridge: International Glaciological Society, 77pp.
- McCusker K E, Fyfe J C, Sigmund M. 2016. Twenty-five winters of unexpected Eurasian cooling unlikely due to Arctic sea-ice loss [J]. *Nat. Geosci.*, 9 (11): 838–842, doi:10.1038/NGEO2820.
- Mori M, Watanabe M, Shioyama H, et al. 2014. Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades [J]. *Nat. Geosci.*, 7 (12): 869–873, doi:10.1038/ngeo2277.
- Murray R J, Simmonds I. 1995. Responses of climate and cyclones to reductions in Arctic winter sea ice [J]. *J. Geophys. Res.*, 100 (C3): 4791–4806, doi:10.1029/94JC02206.
- Nakamura T, Yamazaki K, Iwamoto K, et al. 2015. A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn [J]. *J. Geophys. Res.*, 120 (8): 3209–3227, doi:10.1002/2014JD022848.
- Newson R L. 1973. Response of a general circulation model of the atmosphere to removal of the Arctic ice-cap [J]. *Nature*, 241 (5384): 39–40, doi:10.1038/241039b0.
- Ogi M, Yamazaki K, Wallace J M. 2010. Influence of winter and summer surface wind anomalies on summer Arctic sea ice extent [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (7): L07701, doi:10.1029/2009GL042356.
- Overland J, Francis J A, Hall R, et al. 2015. The melting Arctic and midlatitude weather patterns: Are they connected? [J]. *J. Climate*, 28 (20): 7917–7932, doi:10.1175/JCLI-D-14-00822.1.
- Overland J E, Wang M Y. 2010. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice [J]. *Tellus A*, 62 (1): 1–9, doi:10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x.
- Overland J E, Dethloff K, Francis J A, et al. 2016. Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic [J]. *Nature Climate Change*, 6 (11): 992–999, doi:10.1038/NCLIMATE3121.
- Park D S R, Lee S, Feldstein S B. 2015. Attribution of the recent winter sea ice decline over the Atlantic sector of the Arctic Ocean [J]. *J. Climate*, 28 (10): 4027–4033, doi:10.1175/JCLI-D-15-0042.1.
- Parkinson C L, Rind D, Healy R J, et al. 2001. The impact of sea ice concentration accuracies on climate model simulations with the GISS GCM [J]. *J. Climate*, 14 (12): 2606–2623, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2606:TIOSIC>2.0.CO;2.
- Peings Y, Magnusdottir G. 2014. Response of the wintertime Northern Hemisphere atmospheric circulation to current and projected Arctic sea ice decline: A numerical study with CAM5 [J]. *J. Climate*, 27 (1): 244–264, doi:10.1175/JCLI-D-13-00272.1.
- Perlwitz J, Hoerling M, Dole R. 2015. Arctic tropospheric warming: Causes and linkages to lower latitudes [J]. *J. Climate*, 28 (6): 2154–2167, doi:10.1175/jcli-d-14-00095.1.
- Petoukhov V, Semenov V A. 2010. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents [J]. *J. Geophys. Res.*, 115 (D21): D21111, doi:10.1029/2009JD013568.
- Polyakov I V, Walsh J E, Kwok R. 2012. Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93 (2): 145–151, doi:10.1175/BAMS-D-11-00070.1.
- Polyakov I V, Timokhov L A, Alexeev V A, et al. 2010. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 40 (12): 2743–2756, doi:10.1175/2010JPO4339.1.
- Proshutinsky A Y, Johnson M A. 1997. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (C6): 12493–12514, doi:10.1029/97JC00738.
- Rigor I G, Wallace J M, Colony R I. 2002. Response of sea ice to the Arctic Oscillation [J]. *J. Climate*, 15 (18): 2648–2663, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<2648:ROSITT>2.0.CO;2.
- Rinke A, Dethloff K, Dorn W, et al. 2013. Simulated Arctic atmospheric feedbacks associated with late summer sea ice anomalies [J]. *J. Geophys. Res.*, 118 (14): 7698–7714, doi:10.1002/jgrd.50584.
- Roeckner E, Bäuml G, Bonaventura L, et al. 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description [R]. Max Planck Institute for Meteorology, Report No. 349, 127 pp.
