

赤道西太平洋海面增暖对早春北极平流层极涡的调控¹

姚彬彬 施春华 郭栋

南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/大气科学学院, 南京 210044

摘要 平流层极涡异常对冬春季极端天气和极地臭氧亏损有重要指示意义。在 1979-2020 年 ERA5 再分析资料中, 早春北极平流层极涡年际变率与热带太平洋海温第二模态(主要空间型为赤道西太平洋海温异常)有关。通过 CAM5 数值模拟, 进一步揭示了赤道西太平洋海温异常影响平流层极涡的途径: 冬春季赤道西太平洋增暖时, 在暖海温区深对流降水加强, 异常的潜热加热通过 Matsuno-Gill 响应在其西北侧激发了 Rossby 波(对流层上层的高压异常)。该 Rossby 波沿大圆路径在北太平洋调整了北半球最强的槽脊系统的强度和位置, 从而使得经向风 1 波分量的振幅减小, 经向风 3 波和温度 3 波分量的位相差增大。两者分别减弱了平流层的 1 波和 3 波的波作用通量上传, 更少的涡动热量通量向极输送促进了春季北极平流层极涡增强。

关键词 平流层, 极涡, 赤道西太平洋, 海面温度, Rossby 波

文章编号 2021254C **中图分类号** P434

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2202.21254

收稿日期 2022-04-11; **网络预出版日期**

¹**作者简介** 姚彬彬, 男, 1995 年出生, 硕士研究生, 主要从事平流层-对流层耦合研究。E-mail: 20191201091@nuist.edu.cn

通讯作者 施春华, E-mail: shi@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41875048、91837311

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41875048, 91837311)

The stratospheric Arctic polar vortex modulated by the SST warming in the western equatorial Pacific in early spring

YAO Binbin, SHI Chunhua, GUO Dong

*Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/ School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of
Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

Abstract Stratospheric Arctic vortex (SAV) anomalies can afford indications to extreme weather and Arctic ozone losses in winter and spring. The SAV in early spring is found to be related to the second mode of the interannual sea surface temperature (SST) in the Tropical Pacific in 1979-2020, the spatial pattern of SST anomalies in the western equatorial Pacific from the ERA-5 reanalysis data. The specific progress of the western equatorial Pacific SST anomalies affecting the SAV is revealed by the CAM5 numerical simulations. The SST warming in the western equatorial Pacific in winter and spring can intensify local deep convective precipitation. Then the anomalous latent heating induces a Rossby wave (high pressure anomalies in the upper troposphere) to its northwest side through the Matsuno-Gill atmospheric response. The Rossby wave adjusts the strength and position of the strongest trough-ridge system of the Northern Hemisphere in the North Pacific along the great circle path, leading to a decrease of the amplitude of wave 1 of the meridional wind and an increase of the phase difference of the wave 3 between the meridional wind and temperature, which results in less wave activity fluxes of the wave 1 and wave 3 propagating to the stratosphere. Finally, the less poleward transport of eddy heat flux enhances the SAV in spring.

Key words stratosphere, Arctic vortex, the western equatorial Pacific, sea surface temperature, Rossby wave

1 引言

北极平流层极涡在影响冬春季对流层天气和气候的中扮演重要的角色(陈文和魏科, 2009; Wang and Chen, 2010; 邓淑梅等, 2015)。在冬春季, 由于对流层异常信号的上传, 平流层极涡会快速做出调整并产生下传信号, 继而对地面天气产生影响(Reichler et al, 2005; 易明建等, 2013; 魏麟骁等, 2014)。在这一过程中平流层极涡处于调整变化的状态。

近年来备受关注的北极春季臭氧低值事件(1997、2011 和 2020 年)也与平流层强极涡背景密切相关(Hu and Xia, 2013; Manney et al., 2011; Zhang et al., 2018; Hu, 2020; Manney et al., 2020), 平流层极涡的持续性增强是其重要的动力背景。索春男和田文寿(2017)通过分析 1997 年和 2011 年北极地区平流层臭氧异常偏低事件, 发现上传到平流层的行星波活动减弱, 导致这两年平流层极涡异常加强, 极地平流层温度异常偏低, 生成了更多极地平流层云, 从而导致了更强的臭氧化学损耗。同样的, 行星波活动的减弱所造成的北极平流层持续的强极涡也是导致 2020 年创纪录的臭氧损耗事件的主要动力原因(Lawrence et al., 2020; Rao and Garfinkel, 2020)。因此, 春季平流层极涡持续性增强的归因分析就显得很重要。

海温变化被认为是导致平流层极涡异常的重要原因之一(Hurwitz, 2012; Hu et al., 2018)。热带太平洋作为全球海面温度最高的区域, 其增暖后会造成对大气的非绝热加热, 使得大气对流活跃(Lau, 1997), 继而导致热带及热带外的环流异常(Xie et al., 2012; 陶威和陈权亮, 2018)。ENSO(El Niño-Southern Oscillation)作为热带太平洋海温异常的一个最重要的年际模态, 其影响平流层极涡的过程和机制已有不少讨论(如: 任荣彩和向纯怡, 2010; 任荣彩, 2012)。Garcia-Herrera 等(2006)发现在厄尔尼诺(El Niño)年, 热带海温异常会在其之后的冬春季, 诱发正太平洋-北美遥相关(Pacific-North American teleconnection, PNA)波列, 导致阿留申低压加深(Barnston and Livezey, 1987), 加强的阿留申低压与气候态大气波动相互作用, 使得进入到平流层的行星波作用通量增多(Garnkel and Hartmann, 2008; Ineson and Scaife, 2009; Smith and Kushner, 2012), 特别是纬向 1 波(Li and Lau, 2012; Barriopedro and Calvo, 2014); 异常向上传播的行星波进入到平流层后破碎, 减弱了平流层极涡。且厄尔尼诺强度越强, 平流层极涡也会相

应地变得更弱 (Zhou et al., 2018)。而在拉尼娜 (La Niña) 年, 平流层极涡会变的更强更冷 (Free and Seidel, 2009; Iza et al., 2016)。除此之外, 中部型 El Niño 对平流层的影响与传统的东部型 El Niño 的影响是不同的, 一些研究发现中部型厄尔尼诺类似 La Niña, 增强平流层极涡 (Hegyi and Deng, 2011; Xie et al., 2012)。也有研究关注北太平洋海温与平流层极涡的关系。PDO (Pacific Decadal Oscillation) 是北太平洋海温异常的第一模态, 它对平流层极涡有重要影响。在 PDO 的正位相, 平流层极涡会显著减弱 (Woo et al., 2015; Kren et al., 2016)。但是, 也有研究 (Hu and Guan, 2018) 指出, 在年代际尺度上, PDO 正位相时, 平流层极涡反而会增强, 主要由 1 波的减弱导致上传到平流层的行星波作用通量减少所引起的。

鉴于平流层极涡异常对冬春季极端天气和极地臭氧异常有重要指示意义, 进一步弄清平流层极涡异常的动力机制是有科学价值的。目前有关海温异常对北极平流层极涡的研究, 主要关注了海温变化后平流层行星尺度 1 波和 2 波的响应。但区域性海温异常, 究竟如何通过区域性环流异常影响到平流层行星尺度 1 波和 2 波, 这些中间过程目前较少被提及。此外, 以往研究多关注行星波作用通量本身的整体变化, 对于影响行星波作用通量的多个因子的详细讨论尚不多见。因此, 我们试图从这些方面, 揭示热带太平洋海温异常影响北极春季平流层极涡强度的物理过程和机制。

2 数据和方法

2.1 数据

欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 提供的 1979-2020 年的 ERA5 逐日再分析资料 (Hersbach et al., 2020)。变量有海表温度、气温、位势、经向风和纬向风等。资料水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 垂直等压面从 1000hPa 到 1hPa 共 37 层。

