

学校代码: 10284
分 类 号: P465
密 级: 公开
U D C: 551.58
学 号: DG21280026



南京大學

博 士 学 位 论 文

论 文 题 目 前期极涡状态对平流层增温事件及
其对流层响应的影响研究

作 者 姓 名 杨 鹏 坤

专 业 名 称 大 气 科 学

研 究 方 向 气 候 动 力 学

导 师 姓 名 任 雪 娟 教 授、 鲍 名 教 授

2025 年 5 月 25 日

答辩委员会主席_____杨修群_____

评阅人_____盲审_____

_____盲审_____

_____盲审_____

论文答辩日期 2025 年 5 月 15 日

研究生签名:

导师签名:



Nanjing University

Ph.D. Dissertation

**Influence of Preconditioned Stratospheric State on the
Occurrence of and Tropospheric Response to Stratospheric
Warming Events**

By Pengkun Yang

Major: Atmospheric Sciences

Supervised by Prof. Xuejuan Ren and Prof. Ming Bao

School of Atmospheric Sciences, Nanjing University

May, 2025

南京大学学位论文原创性声明

本人郑重声明,所提交的学位论文是本人在导师指导下独立进行科学研究工作所取得的成果。除本论文中已经注明引用的内容外,本论文不包含其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果,也不包含为获得南京大学或其他教育机构的学位证书而使用过的材料。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体,均已在论文的致谢部分明确标明。

本人郑重声明愿承担本声明的法律责任。

签名:

日期:

目录

摘 要	I
ABSTRACT.....	IV
第一章 绪论	1
1.1 引言.....	1
1.2 平流层增温事件的基本特征.....	3
1.3 平流层增温事件的形成机制.....	6
1.4 平流层增温事件的对流层响应.....	9
1.5 待解决的科学问题.....	11
1.6 本文研究内容和章节安排.....	13
第二章 数据与方法	15
2.1 数据资料.....	15
2.2 平流层增温事件的定义.....	15
2.3 对流层异常波强迫过程诊断方法.....	20
2.4 平流层指标诊断方法.....	21
第三章 平流层增温事件前期极涡异常状态的特征分析	24
3.1 引言.....	24
3.2 前期极涡异常状态的演变特征.....	25
3.3 前期极涡异常状态的发展机制.....	32
3.4 前期极涡异常状态对行星波活动的影响.....	44
3.5 本章总结.....	48
第四章 前期极涡状态在平流层增温事件形成中的作用	50
4.1 引言.....	50
4.2 前期极涡异常状态与平流层增温事件之间的具体联系.....	51
4.3 前期极涡异常状态与对流层异常波强迫的协同作用.....	56
4.4 前期极涡异常状态与对流层异常波强迫的相对贡献.....	64
4.5 本章总结.....	71
第五章 前期极涡状态在不同类型平流层增温事件中的异同	73

5.1 引言.....	73
5.2 北半球强型和弱型平流层爆发性增温事件.....	74
5.3 极涡偏移型和极涡分裂型平流层爆发性增温事件.....	80
5.4 北半球平流层最后增温事件.....	85
5.5 南半球平流层增温事件.....	92
5.6 本章总结.....	102
第六章 前期极涡状态在平流层增温事件影响对流层环流中的作用	104
6.1 引言.....	104
6.2 平流层增温事件的对流层响应.....	105
6.3 前期平流层极涡状态的影响.....	110
6.4 本章总结.....	118
第七章 总结与讨论	120
7.1 全文总结.....	120
7.2 创新点.....	125
7.3 讨论与展望.....	126
参考文献	129
致谢	146
科研成果	148

南京大学研究生毕业论文中文摘要首页用纸

毕业论文题目：前期极涡状态对平流层增温事件

及其对流层响应的影响研究

大气科学 专业 2021 级博士生姓名：杨鹏坤

指导教师（姓名、职称）：任雪娟 教授、鲍名 教授

摘 要

平流层增温事件作为冬半球平流层最主要的气候事件，主导了平流层大气环流的变率，能够通过对流层的天气、气候以及大气环境等多种过程产生重要影响。深入理解平流层增温事件的形成机制和对流层响应对提高次季节到季节尺度的气候可预测性具有重要的科学意义和应用价值。平流层增温事件发生前的极涡异常状态，也被称为极涡的预先调节过程（Vortex Preconditioning），可能对平流层增温事件的形成具有重要影响。但目前观测中关于前期极涡状态在平流层增温事件形成中所起到的作用是否具有普适性尚不清楚，具体影响以及统计关联也有待揭示。本文基于最新再分析资料构建了极涡异常状态的度量指标，综合运用统计分析与动力学诊断方法，深入研究了平流层增温事件前极涡异常状态的发生发展特征、机制以及对平流层增温事件产生的影响。全文主要结果如下：

（1）平流层增温事件前极涡异常状态的演变过程可分为初始期、发展期和成熟期三个不同的阶段，平均而言整个生命周期长达三十天以上，能够显著促进垂直方向上的行星波在平流层内大幅度增强。前期极涡异常状态的起源有两种不同的方式：一种是最先出现在平流层上层，与平流层上层西风急流的向极移动所导致的极涡增强有关；另一种则最先出现在平流层低层，促进低层的行星波活动在垂直方向上向平流层传入。在发展阶段，平流层上层西风急流的向极和向下移动以及更多在平流层发生的波破碎都会使得极涡异常信号在更多高度层中得到发展。最终在成熟阶段，极涡边缘的经向位涡梯度非常强大，能够促进更多的行

星波活动进入平流层并发生波破碎，导致极夜急流极移，极涡收缩，经向位涡梯度进一步增大，形成正反馈过程。这种异常的极涡状态能够在后续数十天中显著地促进平流层内行星一波和二波在垂直方向上增强，从而有利于激发平流层增温事件。

（2）前期极涡的预先调节过程普遍存在于平流层增温事件之前，极可能是平流层增温事件发生的必要性条件，对于平流层增温形成的重要性不弱于对流层的异常波强迫作用。结果表明有至少一半的平流层增温事件在发生前存在极端强的极涡前兆信号，几乎所有的平流层增温事件前都存在相对有利的极涡异常状态。此外，即使对流层存在异常强的波源，在大多数情况下都需要有极涡预先调节过程才能够在后续引发平流层增温事件。极涡的预先调节过程不仅能够与对流层的异常波强迫起到协同作用来造成更强的平流层波强迫，还能够自主主导部分平流层增温事件的形成。根据多元线性回归分析同样表明前期极涡的异常状态对平流层增温事件环流变化的影响不弱于对流层的异常波强迫。

（3）虽然不同类型增温事件前普遍存在极涡的预先调节过程，但是前期极涡异常状态在形成方式、信号强度、维持时间以及后续影响方面存在不同。当分别针对北半球强型和弱型、极涡偏移型和分裂型平流层爆发性增温事件（sudden stratospheric warming, SSW）、偏早年和偏晚年平流层最后增温事件（stratospheric final warming, SFW）以及南半球增温事件进行对比分析表明，不同类型增温事件的极涡预先调节过程主要存在以下不同：在形成方式上主要有极涡的增强和平流层内行星波破碎的增强两种；前期的平流层异常信号在显著性以及振幅上也存在较大差异；此外，南北半球的增温事件还在前期平流层信号的维持时间方面有显著差异。这些差异共同影响了平流层增温事件的强度及类型，从而使得后续的对流层响应也存在明显不同。

（4）前期极涡状态能够影响增温事件发生前对流层的环流变率以及平流层增温事件的类型，来对发生后的对流层响应产生显著影响。当平流层增温事件前

有异常强且持续的极涡异常信号如北半球环状模（northern annular mode, NAM）的正异常时，它能够在增温事件发生之前向下影响到对流层的环流变率，使得对流层内预先存在正 NAM 的环流信号。这在部分抵消了后续平流层增温事件的下传影响。此外，初始阶段由极涡异常增强所引起的正 NAM 异常主要对应着后续行星一波的增强，使得平流层增温事件的影响类似于极涡偏移型事件中平流层的异常随时间逐渐向下延伸的斜压式响应；而当增温事件发生前的极涡异常状态在平流层内呈现出正压式的异常特征时，能够促进平流层出现短时间内剧烈增强的行星二波，类似于共振增长过程，使得增温事件发生后出现瞬时、正压以及较强的对流层响应，从而在一定程度上解释了极涡偏移型和分裂型事件对流层响应差异的不确定性问题。

关键字：平流层增温事件、极涡预先调节过程、次季节可预测性、平流层-对流层动力耦合、波流相互作用

南京大学研究生毕业论文英文摘要首页用纸

THESIS: Influence of Preconditioned Stratospheric State on the
Occurrence of and Tropospheric Response to Stratospheric
Warming Events

SPECIALIZATION: Atmospheric Sciences

POSTGRADUATE: Pengkun Yang

MENTOR: Prof. Xuejuan Ren and Prof. Ming Bao

ABSTRACT

Stratospheric warming events represent the most significant climatic phenomena in the polar stratosphere. These events dominate stratospheric circulation variability in the winter hemisphere and exert profound impacts on tropospheric weather, climate, and atmospheric environment. A comprehensive understanding of the formation mechanisms of stratospheric warming events and their tropospheric responses holds critical scientific and practical value for improving climate predictability on subseasonal to seasonal scales. Notably, the pre-existing anomalous state of the polar vortex prior to these events—referred to as the vortex preconditioning—may play a pivotal role in their development. However, observational studies on the general influence of vortex preconditioning on stratospheric warming events remain limited, with unclear statistical linkages and specific mechanisms. This study utilizes the latest reanalysis data to establish metrics for polar vortex state. Through statistical analysis combined with dynamic diagnostics, the evolution, mechanisms, and impacts of vortex preconditioning preceding stratospheric warming events are investigated. Key findings are summarized as follows:

(1) The evolution of vortex preconditioning prior to stratospheric warming events can be divided into three distinct stages: onset, growth, and mature. The entire lifecycle generally exceeds 30 days and significantly amplifies vertical planetary wave activity in the stratosphere. In the onset stage, stratospheric anomalies emerge via two pathways: (1) Initial upper-stratospheric signals linked to a poleward shift of the westerly jet, enhancing vortex strength; (2) Initial lower-stratospheric signals promoting upward propagation of planetary waves. Further poleward and downward displacement of the upper-stratospheric jet, combined with increased wave breaking, amplifies preconditioned anomalies across multiple stratospheric layers during growth stage. In the mature stage, the poleward shift of the polar night jet and a sharpened meridional potential vorticity (PV) gradient along the vortex edge establishes a positive feedback mechanism. This enhances the upward propagation of planetary wave activity into the stratosphere, ultimately triggering stratospheric warming events.

(2) Vortex preconditioning is ubiquitous prior to stratospheric warming events and may serve as a necessary condition for their occurrence, with importance comparable to anomalous tropospheric wave forcing. Over 50% of warming events exhibit extreme preconditioning signals, while nearly all events occur after favorable vortex state. Even with strong tropospheric wave sources, vortex preconditioning remains essential for subsequent stratospheric warming, highlighting its necessity. Linear regression analysis reveals that preconditioned vortex anomalies contribute equally to stratospheric circulation changes as tropospheric wave forcing. Moreover, preconditioning synergizes with tropospheric anomalies to amplify stratospheric wave activity and can independently drives some warming events.

(3) Vortex preconditioning exhibit variability in formation mechanisms, intensity, duration, and subsequent impacts depending on event type: The preconditioned stratospheric signals prior to weak and displacement sudden stratospheric warmings

(SSWs) are preferentially linked to the enhanced polar vortex and upper-stratospheric jet shifts. The preconditioned stratospheric signals prior to late stratospheric final warmings (SFWs) with dynamical origins correlates with post-winter radiative cooling. The planetary wave breaking in the surf zone may lead to the appearance of vortex preconditioning prior to strong and split SSWs. On the intensity and duration, strong SSWs exhibit more pronounced preconditioning signals than weak events. Antarctic stratospheric warming events display exceptionally long preconditioning durations (~80 days), likely due to stronger background westerlies requiring extended adjustment periods. After that, preconditioned stratospheric signals linked to the enhanced polar vortex preferentially enhance planetary wave 1, while the wave breaking-induced preconditioned anomalies amplify planetary wave 2, with distinct focusing effects on stratospheric wave forcing.

(4) Preconditioned stratospheric state has a significant influence on the tropospheric response of stratospheric warming events via two pathways: On the one hand, long and strong preconditioning stratospheric signals (e.g., positive northern annular mode, NAM) can affect the preexisting tropospheric variability before the stratospheric warming events, partially offsetting the effects of downward-propagating negative NAM anomalies after the warming. This explains weaker-than-expected tropospheric responses following strong stratospheric disturbances. On the other hand, long and strong preconditioning stratospheric signals linked to enhanced polar vortex favor the growth of wave-1 forcing, yielding displacement-like baroclinic responses after the warming. In contrast, barotropic preconditioning signals can promote rapid wave-2 amplification across the stratosphere, resembling resonant growth mechanisms and driving transient, barotropic tropospheric impacts.

Key words: Stratospheric warming events, vortex preconditioning, subseasonal climate predictability, wave-flow interaction, stratosphere-troposphere dynamical coupling

第一章 绪论

1.1 引言

平流层是指地表上空大约 10-50 Km 高度处的大气层，层结较为稳定，含有大量臭氧，对于气象预测、环境保护和航空航天等方面具有重要影响(田文寿等，2020; Butler 等，2023)。世界气候研究计划基于平流层对气候变化的重要影响提出了“平流层过程及其在气候中的作用 (Stratosphere-troposphere Processes And their Role in Climate, SPARC)”研究计划，旨在号召更多的学者们加入平流层领域的研究中。同时，平流层作为对流层和中间层的交界，深入理解平流层的环境特性和动力学过程还会对我国临近空间战略的实施具有重要的支撑作用(李娜等，2023)。

平流层极涡是指在冬半球平流层内被强盛的绕极西风环流所包围的大气正涡度区，是冬半球平流层中最主要的大尺度环流系统 (Waugh 等，2017)。平流层极涡在受到垂直方向上行星波强迫的影响后可在短时间内产生剧烈扰动，纬向风场快速减弱，在极区平流层内出现明显的升温过程，故可被称为平流层增温事件或者弱极涡事件，它主导了冬季平流层大气环流的变率 (Baldwin 等，2021)。在增温事件发生期间，极涡会发生扭曲，从极点向低纬度偏移或是分裂为两个子涡旋。在一些较强的增温事件中，极区平流层的温度可升高 40 K 以上，极夜急流可转变为东风 (Charlton 和 Polvani, 2007; Butler 等，2017)。

平流层增温事件除了直接导致平流层环流的剧烈变化之外，还极大地影响了中层以及对流层大气变化，对臭氧等大气化学成分的含量和输送也有重要的影响 (李琳等，2010; 杨光等，2012; Manney 等，2016; 黄荣辉等，2018; Wargan 等，2020; Rao 和 Garfinkel, 2020; Baldwin 等，2021, 2024; 张雯敏等，2022; 罗嘉辉等，2022; Tian 等，2023; Lee 等，2025)。在平流层增温事件发生期间，平流层的异常信号可以向下延伸到对流层，对对流层环流的影响时间甚至长可至两个月以上 (Baldwin 和 Dunkerton 2001; Sigmund 等，2013; Mitchell 等，2013;

Hitchcock 和 Simpson 2014; Kidston 等, 2015)。在平流层增温发生后, 北大西洋涛动或环状模常会呈现负位相结构, 欧亚大陆可能会更频繁的爆发寒潮 (Baldwin 和 Dunkerton 2001; Thompson 等, 2002; Limpasuvan 等, 2004; Kolstad 等, 2010; Tomassini 等, 2012)。因此, 平流层增温事件在平流层-对流层的耦合中发挥了关键作用 (Limpasuvan 等, 2004; Butler 等, 2015; Baldwin 等, 2021)。深入研究平流层增温事件的形成机制及其与对流层的耦合可以为提高地表天气、气候的季节内预测水平提供重要的帮助 (Sigmond 等, 2013; Scaife 等, 2014, 2016; 章大全等, 2019)。但是, 目前平流层增温事件的可预测时效一般不超过两周, 且其气候影响通常需要待事件发生后才能有更加准确的预测水平, 这大大限制了平流层增温事件在提高次季节气候预测中的作用 (Rao 等, 2019, 2020, 2021)。

平流层增温事件的形成与行星波在平流层中发生的波流相互作用有关 (Matsuno, 1971), 因此对流层行星波强迫发生的随机性以及能否上传到平流层中的不确定性很大程度上影响了平流层增温事件的可预测性。平流层增温事件的形成除了受到对流层出现的异常波源的影响之外还可能受到平流层极涡的自身调节过程影响 (Jucker, 2016; Birner 和 Albers, 2017; de la Cámara 等, 2017, 2019)。相比于对流层, 平流层更加稳定的大气层结使得环流变化更加持久, 平流层增温事件前的平流层异常信号可在数十天前出现, 并且能够一直维持到临近事件发生之前, 对某些增温事件的发生可能起到决定性的作用 (Albers 和 Birner, 2014; Jucker, 2016; Lawrence 和 Manney, 2020)。

鉴于平流层极涡自身的异常信号相比于对流层的异常波强迫更早和更持续的出现时间以及对于平流层增温事件形成的重要性, 平流层极涡的自调节过程可能为进一步提高增温事件的预测能力和预测时效提供重要帮助。但到目前为止, 前期极涡状态对于平流层增温事件的影响研究主要限于个例分析和模式模拟, 或是仅对平流层增温事件发生前可能存在的极涡异常信号进行统计分析 (Scott 和 Polvani, 2004, 2006; Esler 和 Scott, 2005; Matthewman 和 Esler, 2011; Esler 和 Matthewman, 2011; Albers 和 Birner, 2014; Jucker, 2016; de la Cámara 等, 2019; Lawrence 和 Manney, 2020), 前期极涡状态对于平流层增温事件的总体影响并不清楚, 前期极涡异常过程的影响与对流层异常波强迫在平流层增温事件形

