评述

冬季北极增暖与中纬度环流和极寒天气之间的联系: 经向位涡梯度的关键作用

李牧原^{1,2}, 罗德海^{1,2*}

1. 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院大学, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: ldh@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2018-11-19; 收修改稿日期: 2019-03-04; 接受日期: 2019-03-28; 网络版发表日期: 2019-05-16

国家重点研发计划项目(编号: 2016YFA06021802)和国家自然科学基金项目(批准号: 4143050533)资助

摘要 冬季中纬度欧亚大陆在20世纪90年代后表现出明显的变冷趋势, 这与近几十年的北极增暖和北极海冰快速融化同时发生, 因此许多学者将中纬度极寒天气增多归结为北极增暖和北极海冰减少的影响, 但也有些学者认为这两者之间没有关系. 因此, 中纬度极寒天气事件和北极增暖之间的关系仍是国际大气科学界未解决的难题. 事实上, 中纬度极寒天气的产生主要与阻塞的维持、位置和移动密切相关. 文章通过回顾前人的研究指出, 基于阻塞非线性多尺度相互作用(NMI)模型所提出的位涡经向梯度(PV_y)可能是解决中纬度极寒天气和北极变化之间最关键的因子. 根据NMI模型可以发现, PV_y 的大小主要反映阻塞的频散性和非线性强弱. 研究表明, 北极增暖通常会使得 PV_y 减小, 而当 PV_y 较小时, 阻塞系统有弱频散性和强非线性, 因此阻塞能够长时间维持, 从而导致欧亚大陆有强的极寒事件发生; 但当 PV_y 较大时, 即使有北极增暖, 阻塞也不容易维持, 在这种情况下北极增暖或海冰融化对中纬度极寒事件的影响是弱的. 因此, 从 PV_y 的大小去看中纬度极寒天气和北极增暖之间的联系也许将是未来该领域的一个主要研究方向.

关键词 海冰减少, 北极增暖, 位涡经向梯度, 极寒天气

1 引言

近几十年来, 特别是2000年以来, 北极的地面气温快速增加. 北极增暖的速度是北极以外其他地区的2~3倍左右(Winton, 2006; Serreze和Francis, 2006; Screen和Simmonds, 2010), 这被称为北极放大现象(Johannessen等, 2004; Gillett等, 2008; Grant等, 2008; Graversen等, 2008; Thorne, 2008; Screen和Simmonds, 2010; Cao等,

2017; Coumou等, 2018; Davy等, 2018). 在北极变暖的背景下, 冬季北极海冰有快速减少的趋势(方之芳等, 2005; 秦大河等, 2014; Stroeve等, 2005; Maslanik等, 2007; Comiso, 2006000000000000; Serreze等, 2007; Perovich和Richter-Menge, 2009; Simmonds, 2015; Swart, 2017; Onarheim等, 2018). 在北极快速增暖以及北极海冰加速融化的同时, 北半球冷空气频繁地入侵中纬度地区(Liu等, 2012; Cohen等, 2014, 2018; Mori

中文引用格式: 李牧原, 罗德海. 2019. 冬季北极增暖与中纬度环流和极寒天气之间的联系: 经向位涡梯度的关键作用. 中国科学: 地球科学, 49: 1335–1345, doi: [10.1360/N072018-00309](https://doi.org/10.1360/N072018-00309)

英文引用格式: Li M, Luo D. 2019. Winter Arctic warming and its linkage with midlatitude atmospheric circulation and associated cold extremes: The key role of the meridional potential vorticity gradient. Science China Earth Sciences, 62: 1329–1339, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9350-9>

等, 2014; Kug等, 2015; Luo等, 2016a, 2016b; Overland等, 2016; Xu等, 2018; Sung等, 2018; Chen等, 2018). 例如, 2008年初中国南方地区发生了历史罕见的大范围低温、雨雪、冰冻灾害, 全国20余省(区、市)受灾, 造成直接经济损失超过1500亿元人民币, 超过1亿人受灾(李崇银等, 2008; 陶诗言和卫捷, 2008; 王凌等, 2008). 也有研究指出, 初春3月份中国的变冷也与冬季NAO有关(Li等, 2005). Cohen等(2014)发现, 1990~2013年, 北半球地表气温的线性趋势表现为两个负异常中心, 分别在欧亚大陆和北美大陆, 而且欧亚大陆负异常中心异常强、范围更大, 这表明1990年以来北半球中纬度的变冷主要发生在欧亚大陆, Kug等(2015)也得到了类似的结论. 但是, 欧亚大陆变冷的原因还不清楚. 有研究指出阻塞活动增多是近年来欧洲极寒天气(姚遥和罗德海, 2014)和东亚地区冬季季风增强的原因(Wang和Chen, 2014). 最近几十年伴随着北极海冰减少, 欧亚变冷则有加强的趋势, 因此许多学者将最近的欧亚变冷归结为北极海冰减少和北极增暖的影响(Honda等, 2009; Outten和Esau, 2012; Cohen等, 2014; Mori等, 2014; Kug等, 2015; Luo等, 2016a, 2016b), 但是也有一些学者认为它们之间没有联系(McCusker等, 2016; Sun等, 2016). 因此, 如果认为北极增暖、北极海冰减少和欧亚变冷有联系, 那么它们之间是怎么联系的? 如果认为它们之间没有联系, 那么它们之间为什么没有联系? 这些问题到目前为止仍未解决.