2.2 波活动通量

二维子午圈平面上的准地转 Eliassen-Palm 通量 (Edmon et al., 1980) 被广泛用来诊断行星波活动和传播, 其散度项是在动量方程的驱动因子之一。球面 p 坐标下它们可以表示为:

$$F_\varphi = -a \cos \varphi \overline{v'u'} \quad (1)$$

$$F_p = \frac{f a \cos \varphi}{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}} \overline{v' \theta'} \quad (2)$$

$$Div = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (F_\varphi \cos \varphi) + \frac{\partial}{\partial p} F_p \quad (3)$$

假设经向风和温度的 k 波分量的纬向分布为:

$$V'_k = V_k \cos(k\lambda - \alpha_k) \quad (4)$$

$$T'_k = T_k \cos(k\lambda - \beta_k) \quad (5)$$

那么等压面上 k 波 E-P 通量的垂直分量,也就是公式(2)可以表达为:

$$F_p = \left[\frac{\Omega a \left(\frac{p_0}{p}\right)^\kappa}{2 \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}} \right] V_k T_k \cos(\alpha_k - \beta_k) \sin(2\varphi) \quad (6)$$

也就是 k 波的 E-P 通量垂直分量主要取决于经向风 k 波振幅, 温度 k 波振幅, 经向风 k 波和温度 k 波的位相差, 以及所在纬度。

尽管 E-P 通量可以描述波作用通量的经向-垂直传播,但在表征其纬向等三维传播时, Plumb (1985) 波活动通量被广泛使用, 球坐标下 Plumb 三维波活动通量可表示为:

$$F_s = \frac{p}{p_0} \cos \varphi \times \begin{pmatrix} v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(v'\phi')}{\partial \lambda} \\ -u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(u'\phi')}{\partial \lambda} \\ \frac{f}{S} \left[v'T' - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(T'\phi')}{\partial \lambda} \right] \end{pmatrix} \quad (7)$$

上述公式中, F_φ 、 F_p 和 Div 分别表示 E-P 通量的水平分量和垂直分量及其散度。 $p_0=1000\text{hPa}$, $S = \partial \bar{T} / \partial z + \kappa \bar{T} / H$, $z = -H \ln(p/p_0)$ 是关于 $\log-p$ 的垂直坐标, $\kappa \approx 0.286$ 是气体常数与定压比热之比, $H = 8\text{km}$ 是标高。 V_k 、 α_k 、 T_k 和 β_k 分别表示经向风 k 波振幅和初始位相角, 温度 k 波振幅和初始位相角。 u 、 v 、 θ 、 T 、 λ 、 φ 、 a 、 f 、 p 、 Ω 和 ϕ 分别表示纬向风, 经向风, 位温, 温度, 经度, 纬度, 地球半径, 科氏参数, 气压, 地转角速度和位势。上标 “—”、“’” 分别表示纬向平均和纬向偏差。

2.3 数值模拟

The Community Earth System Model (CESM) with the fifth version of Community Atmosphere Model (CAM5) 被采用进行敏感性试验和控制试验 (Ghan et al., 2012)。模拟时的水平分辨率为 1.9° 纬度 $\times$ 2.5° 经度, 两组试验它们仅在赤道中太平洋的海温强迫存在差异。控制试验的海温强迫使用的是气候态的月平均海

温。敏感试验使用的海温度强迫与控制试验相同，但在赤道中太平洋，常年（每个月）叠加了海表温度异常，异常值是图 1b 矩形内的两倍。两组试验都模拟了 20 年，前 5 年作为启动适应期，剩余的模拟结果被用来分析。

3 早春北极平流层极涡异常与赤道太平洋海温的关系

3.1 与早春平流层极涡变率相关的赤道太平洋海温模态

热带太平洋（TP）海表温度异常是控制全球大气环流的重要因子之一，在以往研究中发现，ENSO 异常是影响平流层极涡的一个重要原因（例如：任荣彩和向纯怡, 2010）。由于 1997, 2011, 2020 年春季发生的北极臭氧低值事件与早春持续性强平流层极涡背景密切相关（Hu and Xia, 2013; Hu, 2020; Manney et al., 2020），因此热带太平洋海温异常是否也能影响早春（2-3 月）北极平流层极涡异常？其相关模态和关键区位置如何？

将去趋势后的热带太平洋 2-3 月海温年际异常进行了 EOF 分解，第一模态方差贡献率为 54%，其空间分布主要表现为 ENSO 模态（图 1a）。第一模态时间系数（PC1）与早春极区平流层位势高度序列的分布见图 2，两者没有相关性（相关系数为 0.07，未通过 80% 检验）。而海温的第二模态有 18% 的方差贡献率，空间模态的绝对值大值区主要分布在赤道西太平洋，并且区别于中部型 ENSO 模态（Modoki 模态），位置更加偏西（图 1b）。第二模态时间系数 PC2 与极区平流层位势高度序列的分布见图 2，两者显著相关，相关系数为 -0.40，通过 99% 信度检验。这表明热带太平洋海温 EOF 的第二模态关键区（图 1b 矩形内）海温增暖时，对应于偏强的早春北极平流层极涡。这里关键区的位置，与影响冬季极涡的中部型 ENSO 的海温关键区的位置，是稍有差异的（Xie et al., 2012）。而早春平流层极涡强度与热带太平洋海温的相关分析也显示了在赤道西太平洋区域有大范围的显著相关区（图 3），这与海温年际变率的第二模态是一致的。

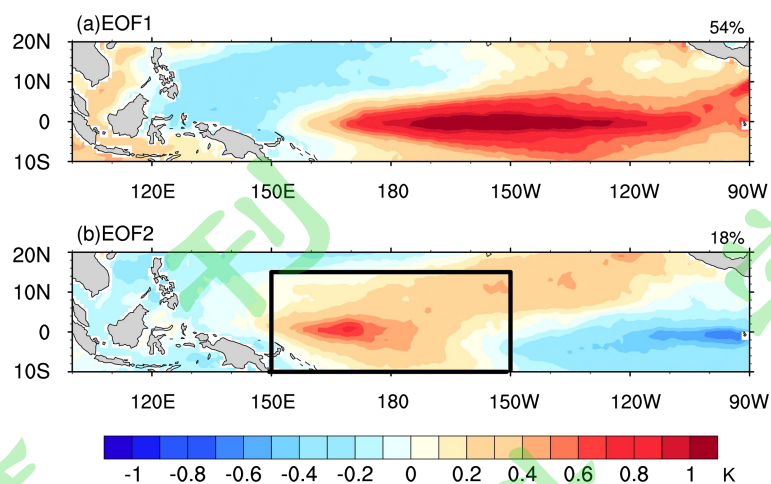


图 1 1979-2020 年 2-3 月热带太平洋海表温度（单位：K）EOF 的第一（a）和第二（b）模态空间分布，矩形区是第二模态的关键区

Fig. 1 The spatial pattern of first (a) and second mode (b) of SST (unit: K) from empirical orthogonal function (EOF) in the Tropical Pacific in February-March from 1979 to 2020. The area inside the rectangle is the key region of the second mode

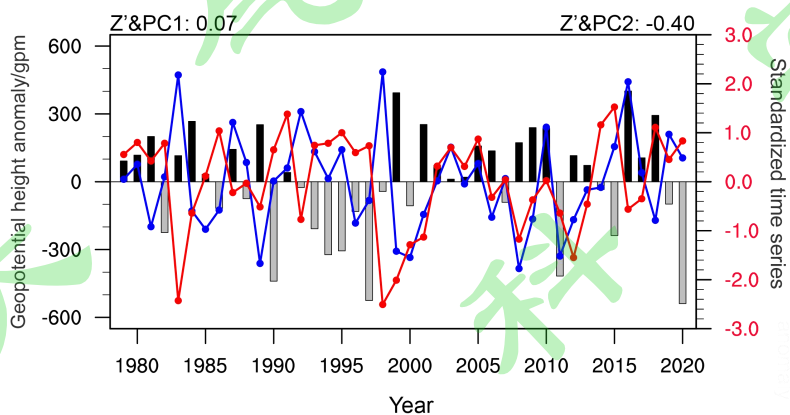


图 2 1979-2020 年 3 月 50hPa 上 60°N-90°N 位势高度异常时间序列（柱状，单位：gpm），2-3 月热带太平洋海温 EOF 主成分 PC1（蓝线）和 PC2（红线）的标准化时间序列。PC2 和位势高度异常的相关系数为-0.40，通过 99%的显著性检验