成中的相对重要性仍是国际上研究平流层问题的热点之一（Baldwin 等，2021）。本文将针对平流层增温事件前的极涡异常状态的发生发展过程及其对各种类型平流层增温事件的具体影响等问题进行深入研究，这不仅能够有利于提高对平流层增温事件的机理认知，还能够为提高平流层增温事件及其有关的次季节到季节尺度气候的可预测性提供重要的理论支撑。

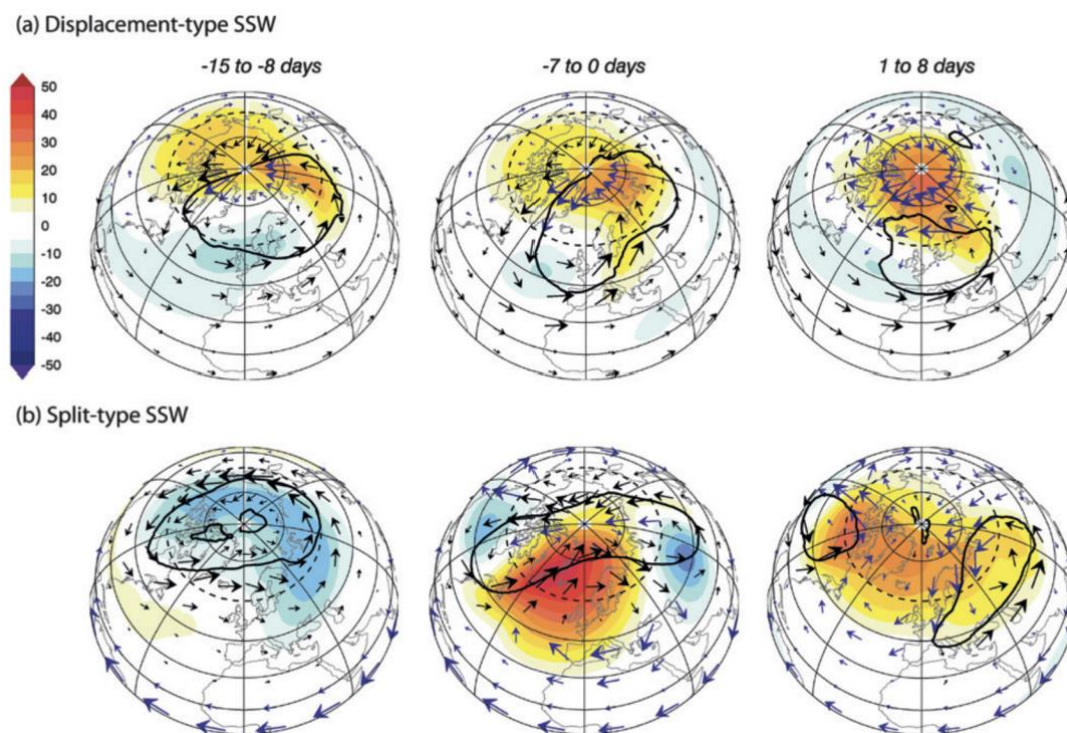


图 1.1 北半球平流层爆发性增温事件（SSW）前后极区温度异常（填色；单位：K），风矢量（箭头；单位： m s^{-1} ）以及 850 K 等熵面位涡（黑色等值线；单位：PVU， $1\text{PVU} = 10^{-6} \text{ K kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ）的变化。左列、中列和右列分别为 SSW 发生前 15 至 8 天、7 天至 0 天以及发生后 1 天至 8 天的平均结果（引自 Butler 等，2015）

1.2 平流层增温事件的基本特征

平流层大气环流的季节变化非常明显，冬半球平流层盛行西风，在极区形成冷极涡，夏季为东风，极区被一巨大的反气旋所控制。平流层增温事件是冬半球平流层最主要的气候事件之一，最早被德国科学家 Scherhag 在 1952 年发现。在

平流层增温事件发生之前，极区盛行西风，强大的冷性极涡在平流层环流中占主导地位，占据了冬半球中高纬的大部分地区。当平流层增温事件发生时，极区平流层温度迅速升高，同时与温度变化相联系的平流层环流也发生了急剧的调整，纬向平均风场逆转，极涡发生强烈扰动而偏离极地，甚至完全崩溃（图 1.1）。因此，一般认为平流层增温事件有三个主要特征：（1）平流层极涡的变形和崩溃；（2）极区空气异常增暖，造成经向温度梯度反向；（3）随着极夜西风急流的减弱甚至消失，出现绕极东风环流，而且东风可从极地延伸至 60°N 以南的地区（杨光等，2012）。

平流层增温事件有多种类型，不同类型的平流层增温事件除了以上三个主要特征之外，还存在许多细节上的明显不同。平流层增温事件根据发生时机的不同可分为平流层爆发性增温事件（Sudden Stratospheric Warming, SSW）和平流层最后增温事件（Stratospheric Final Warming, SFW）。北半球 SSW 事件多发生在深冬和早春，主要受行星波的动力强迫影响，环流变化剧烈（Charlton 和 Polvani, 2007; Baldwin 等，2021）；SFW 事件主要发生在春季，主要与太阳辐射的季节变化有关，环流变化相对平缓，标志着平流层内季节的转换（Hu 等，2014, 2023; 胡景高等，2015; Butler 等，2019; Rao 和 Garfinkel, 2021）。其中，SSW 事件根据环流的变化幅度或者纬向风的转向与否又可进一步分为强（major）与弱型增温（minor）事件（徐路扬和陈权亮，2016; 马骥等，2020），世界气象组织于 1963 年规定，北半球强 SSW 事件需要满足两个条件：一是在 10 hPa 或以下的平流层中，自 60°N 到极地之间的纬向平均温度梯度发生反转，即由指向极地反转为指向赤道；二是极涡减弱南移，极地被暖高压控制，极区西风环流转为东风环流；而弱增温事件则只需满足温度梯度的反转条件即可。Birner 和 Albers（2017）则基于纬向风在 10 天内减速的幅度超过某个阈值来得到 SSW 事件，进一步可根据风减速的强度来识别出强型和弱型 SSW 事件。

除了强度之外，SSW 还可根据空间特征分为极涡偏移型（displacement）和极涡分裂型（split）两类。极涡偏移型（或偏心型）事件的特点是极涡偏离极区，随后在涡旋挤压期间变形为“逗号形状”；极涡分裂型表现为极涡破裂为大小相当的两部分（图 1.2）。这两种类型的 SSW 分别与行星波 1 波和 2 波相联系。

Matthewman 等（2009）指出以上两种类型的 SSW 期间极涡在地球表面的位置大体上是固定的，但结构不同。极涡分裂事件是典型的正压结构，几乎同时发生在一个很大的高度范围（20-40 km）。相比之下，偏移事件以很清晰的斜压结构为特点，涡旋随高度明显向西倾斜。对于极涡偏移型和分裂型事件，目前的研究主要有两种识别方法：（1）Charlton 和 Polvani（2007）首先根据 10 hPa, 60°N 的纬向风场在冬季转为东风识别为一次 SSW 事件，之后根据绝对涡度的变化来判断是一次偏移或分裂事件；（2）第二种方法基于二维涡旋动量诊断分析来识别偏移或分裂事件（Mitchell 等，2011；Seviour 等，2013）。第二种方法目前最为常用，通过该方法可以计算得到极涡面积，极涡中心以及极涡横纵比，并根据极涡中心纬度以及极涡横纵的阈值来识别来判断极涡偏移型和分裂型事件。

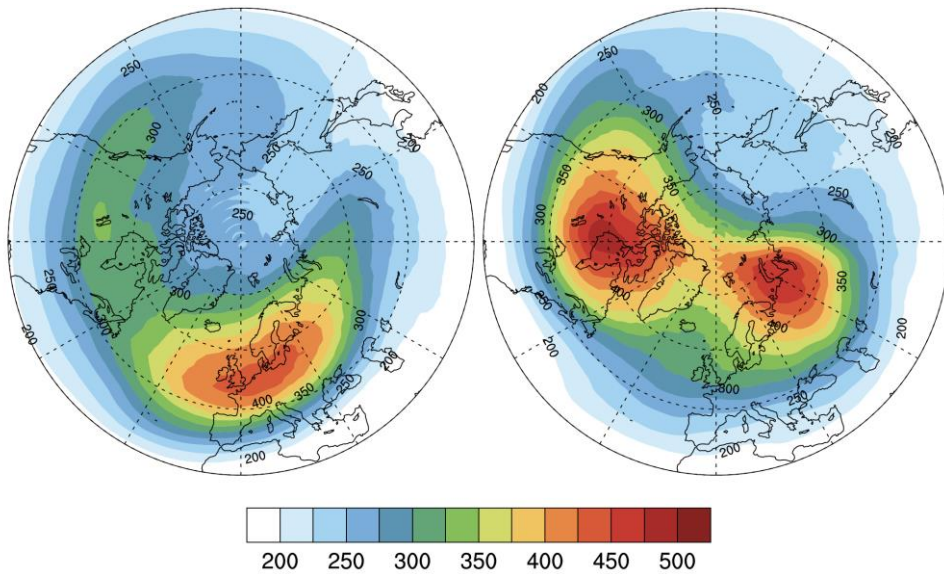


图 1.2 ERA5 资料在 1950-2022 年中识别出的（左）21 个极涡偏移型和（右）22 个分裂型 SSW 事件发生后 5 天平均的 850 K 等熵面的位涡（单位：PVU）分布。偏移和分裂事件的识别方法见 2.2 节。

南半球也同样存在平流层增温事件，并且能够如北半球事件一样对对流层大气环流以及化学成分造成显著影响（Lim 等，2021；Rao 等，2020c；Shen 等，2020，2022）。但是由于南半球的海陆分布更加均匀，行星波强度较弱，极涡的

强度显著强于北半球。因此，平流层增温事件多发生在北半球，较少的南半球增温事件主要发生在秋季，并且极端增温事件的发生非常罕见，目前为止仅在 2002 年发生了一次南半球的纬向西风转向的强增温事件（Charlton 等，2005；Shepherd 等，2005；Jucker 和 Reichler，2023）。

随着气象观测资料的丰富，对平流层增温事件的气候态及年际变化的研究也越来越深入，已经对平流层增温事件气候特征的研究取得了很大进展（Charyulu 等，2007；Coughlin 和 Gray，2009；Ryoo 和 Chun，2005；Zhang 等，2007；王华翊等，2018；刘昭宇等，2022）。研究表明，强 SSW 的发生频率大约为每 10 年发生 6 次，所观测的增温事件的强度与平流层顶高度的下降相联系。强的增温事件发生在 38-54 km 之间，温度变化范围在 12.2-35.7 K 之间。弱的增温事件发生在 42-54 km 之间，接近平流层顶（47 km），强度变化范围在 10.2-32.8 k。

1.3 平流层增温事件的形成机制

关于平流层增温事件的形成，Matsuno（1971）提出源自对流层的行星波在平流层内与平均流发生的相互作用可能是主导因素。当垂直传播的行星波进入极地平流层时，通过波频散或波破碎能够施加向西的加速度，使得平流层内的西风急流减弱，根据角动量守恒，会有异常向极的剩余环流出现，从而使得其伴随的科式力能够抵消向西的加速度。异常向极的剩余环流则根据连续性的原则会在波强迫区域的下方和向极一侧下沉，从而产生绝热加热，导致极区平流层异常升温。另外，纬向平均流的减弱也会使得垂直传播的行星波更容易进入平流层中，从而形成正反馈过程，在短时间内引起剧烈的增温过程。因此，这一波流相互作用理论能够较好的解释爆发性增温事件的物理过程，并得到了许多研究的论证（Limpasuvan 等，2004；Polvani 和 Waugh，2004；Nishii 等，2009；Sjoberg 和 Birner，2012）。

基于波流相互作用的动力理论，以往的大部分研究认为平流层增温事件，尤其是 SSW 事件的形成主要受到来自于对流层的异常波强迫影响（徐路扬和陈权亮，2016；李亚飞等，2017）。首先，在平流层中发生波流相互作用的行星波其

源头来自于对流层,对流层上传行星波的增强显然可能增加进入平流层的行星波强度;其次,在SSW事件发生前常会有能够激发或者增强对流层行星波的对流层的外部强迫出现,比如阻塞(Martius等,2009;陆春晖和丁一汇,2013;Barriopedro和Calvo,2014;Colucci等,2015),ENSO(Butler和Polvani,2011;Garfinkel等,2012),MJO(Liu等,2014),海冰(武炳义,2018;Zou和Zhang,2024;Zhang和Hu,2025)和遥相关模态(Bao等,2017)等。Martius等(2009)发现SSW事件发生之前在对流层常会出现阻塞形势的异常,比如极涡偏移型SSW事件前常会在欧洲-北大西洋处出现阻塞,而极涡分裂型SSW事件发生前常会在北太平洋处出现阻塞。Garfinkel等(2012)表明厄尔尼诺和拉尼娜都可能增加SSW发生的概率。Bao等(2017)还表明SSW事件前常会在对流层出现多种遥相关模态。另外,Polvani和Waugh(2004)认为仅有对流层的波强迫还不够,异常波强迫需要持续的存在才能够显著的影响SSW事件的发生。这些现象充分说明对流层的异常波源确实可能对于平流层增温事件的形成具有重要影响。

但是,近些年来有许多研究认为用对流层的异常波强迫机制来解释平流层增温事件的发生有很大的局限性(de la Cámara等,2019;Jucker,2016;Matthewman和Esler,2011;Scott和Polvani,2004,2006)。比如,Birner和Albers(2017)发现仅有1/3的SSW事件前存在异常强的对流层波强迫。de la Cámara等(2019)也通过更长时间的模式资料证明仅有少数的SSW事件前存在异常的对流层波强迫,且仅有20%的低对流层波强迫在后续伴随着SSW事件的发生。Martius等(2009)的结果也表明虽然SSW事件前常有阻塞事件发生,但仅有6%的阻塞形势出现后有SSW事件的发生。除此之外,对流层顶和平流层低层也可能存在异常的波源来提供异常向上的波活动,因此对流层的异常波强迫或许不是引发大多数SSW事件的主要原因。

除了对流层的异常波强迫机制,还有许多的研究表明前期平流层极涡自身的异常信号同样能够对平流层增温事件的形成起到重要作用(Manney等,2005;Albers和Birner,2014;de la Cámara等,2019;Jucker,2016;Matthewman和Esler,2011;Scott和Polvani,2004,2006)。首先,在冬季气候态上,对流层内存在的向上波活动远远大于平流层内的波活动,甚至超过了一个量级(Birner和

Albers, 2017)。因此,即使对流层不存在异常的波源,其本身存在的垂直波活动就足以满足 SSW 事件发生所需要的行星波的源。另一方面,平流层增温事件本身便是极涡的一次剧烈扰动过程,因此极涡自身的状态很有可能影响增温事件的发生。这些都为极涡自身的调节过程能够在 SSW 事件的形成中起到重要作用甚至是主导增温事件的发生提供了可能。

目前,已有许多研究指出平流层增温事件发生之前确实存在明显的极涡异常状态 (Albers 和 Birner, 2014; de la Cámara 等, 2019; Lawrence 和 Manney, 2018, 2020; Jucker, 2016; Jucker 和 Reichler, 2018)。这种在平流层增温事件发生之前出现的有利于平流层增温事件形成的极涡异常状态也通常被称为极涡的预先调节过程 (vortex preconditioning)。平流层的冲浪区 (surf zone) 是指在平流层极涡外侧具有比极涡内侧相对小的 PV 的区域,极涡预先调节过程开始的信号目前也被认为与行星波在平流层的冲浪区发生的波破碎有关,它能够导致的高、低位势涡度 (potential vorticity, PV) 的混合,并使极涡向极收缩,增大极涡边缘的经向 PV 梯度 (McIntyre 和 Palmer, 1984, Albers 和 Birner, 2014), 促进局地折射指数的增大 (McIntyre, 1982; Albers 和 Birner, 2014; Jucker, 2016; Lawrence 和 Manney, 2020)。

因此,这种平流层自身的预先调节过程可能对于平流层增温的形成来说可能是必须的,因为它能够引导进入行星波朝着平流层极涡内部汇聚 (Labitzke, 1981; McIntyre, 1982; McIntyre 和 Palmer, 1984)。McIntyre (1982) 指出向极收缩的极涡使得极涡内部的质量和动量相对较小,从而允许上传的行星波强迫产生较大的影响。Albers 和 Birner (2014) 根据一次 2009 年 SSW 事件的个例分析证实这次分裂 SSW 事件发生前存在明显的极涡收缩以及极涡边缘经向 PV 梯度锐化的过程。Lawrence 和 Manney (2020) 根据合成结果进一步表明 SSW 事件前常会出现极涡面积的收缩、极涡边缘纬向平均风速的增大、以及极涡边缘经向 PV 梯度的锐化。总之,平流层增温事件之前常会出现极涡自身的预先调节过程,这可能引导对流层的行星波向上进入平流层,使极涡内部会聚足够多的行星波活动,或直接通过触发共振来最终引发增温事件 (Matthewman 和 Esler, 2011; Albers 和 Birner, 2014; Jucker, 2016)。

基于这样的机制,许多研究通过模式证实在缺乏对流层异常波强迫或是对流层提供的波强迫不变的情况下,平流层自身能够内部的产生类似于平流层增温的信号(Scott 和 Polvani, 2004, 2006; Esler 和 Scott, 2005; Matthewman 和 Esler, 2011; Esler 和 Matthewman, 2011; Sjoberg 和 Birner, 2014)。在这些情况下,对流层仅需提供类似于气候态的正常行星波活动即可。在观测中,Albers 和 Birner (2014) 同样表明 2009 年分裂型 SSW 事件前出现的极涡自身的预先调节过程可能主导了这次事件的发生。