本文总结了国际上北极变暖和中纬度极寒天气相联系的几种方法和观点(Francis和Vavrus, 2015; Di Capua和Coutou, 2016; Cattiaux等, 2016), 虽然这几种方法在一定程度上能较好地描述环流的形态特征, 然而一些研究指出这些方法缺少理论和物理的基础(Cohen等, 2018). 近来的研究发现, Luo等人发展的非线性多尺度相互作用(NMI)模型可能为解决这个问题提供另外一种思路(罗德海, 1999; Luo, 2000, 2005; Luo等, 2014, 2015, 2018a, 2018b); 而且由该模型导出的位涡经向梯度(PV_y)能很好地表征阻塞的非线性和频散性的大小, 因而能很好地表征阻塞的持续性或生命的改变(Luo等, 2018b). 事实上, 阻塞的持续性对中纬度极寒天气的影响至关重要(Luo等, 2016a; Yao等, 2017), 因此, 研究北极增暖对 PV_y 的影响以及它对阻塞周期的改变将为北极变暖与中纬度极寒天气之间的联系提供一个新的途径(Luo等, 2018b). 本文系统评述了前人

的研究进展, 并着重介绍了 PV_y 在联系北极变暖和中纬度环流和极寒天气中所起的关键作用.

2 北极增暖和中纬度极寒天气联系的研究

2.1 前人的观点

为了比较, 我们首先回顾前人的观点和方法. 过去的一些研究认为, 北极增暖能减弱大气的经向温度梯度, 从而减弱中纬度的纬向西风(Newson, 1973; Yao等, 2017)和急流的强度(Francis和Vavrus, 2012, 2015), 进而使行星尺度波振幅增大或急流弯曲, 有利于冷空气南侵到中纬度地区(Walsh, 2014; Di Capua和Coutou, 2016). 基于这个观点, 国际上提出了几种描述环流的指数.

Francis和Vavrus(2015)构造了一个经向环流指数(Meridional circulation index, MCI)来描述经向风的大小. 他们认为, 当北极变暖时, 经向风加强, 纬向风变弱, 这有利于极端天气事件的发生. 但也有学者认为在北极增暖的背景下, 西风强度变弱并不明显(Barnes和Polvani, 2015). Di Capua和Coutou(2016)以及Cattiaux等(2016)则进一步构造弯曲度指数(Meandering和Sinuosity指数)来描述急流的大弯曲. 他们发现在1979年后急流弯曲度有增加的趋势.

事实上, 即使没有北极变暖, 中高纬度地区仍存在大气阻塞和急流弯曲(Berggren等, 1949; Luo, 2000), 因此中纬度极寒天气与北极增暖不存在必然的联系. 这说明用大气环流经向度和弯曲度的变化来联系北极增暖和中纬度极寒天气可能是存在问题的. 正如Cohen等(2018)所指出的那样, 这些指数缺少理论和物理依据. 因此, 提出和建立新的理论和指数是非常必要的.

2.2 极寒天气的阻塞观点

虽然20世纪90年代后, 东亚变冷和北极海冰减少有显著的趋势和相关性, 但从长时间尺度(1950~2016年)上来看, 东亚气温异常与整个北极海冰异常(特别是在巴伦支-喀拉海)相关系数为-0.09. 很明显它们之间在长时间尺度上没有显著性的相关(图1a). 这说明东亚气温异常与北极海冰变化之间并不存在必然的联系. 东亚气温与北极增暖也有类似的弱相关关系(略).

近来一些学者将500hPa位势高度异常场回归到巴伦支-喀拉海(BKS)海冰变化曲线上可以发现, 回归的

图 1 1950~2016年整个北极海冰、巴伦支-喀拉海海冰和东亚气温的变化曲线(去掉季节循环, 去掉线性趋势)(a), 将冬季500hPa位势高度异常场和地面温度异常场回归到1979~2013年BKS海冰时间序列(去掉线性趋势)(b)

(a) 蓝色虚线表示BKS海冰1988~2016年的变化趋势, 红色虚线表示东亚气温1997~2016年的变化趋势, 两者均在0.01的显著性水平上显著; 1950~2016年, 整个北极海冰或BKS海冰变化曲线和东亚气温变化曲线的相关系数为-0.09, 均没通过显著性检验; (b) 等值线表示回归的位势高度异常($30\text{gpm} (\text{std dev})^{-1}$), 填色表示回归的温度异常($^{\circ}\text{C} (\text{std dev})^{-1}$); 图1(b)来自Luo等(2016a)

高度场上对应一个乌拉尔阻塞和北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO)的正位相所组成的波列(Luo等, 2016a; Gong和Luo, 2017; Luo等, 2017)(如图1b所示). 这个与NAO正位相(NAO+)相关的波列并不是BKS海冰减少激发的, 而是由于NAO+崩溃而产生的(Luo等, 2007). 当NAO+崩溃时, 所产生的乌拉尔地区的正距平由于海冰减少导致的西风减弱而变得准定常和长生命. 在这种情况下, 由于阻塞的作用, BKS地区进一步增暖并且海冰进一步减少. 可见, 乌拉尔阻塞和BKS海冰减少之间存在正反馈(Luo等, 2016a; Chen等, 2018). Strong等(2009)发现BKS海冰的减少和拉布拉多海的海冰增多与NAO+有关. 事实上Luo等(2017)的研究指出: 如果没有乌拉尔阻塞, 即使NAO+发生,