- Royer J F, Planton S, Déqué M. 1990. A sensitivity experiment for the removal of Arctic sea ice with the French spectral general circulation

- model [J]. *Climate Dyn.*, 5 (1): 1–17, doi:10.1007/BF00195850.
- Screen J A, Simmonds I. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification [J]. *Nature*, 464 (7293): 1334–1337, doi:10.1038/nature09051.
- Screen J A, Simmonds I. 2012. Declining summer snowfall in the Arctic: Causes, impacts and feedbacks [J]. *Climate Dyn.*, 38 (11–12): 2243–2256, doi:10.1007/s00382-011-1105-2.
- Screen J A, Deser C, Simmonds I, et al. 2014. Atmospheric impacts of Arctic sea-ice loss, 1979–2009: Separating forced change from atmospheric internal variability [J]. *Climate Dyn.*, 43 (1–2): 333–344, doi:10.1007/s00382-013-1830-9.
- Semenov V A, Latif M. 2015. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 [J]. *Environ. Res. Lett.*, 10 (5): 054020, doi:10.1088/1748-9326/10/5/054020.
- Serreze M C, Holland M M, Stroeve J. 2007. Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover [J]. *Science*, 315 (5818): 1533–1536, doi:10.1126/science.1139426.
- Shimada K, Kamoshida T, Itoh M, et al. 2006. Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (8): L08605, doi:10.1029/2005GL025624.
- Simmonds I, Rudeva I. 2012. The great Arctic cyclone of August 2012 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (23): L23709, doi:10.1029/2012GL054259.
- Spreen G, Kwok G, Menemenlis D. 2011. Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (19): L19501, doi:10.1029/2011GL048970.
- Stroeve J C, Serreze M C, Holland M M, et al. 2012. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis [J]. *Climatic Change*, 110 (3–4): 1005–1027, doi:10.1007/s10584-011-0101-1.
- Sun L T, Perlwitz J, Hoerling M. 2016. What caused the recent “Warm Arctic, Cold Continents” trend pattern in winter temperatures? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 43 (10): 5345–5352, doi:10.1002/2016GL069024.
- Tang Q H, Zhang X D, Yang X H, et al. 2013. Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss [J]. *Environ. Res. Lett.*, 8 (1): 014036, doi:10.1088/1748-9326/8/1/014036.
- Thorndike A S, Colony R. 1982. Sea ice motion in response to geostrophic winds [J]. *J. Geophys. Res.*, 87 (C8): 5845–5852, doi:10.1029/JC087iC08p05845.
- Van Oldenborgh G J, Haarsma R, De Vries H, et al. 2015. Cold extremes in North America vs. mild weather in Europe: The winter of 2013–14 in the context of a warming world [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96 (5): 707–714, doi:10.1175/BAMS-D-14-00036.1.
- Vihma T. 2014. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review [J]. *Surv. Geophys.*, 35 (5): 1175–1214, doi:10.1007/s10712-014-9284-0.
- Vinje T. 2001. Fram Strait ice fluxes and atmospheric circulation: 1950–2000 [J]. *J. Climate*, 14 (16): 3508–3517, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3508:FSIFAA>2.0.CO;2.
- Walsh J E. 2014. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes [J]. *Global Planet. Change*, 117: 52–63, doi:10.1016/j.gloplacha.2014.03.003.
- Wang H J, Chen H P, Liu J P. 2015. Arctic Sea ice decline intensified haze pollution in eastern China [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 8 (1): 1–9, doi:10.3878/AOSL20140081.
- Wang J, Ikeda M. 2000. Arctic oscillation and arctic sea-ice oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27 (9): 1287–1290, doi:10.1029/1999GL002389.
- Wang J, Mysak L A, Ingram R G. 1994. Interannual variability of sea-ice cover in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador Sea [J]. *Atmos. Ocean*, 32 (2): 421–447, doi:10.1080/07055900.1994.9649505.
- Wang J, Zhang J L, Watanabe E, et al. 2009. Is the dipole anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (5): L05706, doi:10.1029/2008GL036706.
