北亚秋冬季节转换的热力学特征

符诗怡^{1,3}施宁^{1,2}周波涛^{1,2}

3 1 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044

4 2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化

5 国际合作联合实验室, 南京 210044

6 3海口市气象局,海口 570100

7

1

2

摘要本文利用 1958~2020 年日本气象厅逐日再分析资料 (JRA-55), 对北亚 8 地区(50°-75°N, 80°-140°E)在入冬前后的热力收支特征以及影响入冬时间早 9 晚的外强迫因子进行了研究。结果表明,在气候平均上,北亚于第62 候入冬; 10 在此之前,北亚地区的降温经历了从剧烈到缓慢的变化过程。在此过程中,非 11 绝热冷却起主要作用,它部分地被暖平流所抵消。线性斜压模式的数值结果表 12 明,欧亚大陆中高纬的非绝热冷却有利于北亚地区形成西风和偏南风,从而造 13 成较强的局地暖平流,进而抵消部分非绝热冷却作用。在年际变率上,赤道中 14 东太平洋和北大西洋的海温异常均可通过欧亚大陆上的波列异常进而影响北亚 15 入冬早晚,它们可分别提前1个月和5个月出现显著信号,具有一定的预测意 16 义。在对冬季气温的影响上,在北亚入冬偏早(晚)年,12月东亚部分地区以 17 及我国南部地区气温偏高(低)。 18 关键词 北亚 秋冬季节转换 热力收支特征 19

20 文章编号 2023075B

21 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2308.23075

22

23 Thermodynamic characteristics of winter onset in Northern Asia

24

Fu Shiyi^{1,3}, Shi Ning^{1,2}, Zhou Botao^{1,2}

25 1 College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

26 2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD)/ Key Laboratory of

27 Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME) / Joint International Research Laboratory of Climate and

28 Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

29 3 Haikou Meteorological Bureau, Haikou 570100

Abstract Based on the daily reanalysis data of the Japan Meteorological Agency 30 31 (JRA55) from 1958 to 2020, the thermal budget characteristics before and after winter onset in North Asia (50°-75°N,80°-140°E) and the external forcing factors that affect 32 winter onset are studied. The result shows that the climatological winter onset in 33 North Asia occurs in the sixty-second pentad. Before the onset, North Asia 34 experienced a process from drastic cooling to slow down. In this process, the diabatic 35 36 cooling plays a major role, which is partially offset by the warm advection. Based on the linear baroclinic model, the diabatic cooling in the middle and high latitudes of the 37 Eurasian continent is conducive to the formation of westerly and southerly winds in 38 North Asia, resulting in strong local warm advection, and then partially counteracting 39 the cooling effect of the diabatic heating itself. On the interannual time scale, the sea 40 41 surface temperature anomalies in the Equatorial east-central Pacific and North Atlantic both affect winter onset in North Asia through anomalous wave train on the 42 Eurasian continent, and they show significant signals one month and five months in 43 44 advance, respectively, which has certain predictive significance. In terms of its impact on winter temperatures, the temperature in some parts of East Asia and southern 45 China is higher (lower) in December in the early (late) year of winter onset in North 46 47 Asia.

48 Keywords Northern Asia, Winter onset, Thermodynamic budget characteristics

收稿日期 2023-12-18; 网络预出版日期

作者简介符诗怡,女,1999年出生,硕士生,从事中高纬大气环流研究。E-mail: 1069728727@qq.com 通讯作者 施宁, E-mail: shining@nuist.edu.cn

资助项目国家自然科学基金项目(42025502, 41975063)和江苏省青蓝工程

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 42025502, 41975063) and Jiangsu Qing Lan Project

49 1引言

作为全球气候系统中的敏感地区,亚洲中高纬地区自身的气候变化不仅对 50 局地气候有一系列影响,还对其它区域气候变化产生作用(Xu et al., 2019; 51 Zhang et al., 2019, 2020)。就其自身气候变化而言,该地区的地表气温在上世纪 52 90年代后出现降温趋势,这明显不同于呈上升趋势的全球平均地表气温 53 (Cohen et al., 2014; Kug et al., 2015)。该区域秋冬的积雪、冻土等下垫面状况 54 也存在着明显的长期变化(李新和程国栋, 2002)。在对其他区域气候的影响 55 上,北亚附近地区是我国寒潮关键区(陶诗言,1957; Ding and Krishnamurti, 56 1987;张培忠和陈光明,1999),该地区的气温变化必然会引起寒潮的变化,从而 57 对我国气候造成一定的影响。此外,研究表明,北亚地区的气候变化还会对低 58 纬的环流系统如西太平洋副热带高压产生影响,甚至会造成我国江南夏季降水 59 异常 (穆松宁和周广庆, 2010; 2012)。因此, 北亚地区的气候研究具有重要意 60 义。 61

叶笃正等(1958)在上世纪五十年代首先提出,亚洲地区的大气环流会在 62 六月初和十月中旬发生明显突变,分别对应着入夏和入冬时的环流型转变。对 63 64 于春夏季节转换,诸多研究已基于环流角度对其特征进行了分析。王晓春 (1994)研究了南亚和东南亚地区由冬至夏转换期间的大气环流转变过程,指 65 出两个地区分别在5月和6月中上旬存在着环流突变。除此之外,环流系统也 66 会随季节演变表现出明显的变化特征。在由春入夏时,北半球副热带高压时会 67 在亚洲季风区发生断裂(黄士松和余志豪, 1962)。毛江玉等(2002)发现该系 68 统会在6月初的印度中部形成一种脊面随高度增加向北倾斜的夏季型结构。作 69 为北半球夏季另一重要环流系统,南亚高压的位置和强度也存在着显著季节转 70 换特征(张琼等,2000)。 71

72 十月突变所对应的秋冬季节转换也存在着明显的环流变化特征。在由夏入
73 冬的推进过程中,夏季风逐渐向冬季风转变,这首先从位于较低纬度的东亚季
74 风系统开始(陈隆勋等,1991)。这种转换可能与华西秋雨关系密切,秋雨建立
75 对应着夏季风向冬季风的转变,结束则与冬季风完全建立相对应(袁旭和刘宣
76 飞,2013)。除季风转变外,夏季水汽输送带也是夏季向冬季转换的重要信号,
77 它表现为10月第1候在我国东南-西太平洋地区断裂的发生(刘芸芸等,

78 2006)。侯威等(2011)从东亚大气环流角度进行季节划分时发现,冬季开始最
79 早的区域为东亚地区东部和东北部的对流层中低层以及中高纬的平流层。这与
80 周昕家等(2011)对北半球平流层大气环流入冬研究得到高纬入冬均早于低纬
81 结论一致。

除环流演变外,气温作为气候变化中的一个重要要素,也是季节转换的一 82 个重要表征(Qian et al., 2009, 2011a, 2011b; Ortiz et al., 2015; He and Black, 2015; 83 Long and Robinson, 2017)。Trenberth (1983) 把冬季定义为最冷的季节。据 84 85 此, Dong et al. (2010) 和 Yan et al. (2011) 通过气象站逐日气温资料按照气候 态最冷的 91/90 天定义为冬季时段,对应的 91/90 天的第1天的气温阈值作为入 86 冬标准,进而确定每年的入冬时间。Gong et al. (2015)提出了滦河流域的入冬 87 时间,主要是根据连续10天气温值低于10℃的第1天视为入冬时间。Chyi et al. 88 (2021) 根据气温的一阶变化和二阶变化,界定出北亚地区的春夏季节转换时 89 间。 90

值得注意的是,不同地区在季节转换时热力学特征存在明显不同。He and 91 Black (2016) 对北极地区入春的热力学特征进行了诊断,指出春季开始后温度 92 升高主要来自于水平瞬变涡动和非绝热加热的贡献。而在北亚地区的春夏季节 93 转换中,热量收支平衡表现为非绝热加热与绝热的水平温度平流为主要的平衡 94 项(Chyi et al., 2021)。作者近期的工作进一步表明(符诗怡等, 2023), 非绝热 95 加热除直接加热局地大气外,它还会在北亚地区强迫出气旋式环流异常和上升 96 运动,从而引导着原位于新地岛附近的低压系统向北亚移动,进而在水平和垂 97 直方向上引起绝热的冷平流,抵消非绝热的加热作用,最终形成北亚平稳的增 98 温过程。 99