BKS海冰也不会减少. 只有当NAO+和乌拉尔阻塞出现接力作用时, BKS海冰才会出现大的减少. 当乌拉尔阻塞发生时, 高纬度地区变暖, 中纬度地区变冷, 因此可以认为北极增暖和中纬度极寒天气之间的联系可能是通过乌拉尔阻塞来完成的(Luo等, 2016a). 也就是说乌拉尔阻塞可能是北极增暖和中纬度极寒天气之间联系的一个桥梁. 并且北极增暖和乌拉尔阻塞之间存在正反馈作用, 北极增暖有利于阻塞的稳定维持, 而阻塞的稳定维持有利于北极进一步变暖和巴伦支海海冰进一步减少, 这称为阻塞的放大器作用(Luo等, 2016a; Gong和Luo, 2017; Chen等, 2018). 因此, 研究北极增暖对中纬度极寒天气之间的联系, 必须首先研究阻塞与北极增暖之间的关系.

3 阻塞理论

3.1 传统的阻塞模型

在介绍阻塞NMI模型之前, 我们首先介绍国际上比较流行的几种阻塞理论. 这些理论主要包括多平衡态理论(Charney和DeVore, 1979)和Modons理论(McWilliams, 1980)等. 多平衡态理论认为持续的、反复出现的大气环流异常, 例如阻塞, 是一个与给定外强迫有关的多平衡态. 考虑一个高度截断的正压大气谱模型, 当模型中的纬向气流被地形强迫或纬向波分量被下边界的不对称加热强迫时, 多个稳定平衡态就会出现(图2a和2b). Modons解是一个定态偶极子阻塞的环流型(图2c). 然而这两个模型都不能描述阻塞10~20天的生命过程, 因此无法研究北极增暖对阻塞变化的影响. 我们需要借助新的阻塞模型来建立起北极增暖和中高纬度地区阻塞之间的联系. 通过近20年的努力, Luo等人提出和发展了一套描述阻塞演变的非线性多尺度相互作用(NMI)模型(罗德海, 1999; Luo, 2000, 2005; Luo和Li, 2000; Luo等, 2014, 2015, 2018a, 2018b), 这个模型能从时间变化上看到阻塞从建立到

衰亡的生命过程(强度, 生命和移动的改变). 这为我们研究北极变化对阻塞的影响提供了理论基础.

3.2 大气阻塞的非线性多尺度相互作用(NMI)模型

Berggren等(1949)首先将阻塞的建立归结为基本西风气流中不稳定波的发展, 很多学者也认为瞬变天气尺度波强迫在阻塞的产生和维持中起着关键作用(Berggren等, 1949; Shutts, 1983; Illari和Marshall, 1983; Hoskins等, 1983; Vautard等, 1988). 从图3中可以看出, 由NMI模型计算得到的阻塞的演变(图3b)与Berggren等(1949)所给出的阻塞概念图(图3a)所给出的阻塞的演变非常类似, 这种阻塞模型不仅可以描述阻塞环流的位置、周期和移动, 还能刻画阻塞的多涡结构. 也可以很明显地看到, 阻塞的建立和维持实际上反映了急流大弯曲的形成和维持. 因此, 基于这个模型, 我们有可能建立起北极增暖和中纬度之间的联系, 下面我们简单介绍这个NMI模型.

基于空间尺度分离假设(罗德海, 1999; Luo, 2000; Luo和Li, 2000; Luo等, 2014, 2015), 正压NMI模型描述

图2 谱模型中地形强迫的一阶平衡模态的流场((a), (b))和偶极子模态的位势场(c)

(a) 高于共振; (b) 低于共振. 无量纲的地形高度用细线表示, 等高线间隔为0.05个单位, 负值区域用灰色表示; (a), (b) 取自Charney和DeVore (1979), (c) 取自McWilliams(1980)

的无量纲阻塞-天气尺度波相互作用方程如下:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u_0 \frac{\partial}{\partial x} \right) (\nabla^2 \psi - F\psi) + J(\psi, \nabla^2 \psi) + (\beta + Fu_0) \frac{\partial \psi}{\partial x} = -J(\psi', \nabla^2 \psi'), \quad (1a)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u_0 \frac{\partial}{\partial x} \right) (\nabla^2 \psi' - F\psi') + (\beta + Fu_0) \frac{\partial \psi'}{\partial x} = -J(\psi', \nabla^2 \psi') - J(\psi, \nabla^2 \psi') + \nabla^2 \psi_s^*. \quad (1b)$$

在方程中, ψ 表示阻塞的行星尺度流函数, ψ' 表示

图 3 与高纬度阻塞建立有关的不稳定波发展的概念图(a)和NMI模型计算得到的阻塞环流的总流场(b)
(a) 蓝色表示冷空气, 红色表示暖空气, 实线为流线, 虚线为冷空气和暖空气区域的界限; (a)取自Berggren等(1949), (b)取自Luo(2000)

瞬变天气尺度波流函数; u_0 是阻塞前期均匀的西风; β 是无量纲科氏参数的经向梯度. $F = (\tilde{L}/R_d)^2$, R_d 是Rossby变形半径, $\tilde{L}$ 是特征长度(约1000 km). $-J(\psi', \nabla^2 \psi')$ 的下标 P 表示 $-J(\psi', \nabla^2 \psi')_P$ 与阻塞行星尺度波一样的纬向波数, $\nabla^2 \psi_S^*$ 表示阻塞建立前的天气尺度波发生器.