Fig. 2 The time series of 50hPa geopotential height anomaly (bars, unit: gpm) in 60°N-90°N in March, the normalized principal components (PC1, blue line and PC2, red line) of SST EOF in the Tropical Pacific in February-March. The correlation coefficient between the PC2 and the 50hPa geopotential height anomaly is -0.40, which is significant at the 99% confidence level

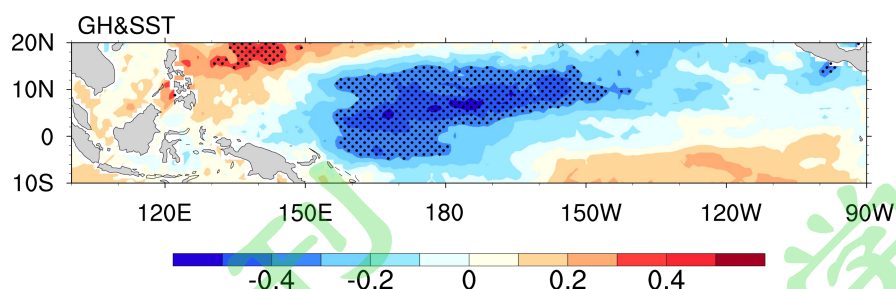


图 3 1979-2020 年的 2-3 月海温与 3 月 50hPa 上 60°N-90°N 平均位势高度的相关系数，打点区通过 95%显著性检验

Fig. 3 Correlation coefficients between the SST in February-March and the mean geopotential height in 60°N-90°N at 50hPa in March from 1979 to 2020. Stippled regions are significant at the 95% confidence level

3.2 早春赤道西太平洋增温对应的行星波异常

将 1979-2020 年 2-3 月北半球 50hPa 位势高度回归到同期热带太平洋海温 EOF 第二模态的时间序列 (PC2)，在 60°N 以北对应位势高度负异常，幅度在 -60gpm 以上，极地外位势高度正异常（正值区纬向非对称，在西北太平洋和北欧两个区域的最大值可达 40gpm），是显著的北极平流层极涡正异常模态（图 4a）。说明早春赤道西太平洋关键区增温（图 1b 内矩形区），对应着偏强的北极平流层极涡。以往有研究（Hurwitz, 2012; Hu et al., 2018; Hu, 2020）提到，冬季平流层极涡异常，往往与异常的行星波活动有关。那么早春平流层极涡增强，是否也与赤道西太平洋海温正异常导致的行星波活动异常有关？我们分析下平流层 100hPa 位势高度 1-3 波对海温 PC2 的响应。行星波 1 波的异常，与其气候态（东半球槽和西半球脊）在位置上一致，但数值上是正负相反，其在 100hPa 使得 1 波的平均振幅减小了约 30gpm（图 4b）。而 2 波振幅有所加强并略微西移的（图 4c）。3 波也有一定程度的位相变化（图 4d）。

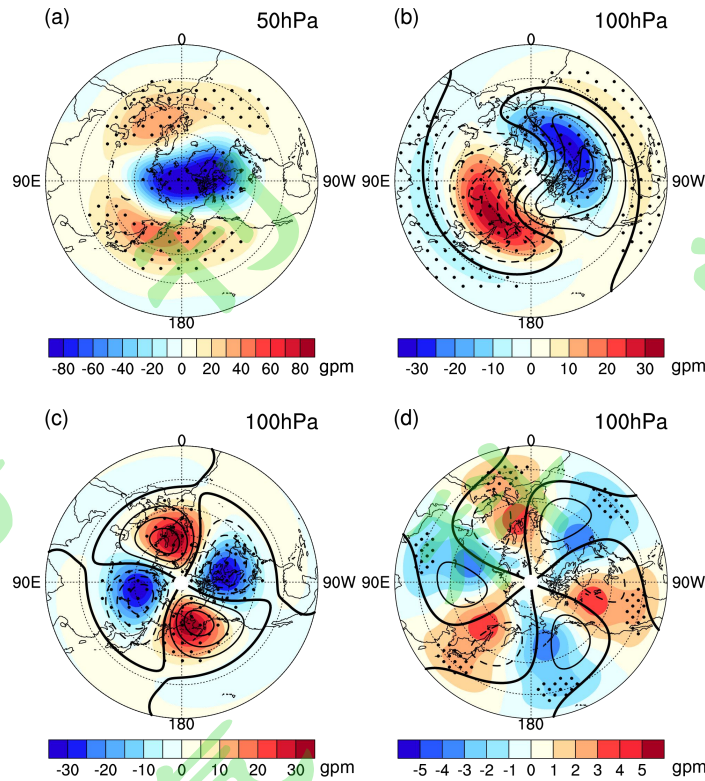


图4 (a) 1979-2020年2-3月50hPa位势高度(单位:gpm)对热带太平洋海温PC2的回归。(b) 1979-2020年2-3月100hPa位势高度1波的平均分量(等值线,间隔40gpm)和1波分量对PC2回归(阴影,单位:gpm)。(c)(d)同(b),但分别为2波和3波。打点区表示回归通过90%显著性检验

Fig. 4 (a) Regressions of geopotential height (unit: gpm) at 50hPa in February-March in 1979-2020 onto PC2 of the Tropical Pacific SST EOF in the same period. (b) The mean wave 1 component of geopotential height (contours, the interval is 40 gpm) and the regressions of the wave 1 component of geopotential height (shading, unit: gpm) at 100hPa in February-March onto PC2 of the Tropical Pacific SST EOF from 1979 to 2020. (c), (d) Same as (b), but for wave 2 and wave 3. Stippled regions are significant at the 90% confidence level

根据波流相互作用理论,能直接影响平流层绕极西风变化的,是表征行星波传播的波作用通量,而非行星波振幅本身。因此,进一步将多年早春的E-P通量及相关变量,回归到热带太平洋海温PC2,检验平流层行星波传播异常与热带西太平洋海温的关系。2波主要表现了向上的波作用通量异常,且在平流层中下部异常辐合(图5c)。但1波和3波在中纬度平流层有异常向下的波作用通量,其散度为异常辐散(图5b, 5d)。在中纬度50hPa以下,总的E-P通量异常是向下的,且在平流层中部E-P通量异常辐散(图5a),该模态与1波和3波类似,说明1波和3波异常是平流层波作用通量异常的主要贡献者。波作用通量(矢量)

向下的垂直分量表示向赤道的涡动热量通量输送，其在极区的经向辐散有利于极区冷却；波作用通量的异常辐散区（红色阴影）有涡动东风动量通量的辐散（即涡动西风动量通量的辐合），根据中层大气准地转的平均动量方程（Andrews, et al., 1987; Shi et al., 2018），其对极涡的绕极西风有加速作用。因此，该异常的 E-P 通量在理论上应该对应偏强的北极平流层极涡。图 5 中纬向风对 PC2 的回归，也验证了平流层绕极西风的加强。回归分析表明，热带西太平洋关键区（图 1b 矩形区）的海温增暖，早春北极平流层极涡是增强的，与平流层异常下传的波作用通量（主要由 1 波和 3 波贡献）有关。