1.4 平流层增温事件的对流层响应

除了平流层增温事件的形成机制,其对流层响应同样受到大家的关注。平流层增温事件能够对流层的环流施加近 2 个月的影响,因而对次季节尺度以及跨季节的气候预测都有重要帮助(Baldwin 和 Dunkerton, 2001; 胡永云, 2006; Nakagawa 和 Yamazaki, 2006; Hardiman 等, 2011; Li 等, 2012; Mitchell 等, 2013; Hitchcock 和 Simpson, 2014; Kidston 等, 2015; Manney 等, 2016; Lim 等, 2018, 2019; 虞越越等, 2022; Xu 等, 2022; 吴少华等, 2024; Zhnag 等, 2024)。在平流层增温事件发生后,北大西洋由涡动驱动的急流倾向于持续的向赤道移动,即出现北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO)的负位相。由于涡动驱动的急流与温带风暴路径重合,因此在决定北美和欧洲的天气方面有着至关重要的作用(Kidston 等, 2015)。此外,平流层增温事件还会导致北半球中纬度地区冷空气爆发的增加(Thompson 等, 2002 年; Tomassini 等, 2012)以及高纬度阻塞事件的频发(Davini 等, 2014)。平均而言,在较强的平流层增温事件如 SSW 事件发生后会导致在格陵兰岛、加拿大东部,位于副热带区域的非洲和亚洲出现暖异常,在欧亚大陆北部和美国东部出现冷异常,北大西洋和欧洲西部降水偏多(图 1.3)。而在 SFW 事件发生后,还能够对 4 月-5 月的北极、北大西洋、欧亚大陆腹地以及黑海-东欧地区的地表温度产生显著影响(Hu 等, 2024),对东西伯利亚海和波弗特海的海冰厚度也有明显影响(Kelleher 等, 2020)。尤其是在偏早年的 SFW 事件发生后的第 3-4 周,对北半球近地表温度异常的预

测能力能够得到显著增加（Butler 等，2019）。

此外，多个研究结果显示平流层增温事件的发生还会对我国的气候和大气环境造成显著影响（李琳等，2010；谭桂容等，2010；陈雯等，2013；施宁和张乐英，2013；易明建等，2013；兰晓青和陈文，2013；韩荣青等，2021；Lu 等，2021，2022a，2022b；Rao 等，2023）。李琳等（2010）表明在 SSW 事件发生后，平流层北半球环状模（Northern annular mode, NAM）信号的下传能够使得对流层低层西伯利亚高压增强、阿留申低压加深、东亚大槽加深且偏西，导致东亚冬季风增强，从而使得我国北部大部分地区气温偏低。在 SSW 事件发生前后，我国京津冀地区空气质量也会受到平流层信号的潜在影响，在次季节尺度上发生较大的变化（Lu 等，2021，2022a，2022b）。在 SSW 发生前受到行星波增强的影响会导致对流层扰动加强，从而使得大气颗粒物浓度如 PM_{2.5} 较低，而当 SSW 事件发生后，平流层负 NAM 的信号下传使得东亚东北部出现冷异常，大气颗粒物浓度降低。

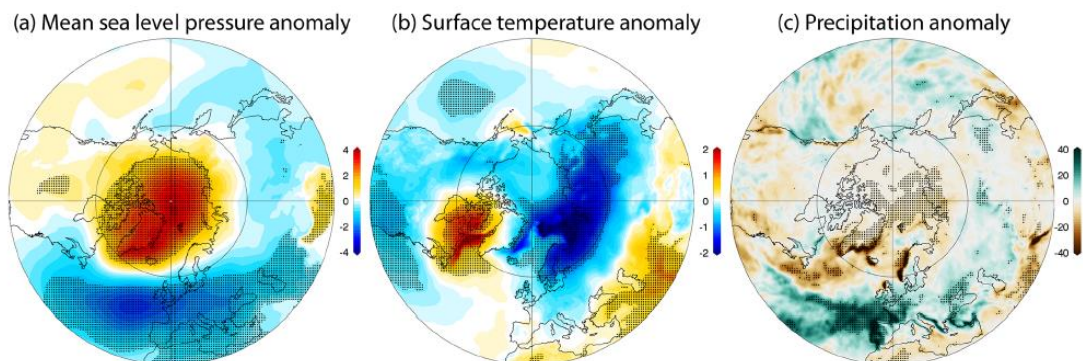


图 1.3 平流层爆发性增温事件发生后 60 天平均的 (a) 海平面气压异常（单位：hPa）、(b) 地表温度异常（单位：K）和 (c) 降水异常（单位：mm）的空间分布（引自 Butler 等，2017）

虽然 SSW 事件在总体上对对流层有明显的下传影响，但在独立的 SSW 之间有相当大的变率（Baldwin 和 Dunkerton，2001；Sigmond 等，2013）。并不是所有的 SSW 事件都能够对对流层的环流有大的影响。研究表明仅有 2/3 的 SSW 事件发生后，平流层信号能够下传到对流层，从而影响对流层的天气气候（Dai 和 Hitchcock, 2021；Nakagawa 和 Yamazaki，2006；White 等，2019）。在许多 SSW

事件中，平流层的异常信号（比如 NAM）被限制在平流层内，不能延伸到对流层（Karpechko 等，2017；Kodera 等，2016；Zhang 等，2019；Nebel 等，2024）。

有许多的原因可能影响平流层增温事件中平流层信号的下传。比如，预先存在的对流层信号（正或负的 NAM 异常）能够掩盖或增强平流层的下传影响（Black 和 McDaniel，2004），对流层预先存在的变率的差异能够控制“下传”与“非下传”事件之间的差异（Gerber 等，2009；Hitchcock 和 Simpson，2014）。SSW 事件的类型（偏移或分裂）与波强迫的类型（1 波或 2 波）同样与 SSW 事件的下传影响有关（Nakagawa 和 Yamazaki 2006；Mitchell 等，2013；Seviour 等，2013）。许多研究表明分裂型 SSW 事件发生后在平流层和对流层展现了更加瞬时、正压的响应（Matthewman 等，2009；Seviour 等，2016；White 等，2019）。除了以上的因素，低平流层异常的持续时间、初始的平流层异常下传的深度、行星波的吸收或反射以及对流层波强迫的强度耦合在一起共同影响 SSW 事件的地表响应（Black 和 McDaniel，2004；Gerber 等，2009；Hitchcock 等，2013；Hitchcock 和 Simpson 2014；Maycock 和 Hitchcock，2015；White 等，2019）。但是到目前为止，对于决定平流层增温事件能否下传的因素还并没有达成一致的共识。

1.5 待解决的科学问题

根据以上国内外研究现状，可知平流层增温事件作为冬半球平流层最主要的变率信号，是影响次季节到季节尺度上气候预测以及大气环境变化的重要因子。虽然前人对平流层增温事件的特征、形成以及气候效应上有了丰富的认识，但是在平流层极涡自身的异常状态对于平流层增温事件的影响上还存在以下问题有待进一步解决：

（1）虽然前人研究已经通过模式或观测资料给出了平流层增温事件发生前可能出现的平流层极涡的异常变化，但到目前为止还并没有研究针对于这些平流层异常的演变过程给出详细的统计分析诊断。此外，以往研究的主要对象是 SSW 事件，而 SSW 事件以外的增温事件比如 SFW 事件等不同类型的增温事件是否也在前期存在极涡前兆信号并不清楚。倘若极涡前兆信号普遍存在于不同类

型的增温事件之前,那么这些前兆信号有何异同也尚待研究。更加确切的掌握平流层前兆信号的特征及其影响机制显然能够为平流层增温事件的预测提供重要帮助。

(2) 虽然前人研究已从模式试验和观测个例的研究中验证了前期极涡状态的异常所对应的预先调节过程在 SSW 事件形成中的重要作用,但在观测中,平流层极涡的预先调节过程在全体增温事件的形成中能够起到怎样的一般性作用还不清楚。极涡前兆信号与平流层增温事件之间确切的联系和统计关系尚待分析。对于不同类型的增温事件,极涡的预先调节过程对其形成的影响有何差异也尚待研究。作为平流层增温事件形成中的两个关键性因素,平流层的极涡预调节过程和对流层的异常波强迫是协同作用,还是各自主导不同的事件?二者的相对重要性到底如何?到目前为止,这些问题还并没有一个清晰的回答,而平流层的极涡预先调节过程和对流层的异常波强迫在引发平流层增温事件中的相对重要性问题已经成为了国际平流层领域关注的焦点之一(Baldwin 等, 2021)。

(3) 除此了诸多影响平流层增温事件下传影响的因素之外,是否还有其它影响因素?前文已经提到极涡自身的调节可能主导分裂型 SSW 事件的发生,而极涡分裂事件的地表影响和其他类型增事件的地表影响可能不同,那么前期极涡状态能否通过影响平流层增温事件的类型或通过其他途径来影响增温事件的下传影响?目前为止对此并没有一个清晰的认知。

针对以上存在的问题,本文在已有研究的基础上对不同类型平流层增温事件发生前的极涡异常状态的特征及其对增温事件形成和对流层响应的影响进行深入研究,拟解决的关键科学问题如下:

(1) 平流层增温事件前的极涡异常状态的形成方式、演变特征以及具体影响途径是怎样的?不同类型增温事件发生前是否都存在极涡的异常状态,有何异同?

(2) 平流层增温事件前的极涡异常状态与平流层增温事件之间确切的联系和统计关系是怎样的?前期极涡的预先调节过程和对流层的异常波强迫是协同作用,还是各自主导不同的事件?二者的相对重要性到底如何?对于不同类型增温事件的形成,前期极涡的预先调节过程的作用有何区别?

(3) 平流层增温事件前的极涡异常状态能否对平流层增温事件的对流层响

应产生影响？影响途径和机理是怎样的？

1.6 本文研究内容和章节安排

基于以上提出的问题，本文采用再分析资料以及多种统计和动力学诊断方法，围绕“前期极涡状态对于平流层增温事件及对流层响应的影响”这一主题，深入研究不同类型平流层增温事件前的极涡异常状态的演变特征与影响机制，分析极涡前兆信号与平流层增温事件发生的联系，比较前期极涡异常状态的调节作用与对流层波强迫作用在影响平流层增温事件形成中的相对重要性，探索前期极涡异常状态对平流层增温事件的对流层响应的可能影响及其影响途径。希望通过以上研究，能够加深对平流层增温事件的理解与认识，提高平流层增温事件的预测水平，从而增加次季节到季节尺度上气候的可预测性。全文内容共分为七章，具体章节安排和每章主要内容如下：

第一章 绪论

介绍平流层增温事件的基本特征，回顾平流层增温事件在形成机制和对流层响应方面的研究进展，提出本文将要研究的科学问题和研究内容。

第二章 资料和方法

介绍本文所使用的研究资料、数据处理、统计分析和相关诊断方法。

第三章 平流层增温事件发生前的极涡异常状态的特征分析

以平流层爆发性增温事件为研究对象，研究平流层增温事件发生前所出现的极涡异常状态的具体特征、发生发展机制以及后续对于行星波活动的影响。

第四章 前期极涡状态在平流层增温事件形成中的作用

研究前期极涡的异常状态与平流层增温事件的统计关系，分析其与对流层异常波强迫过程在平流层增温事件形成中所起的协同作用与相对作用。

第五章 前期极涡状态在不同类型平流层增温事件中的异同

分析不同类型增温事件如北半球 SSW 事件，SFW 事件，南半球弱极涡事件事件前的平流层极涡状态，比较不同类型事件前期极涡状态的特征和影响的异同。

第六章 前期极涡状态在平流层增温事件影响对流层环流中的作用

研究在前期不同的极涡状态下平流层增温事件的对流层响应是否存在不同，探讨前期极涡状态对于影响平流层增温事件的对流层响应的可能机制。

第七章 总结与讨论

对全文内容进行总结，讨论分析本文的不足之处以及未来的研究工作。

第二章 数据与方法

2.1 数据资料

本文使用的数据集来自于欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis; ECMWF）最新提供的第 5 套大气再分析资料（ERA5; Hersbach 等, 2020, 2023）。ERA5 再分析资料是 ERA 系列（如 ERA-Interim、ERA40）的继任者，其时间范围从 1950 年至今，空间分辨率能够达到 31 公里，能更好地捕捉到小尺度的天气现象。本文使用的 ERA5 逐日再分析资料其垂直方向分层为 37 层，从 1000 hPa 延伸到平流层顶的 1 hPa，水平方向分辨率为 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ ，包含了位势高度、气温、水平风场和位势涡度等气象场。在本文研究中，逐日的异常场是通过减去变量场每个日历日的气候态得到。变量的标准化则是通过每日的异常场除以对应日历日的标准偏差来得到。

2.2 平流层增温事件的定义

（1）平流层爆发性增温事件

本文使用 Birner 和 Albers（2017）以及 de la Cámara 等（2019）提出的基于纬向风减速的定义来识别平流层爆发性增温事件（Sudden Stratospheric Warmings, SSW；也可称为平流层风减速事件）。该定义相比于传统的基于 10 hPa, 60°N 的纬向平均风场转为东风的定义能够识别出更加具有爆发性特征的增温事件。该定义具体表述为当 10 hPa, 60°N 的纬向平均的纬向风在 10 天内减速超过 26 m s^{-1} （对应于 11-3 月数据中约 2 个标准差）则识别为一次 SSW 事件。两次 SSW 事件之间需间隔 20 天以防止重复计算。风减速的最大值那天定义为 SSW 事件的中心日期（第 0 天）。为将 SSW 事件与平流层最后增温事件（Stratospheric Final Warmings, SFW; Charlton 和 Polvani, 2007）区分开，当一次 SSW 事件的中心日期与平流层最后增温事件间隔小于 20 天时，则不计入这次事件。在 1950-2020 这 71 年中总共有 63 次 SSW 事件被识别出（表 2.1）。相比于传统上 Charlton 和

Polvani (2007) 定义的平流层爆发性增温事件每 10 年发生约 6 次的频率, 本文根据风减速事件定义得到的更多频次的增温事件还额外包含了部分弱增温事件, 但同样具有显著的爆发性增温特征。根据 10 天内风减速的幅度, 本文取减速强的一半定义为强 SSW 事件, 取弱的一半定义为弱 SSW 事件, 中间的 1 次事件不进行分类。

(2) 平流层最后增温事件

平流层最后增温事件 (SFW) 的定义采取近些年在研究中被广泛接受的方法 (Hu 等, 2014, 2023; Butler 等, 2019): 当 10 hPa, 60°N 的纬向平均的纬向风场转为东风, 并直到下个秋季风速都小于 5 m s^{-1} , 即使转回西风后持续不超过 5 天, 则可被识别为一次 SFW 事件的发生。转为东风的第一天认为是 SFW 事件发生的第 0 天。在 1950-2020 的 71 年的 71 个 SFW 事件中, 有 37 个事件发生时间早于平均发生时间 (4 月 15 日), 被定义为偏早年 SFW 事件; 有 34 个事件发生时间晚于 4 月 15 日, 被定义为偏晚年 SFW 事件 (表 2.2)。我们的结果对日期的选择并不敏感。

(3) 极涡偏移和极涡分裂型平流层增温事件

极涡偏移和极涡分裂型增温事件的判断主要基于二维涡旋动量诊断方法来识别 (Seviour 等, 2013):

$$\mu_{ab} = \iint_S [X(x, y) - \bar{X}] x^a y^b dx dy \quad (2.1)$$

其中, $\bar{X}$ 代表极涡边缘的位势高度的等值线, 以 12-3 月气候态的 10 hPa, 60°N 纬向平均的位势高度作为标准。 x 和 y 分别为纬度和经度转化为笛卡尔坐标系后的横坐标和纵坐标。一阶和二阶的动量分别代表极涡的中心纬度以及横纵比。

一次极涡偏移事件要求极涡中心的纬度小于冬季 5% 的阈值, 且持续 7 天以上时识别为一次偏移事件。极涡分裂事件要求是当极涡的横纵比大于冬季 5% 的阈值, 且持续 7 天以上时识别为一次分裂事件。两次事件之间需间隔 20 天, 以防止重复计算同一事件。第一次超过阈值的日期定义为一次极涡偏移或分裂事件的第 0 天。根据此定义, 共有 21 个偏移型事件和 22 个分裂型事件在 71 年中被识别出 (表 2.3)。

表 2.1 强型 (S)、弱型 (W) 和中性 (M) 的平流层爆发性增温事件 (SSW) 发生日期

Number	SSW Dates	Number	SSW Dates	Number	SSW Dates
1	1 Mar 1950 (S)	24	24 Jan 1983 (W)	47	4 Jan 2004 (W)
2	5 Feb 1951 (W)	25	20 Feb 1984 (S)	48	24 Jan 2005 (W)
3	8 Feb 1952 (S)	26	28 Dec 1984 (S)	49	21 Jan 2006 (M)
4	17 Dec 1954 (W)	27	20 Jan 1987 (S)	50	21 Feb 2007 (S)
5	2 Feb 1957 (S)	28	19 Feb 1988 (W)	51	19 Feb 2008 (W)
6	27 Jan 1958 (S)	29	11 Mar 1988 (W)	52	22 Jan 2009 (S)
7	21 Jan 1963 (S)	30	25 Jan 1989 (S)	53	22 Jan 2010 (S)
8	27 Jan 1965 (W)	31	18 Feb 1989 (S)	54	9 Jan 2012 (W)
9	14 Mar 1965 (W)	32	7 Feb 1990 (W)	55	1 Dec 2012 (W)
10	20 Feb 1966 (S)	33	12 Dec 1990 (W)	56	3 Jan 2013 (W)
11	1 Jan 1968 (S)	34	20 Jan 1991 (S)	57	29 Dec 2014 (W)
12	30 Dec 1969 (S)	35	9 Jan 1992 (S)	58	27 Jan 2016 (S)
13	14 Jan 1971 (W)	36	12 Feb 1993 (W)	59	27 Jan 2017 (S)
14	22 Feb 1972 (S)	37	29 Dec 1993 (W)	60	14 Jan 2018 (S)
15	29 Jan 1973 (S)	38	7 Mar 1994 (W)	61	9 Feb 2018 (W)
16	24 Jan 1974 (W)	39	19 Jan 1995 (W)	62	27 Dec 2018 (W)
17	21 Dec 1976 (W)	40	27 Feb 1996 (W)	63	21 Jan 2020 (W)
18	21 Jan 1979 (S)	41	13 Dec 1998 (S)		
19	22 Feb 1979 (S)	42	24 Feb 1999 (S)		
20	25 Feb 1980 (S)	43	13 Mar 2000 (W)		
21	1 Feb 1981 (S)	44	22 Dec 2001 (S)		
22	29 Nov 1981 (W)	45	12 Feb 2002 (W)		
23	22 Jan 1982 (S)	46	13 Jan 2003 (W)		