100 实际上,类似于北半球春夏季节转换(Chyi et al., 2021),北半球秋冬季节
101 转换时,地表气温变化最明显的区域也位于亚洲中高纬,尤其是北亚地区,其
102 降温幅度达到了-14 K (图 1a 黑色框)。换而言之,秋冬季节转换时,地表气温
103 并未出现纬向均匀的变化。为何在北亚这一特定地区出现如此明显的变化?其
104 背后的热力学和动力学成因值得我们深入探讨。但目前对其气温变化过程中的
105 热力学特征研究较少,对该问题的深入研究将有助于我们更好地理解北半球季
106 节进程的成因机理。

由上可见,北亚地区虽然人口较少,但该地区是北半球秋冬季节转换时地 107 表气温变化最为明显的区域,这值得我们对其秋冬季节转换的时间和热力学特 108 征进行分析。此外,因北亚地区的地表气温异常是入冬的指示信号,当这种信 109 号偏早或偏晚出现时,后期东亚环流是否有显著的差异?为此,本文将进一步 110 分析秋冬季节转换早晚的年际变化和气候影响,以便为短期气候预测提供一定 111 的理论依据。为此,本文章节安排如下: 第2节介绍数据和方法,第3节介绍 112 北亚气候态秋冬季节转换的环流特征及时间界定,第4节诊断分析北亚热力学 113 特征,第5节为北亚入冬早晚的环流特征及其气候影响,第6节为分析可能的 114 外强迫因子,第7节给出结论与讨论。 115

116 2 资料与方法

117 2.1 资料

本文使用的气象资料为日本气象厅提供的逐日再分析资料 JRA55 118 (Kobayashi et al., 2015),时段为1958-2020年,水平分辨率为1.25°(经度) 119 × 1.25° (纬度), 垂直方向上取 1000 hPa 到 50 hPa 共 20 层。要素包括地面 2 120 米气温(T2m)、位势高度场(hgt)、海平面气压场(SLP)、风场(u,v)、气 121 温(T)、垂直速度(ω)和非绝热加热率。其中,非绝热加热率由五项构成, 122 即对流加热率(Convective heating rate,简称 cnvhr)、大尺度凝结加热率 123 (Large scale condensation heating rate, 简称 lrghr)、长波辐射加热率 124 (Longwave radiative heating rate, 简称 lwhr)、太阳短波辐射加热率 (Solar 125 radiative heating rate, 简称 swhr)、垂直扩散加热率(Vertical diffusion heating 126 rate, 简称 vdfhr)。cnvhr 和 lrghr 是由凝结造成的潜热释放所产生; lwhr 和 swhr 127 分别是由长、短波辐射通量的辐合造成的加热效果; vdfhr 主要刻画了边界层中 128 因湍流运动而引起的感热加热。为讨论下垫面状况的影响,本文还使用哈德莱 129 中心月平均海温和海冰密集度资料(Rayner et al., 2003)以及美国罗格斯大学全 130 球积雪实验室(Rutgers University Global Snow Laboratory)提供的周平均北半 131 球积雪覆盖率(snow cover extent, SCE)数据(Robinson et al., 2012; Estilow 132 et al., 2015)。其中,海冰密集度代表单位格点海冰占比,0为无海冰,1为全 133 海冰,分辨率为1.0°(纬度)×1.0°(经度),选用时段为1958-2020年;雪 134 盖数据选用时段为 1967-2020 年, 该数据在分辨率为 88×88 的极地坐标投影上 135

136 以笛卡尔网格提供,本文将其插值到1.25°×1.25°规则网格点上以便计算。

为突出季节变化特征,本文采用与 Chyi et al. (2021)所用方法一致,即用 137 Lanczos 滤波器对所有气象变量进行 30 天低通滤波,以去除高频扰动。其次, 138 将滤波后的日平均数据处理成候平均数据。候的具体划分为:5天为1候,每 139 个月有6个候,一年共72个候。在计算时, 闰年的2月29日被剔除, 2月第6 140 候为 26-28 日; 对于有 31 天的月份, 其第 6 候均为 26-31 日, 共 6 天。各个月 141 第一候分别为 P1、P7、P13、P19、P25、P31、P37、P43、P49、P55、P61、 142 143 P67,其余候以此类推。本文主要关注季内和年际变化,因此对所有数据在滤波 后均进行了去趋势处理。 144

145 2.2 季节转换的界定

146 本文采用 Chyi et al. (2021)界定北亚春夏季节转换时间的方法来界定北亚
147 秋冬季节转换时间,即利用北亚地区气候平均地面两米气温的一阶变化 (dT)
148 和二阶变化 (d2T)进行界定。根据图 1a 黑框所示,北亚地区范围取为 (50°149 75°N, 80°-140°E)。dT和 d2T的计算方法如下:

150 $\begin{cases} dT_{n} = T_{n} - T_{n-1} \\ d2T_{n} = dT_{n} - dT_{n-1} \end{cases}$ (1),

151 其中,T表示气候平均的候平均气温;下标n表示当前候,n-1表示上一候。可
152 见,dT_n表示气温的变化幅度,d2T_n为气温的变化速率。

153 2.3 诊断方程

154 本文采用线性化后的热力学方程,对 925 hPa 北亚气候平均气温的演变过
 155 程进行诊断 (He and Black, 2016):

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} = \underbrace{-\overline{u} \frac{\partial \overline{T}}{\partial x}}_{HADVc1} \underbrace{-\overline{v} \frac{\partial \overline{T}}{\partial y}}_{HADVc2} + \underbrace{\overline{\omega} \frac{R\overline{T}}{pCp}}_{VMc1} \underbrace{-\overline{\omega} \frac{\partial \overline{T}}{\partial p}}_{VMc2} + \underbrace{(-\nabla \cdot \overline{V'T'})}_{HEHFc} + \underbrace{(-\frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega'T'} + \frac{R}{pCp} \overline{\omega'T'})}_{VEHFc} + \overline{Q} \quad (2) ,$$

157 其中, R 是气体常数,取 287 J K⁻¹ kg⁻¹; C_p是定压比热容,取 1004 J K⁻¹ kg⁻¹。
158 方程中的"-"表示气候候平均,"'"表示相对气候平均的候异常,即涡动分
159 量。方程(2)左边为气候候平均的气温变化,由该候的气温减去上一候气温表
160 示,记为∇T。HADVc表示气候平均风场对气候平均温度的水平平流(简称水
161 平平流项),它由气候纬向温度平流(HADVc1)和气候经向温度平流

 162
 (HADVc2)构成。VMc表示由气候平均垂直运动引起的气温变化(简称垂直

 163
 运动项),它由气候平均垂直运动热通量(VMc1)和气候平均的垂直温度输送

 164
 (VMc2)构成。HEHFc表示涡动热通量的水平辐合辐散(简称水平涡动项),

 165
 VEHFc表示涡动热通量的垂直辐合辐散(简称垂直涡动项), \bar{Q} (Q = cnvhr +

- 166 lrghr + lwhr + swhr + vdfhr)表示非绝热加热作用,。
- 167 2.4 线性斜压模式

本文使用线性斜压模式(Linear Baroclinic Model,简称 LBM)以探讨非绝 168 热加热项对环流的影响。此模式是日本东京大学气候系统研究中心和日本环境 169 研究所 (Center for Climate System Research and National Institute for 170 Environmental Studies)共同发展的大气环流模式的线性版本。该线性模式为覆 171 盖全球的原始方程模式,采用了三角形截断的谱展开方法。本文用9至11月候 172 平均场作为基本态,水平分辨率设为 T21,垂直方向为 σ 坐标,共 20 层。水平 173 扩散系数为 8×10¹⁶ m⁴/s,对应最大波数的 e 折尺度为 1 天。在 $\sigma < 0.03$ 与 $\sigma \ge$ 174 0.95 各层上, Rayleigh 摩擦和牛顿阻尼的时间尺度设为 1 天, 在 σ = 0.9 层上设为 175 0.5 天, 其他层则为 30 天。有关该模式的详细动力框架及参数设置参见 176 Watanabe and Kimoto (2000)。本文将非绝热加热场作为强迫场,并考虑了地形 177 的作用。对此模式进行 30 天的积分,并将第 16 天至第 25 天的平均积分结果当 178 做大气的稳定响应。 179