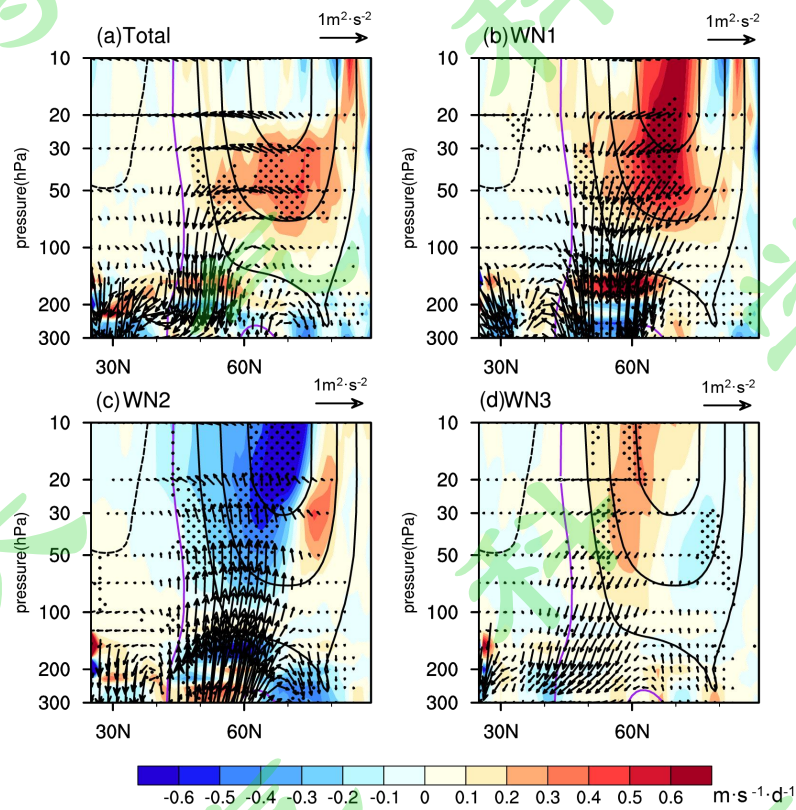


图 5 1979-2020 年 2-3 月 (a) 总的、(b) 1 波、(c) 2 波、(d) 3 波的 E-P 通量（箭头，单位： $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ），E-P 通量散度（填色，单位： $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ）及纬向风（等值线，间隔 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，实线表示正值）对 PC2 的回归。E-P 通量的水平项和垂直项通过分别以 $\pi \times 6378 \text{ km}$ 和 1000 hPa 进行标准化。打点区表示 E-P 通量散度回归通过 95% 显著性检验

Fig. 5 Regressions of the EP flux (vectors, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), EP-flux divergence (shading, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$) and zonal wind (the interval is $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, the black solid contours indicate positive values) in February-March in 1979-2020 onto PC2 of the Tropical Pacific SST EOF in the same period. (a) the total EP fluxes, (b) EP flux of wave 1, (c) EP flux of wave 2 and (d) EP flux of wave 3. The EP fluxes are normalized by $\pi \times 6378 \text{ km}$ horizontally and by 1000 hPa vertically. The divergence over the Stippled regions is significant at the 95% confidence level for the regressions of the EP-flux divergence

4 赤道西太平洋增暖影响平流层极涡的途径

为了排除其他因子对北极平流层极涡的可能影响,使用 CAM5 模式进行仅赤道西太平洋关键区增暖的数值模拟,模拟设置见 2.3 节。模拟结果显示,平流层对赤道西太平洋关键区增暖的响应,在极区平流层降温,温度负异常最大达到-4K,极区外西风加速,50hPa 以上西风增强了 $3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上(图 6)。这该模拟结果重现了再分析资料的统计结果,说明赤道西太平洋增温对应北极平流层极涡显著增强。

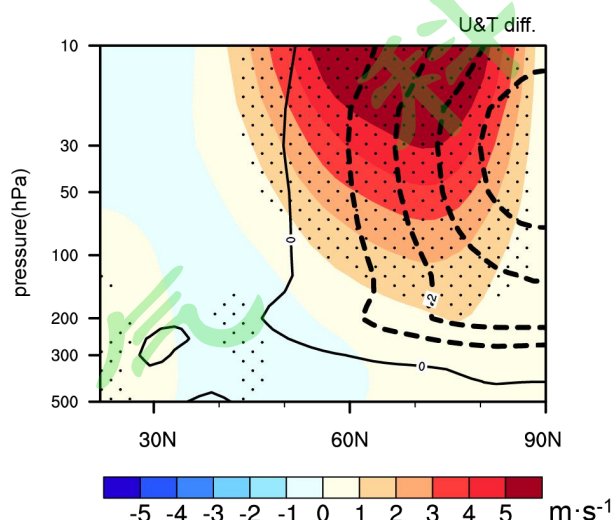


图 6 敏感试验与控制试验中 2-3 月的纬向风差异(填色,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)和温度差异(等值线,间隔 1K),打点区纬向风异常通过 95%显著性检验

Fig. 6 Differences of zonal wind (shading, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and temperature (contours, the interval is 1K) in February-March between the sensitive run and the control run. The zonal wind anomaly over the Stippled regions is significant at the 95% confidence level

4.1 北太平洋上对流层异常 Rossby 波列

赤道西太平洋 SST 增暖将改变区域性大气环流和大气加热率,理论上加热异常区附近激发的 Rossby 波向热带外中高纬度传播,从而可以影响更大范围的大气异常。300hPa 北半球气候背景最强的槽、脊扰动,分别位于北太平洋的西岸和东岸(图 7)。在热带西太平洋增温后,在槽区附近对应位势高度负异常,而脊区对应位势高度正异常。该西南-东北走向的异常波列,源于更西南方向副热带西太平洋,改变了背景槽、脊系统的强度和位置。那么,该异常 Rossby 波列是如何产生的呢?

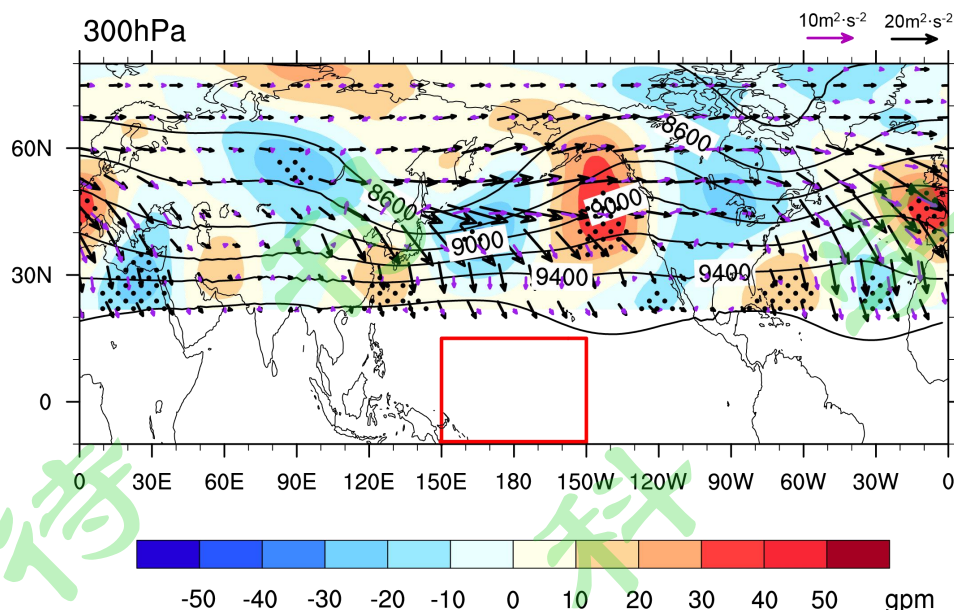


图 7 控制试验中 2-3 月 300hPa 平均等高线（黑色等值线，间隔 200gpm）和 1-3 波的平均 Plumb 波活动通量（黑色箭矢，单位： $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ）；敏感试验与控制试验中 2-3 月位势高度纬向偏差的差异（填色，单位：gpm）及 1-3 波 Plumb 波活动通量的差异（紫色箭矢，单位： $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ ）。打点区位势高度异常通过 95% 显著性检验，矩形框对应图 1b 中的矩形

Fig. 7 The mean geopotential height (black contours, the interval is 200gpm) and horizontal Plumb wave activity fluxes of wave 1-3 (black vectors, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) in the control run, the differences of zonal deviation of geopotential height (shading, unit: gpm) and Plumb wave activity fluxes (purple vectors, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) between the sensitive run and the control run. All the variables are at 300hPa in February-March. The geopotential height anomaly over the Stippled regions is significant at the 95% confidence level. The rectangle indicates the warming key regions corresponding to that in Fig. 1b