表 2.2 偏早年 (E) 和偏晚年 (L) SFW 事件发生的日期, 平均发生日期为 4 月 15 日

Number	Dates	Number	Dates	Number	Dates
1	3 Apr 1950 (E)	25	23 Mar 1974 (E)	49	29 Mar 1998 (E)
2	2 May 1951 (L)	26	16 Mar 1975 (E)	50	3 May 1999 (L)
3	1 May 1952 (L)	27	30 Mar 1976 (E)	51	10 Apr 2000 (E)
4	25 Apr 1953 (L)	28	1 Apr 1977 (E)	52	10 May 2001 (L)
5	15 Mar 1954 (E)	29	25 Mar 1978 (E)	53	5 May 2002 (L)
6	25 Apr 1955 (L)	30	30 Apr 1979 (L)	54	14 Apr 2003 (E)
7	2 Apr 1956 (E)	31	8 Apr 1980 (E)	55	30 Apr 2004 (L)
8	29 Apr 1957 (L)	32	12 May 1981 (L)	56	13 Mar 2005 (E)
9	1 May 1958 (L)	33	5 Apr 1982 (E)	57	7 May 2006 (L)
10	18 Mar 1959 (E)	34	1 Apr 1983 (E)	58	19 Apr 2007 (L)
11	11 Apr 1960 (E)	35	25 Apr 1984 (L)	59	1 May 2008 (L)
12	14 Mar 1961 (E)	36	24 Mar 1985 (E)	60	10 May 2009 (L)
13	27 Apr 1962 (L)	37	19 Mar 1986 (E)	61	30 Apr 2010 (L)
14	3 May 1963 (L)	38	2 May 1987 (L)	62	5 Apr 2011 (E)
15	18 Mar 1964 (E)	39	7 Apr 1988 (E)	63	19 Apr 2012 (L)
16	19 Apr 1965 (L)	40	16 Apr 1989 (L)	64	3 May 2013 (L)
17	9 Apr 1966 (E)	41	8 May 1990 (L)	65	27 Mar 2014 (E)
18	15 Apr 1967 (L)	42	11 Apr 1991 (E)	66	3 Apr 2015 (E)
19	21 Apr 1968 (L)	43	22 Mar 1992 (E)	67	5 May 2016 (E)
20	13 Apr 1969 (E)	44	12 Apr 1993 (E)	68	8 Apr 2017 (E)
21	12 Apr 1970 (E)	45	2 Apr 1994 (E)	69	16 Apr 2018 (L)
22	10 May 1971 (L)	46	8 Apr 1995 (E)	70	23 Apr 2019 (L)
23	24 Mar 1972 (E)	47	11 Apr 1996 (E)	71	29 Apr 2020 (L)
24	8 May 1973 (L)	48	30 Apr 1997 (L)		

表 2.3 极涡偏移型 (D) 和分裂型 (S) 增温事件所发生的日期

Number	Dates	Number	Dates	Number	Dates
1	3 Feb 1951 (S)	16	22 Mar 1971 (D)	31	22 Mar 2002 (S)
2	6 Mar 1951 (D)	17	5 Feb 1973 (S)	32	17 Jan 2003 (S)
3	22 Feb 1952 (D)	18	19 Mar 1975 (D)	33	17 Jan 2003 (S)
4	21 Mar 1954 (D)	19	27 Mar 1978 (D)	34	4 Jan 2004 (D)
5	12 Jan 1955 (D)	20	31 Mar 1979 (S)	35	12 Mar 2005 (D)
6	31 Jan 1957 (S)	21	11 Mar 1984 (S)	36	20 Jan 2006 (D)
7	31 Mar 1957 (S)	22	28 Dec 1984 (S)	37	12 Mar 2008 (D)
8	24 Mar 1959 (D)	23	28 Mar 1985 (S)	38	19 Jan 2009 (S)
9	23 Mar 1961 (D)	24	23 Mar 1986 (D)	39	6 Jan 2013 (S)
10	7 Mar 1962 (S)	25	24 Jan 1987 (D)	40	2 Feb 2014 (S)
11	20 Jan 1963 (S)	26	10 Dec 1987 (S)	41	7 Mar 2016 (D)
12	20 Mar 1964 (D)	27	7 Mar 1989 (D)	42	13 Feb 2018 (D)
13	29 Dec 1967 (S)	28	25 Feb 1999 (S)	43	7 Jan 2019 (S)
14	22 Jan 1970 (D)	29	30 Mar 1999 (S)		
15	16 Jan 1971 (S)	30	14 Feb 2001 (D)		

(4) 南半球增温事件

受限于观测资料的限制,以及相比于北半球更小的极涡变化幅度,导致南半球平流层爆发性增温事件较为罕见。本文中南半球平流层增温事件采用 Shen 等 (2022) 提出的基于温度梯度的反转来识别出的南半球弱极涡事件 (WPV) 来进行研究,时间范围为 1979-2022 年。温度梯度定义为温度在 10 hPa, 80°-90° S 的平均值和 60°-70° S 的平均值之间的差。具体而言,一次 WPV 事件需要满足以下 3 个条件: (1) 10 hPa 的温度梯度反转并持续至少 5 天、且最大值超过气候态对应日历日的一个标准差; (2) 10 hPa, 60°S 以南平均的温度异常大于 0; (3) 同一季节的两个 WPV 事件间隔至少为 60 天。温度梯度反转的第一天定义为 WPV 事件的第 0 天。此外, WPV 事件也需要与 SFW 事件间隔 20 天以上来将平流层

极涡的季节性崩溃和 WPV 事件区分开。南半球 SFW 事件的日期定义为在 10 hPa, 60° S 的 5 天滑动平均的纬向风小于 10 m s⁻¹ 的最后一天 (Shen 等, 2022; Hu 等, 2022)。根据以上定义, 总共有 25 个 WPV 事件被识别出 (表 2.4), 使用更长的时间资料得到更多的事件并不会显著改变结果, 鉴于 1979 年以前资料的可靠性不能保证, 故仅使用 1979 年之后的事件进行研究。

表 2.4 南半球平流层增温事件 (WPV) 所发生的日期

Number	Dates	Number	Dates	Number	Dates
1	1 Oct 1979	10	27 Oct 2001	19	22 Oct 2010
2	6 Oct 1982	11	21 Sep 2002	20	30 Sep 2012
3	6 Oct 1984	12	5 Oct 2003	21	30 Sep 2013
4	26 Sep 1988	13	6 Oct 2004	22	5 Oct 2014
5	30 Sep 1992	14	2 Oct 2005	23	3 Oct 2016
6	19 Oct 1993	15	16 Oct 2006	24	12 Sep 2017
7	27 Oct 1996	16	18 Sep 2007	25	6 Sep 2019
8	25 Oct 1998	17	13 Oct 2008		
9	30 Oct 1999	18	8 Oct 2009		

2.3 对流层异常波强迫过程诊断方法

对流层的行星波强迫与平流层增温事件的发生直接关联, 本节主要介绍本文使用的行星波活动尤其是垂直方向上行星波活动的表示和诊断方法。

(1) Eliassen-Palm flux (EP 通量)

本文使用准地转的 EP 通量的水平分量和垂直分量来代表波动在水平和垂直方向上的传播, 其计算公式如下 (Edmon 等, 1980; Andrews 等, 1987):

$$\{F_\phi, F_p\} = \left\{ -a \cos \phi \overline{u'v'}, f a \cos \phi \overline{\frac{v'\theta'}{\theta_p}} \right\} \quad (2.2)$$

其中, a 是地球半径, f 代表科氏参数, ϕ 为纬度, θ 是位温, v 为经向风。“-”

和“'”分别代表纬向平均和纬向偏差。本文对 45° - 75° N (S) 的 F_p 进行加权平均, 并分别滤出行星 1+2 波, 行星 1 波以及行星 2 波, 来诊断垂直方向上行星波的传播情况。最后本文对 F_p 乘以 -1 使得正值代表上传的行星波活动。

(2) 对流层波活动事件

为了更加直接有效地诊断对流层异常波强迫过程的影响, 本文引入了对流层的波活动事件 (Tropospheric wave events (TWE); Birner 和 Albers, 2017; de la Cámara 等, 2019)。对于某一垂直层中标准化后的异常波活动, 若 11 天平均的 F_p 异常超过 1 个标准差, 则认为是发生了一次 TWE。 F_p 的异常值达到最大值的那天定义为 TWE 的第 0 天, 且两次 TWE 需要间隔超过 20 天。对于上述步骤, 本文分别对行星 1 波和行星 2 波来进行实施。如果行星 1 波的 TWE 和行星 2 波的 TWE 间隔小于 20 天, 则对 F_p 异常值更大的事件进行保留, 其对应的波数定义为这次事件的主导波数。本文使用 1 个标准差而非 de la Cámara 等 (2019) 使用的 2 个标准差来定义 TWE, 原因是为了涵盖更普遍的对流层异常波强迫情况, 且本文的结果对阈值的选择并不敏感。本文参考 Birner 和 Albers (2017) 和 de la Cámara 等 (2019) 的方法, 选取代表对流层低层的 700 hPa 的 TWE 事件进行研究, 因为对流层的波强迫大多源于对流层低层, 层数的选择也不会显著改变本文的结论。对于 1950-2022 年的 71 年中, 共有 190 个 700 hPa 的 TWE 事件在 11 月-3 月被识别出, 有 133 个事件在 3 月 1 号-5 月 20 号期间被识别出。

2.4 平流层指标诊断方法

目前已有研究对于平流层过程, 特别是对于极涡预先调节过程的诊断方法相对较少, 本文采用使用了一些相对常见并有物理意义的手段来对极涡预先调节过程进行诊断, 包含 2 个物理量, 3 个平流层指数以及 1 个类似于 TWE 的平流层异常事件。

(1) 两个平流层物理量

正如绪论 1.3 中所提到的, 经向位涡 (PV) 梯度异常是极涡预调节过程的典型特征, 能够有效地反映平流层预调节过程的变化。本文中纬向平均的准地转经

向 PV 梯度计算公式如下 (Simpson 等, 2009):

$$\overline{q_\phi} = 2\Omega \cos\phi - \frac{1}{a} \left[\frac{(\overline{u} \cos\phi)_\phi}{\cos\phi} \right]_\phi - \frac{af^2}{R_d} \left(\frac{p\theta}{T} \frac{\overline{u}_p}{\theta_p} \right)_p \quad (2.3)$$

其中, $\overline{q_\phi}$ 是纬向平均的准地转 PV 梯度; Ω 是地球自转频率; R_d 是干空气的气体常数。除了经向 PV 梯度以外, 本文还使用了折射指数来诊断影响行星波上传的平流层环境 (Matsuno, 1970; Andrews 等, 1987; Weinberger 等, 2021)。折射指数的计算公式如下:

$$n^2 = \frac{\overline{q_\phi}}{a\overline{u}} - \frac{s^2}{a^2 \cos^2\phi} - \frac{f^2}{N} \sqrt{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial^2}{\partial z^2}} \sqrt{\frac{\rho_0}{N^2}} \quad (2.4)$$

其中 s 是纬向波数; ρ_0 是海平面参考密度; N 代表浮力频率。行星波倾向于朝着折射指数平方为正的传播, 并被负值区域反射。但是由于折射指数平方中正和负折射指数的重叠会使得相关的分析变得难以解释, 本文进一步使用 Li 等 (2007) 提出的负折射指数平方频率 (Fn) 的方法来更有效地进行可视化。计算 Fn 的过程如下: 某一天 n^2 为负值时取为 1, 否则将该天取为 0。则每个格点上值为 1 的天数除以总天数得到 Fn 。如 Li 等 (2007) 所描述的那样, 行星波更倾向于朝着具有更小的 Fn 的区域传播。

(2) 三个平流层指数

经向 PV 梯度、极涡面积和极涡强度的变化已经被认为是极涡预先调节过程的 3 个代表特征之一。本文使用三个平流层指数来代表这三个变量的变化从而来诊断平流层增温事件发生前后平流层状态的演变。第一个指数为平流层的经向位涡梯度指数 (q_ϕ ; Jucker 和 Reichler, 2018), 它能够作为预报因子有效地提高平流层增温事件的预测能力。 q_ϕ 是通过在 30 hPa 上计算 $\overline{q_\phi}$ 的经向平均值来得到, 其计算公式如下:

$$q_\phi = \int_{\phi_0}^{\phi_1} \overline{q_\phi} d\phi / \int_{\phi_0}^{\phi_1} \cos\phi d\phi \quad (2.5)$$

其中, $\phi_0 = 55^\circ\text{N}$ (S), $\phi_1 = 75^\circ\text{N}$ (S) ($\overline{q_\phi}$ 最大的区域)。之后对 q_ϕ 进行标准化处理得到经向位涡梯度指数 q_ϕ 。

第二个和第三个平流层指数分别为标准化的极涡面积和极涡强度（极涡边缘的风速）。极涡边缘通过在 2.2 部分提到的 10 hPa 的位势高度方法（Z10 方法）来确定（Seviour 等，2013），即纬向平均的位势高度在 10 hPa, 60°N 上的气候平均值。确定极涡边缘后，极涡面积和极涡强度则可通过计算极涡区域的面积和极区边缘的风速来得到。

（3）平流层经向 PV 梯度事件（SPVE）

除了利用以上变量来诊断极涡预调节过程期间平流层状态的变化，本文还进一步仿照 TWE 事件，来更加直接地对平流层的异常过程进行分析。因此，类似于 TWE，本文定义了平流层经向 PV 梯度事件（Stratospheric meridional PV gradient events, 简称 SPVE）来表示一次平流层预调节过程的发生。SPVE 的发生可以反映一次平流层异常过程的出现，伴随着极夜急流的增强以及经向 PV 梯度最大值和急流核位置的向极移动。一次 SPVE 定义为标准化的 q_ϕ 超过一个标准差的时机。 q_ϕ 达到最大值的那天定义为 SPVE 的第 0 天。由于平流层信号相比于对流层异常具有更长的持续时间，因此两次连续的 SPVE 需要相隔 30 天以上，这也对应于平流层低层的辐射时间尺度（Newman 和 Rosenfield, 1997）。自 1950 年到 2022 年中，总共有 121 个 SPVE 在 11-3 月中被识别出，有 58 个 SPVE 在 3 月 1 日-5 月 20 日期间被识别出。

（4）环状模指数

本文使用环状模指数来表征平流层-对流层的耦合情况。其中，北半球环状模指数（Northern annular mode, NAM）的计算方法如下：分别对于每一垂直层中逐日冬季（12 月-次年 3 月）20°N 以北的纬向平均的位势高度场去除季节循环，再进行 90 天的低通滤波得到平滑后的异常场。在继续用纬度余弦的平方根来对异常场进行加权后，进行 EOF 分解并取其主导模态和相应的时间序列。逐日的 NAM 指数通过将原始的逐日位势高度异常场投影到 EOF 的主导模态来得到。最后，分别在每个垂直层上对 NAM 指数进行标准化，以确保整个时间序列具有单位方差。南半球环状模（SAM）则类似北半球的计算方法，只是采用 9 月-12 月、20°S 以南的位势高度场进行处理。

第三章 平流层增温事件前极涡异常状态的特征分析

3.1 引言

近些年来平流层在整个地球系统科学领域的关注度有显著的提升,而作为冬季平流层最主要的大气异常过程—平流层增温事件,也受到了越来越多的关注。平流层增温的发生与对流层存在着紧密的耦合。当平流层增温发生后,平流层内的异常信号可能向下影响到对流层的环流系统,从而为提升中长期的天气预报水平有重要意义。有研究指出,在平流层增温事件发生之前较长的时间中,平流层内部已经普遍会有异常信号超前于增温而出现(Albers 和 Birner, 2014; Jucker, 2016)。前人的进一步研究发现,这种平流层内部超前出现的异常可能调节行星波活动在垂直方向上的传播从而有利于平流层增温事件的发生。而这种平流层增温事件发生之前平流层极涡内部的调节过程常被称为极涡的预先调节过程(vortex preconditioning),它代指有利于平流层增温事件发生的异常的极涡状态(McIntyre, 1982; Albers 和 Birner, 2014)。由于在本章主要关注平流层增温事件发生前极涡异常状态在整个生命周期的演变过程,因此本章后续部分多用极涡预先调节过程来指代平流层增温事件发生前的平流层极涡所出现的异常变化过程。

极涡预先调节过程的出现有时甚至可追溯到平流层增温事件出现前的 2 到 3 个月之前(Albers 和 Birner, 2014; Lim 等, 2021)。Lawrence 和 Manney (2020) 根据统计分析表明平流层增温事件前常会出现极涡面积的收缩,极涡边缘纬向平均风速的减弱,以及极涡边缘经向 PV 梯度的锐化这三个平流层极涡的异常过程。研究表明,这些极涡预先调节过程期间出现的一系列变化能够将平流层极涡调节到一个合适的状态,从而有效地引导更多的行星波在垂直方向上向上传播至平流层,从而能够汇聚足够多的行星波进入极涡内部而引发增温(Matthewman 和 Esler, 2011; Albers 和 Birner, 2014; Jucker, 2016)。因此,近些年来有许多研究指出平流层极涡自身的调节,即极涡预先调节过程可能是导致平流层增温事件发生的