180 2.5 瞬变强迫

181 本文考虑高频瞬变强迫作用,其正压反馈强迫与斜压反馈强迫分别由涡动
 182 涡度通量(D^{vor})和热通量(D^{heat})的辐合辐散引起的位势高度场变化来表
 183 示:

184

$$g\left\{\frac{1}{f}\nabla^{2} + f\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{1}{\sigma}\frac{\partial}{\partial p}\right)\right\}\frac{\partial z}{\partial t} = \underbrace{-\nabla \cdot \overline{U^{*}\varsigma^{*}}}_{D^{VOP}} + \underbrace{f\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{\nabla \cdot \overline{U^{*}\theta^{*}}}{\widetilde{S}}\right)}_{D^{heat}} + R$$
(3)

185 上下边界条件分别设为100、1000hPa,

186

$$\begin{cases} -\frac{gp}{R} \left(\frac{P_0}{p}\right)^{R/Cp} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{heat} = -\nabla \cdot \overline{U^* \varsigma^*} \\ \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial z}{\partial t}\right)_{vor} = 0 \end{cases}$$
(4)

187 式(3)中的星号*为8天以下的高频扰动,g为重力加速度, c为涡度, Š为
188 -∂θ/∂p的半球平均,R包含准地转位涡方程中的所有剩余项,包括低频环流
189 的水平平流、非绝热加热以及摩擦等,其它符号均为常用的气象变量。计算式
(3)时利用球谐函数对二维拉普拉斯算子在球面上展开计算,采用 T21 谱截
191 断。

192 3 北亚秋冬季节转换气候态特征及时间界定

图 1a、c 分别给出了 1958-2020 年气候平均的 11 月减 10 月以及 12 月减 11 193 月的 T2m 差值场。整体而言,从 10 月至 11 月,欧亚大陆和北美大陆中高纬地 194 区的降温最为明显。其中,最强降温中心位于贝加尔湖东北侧的北亚地区(黑 195 色框), 其幅度达到了-14 K。而从 11 月到 12 月, 北半球中高纬度地区的降温 196 幅度明显减小,尤其是欧亚大陆,其降温中心的幅度为-8K,中心已南移至东 197 北亚。这表明,北亚地区经过11月的剧烈降温后,气温趋于稳定,11月基本完 198 成季节转换过程。在海平面气压场上,从10月至11月,亚洲大范围地区以及 199 北美大陆地区表现为正变高,其中蒙古地区的正变高最为明显(图 1b),对应 200 着西伯利亚高压的建立和加强; 而从 11 月至 12 月, SLP 的变化幅度明显减弱 201 (图 1d)。可见, SLP 的增强过程与 T2m 的降温过程类似。在对流层中上层 202 (图略),从10月至12月,环流主要表现为东亚大槽和北美大槽的逐渐增强和 203 南扩的过程,但它更多地呈现出一种匀速的变化过程,这有别于 T2m 和 SLP 在 204 10至11月的变化更为明显。由此可见, 北亚地区在11月左右出现了明显的秋 205 冬季节转换特征,这种转换主要体现在近地层的 T2m 和 SLP 上,这基本对应着 206 侯威等(2011)指出的对流层中下层环流最先出现明显变化。 207

208 为确定北亚地区的秋冬转换时间,本文对该地区 T2m 进行了区域平均。其
209 逐侯演变过程表明,该地区 T2m 存在逐步下降的特征(图 2a 实线)。从其一阶
210 差分 dT 来看(图 2a 短虚线),负值 dT 在 P60 之前逐步加强,即负值变小,并
211 在 P60-61 达极小值,这暗示着季节转换的开始。此后,dT 快速减弱直至 P68 之

后出现正值。这种季节转换特征在 d2T上能更为清晰地表现出来(图 2b),其 212 在 P61 之前为负值、此后为正值,分别对应着降温加速和趋缓。值得注意的 213 是, d2T 在 P60 至 P62 这三候内出现了极小值和极大值, 即降温(dT) 先后出 214 现了极大地加快和快速地减缓,表明气温变化过程经历了剧烈的调整。这与 215 Chvi et al. (2021)所得到的春夏季节转换中存在先加速增温至最大再快速减缓十 216 分相似。从 P62 至 P70, d2T 数值虽有所减少,但基本维持着正值。上述 d2T 演 217 变特征在不同的气候时段中较为类似,即均在 P60 出现极小值, P62 出现极大 218 219 值。据此,在气候平均意义上,我们将北亚气温经历剧烈降温后出现快速趋缓 的 P62 定义为北亚秋季结束、冬季开始的时间,即亚洲中高纬度地区秋冬转换 220 的时间。 221

222 4北亚热力学特征

223 4.1 欧亚背景环流及北亚热力学特征

图 3 给出 P54-P66 欧亚中高纬度地区近地面 925 hPa 的热力演变及环流演变 224 状况。从 P54 至 P66, 欧亚大陆中高纬度地区存在明显的逐步降温过程。入冬 225 226 前的降温过程在北亚地区较欧洲地区更为明显(图 3a, e, i),这与气温的月际差 异(图 1a)一致。从非绝热加热场来看,欧亚大陆中高纬度地区的非绝热冷却 227 在逐步加强(图 3b, f, j)。有意思的是,非绝热冷却作用在欧洲地区要强于北 228 亚地区。这种 ∇T 与非绝热加热不一致的现象,表明绝热过程起着重要的调节作 229 用。从环流场上看(图 3c, g, k, o), 欧洲至北亚的中高纬度地区基本位于冰岛 230 低压和西伯利亚高压之间。除北亚东南部地区外,上述地区盛行西风和西南 231 风。随着冰岛低压和西伯利亚高压的逐渐增强,西风和西南风也逐渐增强。其 232 中,南风分量在欧洲地区更为明显。当该风场叠加在东北-西南向梯度的气候平 233 均气温场上(图 3a, e, i, m 中的白色等值线),易形成欧洲至北亚西部地区的暖 234 平流(图 3d, h, l, p)。尤其在 P62 左右之后,尽管欧洲地区的非绝热冷却作用强 235 于北亚,但由于暖平流也整体强于北亚(尤其是北亚的东部地区),最终造成 236 ∇T 在欧洲地区的降温强度要小于北亚地区。在入冬后的 P66,北亚降温幅度明 237 显减小,其大小与欧洲地区基本一致(图 3m),两地区的非绝热冷却和暖平流 238 随着季节的推进均有所增强(图 3n, p),这种准同步变化特征暗示着两者可能 239 存在着一定的联系,这将在4.2节中予以分析。 240

为进一步分析秋冬季节转换中北亚地区的热量收支特征,图4给出了热力 241 学方程(1)式中各项在北亚地区区域平均的逐候演变状况。从图4a中可知, 242 dT在 P59 前基本稳定在-0.3 K/d 附近,在 P60-P61 出现极小值之后持续减弱, 243 但仍维持着负值。这对应着前文所述的北亚地区气温在经过持续的快速降温 244 后,进入了一个降温缓慢的新时期,即进入冬季。从图 4a 可知,非绝热加热项 245 (Q, 红线) 始终维持着负值, 起着冷却作用, 且冷却强度基本随时间逐步增 246 强。实际上,在 P54 至 P70 的时段中,Q是∇T 的主要贡献项,而绝热加热尤其 247 是水平平流项 HADVc(蓝线)和水平涡动项 HEHFc 起着主要的抵消作用。 248