热带太平洋海温增暖后，往往会增加区域性大气的对流活跃度 (Lau, 1997)。在赤道西太平洋增暖关键区，出现了很强的上升运动异常（图 8a 矩形内），并且该区域内可降水量显著增加（图 8b 矩形内），大部分地区增幅在 $2\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上。500hPa 的温度递减率显示，异常上升运动和可降水增加区对应了高层加热增加大于低层（图 8c 矩形内的负值区），说明该区域降水正异常的潜热加热位置较高，属于高层加热的热带深对流性质。可见，赤道西太平洋增温最终导致该区域深对流高层加热增加。

根据 Matsuno-Gill 响应理论，热带深对流加热区，其西北侧是理想罗斯贝波响应的主要波源位置之一，且在对流层上层为高压反气旋特征。图 7 中上对流层 300hPa，在 120°E - 140°E ， 20°N - 30°N 处的位势高度正异常，符合这一特征。源

于该位势高度正异常，Rossby 波列沿大圆路径向东北方向传播，Plumb 波活动通量在北太平洋异常加强（图 7 中紫色箭头和黑色箭头同向），分别激发了一负一正的位势高度异常中心，加强了该区域的槽脊系统。说明赤道太平洋关键区增温，通过热带深对流加热异常，在北太平洋激发了 Rossby 波列。该波列直接改变了北太平洋区域北半球最强的槽、脊系统（图 7）。

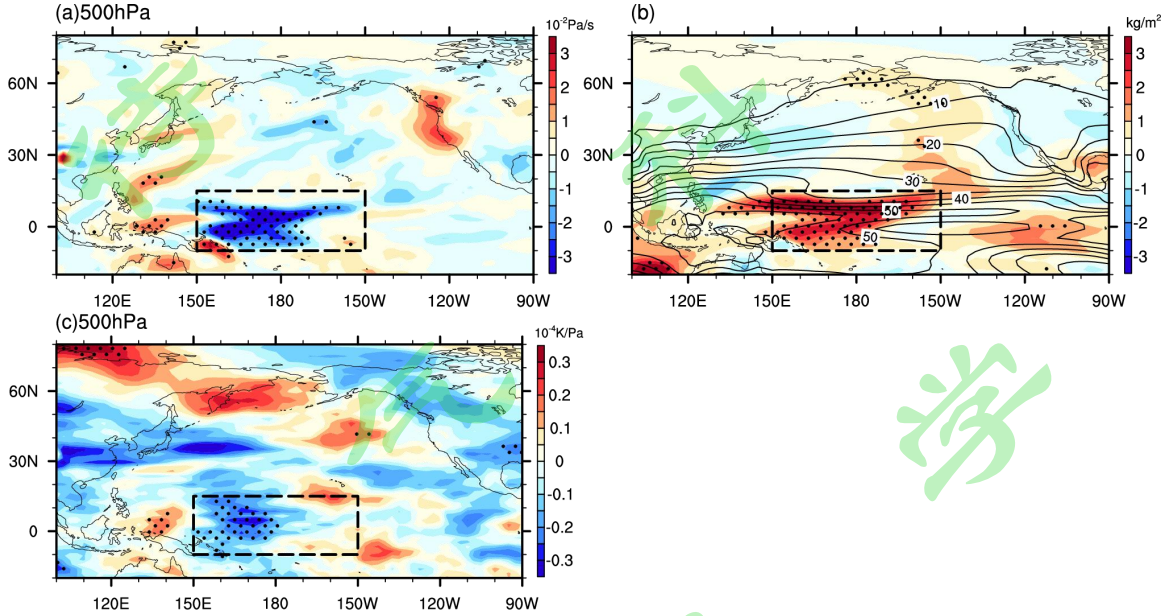


图 8 (a) 敏感试验与控制试验中 2-3 月 500hPa 垂直速度 ω 的差异（阴影，单位： $10^{-2}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ）；(b) 敏感试验与控制试验中 2-3 月整层大气可降水量差异（阴影，单位： $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ）和控制试验中平均的可降水量（等值线，单位： $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ）；(c) 敏感试验与控制试验中 2-3 月 500hPa 温度垂直递减率 $\partial T/\partial p$ 差异（单位： $10^{-4}\text{K}\cdot\text{Pa}^{-1}$ ）。打点区通过 95% 显著性检验，黑色矩形对应图 1b 中的矩形

Fig. 8 (a) The difference of vertical velocity ω (unit: $10^{-2}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) at 500 hPa between the sensitive run and the control run in February-March. (b) The mean precipitable water (unit: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) in the control run and the difference of the precipitable water between the sensitive run and the control run in February-March. (c) The difference of temperature lapse rate $\partial T/\partial p$ (unit: $10^{-4}\text{K}\cdot\text{Pa}^{-1}$) at 500 hPa between the sensitive run and the control run in February-March. Stippled regions are significant at the 95% confidence level. The black rectangle indicates the warming key regions corresponding to that in Fig. 1b

4.2 Rossby 波列减弱了 1 波和 3 波的波作用通量上传

由赤道西太平洋增暖诱发的 Rossby 波列，调整了北半球槽、脊系统的强度和位置（图 7），因此其纬向扰动分量中的行星波 1-3 波也将被调整。位势高度 1 波对热带西太平洋增暖的响应，在 100hPa 附近，与其背景扰动是正负反向的，

说明 1 波的平均振幅在下平流层是减弱的（图 9a），这与再分析资料的分析一致（图 4b）。2 波和 3 波的背景扰动，随高度增加而减小，特别是 3 波扰动，主要集中在对流层（图 9c）。在 100hPa 附近，2 波位势高度的响应主要表现为槽脊西移并有所加强，3 波则东移且有所加强。

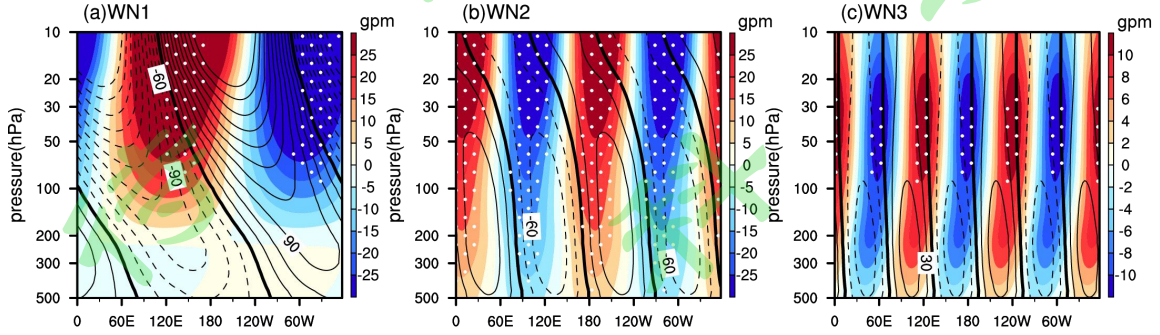


图 9 (a) 控制试验中 2-3 月 40°N-70°N 平均的位势高度 1 波分量（等值线，间隔 30gpm）和及其在敏感试验与控制试验中的差异（阴影，单位：gpm）；(b, c) 同 (a)，但分别为 2 波和 3 波分量。打点区通过 90%显著性检验

Fig. 9 The mean zonal deviations of geopotential height (contours, the interval is 30gpm) in the control run and their differences (shading, unit: gpm) between the sensitive run and the control run at 40°N-70°N in February-March. (a) wave 1 components, (b) wave 2 components, (c) wave 3 components. Stippled regions are significant at the 90% confidence level

从 E-P 通量及其散度的响应来看，1 波和 3 波的波作用通量在中纬度下平流层为异常下传，3 波作用通量在下平流层还异常辐散（图 10b, 10d）。在中纬度平流层，总的 E-P 通量异常向下（图 10a），该模态与 1 波和 3 波作用通量相似，而 2 波作用通量异常是向上的，这说明 1 波和 3 波异常是平流层 E-P 通量异常的主要贡献者。更少的 E-P 通量上传，减少了涡动热量通量向极区平流层的输送，加强了早春的平流层极涡，该模拟结果与图 5 的再分析资料统计结果是一致的。有学者在研究其它区域海温异常对平流层极涡的作用时，也提到了该涡动热量通量异常的作用（Xie et al., 2012, 2020）。