- Woodgate R A, Weingartner T, Lindsay R. 2010. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (1): L01602, doi:10.1029/2009GL041621.
- Wu B Y. 2017. Winter atmospheric circulation anomaly associated with recent Arctic winter warm anomalies [J]. *J. Climate*, 30 (21): 8469–8479, doi:10.1175/JCLI-D-17-0175.1.
- Wu B Y, Johnson M. 2007. A seesaw structure in SLP anomalies between the Beaufort Sea and the Barents Sea [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (5): L05811, doi:10.1029/2006GL028333.
- Wu B Y, Huang R H, Gao D Y. 1999. Effects of variation of winter sea-ice area in Kara and Barents seas on East Asia winter monsoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 13 (2): 141–153.
- Wu B Y, Wang J, Walsh J E. 2006. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion [J]. *J. Climate*, 19 (2): 210–225, doi:10.1175/JCLI3619.1.
- Wu B Y, Huang R H, Gao D Y. 2001. Arctic sea ice bordering on the North Atlantic and interannual climate variations [J]. *Chinese Science Bulletin*, 46 (2): 162–165, doi:10.1007/BF03187015.
- Wu B Y, Su J Z, Zhang R H. 2011. Effects of autumn-winter arctic sea ice on winter Siberian high [J]. *Chinese Science Bulletin*, 56 (30): 3220–3228, doi:10.1007/s11434-011-4696-4.
- Wu B Y, Overland J E, D'Arrigo R. 2012. Anomalous Arctic surface wind patterns and their impacts on September sea ice minima and trend [J]. *Tellus A*, 64 (1): 18590, doi:10.3402/tellusa.v64i0.18590.
- Wu B Y, Su J Z, D'Arrigo R. 2015. Patterns of Asian winter climate variability and links to Arctic sea ice [J]. *J. Climate*, 28 (17): 6841–6858, doi:10.1175/JCLI-D-14-00274.1.
- Wu B Y, Yang K, Francis J A. 2016. Summer Arctic dipole wind pattern affects the winter Siberian high [J]. *Int. J. Climatol.*, 36 (13): 4187–4201, doi:10.1002/joc.4623.
- Wu B Y, Handorf D, Dethloff K, et al. 2013a. Winter weather patterns over northern Eurasia and Arctic sea ice loss [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 141 (11): 3786–3800, doi:10.1175/MWR-D-13-00046.1.
- Wu B Y, Zhang R H, D'Arrigo R, et al. 2013b. On the relationship between winter sea ice and summer atmospheric circulation over Eurasia [J]. *J. Climate*, 26 (15): 5523–5536, doi:10.1175/JCLI-D-12-00524.1.
- 武炳义, 杨琨. 2016. 从 2011/2012 和 2015/2016 年冬季大气环流异常看北极海冰以及前期夏季北极大气环流异常的作用 [J]. *气象学报*, 74 (5): 683–696. Wu B Y, Yang K. 2016. Roles of Arctic sea ice and the preceding summer Arctic atmospheric circulation anomalies in the atmospheric circulations anomalies of 2011/2012 and 2015/2016 winters [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 74 (5): 683–696, doi:10.

- 11676/qxxb2016.068.
- Wu B Y, Yang K, Francis J A. 2017. A cold event in Asia during January–February 2012 and its possible association with Arctic sea ice loss [J]. *J. Climate*, 30 (19): 7971–7990, doi:10.1175/JCLI-D-16-0115.1.
- Wu Q G, Zhang X D. 2010. Observed forcing-feedback processes between Northern Hemisphere atmospheric circulation and Arctic sea ice coverage [J]. *J. Geophys. Res.*, 115 (D14): D14119, doi:10.1029/2009JD01357.
- Yim B Y, Min H S, Kim B M, et al. 2016. Sensitivity of Arctic warming to sea ice concentration [J]. *J. Geophys. Res.*, 121 (12): 6927–6942, doi:10.1002/2015JD023953.
- Zhao P, Zhang X D, Zhou X J, et al. 2004. The sea ice extent anomaly in the North Pacific and its impact on the East Asian summer monsoon rainfall [J]. *J. Climate*, 17 (17): 3434–3447, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<3434:TSIEAI>2.0.CO;2.