关键因素。

虽然前人研究已经通过模式或观测资料给出了平流层增温事件前极涡的可能变化,但是到目前为止还并没有研究针对于前期极涡异常状态的演变过程给出详细的分析与诊断,而更加确切的掌握极涡预先调节过程的变化及其影响机制显然能够为平流层增温事件的预测提供重要帮助。为了解决这些问题,本章后续部分将以广为人知的北半球 SSW 事件之前的极涡预先调节过程为研究对象,并基于最新的 ERA5 再分析资料来详细的分析 SSW 事件之前极涡异常状态所展现出的代表性特征。本章后续安排如下: 3.2-3.4 节将分别介绍前期极涡异常状态的演变特征、发展机制及其对行星波的影响; 3.5 节将对本章进行小结。

3.2 前期极涡异常状态的演变特征

本节将首先分析平流层增温事件发生前平流层内部环流的演变,为极涡预先调节过程这一概念给出较为直观的图像。图 3.1 绘制了 SSW 事件发生前后 60°N 纬向平均的纬向风异常和极区平均的温度异常随高度和时间的变化,打点区域为通过显著性检验的异常区域。在平流层内,纬向风异常和温度异常在 SSW 发生的第 0 天前出现了明显相反的符号变化。在 SSW 事件发生后,极区平流层温度迅速升高,极涡边缘纬向风迅速减弱,平流层内异常能够持续近 60 天,并向下延伸至平流层低层乃至对流层,表现出 SSW 事件的典型特征 (Charlton 和 Polvani, 2007; Baldwin 等, 2021)。

在 SSW 事件发生之前,极区边缘显著的纬向西风异常以及极区温度的负异常早在事件发生前 60 天出现在平流层上层,随后向平流层中下层延伸,在平流层内一直维持到临近 SSW 事件发生之时。但是,SSW 发生之前极区平流层内的环流特征可进一步根据平流层上层的变化分为两个阶段。第一个阶段大致从 SSW 事件发生前 60 天至发生前 30 天,表现为极区边缘纬向西风在平流层上层的增强和极区平流层上层温度的异常降低。本文中 SSW 事件的平均发生日期大约为 1 月 25 日,因此第一阶段中极区平流层的环流变化可能对应于平流层极涡在早冬的建立与增强的过程。尽管从合成结果看到这个过程从 SSW 事件发生前

70 天左右已经开始出现，但本文主要以异常较为显著的时间段进行分析。第二个阶段大致从 SSW 事件发生前 30 天维持至第 0 天。极区边缘的纬向西风在这一阶段中继续增强，但是极区平流层上层的温度已经从显著的冷异常转变为小幅度的增暖过程。

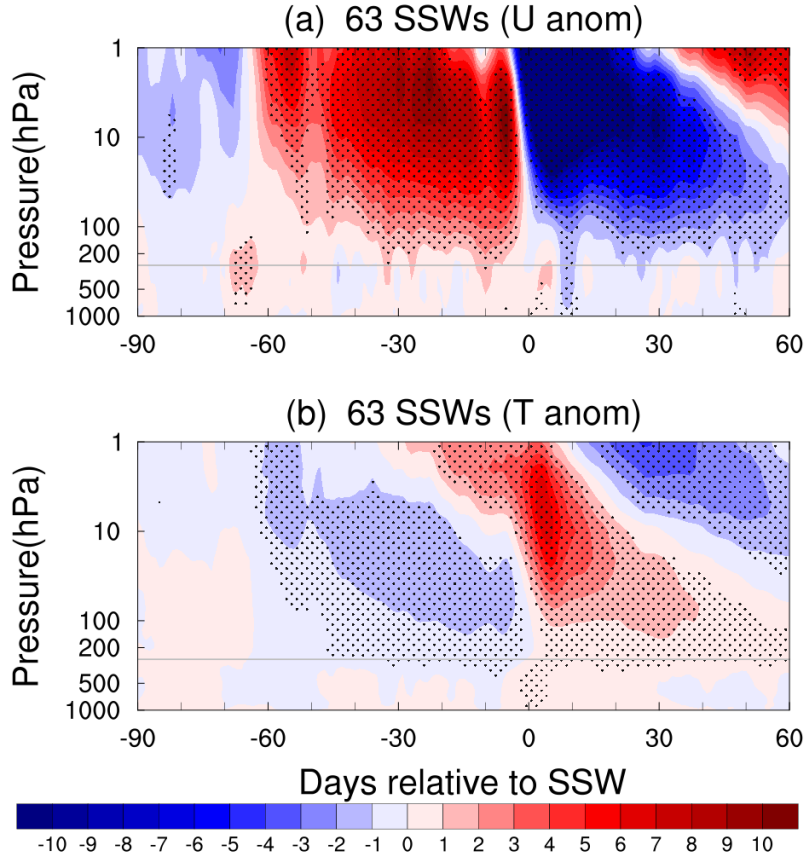


图 3.1 平流层爆发性增温 (SSW) 事件发生前后 (a) 60°N 的纬向平均的纬向风异常 (单位: m s^{-1}) 和 (b) 极区面积平均的温度异常 (单位: K) 随高度和时间的演变。横轴的第 0 天代表 SSW 事件发生的第 0 天。打点区域为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

极区平流层环流的变化可受到早期副热带平流层顶的环流影响(Kodera 等, 2000; Kodera 和 Kuroda, 2002), 图 3.2 给出了纬向平均的纬向风异常在 35°N 随高度和时间的变化。从图中可以看到纬向风异常在副热带主要出现在平流层上层 (10 hPa 以上)。在 SSW 发生前 120 天, 纬向东风异常开始减弱, 纬向西风异常自 SSW 事件发生前 100 天开始出现并一直持续到事件发生前 30 天。结合图 3.1 可以发现, 在 SSW 事件发生前 60 天之前, 仅有副热带平流层顶的纬向风表现出

明显的西风异常,这对应于主要受太阳辐射强迫影响的平流层顶的副热带急流在晚秋至早冬的增强过程(Kuroda 和 Kodera, 2001; Kodera 和 Kuroda, 2002)。而在极区平流层异常的第一阶段,即 SSW 事件发生前 60 天至前 30 天中,纬向风在副热带平流层顶和极区边缘平流层顶共同表现出明显的西风异常,对应于 Kodera 和 Kuroda (2002) 所描述的在早冬季节平流层顶由副热带急流主导向极夜急流主导转变的过度阶段,在此阶段平流层顶的西风急流保持向极移动,受到辐射强迫和动力强迫的共同影响。在极区平流层异常的第二阶段,即 SSW 事件发生前 30 天内,副热带平流层顶的西风异常已经消失(图 3.2),表明平流层此时已完全由极夜急流的变化主导,极涡已经完全建立。同时,位于极区边缘的纬向西风异常再一次增强,并随时间向下延伸,但是伴随着与第一阶段不同的极区上平流层的暖异常(图 3.1),这一过程主要受到动力强迫控制(Kodera 和 Kuroda, 2002; Okui 等, 2024)。这种极区平流层纬向西风异常的增强和向下延伸对应于 SSW 事件发生前平流层极夜急流向极和向下的移动(Limpasuvan 等, 2004; Charlton 和 Polvani, 2007),并伴随着平流层上层间断的小幅度增温过程。平流层极夜急流的向极移动以及平流层上层的弱增温过程也被认为是极涡预先调节过程期间的标志性环流特征(Labitzke, 1981; Palmer, 1981; Scaife 等, 2005; Albers 和 Birner, 2014; Lawrence 和 Manney, 2020)。

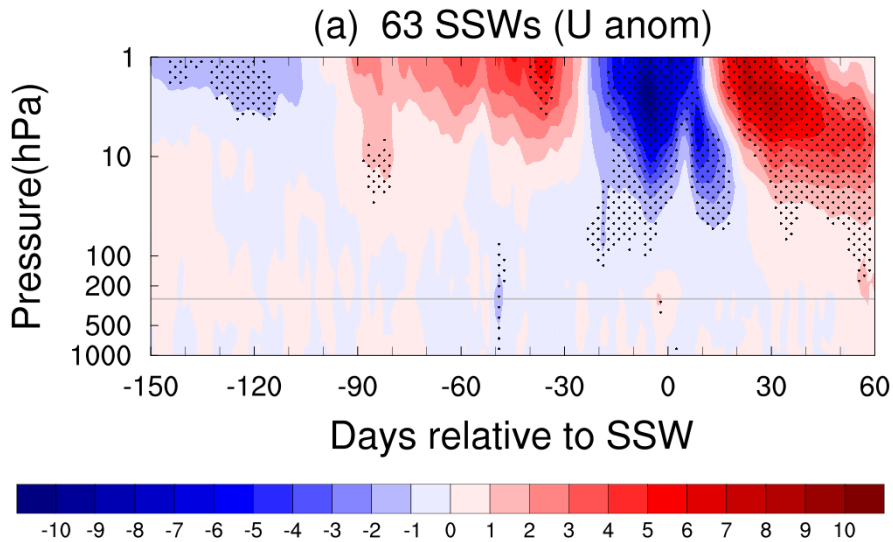


图 3.2 SSW 事件发生前后 35°N 的纬向平均的纬向风(单位: m s^{-1})异常随高度和时间的演变,打点区域为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

除了以上平流层异常的时间变化特征,图 3.3 给出了纬向平均的纬向风异常,经向 PV 梯度异常以及折射指数异常在不同时间段内随高度和纬度的空间分布。这里根据前文所述,以每 30 天为一个时期分为 3 个阶段进行分析。在 SSW 事件发生前 90 天至前 60 天内(图 3.3 左列),纬向风异常在极区平流层和对流层都仅呈现较弱的东风异常,经向 PV 梯度和折射指数在此时间内均没有明显异常,反映出相对于气候态较为正常的极涡状态。但于此同时,在 30°N 附近的平流层顶存在纬向西风异常,在热带平流层顶存在纬向东风异常,这种经向的偶极子结构反映了在 SSW 发生前 90 天至 60 天中可能受到太阳辐射影响的平流层顶副热带急流的增强和向极移动过程,与图 3.2 的结果一致。随着平流层顶急流的向极移动以及季节的演变,在 SSW 事件发生前 60 天至 30 天中,极区平流层环流发生显著变化。中高纬度的整个平流层在此阶段都被显著的西风异常所占据,反映出平流层顶急流的向极移动所导致的平流层顶副热带急流和极涡共同增强的特征。与此同时,经向 PV 梯度也在极夜急流中心位置 60°N 附近的整个平流层显示出正异常的垂直结构(图 3.3e)。极涡边缘经向 PV 梯度的锐化标志着极涡预先调节过程开始发生发展。在 SSW 事件发生前 30 天内(图 3.3 右列),副热带被纬向东风异常所控制,纬向西风异常仅在极区周围出现,说明该阶段已完全进入由动力强迫主导的极涡自身变化的阶段。极区平流层内正的纬向风异常中心相比于前一阶段进一步向极并向下移动,强度有所增强。极涡边缘正的经向 PV 梯度异常变得更加显著,与平流层西风急流异常的配置使得这一时期在平流层极涡边缘处的负折射指数平方的频率显著减小。这表明极涡边缘平流层内的环境已经变得有利于行星波沿着平流层西风急流核附近的垂直波导区域向上传播,从而易于对平流层极涡造成扰动。在这一时期,平流层极涡的调节作用愈发明显,极涡预先调节过程在此期间发展成熟。

另一方面,在 SSW 事件发生前的长时间中,位于赤道平流层上空 50 hPa 至 10 hPa 的区域存在持续的东风异常,对应于 QBO 的东风位相。前人研究已经表明 QBO 的东风位相可通过 Holton-Tan 机制影响极涡,从而有利于平流层增温事件的形成(Holton 和 Tan, 1980; Anstey 和 Shepherd, 2014; Rao 等, 2020)。同时,QBO 的变化也受到太阳辐射周期的显著影响(Anstey 和 Shepherd, 2014)。

太阳辐射周期，QBO，以及极涡预先调节过程三者之间的联系与对 SSW 事件的作用可能值得未来进一步的探索。

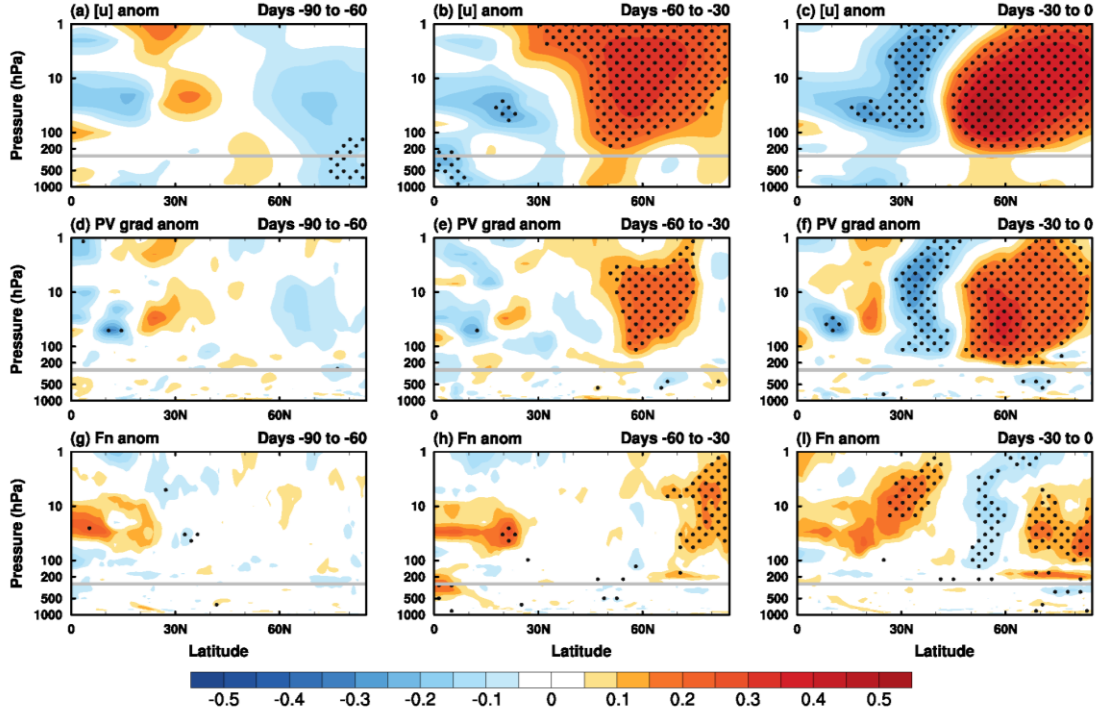


图 3.3 (a-c) 纬向平均的纬向风、(d-f) 经向 PV 梯度和 (g-i) 负折射指数的平方 (F_n) 在 SSW 事件发生前 (左列) 90 天-60 天、(中列) 60 天-30 天和 (右列) 30 天-0 天平均的标准化异常随高度和纬度的分布。打点区域代表通过 0.05 置信度的显著性检验

图 3.4 给出了 SSW 事件发生前后极涡形态的变化，这里极涡形态利用 850 K 等熵面上 (大致对应于 10 hPa 的气压层) 的 PV 场来进行表示，并根据前文的分析，以每 30 天为一个阶段进行区分，时间的选择并不会改变主要的结果。在 SSW 事件发生前 90 天至前 60 天中 (图 3.4a)，根据图 3.2 可知主要处于平流层顶副热带急流的加强阶段，因而此时极涡较弱。随着平流层顶急流向极移动，在 SSW 事件发生前 60 至前 30 天中 (图 3.4b)，极涡结构已经建立，极涡面积和中心强度相比于前一阶段明显增大增强，此时极涡边缘经向梯度也开始增强 (图 3.3a)。在 SSW 事件发生前 30 天内 (图 3.4c)，随着平流层极夜急流的向极移动，极涡向极收缩，其面积相比于前一阶段反而减小，极涡边缘的纬向风场和 PV 梯

度在经向上变得更加陡峭，至此，极涡可以说已经处于预先调节的状态。在 SSW 事件发生后的 30 天中（图 3.4d），极涡强度明显减弱，且极涡中心偏离极点并向欧亚大陆偏移，表现出 SSW 事件明显的极涡偏移特征。

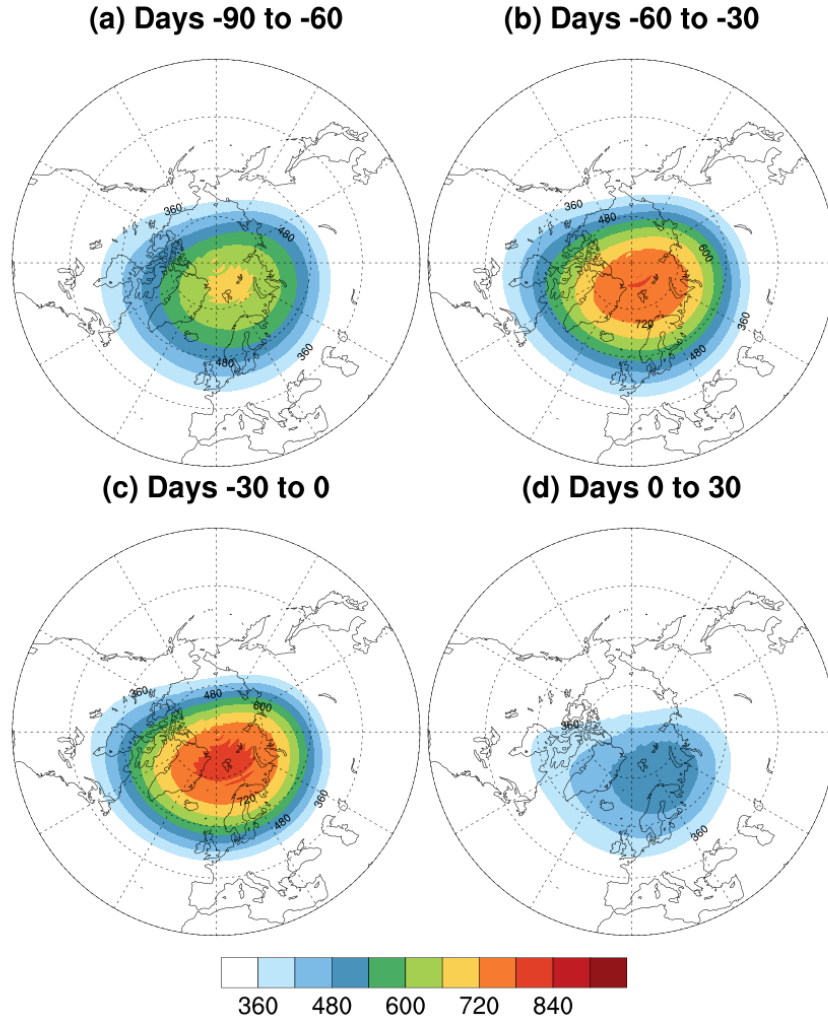


图 3.4 850K 等熵面上的位势涡度（单位：PVU）在 SSW 事件发生前（a）90 天-60 天、（b）60 天-30 天、（c）30 天-0 天和（d）发生后 0 天-30 天平均下的空间分布