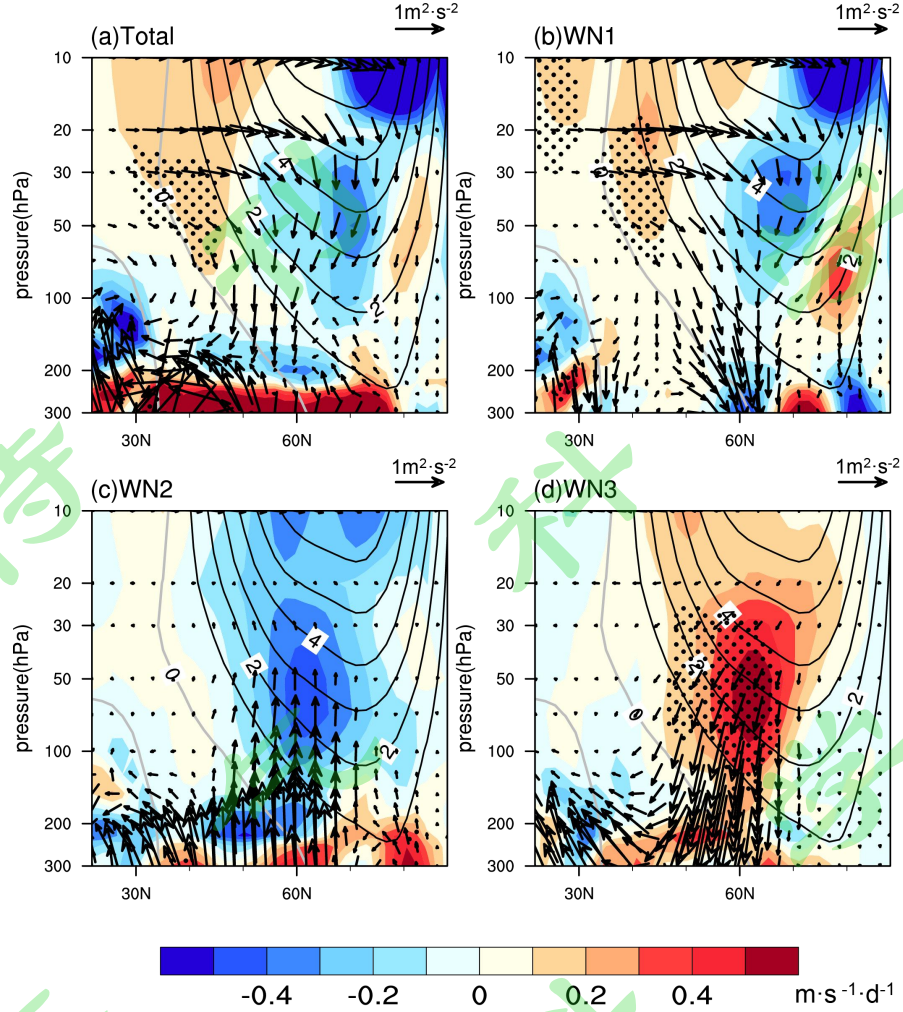


图 10 敏感试验与控制试验中 2-3 月 (a) 总的、(b) 1 波的、(c) 2 波、(d) 3 波的 E-P 通量 (箭矢, 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), E-P 通量散度 (填色, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$) 及纬向风 (等值线, 间隔 $1 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 实线表示正值) 的差异。打点区 EP 通量散度异常通过 95% 显著性检验, E-P 通量的水平项和垂直项通过分别以 $\pi \times 6378 \text{km}$ 和 1000hPa 进行标准化

Fig. 10 The EP flux (vectors, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), EP-flux divergence (shading, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$) and zonal wind (the interval is $1 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, the black solid contours indicate positive values) differences between the sensitive run and the control run in February-March. (a) the total EP fluxes, (b) EP flux of wave 1, (c) EP flux of wave 2 and (d) EP flux of wave 3. The divergence anomaly over the Stippled regions is significant at the 95% confidence level. EP fluxes are normalized by $\pi \times 6378 \text{km}$ horizontally and by 1000hPa vertically

公式 (2) E-P 通量的垂直项表示纬圈平均的行星波涡动热量通量的向极输送, 也表征了二维 beta 平面内行星波能量在垂直方向的传播。在公式 (6) 中, 它的大小, 不仅与 1-3 波的位势高度 (或者经向风) 振幅有关, 也与其温度振幅, 还与温度和经向风波动的位相角之差 (温度槽与高度槽的位置关系) 有关。因此,

以 100hPa 为例，分析下平流层 1 波和 3 波涡动热量通量减弱的主要控制因子。在 50°N-70°N 之间，敏感试验中经向风 1 波振幅显著减小(图 11a 的红线打点处)，而温度 1 波振幅的变化不显著（图 11a 的蓝线），经向风和温度 1 波的位相角差的变化也不显著（图 11b），可见，1 波涡动热量通量在 55°N 附近最大减小了约 $1.3\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ （图 11c 的黑线），主要是由经向风 1 波振幅减小贡献的。而 3 波的情况与 1 波有较大差异。对比敏感性试验和控制试验，经向风 3 波振幅变化不显著（图 11d 的红线），而温度 3 波振幅在 45°N 附近增大而在 55°N 附近减小，整体一致性较差（图 11d 的蓝线），但是，经向风和温度 3 波的位相角差在 45°N-55°N 显著增大（图 11e 的红线），其余弦值显著减小（图 11e 的蓝线）。因此，3 波涡动热量通量在 55°N 附近最大减小了约 $3.2\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ （图 11f 的黑线），主要是由经向风 3 波和温度 3 波的位相角差增大（温度槽和高度槽的距离增大）贡献的。