进一步分析秋季北亚地区非绝热加热的来源可发现(图 4b),垂直扩散项 249 vdfhr 和长波辐射项 lwhr 为其主要项。但这两个主要项存在着明显不同的演变 250 过程。具体而言,随着时间的推进,长波辐射的冷却作用逐渐减弱,而垂直扩 251 散项的冷却作用逐渐增强,两项的数值大小在 P65 相当。可见,在季节进程 252 中,非绝热加热的主要分量存在着更替特征。随着北亚地区的积雪覆盖率在入 253 冬过程中逐步增加(图略),地面温度逐步降低,这有利于在其上方大气中形成 254 净的长波辐射辐散(即形成冷却作用),造成气温的逐步减低。而气温的减低, 255 导致其向外长波辐射减弱,这又反过来有利于长波辐射冷却作用的逐渐减弱。 256 垂直扩散作用的变化应当与地表风速的增强有关,增强的风速可导致地面和大 257 气之间的热交换增强,进而造成垂直扩散的冷却作用逐步增强。 258

对起主要的加热作用的水平平流项 HADVc 进一步分解(图 4c)可发现, 259 在 P54-P60 期间,暖平流 HADVc(蓝色实线)主要由其经向分量 HADVc2(棕 260 色虑线) 主导: 在 P62 之后, 纬向分量 HADVc1 成为水平平流项的主导分量。 261 其中,喀拉海的低压中心在 P62 前增强,此后有明显减弱西退(图 3c, g, k, 262 o),对应着喀拉海低压与西伯利亚高压之间的北亚西侧的南风分量的先增大后 263 减小。受此影响, 经向温度平流持续增大至 P60 后减弱, 而纬向温度平流在此 264 过程持续增强,这主要与西风的持续增强有关。实际上,气候平均温度的水平。 265 梯度 $\partial T/\partial y$ 和 $\partial T/\partial x$ 均明显弱于经向风 v 和纬向风 u 的变化(图略),由此可 266 见,温度平流随时间的变化主要由风场的变化主导。 267

268 4.2 非绝热加热分布及影响

269 上节揭示出非绝热加热与水平温度平流之间呈现出明显的反向变化特征,
270 而水平温度平流的变化主要与风场的变化有关。一个自然的问题是,非绝热加
271 热项除直接降低局地气温外,是否还与风场(西南风)的变化存在一定的联
272 系?下面通过LBM 作进一步分析。

273 依照图 3 中非绝热加热的主要分布特征,本文在 LBM 中的欧洲附近地区
274 (12.5°-72.5°E, 45°-70°N)和北亚地区(80°-140°E, 50°-75°N)分别放置一个冷
275 源(图 5a),其垂直结构也体现出观测中的冷却作用在对流层低层和上层出现
276 极值(图 5b, c)。实际上,欧洲的非绝热加热(图略)与亚洲西部地区的类
277 似,它们均在对流层上层 300-400 hPa 和底层 950 hPa 存在着极值,且以垂直扩
278 散项 vdfhr 和长波辐射项 lwhr 为其主要项;而在对流层高层,长波辐射项 lwhr
279 为主要项。

图 6 为 900 hPa 环流分别对上层和低层冷源的稳定响应。欧洲地区的对流 280 层上层和低层的非绝热冷却均在局地的对流层底层强迫出一个反气旋式环流异 281 常(图 6a, b),该异常向东延伸至整个亚洲中高纬地区。其中,低层的非绝热 282 冷却能在贝加尔湖北侧强迫形成一个新的环流中心;而上层的非绝热冷却在北 283 亚地区强迫出更为明显的西风分量。对于北亚地区的非绝热冷却而言(图 6c, 284 d),它在贝加尔湖东侧强迫出反气旋式环流异常,而西侧强迫出一个气旋式环 285 流异常。两个异常之间存在着强的偏南风异常。其中,对流层上层冷却作用的 286 强迫响应更为明显(图 6d)。 287

7288 可见,在秋冬季节转换前后,欧洲地区和北亚地区的非绝热冷却作用均为
289 十分重要。欧洲地区的非绝热加热激发出的西风异常,有利于 60°N 以北的欧亚
290 中高纬度地区出现暖平流;而北亚地区的非绝热加热在北亚西侧激发出南风异
291 常,有利于局地暖平流的形成(图 3h,1)。由于非绝热加热部分地被暖平流所抵
292 消,最终导致北亚地区气温入冬前相对平缓的逐步降温过程。上述结果与北亚
293 春夏季节转换时的热力和动力学过程类似(符诗怡等, 2023)。

294 5北亚入冬早晚的环流特征及其气候影响

295 前文在气候平均意义上,对北亚入冬时间以及热力学特征进行了分析。本
296 节将通过合成分析,进一步分析北亚入冬偏早和偏晚年的典型环流特征。本文
297 对每年 P62 的北亚地区区域平均的地表气温进行标准化,将大于+0.8 标准差的

298 年份作为入冬偏晚年,小于-0.8标准差作为入冬偏早年,其它年份作为正常
299 年。共挑出13个偏晚年,18个偏早年和32个正常年(表1)。表1中还标记出
300 厄尔尼娜(拉尼娜)年,其挑选的标准为Nino3.4区(5°S-5°N,120°W301 170°W)3个月滑动平均数据连续5个月≥+0.5℃(≤-0.5℃)。从表1中可
302 看出,在北亚入冬偏早年,厄尔尼诺事件发生的频次较多,占比为7/18;而在
303 偏晚年,拉尼娜事件发生的频次明显偏多,占比达9/13。表明北亚入冬早晚与
304 ENSO可能存在着密切联系。

305 图 7a 给出偏早年减去偏晚年的 11 月份 T2m 差值场。对于偏早年,11 月份
306 亚洲中高纬出现了大范围的显著气温负异常,中心位于贝加尔湖北侧;而偏晚
307 年则相反。这基本对应着 Wang et al. (2010) 提出的冬季气温的主要模态一北方
308 模态。从海平面气压场和地表风场异常上看(图 7b),11 月新地岛反气旋式环
309 流异常东侧的偏北风将冷空气从高纬度输送至贝加尔湖西北侧,造成此处的气
310 温显著负异常;偏晚年则反之。

入冬偏早年和偏晚年在12月气候上表现出了明显的差异。图7c、d给出了 311 入冬偏早年与偏晚年的 12 月 T2m 和 SLP 的差值场。在 12 月, 亚洲中高纬上的 312 典型环流特征已由 11 月份大范围反气旋式环流异常(图 7b)转变为 12 月份贝 313 加尔湖地区的显著气旋式环流异常(图 7d)。此外,我国华南至黄渤海地区也 314 转变为受偏南风异常控制,这有利于来自海洋的偏暖气流向北输送,进而造成 315 华南地区,东亚沿海地区气温显著偏高(图7c)。可见,12月的T2m差值场与 316 11 月差值场主要表现为北亚地区的气温显著偏低明显不同(图 7a)。1 月份,入 317 冬偏早年和偏晚年在环流和气温场上已不再显著(图略)。 318

319 6 外强迫因子

海温、海冰作为大气外强迫因子可影响着欧亚大陆冬季气候变化(Chen et al., 2000; Deser et al., 2004; Semenov et al., 2010)。而北极海冰、北大西洋海温、
太平洋海温与欧亚大陆地表气温变化更有着紧密的联系(Chen and Wu, 2017;
李一玲, 2018;徐玮平等, 2020)。此外,秋季欧亚大陆积雪也是冬季东亚气
温异常不可忽略的影响因子(Cohen et al., 2012; Orsolini et al., 2016),它也是
北方模态形成的重要因子(Wang et al., 2010)。为此,本节从海温海冰以及积雪
的角度来分析影响11月份亚洲中高纬气温的关键海温、海冰和积雪区域。