本节在最后利用图 3.5 给出了 2.4 节中所定义的经向 PV 梯度指数，平流层极涡强度指数和面积指数来概述性地展示 SSW 前的极涡异常状态变化特征。三个平流层指数的总体变化趋势在 SSW 事件发生前呈现出高度的一致。在事件发生前 90 天至前 60 天，三个平流层指数均没有显著异常，极区平流层环流相对稳

定。从 SSW 事件发生前 60 天开始，三个平流层指标均呈现出显著的正异常，并一直持续到 SSW 事件发生之前。具体而言，极涡强度的变化略超前于极涡边缘经向 PV 梯度的变化，这显示了后者可能在一定程度上受到了平流层极夜急流极移的影响。此外，尽管极涡面积指数还维持着显著的正异常，但从 SSW 发生前 25 天左右已经开始减弱，并一直持续到事件发生之后。这些异常信号表现出了 SSW 事件发生前平流层极夜急流的向极移动、极涡的收缩以及所伴随的极涡边缘经向 PV 梯度的锐化过程，与前文极涡预先调节过程的特征相照应。同时，在这近 60 天中，合成的经向 PV 梯度指数和极涡强度的异常出现了反复振荡，这种现象也被称为平流层振荡（Stratospheric vacillations; Kodera 等，2000; Kodera 和 Kuroda, 2002; Kuroda, 2002）。这种振荡被认为是平流层为使得自身逐步调节为有利于 SSW 事件形成的状态的一种过程，因而是极涡预调节过程的重要特征之一（Limpasuvan 等，2004; Okui 等，2024）。

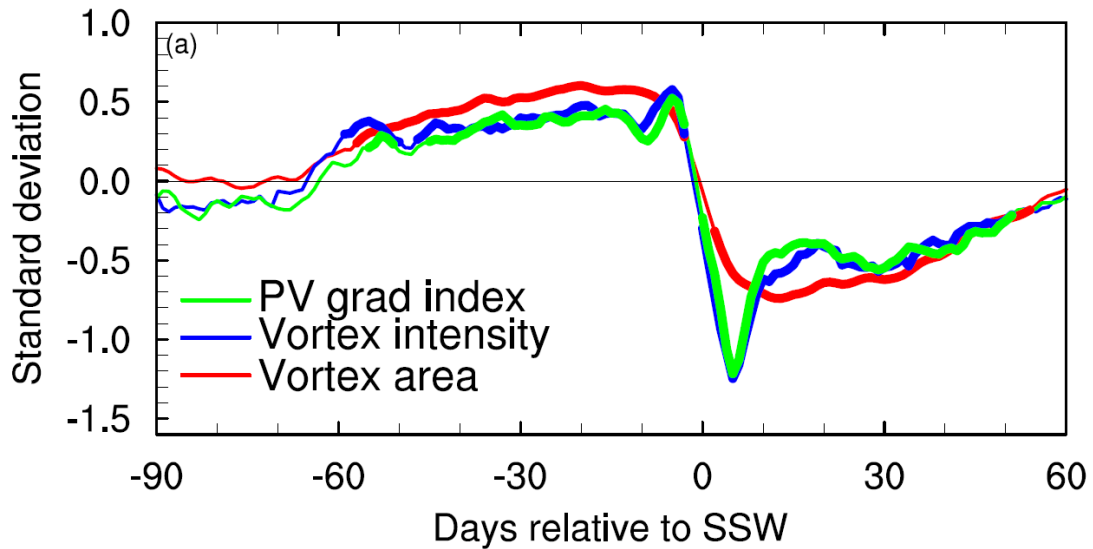


图 3.5 标准化的（绿线）经向 PV 梯度指数、（蓝线）极涡强度指数和（红线）极涡面积指数在 SSW 事件整个生命周期的时间序列。粗线部分代表通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 SSW 事件发生的第 0 天

3.3 前期极涡异常状态的发展机制

前一节内容针对 SSW 事件极涡预先调节过程中典型的环流特征进行了诠释, 平均而言北半球 SSW 事件前极涡的异常信号从事件发生前 60 天开始显露, 在事件发生前 30 天左右发展成熟, 呈现出典型的预调节过程特征, 具体表现为平流层极夜急流的向极且向下移动, 伴随着极涡边缘风速的增强、极涡的收缩以及在极涡边缘处经向 PV 梯度的锐化过程。这些异常在反复的振荡下, 最终在沿着极涡边缘的垂直方向上出现显著的负折射指数频率平方的负异常(或折射指数平方的正异常), 标志着极涡预调节过程发展到顶峰。这一演变过程从早期出现平流层异常信号开始到平流层自身最终维持在一个有利于 SSW 事件发生的平流层环境, 平均而言能够长达近 60 天。针对于这一持续的平流层异常过程, 本节将进一步探讨这一演变特征下所蕴含的发生发展机制。

前人研究以及 3.2 节都表明前期极涡异常信号的出现最早可能追溯到平流层顶西风急流的向极移动过程 (Lim 等, 2021)。图 3.6 给出了 SSW 事件发生前后纬向平均的纬向风异常、经向 PV 梯度异常以及 EP 通量水平和垂直分量的散度在平流层顶 1 hPa 高度上随纬度和时间的变化。平流层顶显著的纬向西风异常首先在 SSW 事件发生前 90 天出现在副热带区域 (图 3.6a), 显示出平流层副热带急流的异常增强。纬向西风异常随时间向极偏移, 直到事件发生前 60 天时, 纬向西风异常的中心已经从副热带区域移动到了 60°N 附近, 西风异常已遍布整个北半球中高纬度。这反映出在此期间平流层顶西风急流的向极移动已经使得平流层极夜急流开始增强, 极区开始出现明显的环流异常。此后, 纬向西风异常进一步向极移动并增强, 直到 SSW 事件发生 30 天左右时, 西风异常已经完全移动到极区内部, 而中低纬度则被东风异常所占据。这个以 60°N 为中心的纬向风异常的经向偶极子反映出在这一阶段平流层极夜急流的向极移动。以上过程清晰的反映出在极涡预先调节过程的开始阶段, 极区平流层的环流变化与前期平流层顶副热带急流向极的异常移动有密切关联。

平流层顶西风急流的向极移动除了受到季节转换中太阳辐射变化的影响外, 图 3.6c 和 3.6d 中的进一步分析表明代表动力强迫的 EP 通量散度也对这个过程

的维持有显著作用。在 SSW 事件发生前 90 天到 60 天, 副热带地区形成以 20°N 左右为中心的涡动动量通量异常的经向偶极子结构 (图 3.6c), 位于向极一侧的异常辐散反映出动力过程强迫出的平流层顶副热带急流的异常增强和向极移动。在事件发生前 60 天到 30 天, 涡动动量通量的异常辐散移动到中纬度 40°N 附近, 使得副热带急流进一步向极移动。同时, 极区出现异常强的涡动热量通量的辐散 (图 3.6d), 导致极区与中纬度一起出现显著的西风异常, 这一阶段可能受太阳辐射循环以及 QBO 等因素的异常影响 (Kodera 和 Kuroda, 2000, 2002)。在 SSW 事件发生前 30 天内, 涡动动量通量异常的经向偶极子结构已经移动到极涡边缘的平流层极夜急流处, 在急流向极一侧出现的异常辐散表明平流层极夜急流在此期间的向极移动过程。

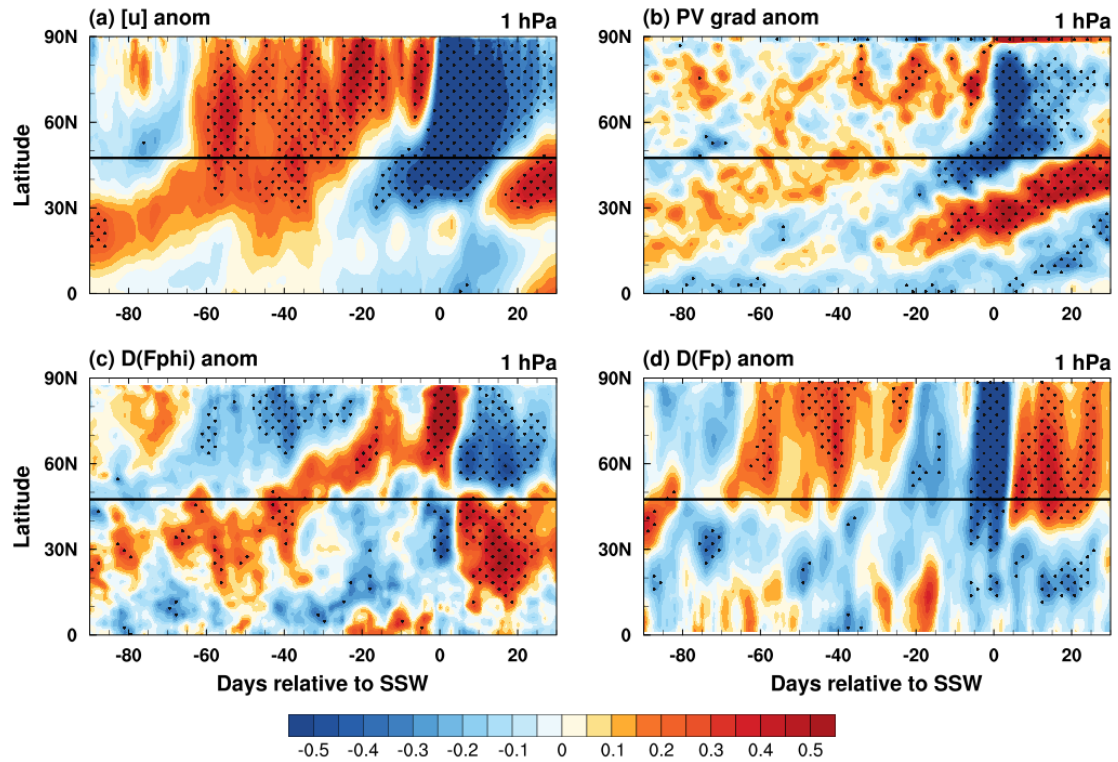


图 3.6 SSW 合成的标准化的 (a) 纬向平均的纬向风、(b) 经向 PV 梯度、(c) EP 通量的水平散度和 (d) EP 通量的垂直散度异常在 1 hPa 的高度上随纬度和时间的演变。粗的黑色横线为冬季 (DJF) 气候态下 1 hPa 高度上纬向风的最大值的所在纬度。打点区域代表通过了 0.05 置信度的显著性检验

伴随着平流层顶西风急流的向极移动, 图 3.6b 中的平流层顶经向 PV 梯度正异常也展现出与纬向西风异常相近的变化趋势。正的经向 PV 梯度异常在 SSW 事件发生前 90 天时位于副热带内, 而到 SSW 事件发生前 60 天时已经出现在极区边缘, 表现出与纬向西风异常变化高度一致的持续向极移动特征。这与 PV 经向梯度受纬向风梯度变化的影响有关 (公式 2.3), PV 梯度的异常中心往往位于急流的异常中心附近 (Matsuno, 1970)。在 SSW 事件发生前 30 天内, 正的经向 PV 梯度异常与纬向西风异常的变化一致, 已经完全位于极区内部。但值得注意的是, 早期经向 PV 梯度的异常从副热带出现并一直移动到极区边缘为止, 与事件发生前 30 天内极涡预调节发展成熟时的极区内显著的 PV 梯度异常相比强度较弱, 且并不显著。这说明平流层顶急流的向极移动对极区边缘经向 PV 梯度的影响并不能完全解释前期极涡异常状态的发生与发展, 或是仅作用于某些个例。这个结果是合理的, 因为早冬平流层顶急流的向极移动很大程度上受到太阳辐射的影响, 其季节内变率相对较小 (Kodera 和 Kuroda, 2002), 而极涡预调节过程的发生发展还会受到行星 Rossby 波或重力波波破碎的影响 (Albers 和 Birner, 2014; Okui 等, 2024)。

图 3.7 给出了极涡边缘经向 PV 梯度以及负折射指数平方的频率 (F_n) 随高度和时间的变化来进一步分析前期极涡异常状态的发生与发展机制。极涡边缘经向 PV 梯度随高度和时间的变化同样与纬向西风异常的变化高度一致 (图 3.1a), 这再次反映出纬向西风异常对经向 PV 梯度异常存在较大的影响。极涡边缘显著的经向 PV 梯度正异常伴随着纬向西风异常首先在 SSW 事件发生前 60 天左右的平流层中上层出现, 随后向下延伸到了平流层中低层。在这一阶段, 虽然平流层上层的经向 PV 梯度在极涡边缘处增强, 但纬向西风异常中心同样位于平流层中上层的极涡边缘 (图 3.3 中列)。折射指数与纬向西风存在负相关关系 (公式 2.4), 较强的西风异常使得这一阶段仅在平流层中下层出现了强度稍弱的 F_n 负异常, 还不足以使平流层的环境达到非常有利于 SSW 事件发生的地步 (图 3.7b)。此外, 在这初始阶段除了由西风急流极移所导致在上平流层最先出现的异常信号以外, 平流层低层也有经向 PV 梯度的正异常出现, 这进一步加深了平流层低层 F_n 的负异常, 为更多垂直方向上的行星波向上进入平流层提供了有利条件。

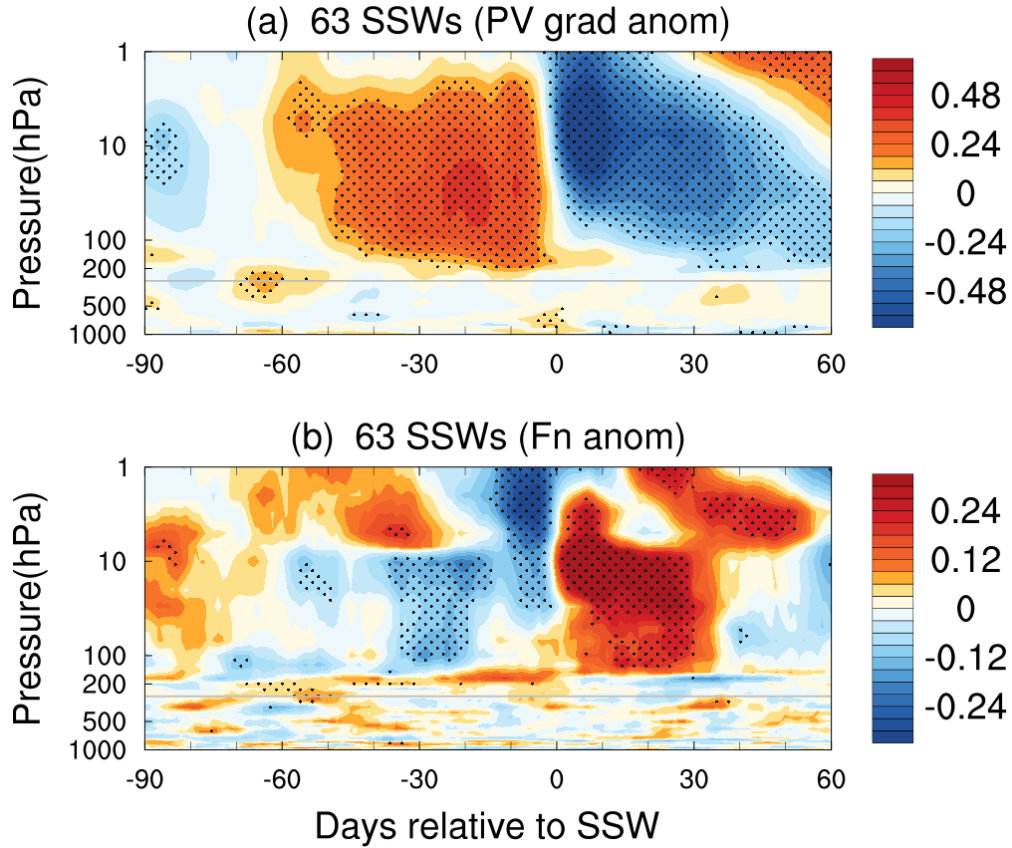


图 3.7 55°-65°N 平均的标准化 (a) 经向 PV 梯度和 (b) F_n 的异常随高度和时间的演变。

打点区域代表通过了 0.05 置信度的显著性检验

随着在 SSW 事件发生前 60 至前 50 天中平流层中下层的极涡边缘出现 F_n 负异常,有异常向上的行星 2 波在 SSW 事件发生前 50 至前 30 天中进入平流层,甚至在平流层上层也出现了微弱的上传行星 2 波的异常(图 3.8)。当更多的行星波活动进入平流层并发生波破碎后,会使极涡向极收缩而导致面积减小,同时增强极涡边缘的经向 PV 梯度(Scott 等, 2004; Albers 和 Birner, 2014; Lawrence 和 Manney, 2020)。这个过程正如 SSW 事件发生前 30 天内的异常所示,在前期有异常强的行星波活动进入平流层内后,平流层中下层的经向 PV 梯度异常在这一时期显著增强, F_n 的负异常变得更加显著(图 3.7)。此时平流层的环境能够有利于更多的行星波活动向上传播进入极涡内部,使得平流层上层也已经出现显著的行星 1 波涡动热通量的辐合(图 3.8)。随着行星波在平流层上层发生波破碎,在这一阶段中平流层极夜急流向极移动(图 3.1, 3.3 和 3.5),平流层的极涡