可见，在下平流层 1 波和 3 波作用通量异常下传的原因是不同的，并且 3 波的负异常大一 1 波，两者共同导致了春季北极平流层较增强。

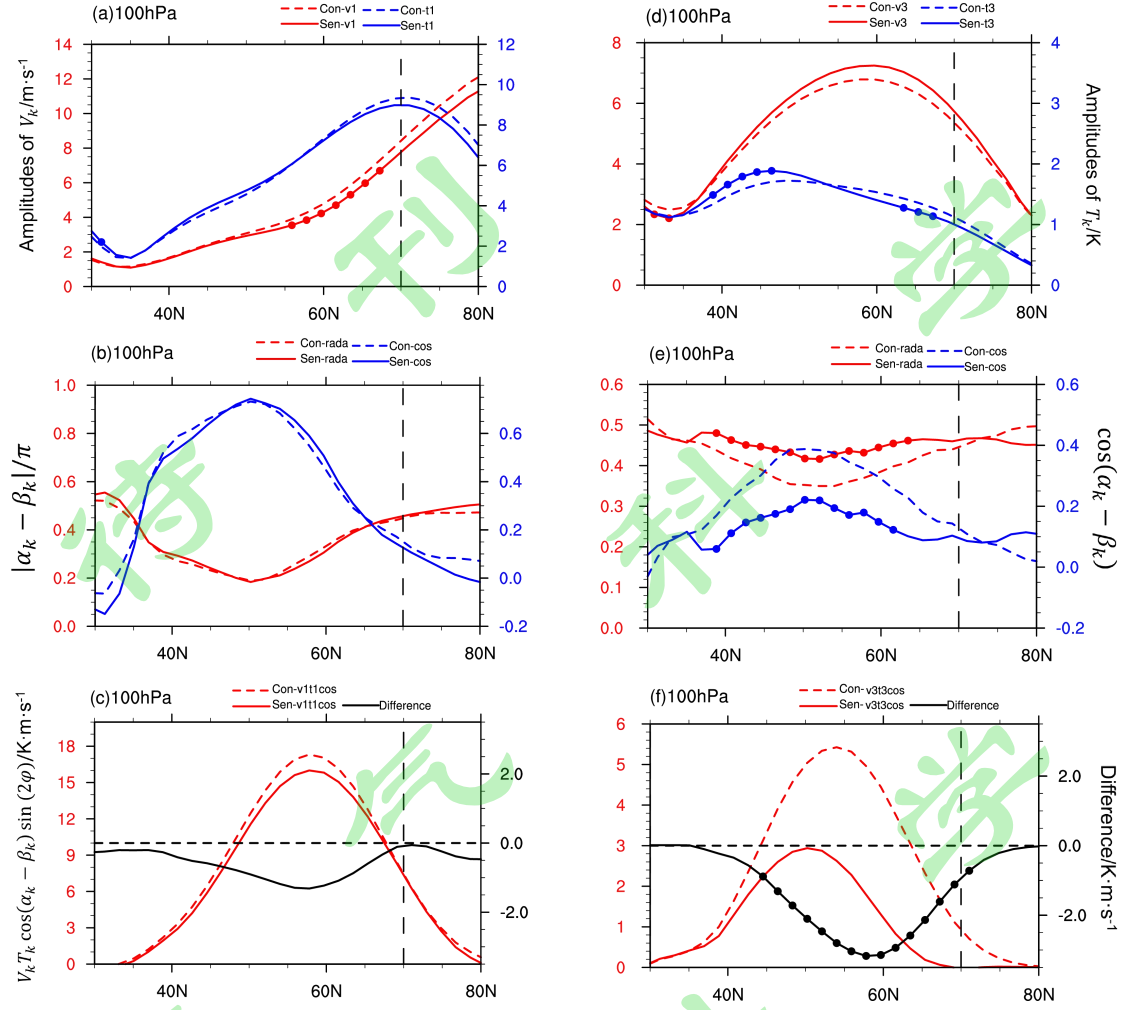


图 11 (a) 2-3 月 100hPa 经向风 1 波振幅 (V_1 , 红色曲线, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 和温度 1 波振幅 (T_1 , 蓝色曲线, 单位: K) 1 波振幅的平均值, 虚线和实线分别代表控制试验和敏感试验; (b) 同 (a), 但为经向风和温度 1 波位相差 ($\alpha_1 - \beta_1$) 绝对值的平均值 (红色曲线, 单位: π) 及位相差余弦值 $\cos(\alpha_1 - \beta_1)$ 的平均值 (蓝色曲线); (c) 同 (a), 但为 $V_1 T_1 \cos(\alpha_1 - \beta_1) \sin(2\varphi)$ 的平均值 (红色线, 单位: $\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 及敏感试验与控制试验中两者之差 (黑线)。(d, e, f) 同 (a, b, c), 但为 3 波。打点区控制试验和敏感试验差异通过 90% 显著性检验

Fig. 11 (a) The mean wave-1 amplitudes of the meridional wind (V_1 , red curves, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and temperature (T_1 , blue curves, unit: K) at 100hPa in February-March. (b) the mean absolute values of phase difference between the meridional wind and temperature of the wave 1 ($\alpha_1 - \beta_1$, red curves, unit: π), and the mean cosine values of the phase differences ($\cos(\alpha_1 - \beta_1)$, blue curves). (c) the mean values of $V_1 T_1 \cos(\alpha_1 - \beta_1) \sin(2\varphi)$ (red curves, unit: $\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) and their difference between the control run and the sensitive run (black curves). (d, e, f) same as (a, b, c), but for wave 3. The dotted curves and solid curves with the same color are corresponding to the control run and the sensitive run, respectively. The differences between the sensitive run and the control run over the stippled regions are significant at the 90% confidence level

5 结论与讨论

对 1979-2020 年 ERA5 再分析资料分析后发现春季平流层强极涡与赤道西太平洋海温增暖有关。进一步通过 CAM5 模式模拟,揭示了赤道西太平洋增暖影响平流层极涡的具体途径:冬春季赤道西太平洋增暖时,在暖海温区深对流降水加强,异常的潜热加热通过 Matsuno-Gill 响应在其西北侧激发了 Rossby 波(对流层上层高压异常)。该 Rossby 波沿大圆路径在北太平洋调整了北半球最强的槽脊系统的强度和位置,从而使得经向风 1 波分量的振幅减小,经向风 3 波和温度 3 波分量的位相差增大。它们分别是下平流层的 1 波和 3 波的波作用通量异常下传的主要原因,并且 3 波的负异常大于 1 波,两者共同导致了春季北极平流层极涡增强。

相比冬季时(如: Hu et al., 2018),在早春的北极平流层强极涡发生前,异常下传的波作用通量,除了 1 波还有 3 波的贡献。这可能与早春平流层的背景西风开始减弱有关。已有一些文献(Kodera et al., 2013; Shi et al., 2017)关注到平流层极涡异常事件中的 3 波贡献。而且,尽管在早春赤道西太平洋增暖导致的平流层 1 波和 3 波作用通量都异常下传,但原因是不同的。

致谢 本文所用数据由 ECWMF 提供,本文的数值计算得到了南京信息工程大学高性能计算中心的计算支持和帮助。谨致谢忱!

参考文献 (References)

- Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. 1987. Middle Atmosphere Dynamics [M]. New York: Academic Press, 489pp.
- Barnston A G, Livezey R E. 1987. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns [J]. Mon. Wea. Rev., 115(6). doi:10.1175/1520-0493(1987)115<0.CO;2
- Barriopedro D, Calvo N. 2014. On the Relationship between ENSO, Stratospheric Sudden Warmings, and Blocking [J]. J. Climate, 27(12): 4704-4720. doi:10.1175/JCLI-D-13-00770.1
- 陈文, 魏科. 2009. 大气准定常行星波异常传播及其在平流层影响东亚冬季气候中的作用 [J]. 地球科学进展, 24(3): 272-285. Chen W, Wei K. 2009. Anomalous propagation of the quasi-stationary planetary waves in the atmosphere and its roles in the impact of the stratosphere on the East Asian winter climate [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 24(3): 272-285. doi:10.3321/j.issn:1001-8166.2009.03.006

- 邓淑梅, 陈月娟, 易明建. 2015. 2007/2008 和 2008/2009 冬季平流层强、弱极涡事件对应的行星波活动的对比分析 [J]. 大气科学, 39(2): 433-444. Deng S M, Chen Y J, Yi M J. 2015. A comparative analysis of planetary wave activities for the 2007/2008 strong polar vortex and the 2008/2009 weak polar vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39(2): 433-444. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1405.14124
- Edmon H J, Hoskins B J, McIntyre M E. 1980. Eliassen-Palm Cross Sections for the Troposphere [J]. J. Atmos. Sci., 37(12): 2600-2616. doi:10.1175/1520-0469(1980)0372.0.CO;2
- Free M, Seidel D J. 2009. Observed El Niño-Southern Oscillation temperature signal in the stratosphere [J]. J. Geophys. Res., 114: D23108. doi:10.1029/2009JD012420
- Ghan S J, Liu X, Easter R C, et al. 2012. Toward a Minimal Representation of Aerosols in Climate Models: Comparative Decomposition of Aerosol Direct, Semidirect, and Indirect Radiative Forcing [J]. J. Climate, 25(19): 6461-6476. doi:10.1175/JCLI-D-11-00650.1
- García-Herrera R, Calvo N, García R R, et al. 2006. Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data [J]. J. Geophys. Res., 111: D0610. doi:10.1029/2005JD006061
- Garfinkel C I, Hartmann D L. 2008. Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex [J]. J. Geophys. Res., 113: D18114. doi:10.1029/2008JD009920
- Hegyi B M, Deng Y. 2011. A dynamical fingerprint of tropical Pacific sea surface temperatures on the decadal-scale variability of cool-season Arctic precipitation [J]. J. Geophys. Res., 116: D20121. doi:10.1029/2011JD016001
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 146(730): 1999-2049. doi:10.1002/qj.3803
- Hurwitz M M, Newman P A, Garfinkel C I. 2012. On the influence of North Pacific sea surface temperature on the Arctic winter climate [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 117: D19110. doi:10.1029/2012JD017819
- Hu Y Y, Xia Y. 2013. Extremely cold and persistent stratospheric Arctic vortex in the winter of 2010-2011 [J]. Chinese Science Bulletin, 58(25): 3155-3160. doi:10.1007/s11434-013-5945-5
- Hu Y Y. 2020. The very unusual polar stratosphere in 2019-2020 [J]. Chinese Science Bulletin, 65: 1775-1777. doi:10.1016/j.scib.2020.07.011
- Hu D Z, Guan Z Y. 2018. Decadal Relationship between the Stratospheric Arctic Vortex and Pacific Decadal Oscillation [J]. J. Climate, 31(9): 3371-3386. doi:10.1175/JCLI-D-17-0266.1