利用WKB方法(罗德海, 1999; Luo, 2000; Luo等, 2014, 2015), 可以得到方程(1a~1b)的解析解如下:

$$\psi_T = -u_0 y + \psi + \psi' = \psi_P + \psi', \quad (2a)$$

$$\psi_P = -u_0 y + \psi \approx -u_0 y + \psi_B + \psi_m, \quad (2b)$$

$$\psi_B = B \sqrt{\frac{2}{L_y}} \exp[i(kx - \omega t)] \sin(my) + cc, \quad (2c)$$

$$\psi_m = -|B|^2 \sum_{n=1}^{\infty} q_n g_n \cos(n+1/2)my, \quad (2d)$$

$$\psi' \approx \psi'_1 + \psi'_2, \quad (2e)$$

$$\begin{aligned} \psi'_1 = f_0(x) \\ \times \left\{ \exp[i(\tilde{k}_1 x - \tilde{\omega}_1 t)] + \alpha \exp[i(\tilde{k}_2 x - \tilde{\omega}_2 t)] \right\} \\ \times \sin\left(\frac{m}{2}y\right) + cc, \end{aligned} \quad (2f)$$

$$\begin{aligned} \psi'_2 = -\frac{m}{4} \sqrt{\frac{2}{L_y}} B f_0 \sum_{j=1}^2 Q_j \alpha_j \left\{ \exp[i(\tilde{k}_j + k)x] \right. \\ \left. - (\tilde{\omega}_j + \omega)t \right\} \times \left[p_j \sin\left(\frac{3m}{2}y\right) + r_j \sin\left(\frac{m}{2}y\right) \right] \\ + \frac{m}{4} \sqrt{\frac{2}{L_y}} B^* f_0 \sum_{j=1}^2 Q_j \alpha_j \left\{ \exp[i(\tilde{k}_j - k)x] \right. \\ \left. - (\tilde{\omega}_j - \omega)t \right\} \times \left[s_j \sin\left(\frac{3m}{2}y\right) + h_j \sin\left(\frac{m}{2}y\right) \right] \\ + cc, \end{aligned} \quad (2g)$$

$$\begin{aligned} i \left(\frac{\partial B}{\partial t} + C_g \frac{\partial B}{\partial x} \right) + \lambda \frac{\partial^2 B}{\partial x^2} + \delta |B|^2 B + G f_0^2 \\ \times \exp[-i(\Delta k x + \Delta \omega t)] = 0, \end{aligned} \quad (2h)$$

式中, $\lambda = [3(m^2 + F) - k^2](\beta + Fu_0)k / (k^2 + m^2 + F)^3$ 表示阻塞的线性频散性, $\delta = \delta_N / (\beta + Fu_0)$ 表示阻塞的非线性强度, $\delta_N > 0$. 频率 $\omega = kC_p$, $|B|^2 = BB^*$, B 是阻塞振幅; ψ_T 是阻塞总的流函数, ψ_P 是阻塞行星尺度波的流函数, ψ' 是天气尺度波的流函数, ψ_B 是阻塞流函数距平, ψ_m 是平均纬向西风变化的流函数; cc 表示它前一项的共轭. k 和 m 分别是阻塞距平的纬向和经向波数; 阻塞振幅 B

满足非线性薛定谔方程(2h). δ_N 、 G 、 Δk 、 $\Delta \omega$ 等参数参考Luo等(2018a, 2018b).

4 北极增暖和位涡的经向梯度在阻塞的生命过程中的作用

4.1 NMI模型中阻塞的生命过程

在这里, 我们想看一下NMI模型能否描述阻塞的生命过程. 对于给定的初始条件和参数条件(Luo等, 2015), 方程(2h)的解描述了阻塞振幅的时间变化. 图4a~4c为NMI模型描述的阻塞行星尺度流场、天气尺度流场和总流场10~20天的时间变化. 从阻塞环流的总流场时间变化中可以看出(图4c), 由于包含天气尺度波的变形(图4b), 因此阻塞环流变成包含多个天气尺度涡(槽和脊)的多涡结构, 这类似于人们现在观测到的西风急流的大弯曲(Berggren等, 1949; Luo, 2000, 2005; Luo等, 2014; Francis和Vavrus, 2012). 在阻塞期间, 其行星尺度流场表现为南北偶极子结构(图4a), 与Modons解类似, 但Modons解无法解释偶极子阻塞的生命过程, 而NMI模型能解决该问题.

4.2 北极增暖在阻塞改变中的作用

Luo等(2018b)计算了BKS变冷和变暖情况下乌拉尔阻塞的改变, 如图5所示. 可以发现, 在BKS变暖的条件下, 乌拉尔阻塞强度变强, 生命变长, 几乎不移动; 而在BKS变冷的条件下, 乌拉尔阻塞较弱, 而生命变短和移动较快(图5). 因此, 乌拉尔阻塞与极地变暖可能存在联系.