从入冬偏早年与偏晚年8至11月的海温差值场上,可发现存在两个海温关 327 键区,分别位于赤道中东太平洋和北大西洋(图8黑色框)。在北亚入冬偏早 328 年,赤道中东太平洋海温异常偏高;北大西洋海温异常表现为西侧高、东侧低 329 的偶极型分布特征,这种海温形态类似于北大西洋"马蹄型"海温(Czaja et al., 330 1999, 2002)。实际上,这些海温异常均在前期就已出现(图 8a, b, c)。通过 331 计算关键区区域平均海温在11月与其余各月的超前滞后相关可知,赤道中东太 332 平洋海温在6月份就已出现显著异常,而北大西洋的海温在10月份才出现显著 333 异常 (图略)。这些海温异常特征可作为入冬早晚的前兆信号。大西洋海温信号 334 持续性较弱的特征可能与该地区大气对海洋有较强的强迫作用有一定的联系。 335 至于海冰场,入冬偏早年和偏晚年的差值场显示巴伦支海北侧为海冰关键区, 336 但当将 T2m 回归到此区域的海冰场后,并未发现大范围显著信号(图略)。同 337 样也对积雪覆盖率进行了类似分析,也未发现大范围显著信号。 338

为进一步分析关键区海温的可能影响,本文定义了赤道中东太平洋海温指 339 数和北大西洋偶极型海温指数。其中,赤道中东太平洋海温指数定义为(-340 20°S-20°N, 170°E-120°W) 区域平均海温异常值; 北大西洋偶极型海温指数定 341 342 义为西大西洋海温异常的区域平均(30°N-45°N. 30°W-60°W)减去东大西洋海 温异常的区域平均(30°N-55°N, 5°W-25°W)。由 11月 T2m 异常场对同期关键 343 区标准化海温指数的回归场可见,当赤道中东太平洋海温偏高或北大西洋偶极 344 型海温异常出现时,北亚地区均可出现显著 T2m 负异常(图 9)。为进一步探讨 345 北大西洋海温影响,分别将 T2m 回归至西大西洋和东大西洋的区域平均海温异 346 常(图略)。结果表明,东大西洋海温异常与北亚气温异常的正相关关系最为密 347 切,与其相联系的显著 T2m 基本覆盖了整个北亚地区,而与西大西洋的海温异 348 常相联系的显著 T2m 主要位于北亚的南部至伊朗高原一带。 349

350 回归分析结果进一步表明,与赤道中东太平洋海温异常相关的波列为相当
351 正压结构(图 10b, c),它表现为从赤道中太平洋穿过北美、大西洋到达欧亚大
352 陆上空的正、负高度异常相间分布。除太平洋地区外,该波列与图 10a 中入冬
353 偏早年和偏晚年的差值场基本一致。该波列的形成应当与 Rossby 波传播、高频
354 瞬变涡动反馈强迫联系在一起。当赤道中东太平洋海温异常偏高时,局地出现
355 显著降水正异常(图 10c),它在西北太平洋对流层中低层激发出反气旋式环流

异常,有利于西北太平洋(20°N-50°N,150°E-190°W)形成显著降水负异常 356 (图 10c)以及非绝热加热异常(图 10b)。该非绝热异常可能有利于在中纬度 357 地区激发一支向东传播的准静止波列,从而在格陵兰岛南侧的大西洋地区形成 358 一气旋式环流异常(图 10b),其南侧为反气旋式环流异常,最终形成南北偶极 359 型环流异常(类似于大西洋涛动)。大西洋地区的环流异常的强度甚至强于太平 360 洋地区的环流异常。考虑到大西洋中纬度地区为风暴轴区域,我们进一步给出 361 高频瞬变涡动反馈强迫对中东太平洋海温的回归场(图 11)。结果表明,由涡 362 动通量产生的正压反馈有利于大西洋偶极型环流异常的维持,而对欧亚大陆上 363 的环流异常影响不明显。整体上,瞬变涡动热通量产生的斜压强迫作用较小, 364 它主要对贝加尔湖北侧的环流异常其抵消作用。前人工作已指出,大西洋地区 365 的环流异常易通过 Rossby 波能量频散在下游形成波列异常(Li, 2004; Bueh and 366 Nakamura, 2007; Luo et al., 2016; Zhang et al., 2022)。最终在欧亚大陆上也形成 367 正、负相间的环流异常。综上所述,赤道中东太平洋海温异常通过降水和环流 368 异常造成中纬度的非绝热加热异常,激发一 Rossby 波波列至大西洋地区,在局 369 地的高频瞬变涡动反馈强迫作用下,大西洋地区的环流异常得以维持和增强, 370

371 并进一步在下游的欧亚大陆上形成波列异常,最终影响到入冬的早晚。

372 而与北大西洋海温异常相联系的环流异常表现为从北大西洋低纬、中纬、
373 巴伦支海、贝加尔湖到东亚沿海正负相间的波列异常分布,且其为相当正压结
374 构。低层巴伦支海的反气旋式环流异常东侧的东北风将高纬冷空气输送至北亚
375 使得该地气温显著偏低。偏晚年与之相反(图略)。此前,Li(2004)通过数值
376 模拟证实,10-12月中纬度大西洋海温异常(对应本文西大西洋海温异常)可在
377 对流层中层强迫出类似的波列。而本文发现其东部的东大西洋海温与北亚气温
378 的关系更为紧密,可见北大西洋东西向偶极型海温有利于影响入冬的早晚。

379 7结论与讨论

基于 1958-2020 年 JRA55 再分析资料日平均数据,本文发现北亚地区是欧
亚中高纬度地区秋冬季节转换时气温变化最为明显的地区。基于 T2m 的一阶和
二阶时间差分进一步得出,在气候平均意义上,北亚于 P62 (11 月第 2 候)入
冬。热力学方程的诊断结果表明,北亚入冬前的降温过程主要由非绝热冷却主
导。非绝热冷却随着季节的推进明显增强。有意思的是,北亚地区地表气温并

385 未随之出现强烈的降温过程,而是以相对平稳的逐步降温过程为主。通过数值
386 试验发现,欧洲地区和北亚地区的非绝热冷却可引起西风和偏南风的增强,进
387 而导致局地的暖平流异常,它起着部分抵消非绝热冷却的作用。在非绝热冷却
388 和暖平流的共同作用下,北亚入冬前后出现了相对平缓的逐步降温过程。

389 北亚入冬偏早年,新地岛附近出现反气旋式环流异常,该异常东侧的偏北
390 风将冷空气向南平流,导致北亚气温偏低;偏晚年则基本相反。从下垫面异常
391 状况来看,赤道东太平洋海温异常以及北大西洋东西向偶极型海温异常可能会
392 影响北亚入冬的早晚。其中,赤道中东太平洋海温异常更可提前5个月出现,
393 北大西洋偶极型海温异常可提前1个月出现,它们可作为北亚入冬早晚的潜在
394 预测因子。而对于北亚入冬偏早年,其后期12月的东亚部分地区以及我国华南
395 气温偏高。因此,北亚入冬早晚对东亚气温异常也有一定的预测意义。

396 在入冬偏早年,赤道中东太平洋海温通过降水、非绝热加热、波列传播和
397 高频瞬变涡动反馈强迫,在北半球形成了一个环半球的波列异常。而显著的北
398 大西洋偶极型海温异常,能够激发从大西洋到欧亚中高纬正负相间的异常波
399 列。两支波列虽在空间位置上存在一定的差异,但两者均可通过偏北风将冷空
400 气带到北亚,造成局地温度负异常。

401 本文对北亚入冬时间、影响因子以及对气温的气候影响进行了分析。指出
402 赤道中东太平洋与北大西洋海温能够通过欧亚大陆上的波列异常进而影响北亚
403 气温,但与这两处关键区海温相关的波列还需要通过数值模式进一步深入验
404 证。此外,本文界定入冬时间的方法与前人有所不同,不同方法之间所揭示出
405 的环流特征、影响因子是否存在不同,这将是下一步工作的重点。

- 406 参考文献 (References)
- Bueh C, Nakamura H. 2007. Scandinavian Pattern and Its Climatic Impact[J]. Quarterly Journal
 Of The Royal Meteorological Society, 133(629): 2117-2131.doi: 10.1002/qj.173
- 409 陈隆勋,朱乾根,罗会邦,等. 1991.东亚季风[M]. 北京:气象出版社. Chen Longxun, Zhu
- 410 Qiangen, Luo Huibang, et al. 1991. East Asian Monsoon(in Chinese) [M]. Beijing: China
 411 Meteorological Press
- 412 Chen S, Wu R. 2017. Interdecadal changes in the relationship between interannual variations of
- 413 spring North Atlantic SST and Eurasian surface air temperature [J]. Journal of Climate, 30:

414 3771-3787. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0477.1

- 415 Chen W, Graf H F, Huang R H. 2000. The interannual variability of East Asian Winter Monsoon
- 416 and its relation to the summer monsoon [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 17 (1): 48-
- 417 60, doi: 10.1007/s00376- 000-0042-5
- 418 Chyi D, Bueh C, Xie Z W. 2021. Summer Onset in Northern Asia [J]. International Journal of
- 419 Climatology, 41(2):1094-1111. doi:10.1002/JOC.6753
- 420 Cohen J, Screen JA, Furtado JC, et al. 2014. Recent Arctic amplification and extreme mid-
- 421 latitude weather [J]. Nature Geoscience, 7(9): 627–637. doi:10.1038/ngeo2234
- 422 Cohen J L, Furtado J C, Barlow M A, et al. 2012. Arctic warming, increasing snow cover and
- 423 widespread boreal winter cooling [J]. Environmental Research Letters, 7(7): 14007-
- 424 14014.doi: 10.1088/1748-9326/7/1/014007
- 425 Czaja A, Frankignoul C. 1999. Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation
- 426 [J]. Geophysical Research Letters, 26(19): 2969-2972. doi: 10.1029/1999GL900613
- 427 Czaja A, Frankignoul C. 2002. Observed Impact of Atlantic SST Anomalies on the North Atlantic
- 428 Oscillation [J]. Journal of Climate, 15(6): 606-623. doi: 10.1175/1520-
- 429 0442(2002)0152.0.CO;2
- 430 Deser C, Magnusdottir G, Saravanan R, et al. 2004. The effects of North Atlantic SST and sea ice
- 431 anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II :Direct and indirect components of the
- 432 response [J]. Journal of Climate, 17(5): 877-889. doi:10.1175/1520-
- 433 0442(2004)017<0877:TEONAS>2.0.CO;2
- 434 Ding Y H, Krishnamurti T N. 1987. Heat Budget of the Siberian High and the Winter Monsoon [J].
- 435 Monthly Weather Review, 115(10): 2428-2449. doi: 10.1175/1520-

- 436 0493(1987)115<2428:HBOTSH>2.0.CO;2
- 437 Dong W, Jiang Y, Yang S. 2010. Response of the starting dates and the lengths of seasons in

438 Mainland China to global warming [J]. Climatic Change, 99: 81-91. doi:

439 https://doi.org/10.1007/s10584-009-9669-0

440 Estilow T W, Young A H, Robinson D A. 2015. A long-term Northern Hemisphere snow cover

441 extent data record for climate studies and monitoring [J]. Earth Syst. Sci. Data, 7(1): 137-

442 142.doi: https://doi.org/10.5194/essd-7-137-2015

443 符诗怡, 施宁, 张东东, 等, 2023: 春夏季节转换前北亚平稳增温过程的热力学特征[J]. 大

444 气科学. Fu shiyi, ShiNing, Zhang Dongdong, et al. 2023. Thermodynamic characteristics

445 over North Asia of the steady warming process before the summer onset [J]. Chinese Journal

446 of Atmospheric Sciences (in Chinese), doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2202.21238

- Gong B Y, Yan D H, Tan D B, et al. 2015.Spatial-temporal variation of the starting date and length
- 448 of seasons in Luan River Basin, China [J]. Journal of Earth System Science, 124: 807–818.

449 https://doi.org/10.1007/s12040-015-0578-5

- He J, Black R X. 2015. Characterizing Arctic Spring Onset [J]. Journal of Climate, 28(11): 44714489, doi: https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00593.1
- 452 He J, Black R X. 2016. Heat budget analysis of northern hemisphere high latitude spring onset
- 453 events. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(17):10113-10137. doi:

454 10.1002/2015JD024681

- 455 侯威, 孙树鹏, 张世轩, 等. 2011. 东亚地区大气环流的季节划分及其时空变化特征[J].物理学
- 456 报, 60(10):781-789. Hou Wei, Sun Shupeng, Zhang Shixuan, et al. 2011. Season division
- 457 and its temporal and spatial variation features of General atmospheric circulation in East
- 458 Asia[J]. Acta Physica Sinica (in Chinese),60(10):781-789
- 459 黄士松, 余志豪. 1962. 副热带高压结构及其同大气环流有关若干问题的研究[J]. 气象学报,
- 460 31(4): 339-359. Huang Shisong, Yu Zhihao. 1962. On the structure of the subtropical highs
- 461 and some associated aspects of the general circulation of atmosphere [J]. Acta Meteorologica
- 462 Sinica (in Chinese), 31(4): 339-359. doi: CNKI: SUN: QXXB.0.1962-S1-005
- 463 Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al. 2015. The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and
- 464 Basic Characteristics [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan.ser.ii, 93(1):5-48.
- 465 doi: https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-001

Kug J S, Jeong J H, Jang Y S, et al. 2015. Two distinct influences of Arctic warming on cold 466 467 winters over North America and East Asia [J]. Nature Geoscience, 8(10): 759-762.doi: 468 10.1038/ngeo2517 李新,程国栋. 2002. 冻土-气候关系模型评述[J].冰川冻土,24(03):315-321. Li Xin, Cheng 469 470 Guodong. 2002. Review on the Interaction Models between Climate System and Frozen Soil 471 [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 24(03): 315-321 Li S L. 2004. Impact of northwest Atlantic SST anomalies on the circulation over the ural 472 473 mountains during early winter [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 82 (4): 474 971-988. doi: 10.2151/jmsj.2004.971 475 Luo D H, Xiao Y Q, Diao Y N, et al. 2016. Impact of Ural Blocking on Winter Warm Arctic-Cold Eurasian Anomalies. Part II: The Link to the North Atlantic Oscillation[J]. Journal of Climate, 476 477 29(11): 3949-3971.doi: https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0612.1 李一玲,王澄海,张飞民.2018.欧亚大陆冬季地表温度南北反相变化的年代际特征及机理[Jl. 478 气候与环境研究, 23 (2): 161-175. Li Yiling, Wang Chenghai, Zhang Feimin. 2018. 479 480 Interdecadal variations and mechanisms of the seesaw pattern for winter surface temperature 481 between northern and southern Eurasia [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (2): 161-175, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17059 482 刘芸芸,何金海,梁建茵,等.2006.亚澳季风区水汽输送季节转换特征[J].热带气象学报, 483 484 42(2):138-146. Liu Yunyun, He Jinhai, Liang JianYin, et al. 2006. Features of moisture 485 transport in seasonal transition over Asian-Australian monsoon regions[J]. Journal of 486 Tropical Meteorology (in Chinese), 42(2):138-146 487 Long X, Robinson W A. 2017. Dynamical Heating of the Arctic Atmosphere during the 488 Springtime Transition [J]. Journal of Climate, 30(23): 9539-9553, doi: 489 https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0333.1 毛江玉,吴国雄,刘屹岷.2002.季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 I:副热 490 491 带高压结构的气候学特征[J]. 气象学报, 60(4), 400-408. Mao Jiangyu, Wu Guoxiong, Liu 492 Yimin. 2002b. Study on model variation of subtropical high and its mechanism during 493 seasonal transition part I : Climatological features of subtropical high structure [J]. Acta 494 Meteorologica Sinica (in Chinese), 60(4): 400-408. doi: 10.3321/j.issn:0577-495 6619.2002.04.002 18