向极收缩（图 3.4 和 3.5），极涡边缘经向 PV 梯度增大（图 3.7a）， F_n 的负异常在整个平流层内变得显著（图 3.7b），同时上传的行星波带来的波强迫也使得平流层上层出现弱的增温过程（图 3.1b）。至此，可以说极涡预先调节过程已经发展成熟，具备了有利于 SSW 事件发生的“规范式”特征（Jucker, 2016; Jucker 和 Reichler, 2018; Lawrence 和 Manney, 2020）。

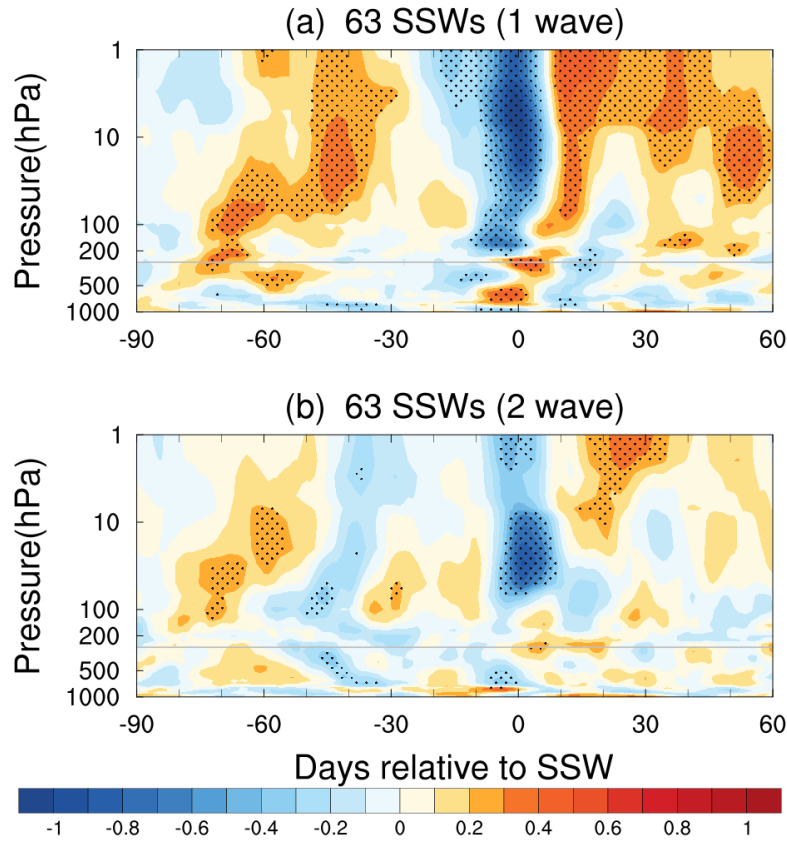


图 3.8 SSW 合成的 45° - 75° N 平均的标准化的 (a) 纬向 1 波和 (b) 纬向 2 波的 EP 通量的垂直散度异常随高度和时间的演变。打点区域代表通过了 0.05 置信度的显著性检验

在极涡预先调节过程发展成熟后，平流层内的异常可以维持较长的时间，SSW 事件不需要立即发生。从图 3.8 中可以看到在 SSW 事件发生前 30 天时，即使整个平流层都出现了明显的经向 PV 梯度的正异常和 F_n 负异常，平流层上层的 F_n 异常可以继续维持甚至发展，直到临近 SSW 事件发生前 5 天至 10 天左右才达到峰值。这可以用这样一个过程来解释：当极涡预先调节过程发展成熟后，

较好的平流层环境有利于促进更多的波活动汇聚到平流层极涡内部,而更多的行星波活动又会进一步导致极夜急流向极移动,从而加强极涡边缘的经向 PV 梯度,形成一个正反馈的过程。因此当极涡预先调节过程发展成熟后,进入平流层内的行星波仍然不足时,SSW 事件不必立即发生,可以通过以上的正反馈过程使平流层异常发展到一个峰值或当对流层也同时出现异常强的波源后汇聚足够多的行星波活动进入平流层,来对平流层极涡造成较大的扰动再引发 SSW 事件。

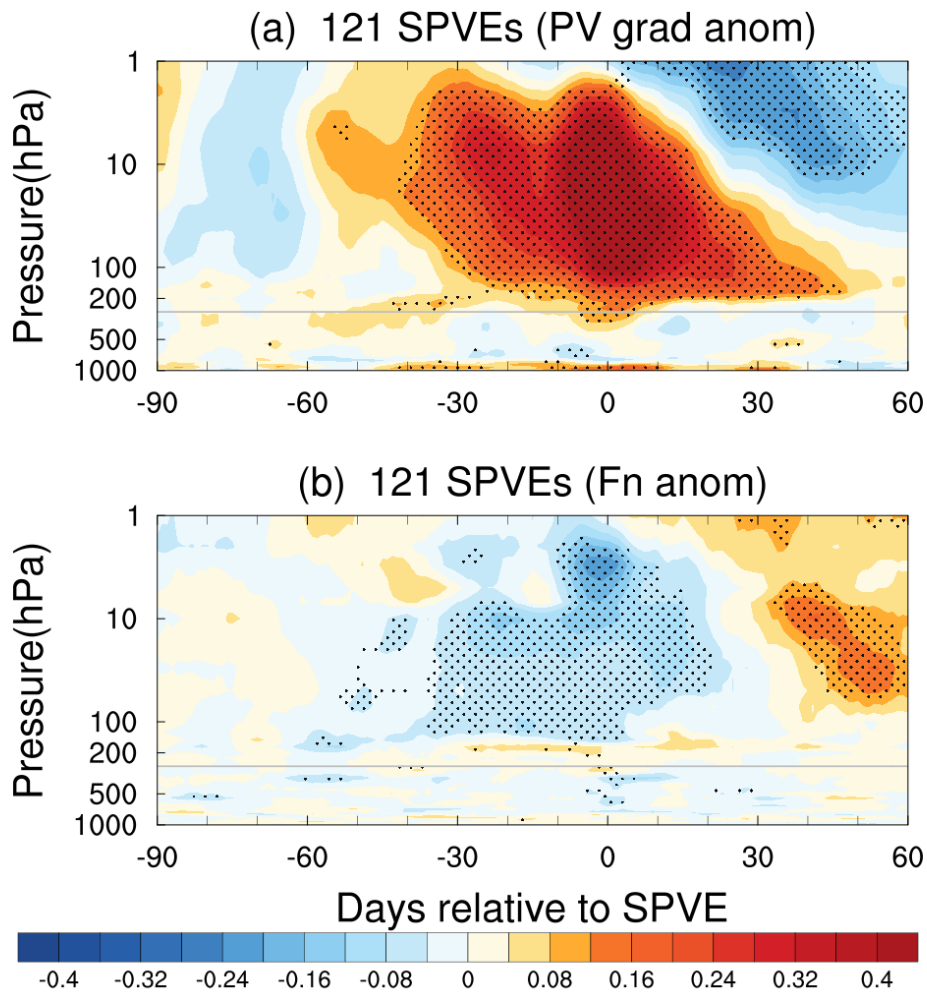


图 3.9 SPVE 发生前后 55° - 65° N 平均的标准化 (a) 经向 PV 梯度和 (b) F_n 的异常随高度和时间的演变。横轴的 0 代表 SPVE 发生的第 0 天。打点区域代表通过了 0.05 置信度的显著性检验

接下来本节利用极涡预先调节过程中最具代表性的平流层变量经向 PV 梯度的异常定义出平流层的经向 PV 梯度事件 (SPVE, 见 2.5 节), 来验证以上极涡

异常状态的发生发展机制以及演变特征。首先图 3.9 给出了 SPVE 事件发生前后极涡边缘的经向 PV 梯度异常和负折射指数平方 (F_n) 的异常随高度和时间的变化。虽然极涡边缘正的经向 PV 梯度异常早在 SPVE 事件发生前 60 天就已出现在平流层中上层 (图 3.9a), 但强度较弱, 对应于图 3.7 中 SSW 事件前极涡异常状态的早期形成和发展过程。显著正的经向 PV 梯度异常最先在 SPVE 发生前 30 天左右出现在整个平流层, 异常中心在 10hPa 的高度上, 标志着极涡预先调节过程发展成熟。随后, 平流层内的异常维持并继续发展, 最终在 SPVE 发生前 10 天至第 0 天期间的平流层内达到峰值。这与 SSW 事件发生前约 60 天时极涡边缘正的经向 PV 梯度异常最先出现在平流层顶, 到约 30 天前时发展成熟, 在整个平流层变得显著, 并继续维持到临近 SSW 事件发生时平流层内的异常达到峰值的过程相一致 (图 3.7a)。另外, 平流层内经向 PV 梯度的异常在平流层中低层一直持续到了 SPVE 发生后的 30 天, 这可能与事件发生第 0 天的定义不同以及并不是所有的 SPVE 后都有 SSW 事件发生有关。但总体来说, SSW 事件发生前的平流层经向 PV 梯度异常与 SPVE 中的异常发展基本一致, 即平均而言极涡预先调节过程从早期显著的极区边缘经向 PV 梯度的锐化开始出现到发展成熟需要近 30 天, 并能继续在平流层内维持 30 天左右来达到峰值。

从折射指数的角度来看, 伴随着早期经向 PV 梯度在极区边缘开始锐化, 较弱的 F_n 负异常在 SPVE 事件发生前 60 天开始出现在平流层中下层 (图 3.9b)。随后, 在 SPVE 事件发生前 30 天左右, 有较弱的行星 2 波强迫出现并一直上传至平流层顶 (图 3.10b)。这种上传到平流层上层的 2 波异常可能受到平流层的调节和对流层的异常强迫的共同影响, 并常被发现在一些 SSW 个例中出现 (Lim 等, 2021)。随着上传的行星波在平流层中破碎, 显著的 F_n 负异常开始进一步出现在整个平流层中, 标志着预先调节过程发展成熟, 同样与 SSW 事件发生前的异常特征一致 (图 3.7 和图 3.8)。此时的平流层环境已经较为有利于更多的波动汇聚到平流层极涡中, 并通过图 3.10 可以看到在 SPVE 发生前 30 天内, 无论对流层波源情况如何, 平流层上层有持续的涡动热通量的异常辐合出现, 使得平流层内的经向 PV 梯度和 F_n 异常维持并进一步发展, 直到事件前 10 天至第 0 天期间在平流层中上层达到峰值。这些特征都表明 SPVE 能够较好的反映出极涡预调

节过程中最主要的极涡边缘经向 PV 梯度锐化特征从而有利于汇聚行星波活动的过程。

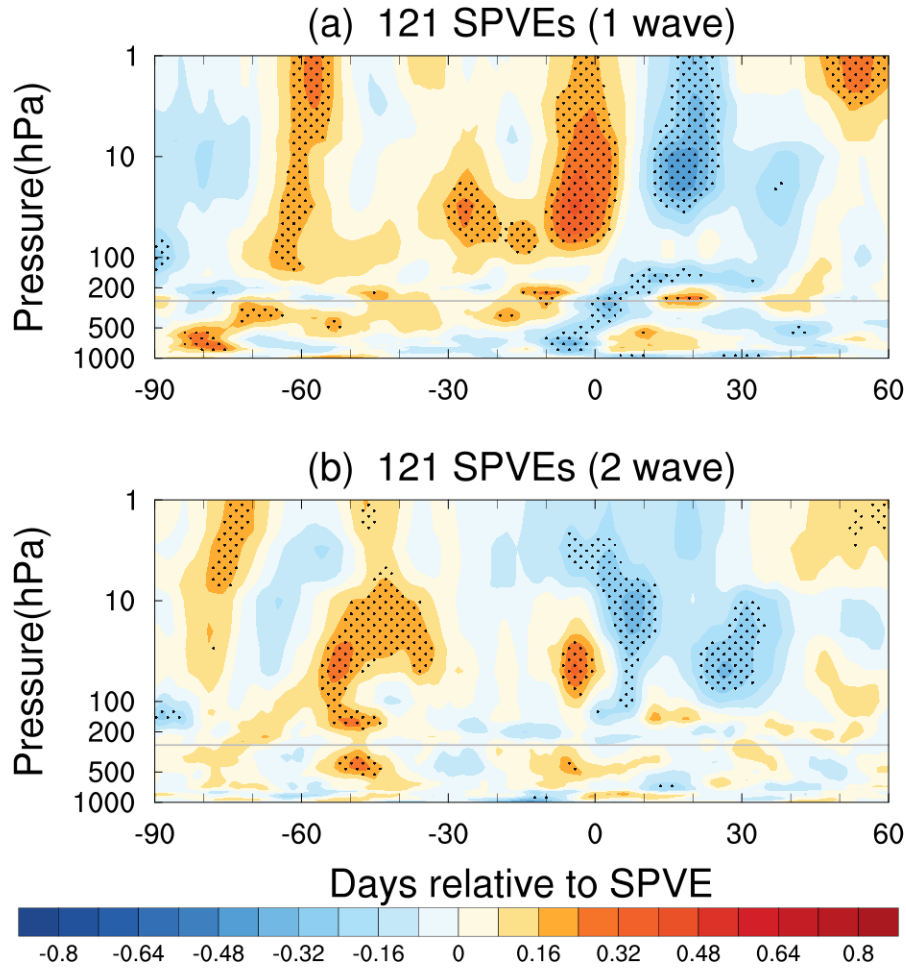


图 3.10 SPVE 合成的 45° - 75° N 平均的标准化的 (a) 纬向 1 波和 (b) 纬向 2 波的 EP 通量的垂直散度异常随高度和时间的演变。打点区域代表通过了 0.05 置信度的显著性检验

图 3.11 类似于图 3.6, 给出了 SPVE 发生前平流层顶的异常变化。首先平流层顶的纬向西风异常最先在 SPVE 发生前 90 天出现在副热带区域 (图 3.11a), 与图 3.6a 中的结果类似, 代表这一时期主要由平流层顶副热带西风急流异常的增强所主导。之后, 平流层顶副热带西风异常向极偏移, 在 SPVE 发生前 60 天向极延伸到了极区内部, 而中低纬度继续维持着较弱的西风异常。这种异常配置从 SPVE 发生前 60 维持至发生前 30 天左右, 反映出平流层顶副热带西风急流和极夜急流一同增强的现象, 与图 3.6a 中平流层顶由副热带西风急流主导向极

夜急流主导的过度阶段的特征及持续时间一致。该阶段主要与行星波 1 波在中纬度平流层顶异常向极并在极区异常向下的行星波活动有关（图 3.11c, 3.11d 和 3.10a）。同时，经向 PV 梯度的正异常也于此阶段在极区边缘的平流层上层出现，尽管其强度较弱，但再次说明了平流层顶西风急流的向极移动过程可能促进了极涡预先调节过程的形成与发展。而在这一阶段之后，从 SPVE 发生前 30 天开始，在气候态平流层顶西风急流的向极一侧有显著的涡动热通量的异常辐散出现（图 3.11c），导致平流层顶极夜急流进一步增强并向极移动（图 3.11a），同时极涡边缘经向 PV 梯度进一步增强（图 3.11b），一直持续到临近 SPVE 发生时，与 SSW 事件前极涡预先调节过程发展成熟的特征相一致。

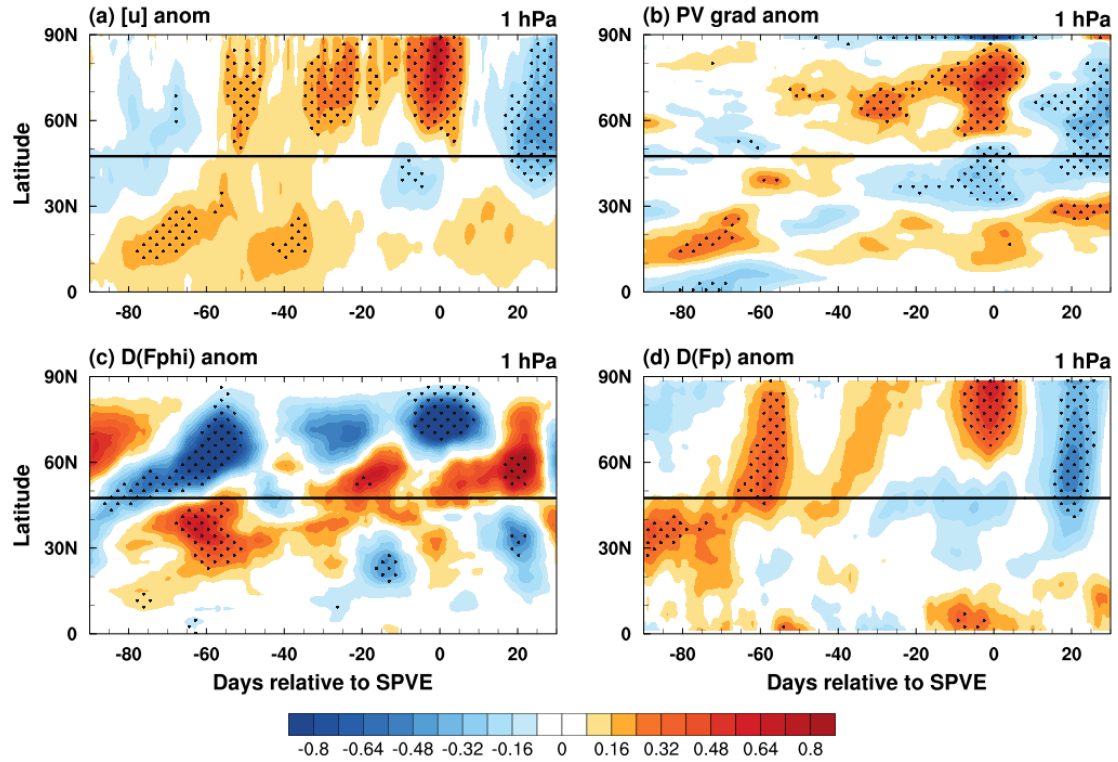


图 3.11 SPVE 合成的标准化的 (a) 纬向平均的纬向风、(b) 经向 PV 梯度、(c) EP 通量的水平散度和 (d) EP 通量的垂直散度异常在 1 hPa 的高度上随纬度和时间的演变。粗的黑色横线为冬季 (DJF) 气候态下 1 hPa 高度上纬向风的最大值的所在纬度。打点区域代表通过了 0.05 置信度的显著性检验