正如Luo等(2018b)提出的那样, 北极增暖能改变纬向风的强度和经向分布. 当西风经向不均匀时, λ 和 δ 中的 $\beta + Fu_0$ 用 $\beta - \partial^2 U / \partial y^2 + FU$ 代替. 由于背景正压位涡(PV)的经向梯度 $PV_y = \partial PV / \partial y = \beta - \partial^2 U / \partial y^2 + FU$, 因此可以得到线性频散性 $\lambda = PV_y [3(m^2 + F) - k^2]k / (k^2 + m^2 + F)^3$, 非线性 $\delta = \delta_N / PV_y$. 在这种情况下, 阻塞系统的频散性 λ 与 PV_y 成正比, 非线性强度 δ 与 PV_y 成反比, 我们可以猜测北极变暖可能是通过影响 PV_y 来影响阻塞的.

5 位涡的经向梯度对阻塞的影响

国际上的很多研究认为北极增暖通过改变西风强

图 4 NMI模型计算得到的阻塞事件的行星尺度流场(a)、天气尺度流场(b)、总流场(c)

图取自Luo等(2015)

图5 乌拉尔阻塞期间50°N~75°N平均的500hPa位势高度异常的时间-经度变化图

(a) 海冰多的背景条件下的阻塞变化; (b) 海冰少的背景条件下的阻塞变化. 图取自Luo等(2018b)

度影响极寒天气(Newson, 1973; Francis和Vavrus, 2012, 2015; Overland等, 2016), 但实际上北极增暖不仅影响西风的强度, 还能影响西风的经向分布. 由于 PV_y 同时包含了背景纬向西风的强度 U 和它的非均匀经向切变 $-\partial^2 U / \partial y^2$, 因此, PV_y 也许是一个更能理解北极变暖对中纬度影响的指标. 为了考察 U 、 $-\partial^2 U / \partial y^2$ 和 PV_y 对阻塞周期的影响, Luo等(2018b)计算了乌拉尔阻塞的周期与 U 、 $-\partial^2 U / \partial y^2$ 和 PV_y 之间的关系, 如图6所示. 从图中我们可以看出, $-\partial^2 U / \partial y^2(PV_y)$ 与阻塞周期拟合直线的斜率是 U 与阻塞周期拟合直线斜率的2.0 (3.7)倍, 因此, 虽然乌拉尔阻塞的周期依赖于 U 的强度, 但是它更依赖于 $-\partial^2 U / \partial y^2(PV_y)$ 的变化. 可见, PV_y 的大小可能是刻画乌拉尔阻塞周期和北极变暖内在联系的一个很好的指标.

然而, 需要指出的是, 中纬度极寒天气的发生不总是依赖于北极增暖, 这是因为 PV_y 表示背景位涡南北梯度的大小, 就像一根绳子一样, 它连接了北极和中纬度地区, 如图7所示. 因此, PV_y 的大小不仅依赖于北极位涡的大小, 而且依赖于中纬度位涡的大小. 只要当 PV_y 很小时, 中纬度极寒天气容易发生. 当中纬度地区处于比较暖的时期时, 要保证小的 PV_y 必须要求北极变暖, 这时中纬度发生的极寒天气要求北极变暖. 然而, 当中纬度处于较冷的时期时, 小的 PV_y 容易出现, 这时极寒天气的发生就不一定要求北极变暖. 因此, PV_y 的大小是大气阻塞能否长时间维持和强的极寒天

气产生的关键. 极寒天气的发生不仅依赖于北极的状态, 而且依赖于中纬度的状态, 这说明北极增暖并不是中纬度极寒天气发生的必要条件. 然而, 中纬度极寒天气和北极增暖之间的因果联系仍是一个有趣的问题, 有待于我们今后进一步研究.

6 结论

本文总结了近几十年来北极增暖和中纬度极寒天气联系的主要进展(Newson, 1973; Francis和Vavrus, 2012, 2015; Walsh, 2014; Di Capua和Coutou, 2016; Cattiaux等, 2016; Luo等, 2016a, 2018b; Yao等, 2017). 一些学者认为北极增暖能通过减弱西风放大行星尺度波, 使急流弯曲度增加, 从而有利于冷空气向中纬度地区入侵(Francis和Vavrus, 2012, 2015; Walsh, 2014; Di Capua和Coutou, 2016). 实际上, 阻塞的出现才对应急流弯曲(Luo, 2000), 因此北极增暖可能是通过阻塞变化来影响中纬度极寒天气的. 为了研究急流弯曲对中纬度极寒天气的影响, 国际上很多学者试图构造经向环流指数和弯曲度指数来描述急流弯曲(Francis和Vavrus, 2015; Di Capua和Coutou, 2016; Cattiaux等, 2016). 然而即使没有北极变暖, 中纬度地区仍存在阻塞和极寒天气, 这说明北极变暖并不是中纬度极寒天气产生的必要条件. 以上这些关系无法用经向西风和弯曲度指数来描述. 最近的一些研究也指出经向西风和弯曲度指数缺乏物理和理论基础(Cohen等, 2018). 基于NMI模型, Luo等(2018b)提出了新的观点. 他们认

图 6 1979~2016年58个乌拉尔阻塞的周期和 $\langle \bar{U} \rangle$ 、 $\langle -\bar{U}_{yy} \rangle$ 和 $\langle \bar{PV}_y - \beta \rangle$ 的散点图