- 496 穆松宁, 周广庆. 2010. 冬季欧亚大陆北部新增雪盖面积变化与中国夏季气候异常的关系[J].
- 497 大气科学, 34(01):213-226. Mu Songning, Zhou Guangqing. 2010. Relationship between
- 498 winter Northern Eurasian fresh snow extent and summer climate anomalies in China
- 499 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(01):213-226. doi:
- 500 10.3878/j.issn.1006-9895.2010.01.20
- 501 穆松宁, 周广庆. 2012. 欧亚北部冬季增雪"影响"我国夏季气候异常的机理研究——陆面季
- 502 节演变异常的"纽带"作用[J].大气科学, 36(02):297-315. Mu Songning, Zhou
- 503 Guangqing. 2012. Mechanism for the correlation of winter fresh snow extent over northern
- 504 Eurasia and summer climate anomalies in China: Anomalous seasonal transition of land as a
- 505 bond [J]. Chinese Journal of Atmosphere Sciences (in Chinese), 36(02):297-315. doi:
- 506 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11015
- 507 Ortiz P C, Barriopedro D, et al. 2015. Multidecadal Variability of the Summer Length in Europe*
 508 [J]. International Journal of Climatology, 28(13): 5375-5388. doi:10.1175/JCLI-D-14-
- 509 00429.1
- 510 Orsolini Y J, Senan R, Vitart F, et al. 2016. Influence of the Eurasian snow on the negative North
- 511 Atlantic Oscillation in subseasonal forecasts of the cold winter 2009/2010 [J]. Climate

512 Dynamics. 47: 1325–1334.doi: https://doi.org/10.1007/s00382-015-2903-8

- 513 Qian C, Fu C B, Wu Z H, et al. 2009. On the secular change of spring onset at Stockholm [J].
- 514 Geophysical Research Letters, 36, L12706, doi: 10.1029/2009GL038617
- Qian C, Fu C B, Wu Z H, et al. 2011a. The role of changes in the annual cycle in earlier onset of
 climatic spring in northern China [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 28(2): 284-296,

517 doi:10.1007/s00376-010-9221-1

- 518 Qian C, Wu Z H, Fu C B, et al. 2011b. On changing El Nino: A view from time-varying annual
- 519 cycle, interannual variability and mean state [J]. Journal of Climate, 24: 6486–6500, doi:
- 520 10.1175/JCLI-D-10-05012.1
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003.Global analyses of sea surface temperature, sea
 ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. Journal of
- 523 geophysical research, 108(D14): L1-L2.doi: https://doi.org/10.1029/2002JD002670
- 524 Robinson D A, Estilow T W, and NOAA CDR Program. 2012. NOAA Climate Data Record (CDR)
- 525 of Northern Hemisphere (NH) Snow Cover Extent (SCE), Version 1. NOAA National

- 526 Centers for Environmental Information. doi:10.7289/V5N014G9
- 527 Semenov V A, Latif M, Dommenget D, et al. 2010. The Impact of North Atlantic-Arctic
- Multidecadal Variability on Northern Hemisphere Surface Air Temperature [J]. Journal of
 Climate, 23(21):5668-5677. doi: http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3347.1
- 530 Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for
- 531 stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow [J]. Journal
- 532 of the Atmospheric Sciences, 58(6):608-627. doi: https://doi.org/10.1175/1520-
- 533 0469(2001)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2
- 534 陶诗言. 1957. 东亚冬季冷空气活动的研究[R]. 中央气象局编. 短期预报手册
- 535 Trenberth K E. 1983. What are the Seasons [J]? Bulletin of the American Meteorological Society,
- 536 64(11): 1276-1282.doi: https://doi.org/10.1175/1520-0477(1983)064<1276:WATS>2.0.CO;2
- 537 Wang B, Wu Z, Chang C, et al. 2010. Another Look at Interannual-to-Interdecadal Variations of
- the East Asian Winter Monsoon: The Northern and Southern Temperature Modes [J]. Journal
 of Climate, 23: 1495-1512. doi:10.1175/2009JCLI3243.1
- 540 王晓春. 1994. 南亚、东南亚地区大气环流季节突变的多年状况 [J].大气科学, 18(3):303-309.
- 541 Wang Xiaochun. 1994. On the Abrupt Seasonal Change in the General Circulation over South
- and Southeast Asia Area[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 18(3):
 303-309
- 544 Watanabe M, Kimoto M. 2000. Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A
- 545 positive feedback. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 126(570): 3343-
- 546 3369. doi:10.1002/qj.49712657017
- 547 Xu K, Lu R Y, Mao J Y, et al. 2019. "Circulation anomalies in the mid–high latitudes responsible
 548 for the extremely hot summer of 2018 over northeast Asia." Atmospheric and Oceanic
- 549 Science Letters, 12(4):231–237.doi: 10.1080/16742834.2019.1617626
- 550 徐玮平, 张杰, 刘晨, 等. 2020. 20世纪 90年代以后华北初春低温增强和北大西洋海温关系
- 551 [J]. 大气科学, 44(6): 1167-1187. Xu Weiping, Zhang Jie, Liu Chen, et al. 2020.
- 552 Relationship between the Early Spring Low Temperature Enhancement in North China and
- 553 Sea SurfaceTemperature in the North Atlantic since the 1990s [J]. Chinese Journal of
- 554 Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(6): 1167–1187. doi: 10.3878/j.issn.1006-
- 555 9895.1912.19127

- 556 Yan Z, Xia J, Qian C, et al. 2011. Changes in seasonal cycle and extremes in China during the
- 557 period 1960–2008 [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 28: 269-283.doi:
- 558 https://doi.org/10.1007/s00376-010-0006-3
- 559 叶笃正,陶诗言,李麦村. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象[J]. 气象学报, 29(04): 249-
- 560 263. Ye Duzheng, Tao Shiyan, Li Maicun. 1958. The abrupt change of circulation over
- 561 Northern Hemisphere during June and October [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),
- 562 29(04): 249-263. doi: CNKI: SUN: QXXB.0.1958-04-004
- 563 袁旭, 刘宣飞. 2013. 华西秋雨起止与秋冬季节大气环流转换[J].气象学报, 71(5): 913-924.
- 564 Yuan Xu, Liu Xuanfei. 2013. Onset-withdrawal dates of autumn persistent rains over
- 565 western China and the associated autumn to winter evolution of the atmospheric circulation
- 566 [J].Acta Meteorologica Sinica, 71(5): 913-924.doi: 10.11676/qxxb2013.034
- 567 Zhang D D, Shi N, Suolang T J. 2022. Mechanisms of the Subseasonal Influences of Scandinavian
- 568 Events on Winter Surface Air Temperature over Eastern China[J]. Atmospheric Research,
- 569 268: 105994. doi: https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105994
- 570 Zhang M, Yu H, Huang J, et al. 2019. Comparison of extreme temperature response to 0.5°C
- additional warming between dry and humid regions over East-Central Asia [J]. International

572 Journal of Climatology, 39(7): 3348-3364.doi: 10.1002/joc.6025

- 573 Zhang M, Yu H, King A D, et al. 2020. Greater probability of extreme precipitation under 1.5 °C
- and 2 °C warming limits over East-Central Asia [J]. Climatic Change, 162: 603–619. doi:
- 575 https://doi.org/10.1007/s10584-020-02725-2
- 576 张培忠, 陈光明. 1999. 影响中国寒潮冷高压的统计研究 [J]. 气象学报, 57(4): 493-501. Zhang
- 577 Peizhong, Chen Guangming. 1999. A statistical analysis of the cold wave high which
 578 influences on China [J]. Acta Meteorologica Sinic, 57(4): 493-501
- 579 张琼, 钱永甫, 张学洪. 2000. 南亚高压的年际和年代际变化 [J]. 大气科学, 24(1):67-78. Zhang
- 580Qiong, Qian Yongfu, Zhang Xuehong. 2000. Interanual and Interdecadal Variations of the
- 581 South Asia High[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24(1): 67-78
- 582 周昕家,陈洪滨,卞建春. 2011. 北半球平流层中低层纬向风季节转换及转换层特征的分析
- 583 研究[J]. 气候与环境研究, 16(5): 565-576. Zhou Xinjia, Chen Hongbin, Bian Jianchun.
- 584 2011. Analysis of the characteristics of zonal wind reverse layer in the lower and middle
- 585 stratosphere of the northern hemisphere and its seasonal variation[J]. Climatic and

586 Environmental Research (in Chinese),16(5): 565-576



and (d), the dark gray shading indicates topography higher than 1500 m



599



600 图 2 1958-2020 年北亚区域平均的气候平均逐候演变。(a)为*T2m*(单位: ℃)和*dT*(单
601 位: K d⁻¹); (b)为不同年代气候平均*d2T*(单位: K d⁻²)。(b)中黑色垂直实线表示 11 月
602 第 2 候(P62),黑色水平实线为 0 值*d2T*。