- Hu D Z, Guan Z Y, Tian W S, et al. 2018. Recent strengthening of the stratospheric Arctic vortex response to warming in the central North Pacific [J]. *Nat. Commun.*, 9:1697. doi:10.1038/s41467-018-04138-3
- Ineson S, Scaife A A. 2009. The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño [J]. *Nat. Geosci.*, 2(1):32-36. doi:10.1038/NGEO381
- Iza M, Calvo N, Manzini E. 2016. The Stratospheric Pathway of La Niña [J]. *J. Climate*, 29(24): 8899-8914, doi:10.1175/JCLI-D-16-0230.1
- Kodera K, Mukougawa H, Fujii A. 2013. Influence of the vertical and zonal propagation of stratospheric planetary waves on tropospheric blockings [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118: 8333-8345. doi:10.1002/jgrd.50650
- Kren A C, Marsh D R, Smith A K, et al. 2016. Wintertime Northern Hemisphere Response in the Stratosphere to the Pacific Decadal Oscillation Using the Whole Atmosphere Community Climate Model [J]. *J. Climate*, 29(3): 1031-1049. doi:10.1175/JCLI-D-15-0176.1
- Lau N C. 1997. Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78(1): 21-33.
- Lawrence Z D, Perlwitz J, Butler A H, et al. 2020. The Remarkably Strong Arctic Stratospheric Polar Vortex of Winter 2020: Links to Record - Breaking Arctic Oscillation and Ozone Loss [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 125: e2020JD033271. doi:10.1029/2020JD033271
- Li Y, Lau N C. 2012. Impact of ENSO on the atmospheric variability over the North Atlantic in late winter-role of transient eddies [J]. *J. Climate*, 25(1): 320-342. doi:10.1175/JCLI-D-11-00037.1
- Manney G L, Santee M L, Rex M, et al. 2011. Unprecedented Arctic ozone loss in 2011 [J]. *Nature*, 478: 469-475. doi:10.1038/nature10556
- Manney G L, Livesey N J, Santee M L, et al. 2020. Record - Low Arctic Stratospheric Ozone in 2020: MLS Observations of Chemical Processes and Comparisons with Previous Extreme Winters [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 47: e2020GL089063. doi:10.1029/2020GL089063
- Plumb R A. 1985. On the Three-dimensional Propagation of Stationary Waves [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42: 217-229. doi:10.1175/1520-0469(1985)042<0217: OTTDPO>2.0.CO;2
- Rao J, Garfinkel C I. 2020. Arctic ozone loss in March 2020 and its seasonal prediction in CFSv2: A comparative study with the 1997 and 2011 cases [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 125(21). doi:10.1029/2020JD033524
- Reichler T, Kushner P J, Polvani L M. 2005. The Coupled Stratosphere-Troposphere Response to Impulsive Forcing from the Troposphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62(9): 3337-3352. doi:10.1175/JAS3527.1

- 任荣彩. 2012. 过去 60 年中 3—5 年时间尺度的强 ENSO 过程与平流层环流异常的滞后耦合及其机理 [J]. 气象学报, 70(3):520-535. Ren R C. 2012. Study of the lag-coupling between the 3-5year timescale ENSO events and the stratospheric circulation in the past 60 years and its mechanism [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70(3): 520-535. doi:10.11676/qxxb2012.043
- 任荣彩, 向纯怡. 2010. 平流层极涡振荡与 ENSO 热带海温异常的时空联系 [J]. 气象学报, 68(3): 285-295. Ren R C, Xiang C Y. 2010. Temporal and spatial connections of the stratospheric polar vortex oscillation to the ENSO tropical SST anomalies [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 68(3): 285-295. doi:10.11676/qxxb2010.029
- Shi C H, Xu T, Guo D, Pan Z T. 2017. Modulating Effects of Planetary Wave 3 on a Stratospheric Sudden Warming Event in 2005 [J]. J. Atmos. Sci., 74(5): 1549-1559. doi:10.1175/JAS-D-16-0065.1
- Shi C H, Gao Y N, Cai J, et al. 2018. Response of the dynamic and thermodynamic structure of the stratosphere to the solar cycle in the boreal winter [J]. Journal of Atmospheric & Solar Terrestrial Physics, 169: 122-129. doi:10.1016/j.jastp.2018.01.031
- Smith K L, Kushner P J. 2012. Linear interference and the initiation of extratropical stratosphere-troposphere interactions [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 117: D13107. doi:10.1029/2012JD017587
- 索春男, 田文寿, 谢飞, 等. 2017. 1997 年和 2011 年春季北极臭氧损耗事件的对比分析 [J]. 气象学报, 75(3): 492-505. Suo C N, Tian W S, Xie Fei, et al. 2017. A comparative analysis of Arctic ozone depletion events in the spring of 1997 and 2011 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 75(3):492-505. doi:10.11676/qxxb2017.030
- 陶威, 陈权亮. 2018. 两类 El Niño 事件对我国西南地区冬季降水的影响 [J]. 气候与环境研究, 23 (6): 749-757. Tao Wei, Chen Q L. 2018. Impacts of two types of El Niño events on winter precipitation in Southwest China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (6): 749-757. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17165
- Wang L, Chen W. 2010. Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009 [J]. Geophys. Res. Lett., 37: L09707. doi:10.1029/2010GL042659
- 魏麟骁, 陈权亮, 程炳岩, 等. 2014. 平流层强、弱极涡事件的演变过程及其对我国冬季天气的影响 [J]. 大气科学, 38 (3): 551-562. Wei L X, Chen Q L, Cheng B Y, et al. 2014. Variabilities of the stratospheric polar vortex and the influence on the weather of China during the boreal winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (3): 551-562. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895. 2013.13233
- Woo S H, Sung M K, Son S W, et al. 2015. Connection between weak stratospheric vortex events and the Pacific

- Decadal Oscillation [J]. *Climate Dyn.*, 45(11-12):3481-3492. doi: 10.1007/s00382-015-2551-z
- Xie F, Li J, Tian W, et al. 2012. Signals of El Niño Modoki in the tropical tropopause layer and stratosphere [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(11):5259-5273. doi:10.5194/acp-12-5259-2012
- Xie F., Zhang J, Li X., et al. 2020. Independent and joint influences of eastern Pacific El Niño–southern oscillation and quasi-biennial oscillation on Northern Hemispheric stratospheric ozone [J]. *International Journal of Climatology*, 40: 5289-5307. doi:10.1002/joc.6519
- 易明建, 陈月娟, 周任君, 等. 2013. 亚洲东部冬季地面温度变化与平流层弱极涡的关系 [J]. *大气科学*, 37 (3): 668-678. Yi M J, Chen Y J, Zhou R J, et al. 2013. Relationship between winter surface temperature variation in eastern Asia and stratospheric weak polar vortex [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37 (3): 668-678. doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 2012.12032
- Zhang J, Tian W, Xie F, et al. 2018. Stratospheric ozone loss over the Eurasian continent induced by the polar vortex shift [J]. *Nature Communications*, 9(1): 206. doi:10.1038/s41467-017-02565-2
- Zhou X, Li J, Xie F, et al. 2018. Does extreme El Niño have a different effect on the stratosphere in boreal winter than its moderate counterpart? [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123: 3071-3086. doi:10.1002/2017JD028064