上划线表示阻塞lag-20到lag-10的时间平均, 尖括号表示55°N~70°N, 40°E~100°E的区域平均. 蓝线表示最小方差拟合直线, 其斜率用 S_B 表示; 红线表示稳健拟合直线, 其斜率用 S_R 表示. 拟合直线均在0.05的水平上显著. 图取自Luo等(2018b)

图 7 位涡梯度(PV_y)联系北极变化和中纬度变化的概念图
北极地区(红色区域)的位涡用 PV_N 表示, 中纬度大陆(蓝色区域)的位涡用 PV_S 表示, 北极和中纬度大陆的位涡梯度 $PV_y = PV_N - PV_S$

为北极增暖可能是通过影响背景 PV_y 的大小来影响大气阻塞以及中纬度极寒天气的. 在该模型中, 我们可以发现阻塞的行为(频散性和非线性)与背景 PV_y 的大小有关, 且频散性正比于 PV_y , 非线性反比于 PV_y . 因此, 如果我们能够知道北极增暖对背景 PV_y 的改变, 就能知道北极增暖对阻塞和中纬度极寒天气的影响. 当北极增暖使得背景的 PV_y 变得很小时, 小的 PV_y 区域的阻塞容易维持, 从而有利于强极寒天气的产生. 但当北极不变暖, 而背景 PV_y 很小时, 中纬度阻塞仍是长生命的, 并且极寒天气也会发生.

从 PV_y 的表达式可以看出, PV_y 的大小包含了背景西风 U 和 $-\partial^2 U / \partial y^2$ 的影响. 我们计算了BKS冬季增暖以及 PV_y 的改变对乌拉尔阻塞持续性、移动和位置的影响, 结果发现在冬季北极增暖的背景下, $-\partial^2 U / \partial y^2$ 的改变比西风强度 U 的改变大得多. 然而 PV_y 实际上是将 $-\partial^2 U / \partial y^2$ 和 U 有机地统一起来成为一个指数, 它反映了背景西风 U 和 $-\partial^2 U / \partial y^2$ 总的影响. 我们发现阻塞的周期强烈依赖于 PV_y 的大小(图6), 且当

PV_y 较小时, 阻塞几乎不移动, 而且生命非常长, 反之阻塞迅速移动且生命较短(Luo等, 2019). 因此, PV_y 大小的改变是影响中纬度极寒天气最关键的因素. 开展北极增暖以及气候低频模态(Atlantic Multidecadal Oscillation(AMO)、Pacific Decadal Oscillation(PDO)、North Atlantic Oscillation(NAO)等)对中纬度 PV_y 影响的研究, 对于理解中纬度极寒天气发生的原因具有重要的科学意义, 这有待于我们进一步研究.

参考文献

- 方之芳, 张丽, 程彦杰. 2005. 北极海冰的气候变化与20世纪90年代的突变. 干旱气象, 23: 1-11
- 李崇银, 杨辉, 顾薇. 2008. 中国南方雨雪冰冻异常天气原因的分析. 气候与环境研究, 13: 113-122
- 罗德海. 1999. 大气中大尺度包络孤立子理论与阻塞环流. 北京: 气象出版社
- 姚遥, 罗德海. 2014. 北大西洋涛动的纬向位置与大西洋-欧洲阻塞活动的关系以及对欧洲天气的可能影响. 中国科学: 地球科学, 44: 2565-2575
- 秦大河, 周波涛, 效存德. 2014. 冰冻圈变化及其对中国气候的影响. 气象学报, 5: 869-879
- 陶诗言, 卫捷. 2008. 2008年1月我国南方严重冰雪灾害过程分析. 气候与环境研究, 13: 337-350
- 王凌, 高歌, 张强, 孙家民, 王遵娅, 张勇, 赵珊珊, 陈鲜艳, 陈峪, 王有民, 陈丽娟, 高辉. 2008. 2008年1月我国大范围低温雨雪冰冻灾害分析 I. 气候特征与影响评估. 气象, 34: 95-100
- Barnes E A, Polvani L M. 2015. CMIP5 projections of Arctic amplification, of the North American/North Atlantic circulation, and of their relationship. J Clim, 28: 5254-5271
- Berggren R, Bolin B, Rossby C G. 1949. An aerological study of zonal motion, its perturbations and break-down. Tellus, 1: 14-37
- Cao Y, Liang S, Chen X, He T, Wang D, Cheng X. 2017. Enhanced wintertime greenhouse effect reinforcing Arctic amplification and