Figure 2 Pentad-mean variation lines during 1958 - 2020. (a) T (unit: °C) and climatological mean of dT (unit: K d⁻¹); (b) climatological mean of d2T during different base periods (unit: K d⁻²). The

605 vertical solid black line in (b) represent the second pentad of November (P62), the horizontal

dashed black line in (b) represents the value of d2T is zero

607 Figure 3

608



609 图 3 1959-2020 年 925 hPa 气候候平均场。从左到右各列为气温 T (白色等值线;单位:
610 K)及其一阶差分 dT (填色;单位:K/d)、非绝热加热 Q (单位:K/d)、位势高度 hgt
611 (填色,间隔为 20 gpm)及水平风场 uv (箭头,单位:m/s)和水平温度平流 HADVc
612 (单位:K/d)。从上至下各行分别为第 54、58、62 和 66 候。黑框表示北亚地区,灰色阴影
613 表示高于 800 m 地形。

Figure 3 Climatological-mean pentad-mean air temperature (white contour; unit: K) and its tendency (shading; unit: K/d), diabatic heating (unit: K/d), geopotential height field (shading, interval: 30gpm), wind field (arrow, unit: m/s) and temperature advection (unit: K/d) at 925 hPa during 1958 - 2020. The four rows from up to bottom are in P54, P58, P62 and P66, respectively. (Black box indicates the geographic location of North Asia which is focused by the present study, gray shading indicates terrain above 800 m)

620 Figure 4



622 图 4 1958 - 2020 年气候平均的(a)第 54-70 候 925 hPa 北亚(80°-140°E, 50°-75°N)区域
623 平均的热力学方程各项的逐候演变(单位: K/d);(b)同(a),但为非绝热加热及其五个

624 分量; (c)同(a),但为温度平流 HADVc 和其纬向分量 HADVc1 及经向分量 HADVc2。

625 Figure 4 (a) Pentad-mean variation of climatological-mean air temperature area-averaged over

626 Northern Asia (80°-140°E, 50°-75°N) and each thermodynamic item in Equation (1) during P54-

627 P70 at 925 hPa during 1958-2020 (unit: K/d); (b) as in (a), but for diabatic heating and its five

- 628 components; (c) as in (a), but for air temperature advection HADVc and its zonal temperature
- 629 advection HADVc1 and meridional temperature advection HADVc2





631

632 图 5 LBM 中加入的非绝热加热强迫的空间分布(单位: K d⁻¹)。(a) 热源的水平分布(阴
633 影),黑框表示北亚。(b)、(c)分别为在欧洲(E)和北亚(NA)放置的加热强迫(黑实
634 线)以及再分析资料中的第 54、58、62 和 66 候的非绝热加热(带标识的黑虚线)的垂直
635 廓线

636 Figure 5 Spatial distribution of the prescribed diabatic heating forcing for LBM (unit: K d⁻¹). (a)

637 Horizontal distribution of the prescribed diabatic heating forcing(shading), black box indicates

638 North Asia. Vertical profiles of (b) and (c) present the prescribed heating forcings (solid black line)

placed at E and NA and the one obtained from the JRA55 (marked black dotted lines) in the P54,

640 P58, P62 and P66

641 Figure 6



643 图 6 900 hPa 流函数对非绝热冷却强迫的稳定响应。单位: 10⁵ m² s⁻¹。冷源分别放置在欧洲
644 对流层(a)低层和(b)高层,以及北亚对流层(c)低层和(d)高层。实(虚)线表示
645 正(负)值。箭头表示风速(单位: m s⁻¹)。灰色区域表示高于 1000 m 地形,黑色框区域
646 为北亚

Figure 6 Steady atmospheric responses at 900 hPa. (a) and (b) Responses to the heating forcing of the lower and the upper troposphere over Europe, (c) and (d) Responses to the heating forcing of the lower and the upper troposphere North Asia, respectively. Solid (dashed) lines indicate positive (negative) values; Contours are the stream function (unit: $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and arrows are the wind velocity (unit: m s⁻¹). The gray area represents terrain above 1000 m and black box indicates North Asia





654 655

656 图 7 偏早年与偏晚年在 11 月(a) T2m 和(b) SLP(等值线,单位: hPa)与风场(箭
657 头,单位: m s⁻¹)上的差值场;(c)和(d)同(a)和(b),但为 12 月。风场只显示通过
658 90%显著性检验的区域。实(虚)线表示正(负)值;深(浅)灰色区域表示通过 95%
659 (90%)置信水平

Figure 7 The difference of (a)T2m, (b)SLP (contour, unit: hPa) and winds (vector, unit: m s⁻¹)

between early year and late year in November. (c) and (d) same as (a) and (b), but as in December.

662 The winds are significant at the 90% confidence level. Solid (dashed) lines indicate positive

- 663 (negative) values. The dark (light) gray shading regions area indicates the 95% (90%) confidence
- 664 level; black box in (a) indicates North Asia



- 668 11月。黑框表示海温关键区;打斜线区域表示通过95%置信水平
- 669 Figure 8 Difference of SST anomalies between early year and late year. (a), (b), (c) and (d) are
- 670 August, September, October and November. Black box indicates the key area of SST, the diagonal
- 671 lines area indicates the 95% confidence level



680 shading area indicates the 95% confidence level; black box indicates North Asia

681 Figure 10



682

83 图 10 11 月 (a) 偏早年与偏晚年 500 hPa 的 hgt 差值场(单位: gpm)和回归至赤道中东太
84 平洋关键区海温标准化序列的(b) 500 hPa 位势高度(等值线,单位: gpm)和 500 hPa 非
855 绝热加热(填色,单位: K d⁻¹), (c) 850 hPa 位势高度(等值线,单位: gpm)和降水
686 (填色,单位: m)。(a)、(b)和(c)中的打斜线区域分别表示 hgt、非绝热加热和降水
687 通过 95%置信水平

Figure 10 (a)The difference of hgt500 (unit:gpm) between early year and late year in November

and regression field of (a) hgt (contour, units: gpm) and Q of 500 hPa (shading, units: K d⁻¹), (b)

690 hgt of 850 hPa (contour, units: gpm) and precipitation (shading, units: m) in November to the

691 Equatorial east-central Pacific SST standardization index in the same period. The diagonal lines

area of (a) to (c) indicates the 95% confidence levels of hgt, Q and precipitation respectively





698 Figure11 Regression field of (a) feedback forcing anomaly of transient eddy vorticity flux and (b)

699 feedback forcing anomaly of transient eddy heat flux in November to the sea surface temperature

standardization series of Equatorial east-central Pacific SST in the same period. Solid (dashed)

701 lines indicate positive (negative) values. The gray shading area indicates the 90% confidence level

Table 1

703	表1北亚入冬偏早、	偏晚、	正常年(<i>"</i> +"	代表厄尔尼诺年,	" <u> </u> "	代表拉尼娜年)

704

Table 1 The early, normal, late years of the winter onset in North Asia

	年份(个数)
偏早年	1962 1965 1966 1972 1974 1974 1976 1976 1979 1984 1987 1987 1989
_	1990、1992、1993、1994+、1996、2000-、2009+、2016-(18个)
正常年	1958+、1959、1960、1961、1963+、1967、1968+、1969+、1973-、1977+、1980、
	1981、1982 ⁺ 、1986 ⁺ 、1988 ⁻ 、1991 ⁺ 、1995 ⁻ 、1998 ⁻ 、1999 ⁻ 、2002 ⁺ 、2003、
	2006 ⁺ 、2007 ⁻ 、2008 ⁻ 、2011 ⁻ 、2012、2013、2014 ⁺ 、2015 ⁺ 、2017 ⁻ 、2018 ⁺ 、2019
	(32个)
偏晚年	1964-、1970-、1971-、1975-、1978、1983-、1985-、1997+、2001、2004+、2005-
	、2010-、2020-(13个)