- initial sea-ice melting. *Sci Rep*, 7: 8462
- Cattiaux J, Peings Y, Saint-Martin D, Trou-Kechout N, Vavrus S J. 2016. Sinuosity of midlatitude atmospheric flow in a warming world. *Geophys Res Lett*, 43: 8259–8268
- Charney J G, DeVore J G. 1979. Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. *J Atmos Sci*, 36: 1205–1216
- Chen X, Luo D, Feldstein S B, Lee S. 2018. Impact of winter Ural blocking on Arctic sea ice: Short-time variability. *J Clim*, 31: 2267–2282
- Cohen J, Screen J A, Furtado J C, Barlow M, Whittleston D, Coumou D, Francis J, Dethloff K, Entekhabi D, Overland J, Jones J. 2014. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nat Geosci*, 7: 627–637
- Cohen J, Zhang X, Francis J, Jung T, Kwok R, Overland J, Tayler P C, Lee S, Laliberte F, Feldstein S, Maslowski W, Henderson G, Stroeve J, Coumou D, Handorf D, Semmler T, Ballinger T, Hell M, Kretschmer M, Vavrus S, Wang M, Wang S, Wu Y, Vihma T, Bhatt U, Ionita M, Linderholm H, Rigor I, Routson C, Singh D, Wendisch M, Smith D, Screen J, Yoon J, Peings Y, Chen H, Blackport R. 2018. Arctic change and possible influence on mid-latitude climate and weather. US CLIVAR Report, 41. Washington D C: US CLIVAR
- Comiso J C. 2006. Abrupt decline in the Arctic winter sea ice cover. *Geophys Res Lett*, 33: L18504
- Coumou D, Di Capua G, Vavrus S, Wang L, Wang S. 2018. The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nat Commun*, 9: 2959
- Davy R, Chen L L, Hanna E. 2018. Arctic amplification metrics. *Int J Climatol*, 38: 4384–4394
- Di Capua G, Coumou D. 2016. Changes in meandering of the Northern Hemisphere circulation. *Environ Res Lett*, 11: 094028
- Francis J A, Vavrus S J. 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys Res Lett*, 39: L06801
- Francis J A, Vavrus S J. 2015. Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. *Environ Res Lett*, 10: 014005
- Chen L L, Francis J, Hanna E. 2018. The “Warm-Arctic/Cold-continents” pattern during 1901–2010. *Int J Climatol*, 38: 5245–5254
- Gillett N P, Stone D A, Stott P A, Nozawa T, Karpechko A Y, Hegerl G C, Wehner M F, Jones P D. 2008. Attribution of polar warming to human influence. *Nat Geosci*, 1: 750–754
- Gong T, Luo D. 2017. Ural blocking as an amplifier of the Arctic sea ice decline in Winter. *J Clim*, 30: 2639–2654
- Grant A N, Brönnimann S, Haimberger L. 2008. Recent Arctic warming vertical structure contested. *Nature*, 455: E2–E3
- Graversen R G, Mauritsen T, Tjernström M, Källén E, Svensson G. 2008. Vertical structure of recent Arctic warming. *Nature*, 451: 53–56
- Honda M, Inoue J, Yamane S. 2009. Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys Res Lett*, 36: L08707
- Hoskins B J, James I N, White G H. 1983. The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *J Atmos Sci*, 40: 1595–1612
- Illari L, Marshall J C. 1983. On the interpretation of eddy fluxes during a blocking episode. *J Atmos Sci*, 40: 2232–2242
- Johannessen O M, Bengtsson L, Miles M W, Kuzmina S I, Semenov V A, Alekseev G V, Nagurnyi A P, Zakharov V F, Bobylev L P, Pettersson L H, Hasselmann K, Cattle H P. 2004. Arctic climate change: Observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A*, 56: 328–341
- Kug J S, Jeong J H, Jang Y S, Kim B M, Folland C K, Min S K, Son S W. 2015. Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and east Asia. *Nat Geosci*, 8: 759–762
- Li J, Yu R C, Zhou T J, Wang B. 2005. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau? *J Clim*, 18: 4660–4668
- Liu J, Curry J A, Wang H, Song M, Horton R M. 2012. Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 4074–4079
- Luo B, Luo D, Wu L, Zhong L, Simmonds I. 2017. Atmospheric circulation patterns which promote winter Arctic sea ice decline. *Environ Res Lett*, 12: 054017
- Luo D. 2000. Planetary-scale baroclinic envelope Rossby solitons in a two-layer model and their interaction with synoptic-scale eddies. *Dyn Atmos Oceans*, 32: 27–74
- Luo D. 2005. A barotropic envelope Rossby soliton model for block–eddy interaction. Part I: Effect of topography. *J Atmos Sci*, 62: 5–21
- Luo D, Li J. 2000. Barotropic interaction between planetary- and synoptic-scale waves during the life cycles of blockings. *Adv Atmos Sci*, 17: 649–670
- Luo D, Cha J, Zhong L, Dai A. 2014. A nonlinear multiscale interaction model for atmospheric blocking: The eddy-blocking matching mechanism. *Q J R Meteorol Soc*, 140: 1785–1808
- Luo D H, Lupo A R, and Wan H. 2007. Dynamics of eddy-driven low-frequency dipole modes. Part I: A simple model of North Atlantic oscillations. *J Atmos Sci*, 64: 3–28
- Luo D, Zhong L, Franzke C L E. 2015. Inverse energy cascades in an eddy-induced NAO-Type Flow: Scale interaction mechanism. *J Atmos Sci*, 72: 3417–3448
- Luo D, Xiao Y, Yao Y, Dai A, Simmonds I, Franzke C L E. 2016a. Impact of Ural blocking on winter warm Arctic-cold Eurasian anomalies. Part I: Blocking-induced amplification. *J Clim*, 29:

- 3925–3947
- Luo D, Xiao Y, Diao Y, Dai A, Franzke C L E, Simmonds I. 2016b. Impact of Ural blocking on winter warm Arctic-cold Eurasian anomalies. Part II: The link to the North Atlantic Oscillation. *J Clim*, 29: 3949–3971
- Luo D, Chen X, Feldstein S B. 2018a. Linear and nonlinear dynamics of North Atlantic Oscillations: A new thinking of symmetry breaking. *J Atmos Sci*, 75: 1955–1977
- Luo D, Chen X, Dai A, Simmonds I. 2018b. Changes in atmospheric blocking circulations linked with winter Arctic warming: A new perspective. *J Clim*, 31: 7661–7678
- Luo D, Chen X, Overland J, Simmonds I, Wu Y, Zhang P. 2019. Weakened potential vorticity barrier linked to winter Arctic sea ice loss and midlatitude cold extremes. *J Clim*, doi: 10.1175/JCLI-D-18-0449.1
- Maslanik J A, Fowler C, Stroeve J, Drobot S, Zwally J, Yi D, Emery W. 2007. A younger, thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss. *Geophys Res Lett*, 34: L24501
- McCusker K E, Fyfe J C, Sigmond M. 2016. Twenty-five winters of unexpected Eurasian cooling unlikely due to Arctic sea-ice loss. *Nat Geosci*, 9: 838–842
- McWilliams J C. 1980. An application of equivalent modons to atmospheric blocking. *Dyn Atmos Oceans*, 5: 43–66
- Mori M, Watanabe M, Shiogama H, Inoue J, Kimoto M. 2014. Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nat Geosci*, 7: 869–873
- Newson R L. 1973. Response of a general circulation model of the atmosphere to removal of the Arctic Ice-cap. *Nature*, 241: 39–40
- Onarheim I H, Eldevik T, Smedsrud L H, Stroeve J C. 2018. Seasonal and regional manifestation of Arctic sea ice loss. *J Clim*, 31: 4917–4932
- Outten S D, Esau I. 2012. A link between Arctic sea ice and recent cooling trends over Eurasia. *Clim Change*, 110: 1069–1075
- Overland J E, Dethloff K, Francis J A, Hall R J, Hanna E, Kim S J, Screen J A, Shepherd T G, Vihma T. 2016. Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic. *Nat Clim Change*, 6: 992–999
- Perovich D K, Richter-Menge J A. 2009. Loss of sea ice in the Arctic. *Annu Rev Mar Sci*, 1: 417–441
- Ronalds B, Barnes E, Hassanzadeh P. 2018. A Barotropic mechanism for the response of jet stream variability to Arctic amplification and sea ice loss. *J Clim*, 31: 7069–7085
- Screen J A, Simmonds I. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, 464: 1334–1337
- Serreze M C, Francis J A. 2006. The Arctic amplification debate. *Clim Change*, 76: 241–264
- Serreze M C, Holland M M, Stroeve J. 2007. Perspectives on the Arctic's shrinking Sea-ice Cover. *Science*, 315: 1533–1536
- Simmonds I. 2015. Comparing and contrasting the behaviour of Arctic and Antarctic sea ice over the 35 year period 1979–2013. *Ann Glaciol*, 56: 18–28
- Stroeve J C, Serreze M C, Fetterer F, Arbetter T, Meier W, Maslanik J, Knowles K. 2005. Tracking the Arctic's shrinking ice cover: Another extreme September minimum in 2004. *Geophys Res Lett*, 32: L04501
- Sun L, Perlwitz J, Hoerling M. 2016. Does ocean coupling matter for the northern extratropical response to projected Arctic sea ice loss? *Geophys Res Lett*, 43: 2149–2157
- Sung M K, Kim S H, Kim B M, Choi Y S. 2018. Interdecadal variability of the warm Arctic and cold Eurasia pattern and its North Atlantic origin. *J Clim*, 31: 5793–5810
- Shutts G J. 1983. The propagation of eddies in diffluent jetstreams: Eddy vorticity forcing of 'blocking' flow fields. *Q J R Met Soc*, 109: 737–761
- Strong C, Magnusdottir G, Stern H. 2009. Observed feedback between winter sea ice and the North Atlantic Oscillation. *J Clim*, 22: 6021–6032
- Swart N. 2017. Natural causes of Arctic sea-ice loss. *Nat Clim Change*, 7: 239–241
- Thorne P W. 2008. Arctic tropospheric warming amplification? *Nature*, 455: E1–E2
- Vautard R, Legras B, Déqué M. 1988. On the source of midlatitude low-frequency variability. Part I: A statistical approach to persistence. *J Atmos Sci*, 45: 2811–2844
- Walsh J E. 2014. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes. *Glob Planet Change*, 117: 52–63
- Wang L, Chen W. 2014. The East Asian winter monsoon: Re-amplification in the mid-2000s. *Chin Sci Bull*, 59: 430–436
- Winton M. 2006. Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? *Geophys Res Lett*, 33: L03701
- Xu X P, He S P, Li F, Wang H J. 2018. Impact of northern Eurasian snow cover in autumn on the warm Arctic-cold Eurasia pattern during the following January and its linkage to stationary planetary waves. *Clim Dyn*, 50: 1993–2006
- Yao Y, Luo D, Dai A, Simmonds I. 2017. Increased quasi stationarity and persistence of winter Ural blocking and Eurasian extreme cold events in response to Arctic warming. Part I: Insights from observational analyses. *J Clim*, 30: 3549–3568

(责任编辑: 左志燕)