另一方面,从图 3.11 中还可以注意到从 SPVE 发生前 30 天至第 0 天左右,即象征前期极涡异常状态发展成熟的阶段,除了平流层顶西风急流向极一侧出现的涡动动量通量的异常辐散外,同时还有自 SPVE 发生前 60 天左右的平流层顶西风急流向极移动阶段就开始出现的持续的涡动动量通量的异常辐合和涡动热通量的异常辐散。从图 3.10a 中可以看到这与平流层内上传行星 1 波的异常减弱相照应,反映出极涡异常的增强而非向极收缩。这说明平流层行星波破碎导致的平流层极夜急流向极移动以及上传行星波减弱导致极涡强度的增加都在 SPVE 前的平流层环流异常达到峰值中起到了重要作用,这与 SSW 事件发生前极涡预先调节过程在成熟阶段主要出现平流层极夜急流向极移动的特征略有不同。

为了进一步探索 SPVE 事件发展过程中这两种不同因素的影响,这里针对 SPVE 事件前有无进入到平流层中异常的行星波强迫分为两组事件进行分析。这里本文简单的采用类似于 2.3 节中关于对流层波事件的定义方法,对于平流层 100hPa 上的波强迫过程定义出平流层的波强迫事件,简称 WE。一次 WE 的发生需要 11 天滑动平均的 EP 通量垂直分量的标准化异常在 100hPa 的气压层上大于 1 个标准差,这里主要以行星 1 波进行分析,且选取不同层次不会影响主要结果。另外,本文基于前文的结果,若一次 WE 事件发生在 SPVE 事件前 30 天内,则将这次 SPVE 事件判断为前期有平流层行星波强迫破碎的事件。据此,总共在 121 个 SPVE 事件中,有 31 个事件前存在平流层的异常行星波上传,90 个事件前没有异常强的行星波上传。这里使用 1 个标准差定义 WE 对于影响极涡预先调节过程的行星波强迫可能要求过高,但由于主要目的是来探讨有无行星波强迫对于 SPVE 事件发生发展的区别,因此选取更高的阈值得到的代表性事件能够更加便于对比两种过程的差异。

图 3.12 展示了 SPVE 前后平流层的经向 PV 梯度指数,极涡面积指数,极涡强度指数和 100 hPa 行星一波的 EP 通量散度随时间的变化,并根据 SPVE 前有无 100 hPa 的 WE 发生分为两组。首先,图 3.12d 表明当 SPVE 前有 WE 发生时,在事件发生前的 30 天内相比于没有 WE 发生的 SPVE 事件,EP 通量的辐合要显著更强,表明这些 SPVE 在前期平流层存在更强的波破碎过程。同时注意到也有较多的 SPVE (90 例)在前期没有异常强的平流层波破碎发生,与图 3.10a 中

SPVE 发生前涡动热通量在整个平流层的异常辐散相对应。根据 3 种平流层指数的演变可以看到无论前期有无平流层波破碎过程的发生,极涡边缘的经向 PV 梯度异常都在事件的第 0 天变得异常强,达到峰值。此外三种平流层中的异常都在 SPVE 发生前 60 天附近开始增强,演变为指数的正异常。在 SPVE 发生前 60 天至前 30 天期间,平流层异常在两类事件间的差异不大,都表现为极涡强度的增强(图 3.12c),极涡面积增大(图 3.12b),伴随着平流层中上层极涡边缘较弱的经向 PV 梯度的增加(图 3.12a),这些异常都反映了在极涡预先调节过程早期阶段极涡的异常增强,与前文结果一致。

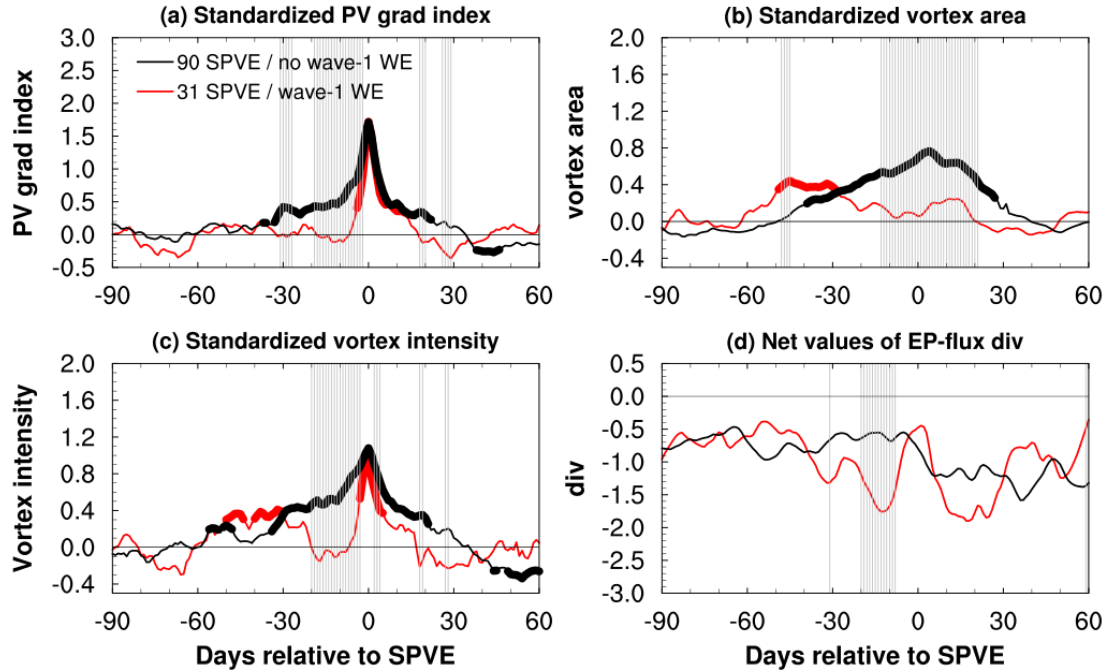


图 3.12 SPVE 发生前后 (a) 标准化的经向 PV 梯度指数、(b) 极涡面积指数、(c) 极涡强度指数和 (d) EP 通量散度的净值的时间序列。横轴的 0 代表 SPVE 发生的第 0 天。黑线代表 SPVE 发生前没有 1 波的 WE 发生,红线代表有 WE 发生。粗线部分代表异常通过了置信度为 0.05 的显著性检验。垂直的灰线代表两组序列之间的差异通过了置信度为 0.05 的显著性检验

而进入前文所述的前期极涡异常状态的成熟阶段后,即 SPVE 发生前 30 天

至第 0 天，两类 SPVE 中平流层异常的演变出现明显差异。在此阶段对于有平流层行星波破碎发生的 SPVE 事件中，受到行星波强迫的影响，极涡面积开始收缩，极涡强度和经向 PV 梯度也随之减弱，直到发生前 10 天时极涡强度和经向 PV 梯度开始显著增强，表现出行星波破碎后导致平流层极夜急流极移，极涡收缩，从而锐化极涡边缘的经向 PV 梯度的极涡预调节的典型特征。通过图 3.13 中经向 PV 梯度和纬向风异常 SPVE 的不同时间阶段随高度和纬度变化的空间结构可以更加清晰的看到，在有 WE 发生的 SPVE 发生前，纬向西风异常中心位于 60°N 的向极一侧，而向赤道一侧为纬向东风异常（图 3.13a-13.13h）。这种经向偶极子结构显然对应于极夜急流的向极移动。

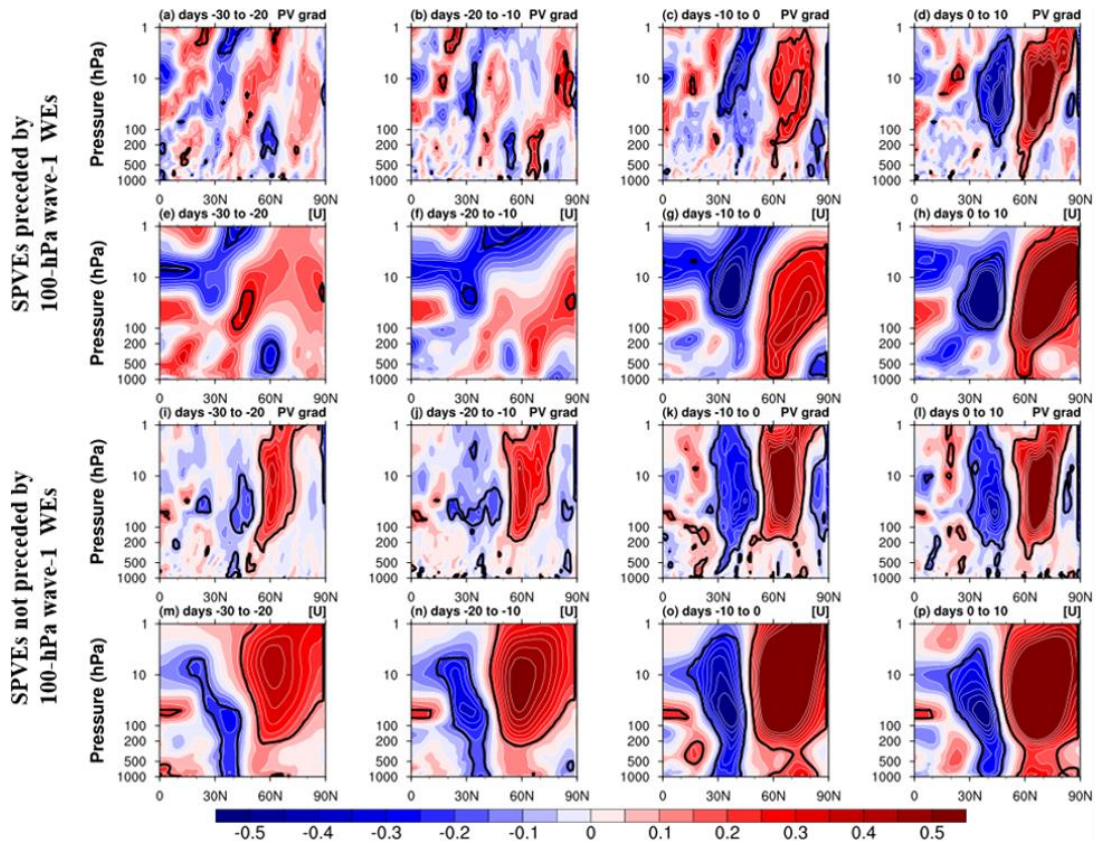


图 3.13 (a-d) 经向 PV 梯度和 (e-h) 纬向平均的纬向风在前期有 100 hPa 的 WE 存在的 SPVE 发生前（第 1 列）30-20 天、（第 2 列）20-10 天、（第 3 列）10-0 天和（第 4 列）发生后 0-10 天平均的标准化异常随高度和纬度的分布。(i-p) 与 (a-h) 一致，只是代表前期没有 WE 存在的 SPVE 的合成结果。粗的黑线代表通过 0.05 置信度的显著性检验

相反,在此阶段没有行星波破碎发生的 SPVE 中,三种平流层指标持续增强,直到第 0 天开始减弱。极涡面积和极涡强度的持续增强反映出这类事件主要是表现为上传行星波活动异常减弱导致的极涡异常增强,通过不断增大极夜急流的强度使得在急流中心的垂直方向上的经向 PV 梯度不断增强,而非极夜急流的极移导致的极涡的异常收缩。从图 3.13i-13.13p 中也可以更加清楚的看到,虽然在这些没有 WE 出现的 SPVE 发生前也在极涡边缘存在经向 PV 梯度的逐渐变陡,但是对应的纬向西风异常的中心始终位于 60°N ,而与低纬度纬向东风异常组成的经向偶极子中心位于 45°N 附近,对应于平流层极涡的增强以及面积的增大,其极涡面积直到第 0 天之后才开始减小。因此综合来看,极涡异常的增强以及行星波在平流层发生波破碎导致的极夜急流极移都可使得极涡边缘的经向 PV 梯度变得异常大,从而对 SPVE 以及 SSW 事件前的极涡预调节过程的形成与发展起到重要作用。

3.4 前期极涡异常状态对行星波活动的影响

前文已经对平流层增温事件前的极涡异常状态的演变特征和发生发展机制进行了分析,本节将对其造成的具体影响进行介绍,以为后面研究极涡预先调节过程和 SSW 事件的联系进行铺垫。前人的研究表明极涡预先调节过程期间在极涡边缘发生的经向 PV 梯度的锐化过程能够增大该处的折射指数,从而有利于更多的行星波向上汇聚到平流层极涡内部,或是直接通过触发共振来引发 SSW 事件 (Matthewman 和 Esler, 2011; Albers 和 Birner, 2014; Jucker, 2016)。由此可见,极涡预先调节过程主要通过调节垂直方向上行星波的向上传播来影响 SSW 事件的发生,从本文图 3.7 和 3.8 中也可看出这个性质。但是到目前为止,对于极涡预先调节过程影响行星波上传的时间,强度,波数以及高度层等具体信息均没有一个清晰的认知,本节将对极涡预先调节过程影响下上传行星波的异常情况探讨。

图 3.14 分别显示了不同高度下波数 1, 波数 2, 以及前两波总和的 EP 通量垂直分量 F_p 的 11 天滑动平均的标准化异常在 SPVE 发生前后的时间演变序列。

这里选用 700 hPa 和 500 hPa 代表对流层波强迫情况，选用 100 和 50 hPa 代表平流层波强迫情况，高度层的选取并不显著影响结果。在 SPVE 发生前，合成结果中对流层的 F_p 异常在不同波数下都持续减弱了近 10 天，且平流层中行星 1 波以及总的前 2 波的 F_p 异常也在 SPVE 发生前显著减弱，并滞后于对流层的异常。这说明大多数 SPVE 的发生确实受到上传行星的异常减弱所导致的极涡增强的显著影响。

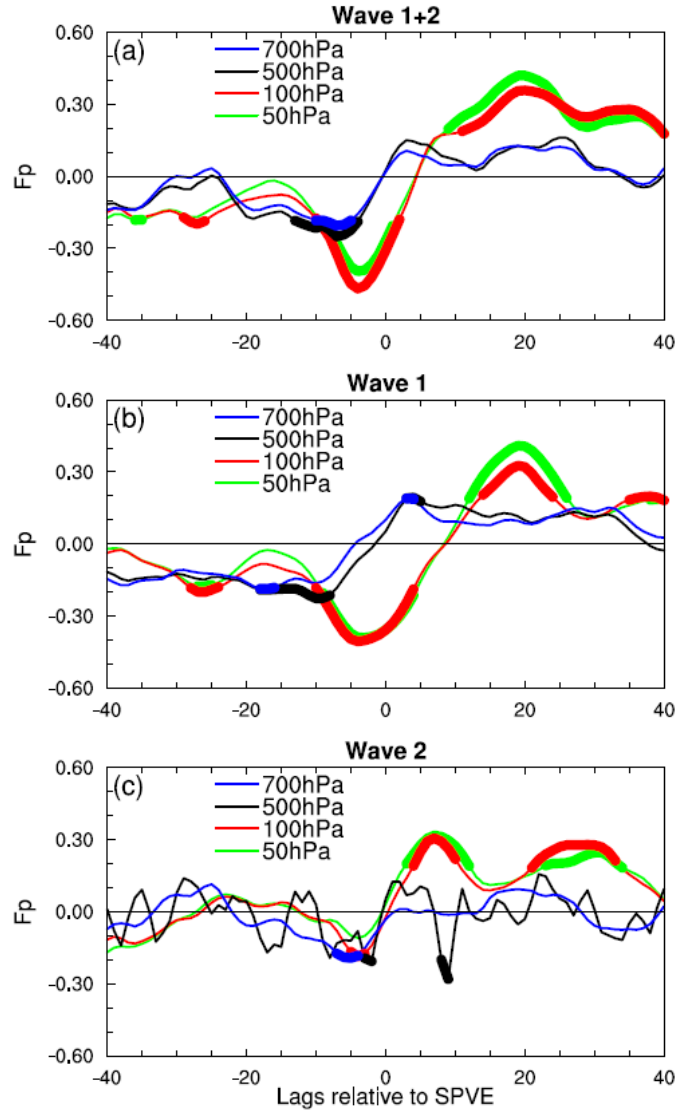


图 3.14 SPVE 合成的 (a) 纬向前 2 波、(b) 纬向 1 波和 (c) 纬向 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常的时间序列。蓝线、黑线、红线和绿线分别代表 700 hPa、500 hPa、100 hPa 和 50 hPa 高度上的异常。横轴的 0 代表 SPVE 的第 0 天。粗线部分代表异常通过了置信度为 0.05 的显著性检验

在 SPVE 的第 0 天之后, 前两波总和以及波数为 1 的 F_p 异常在平流层和对流层都呈增强趋势, 但仅在平流层内变得异常强大 (图 3.14a 和 3.14b, 红绿线)。同时, 行星 2 波的 F_p 异常也仅在平流层内显著增强, 在对流层中表现出稳定的演变 (图 3.14c)。这表明 SPVE 的发生对于平流层行星波的上传的确有显著的调节作用。另一方面, 平流层内行星 1 波和 2 波的 F_p 异常显著增强的周期并不相同。平流层行星 1 波的 F_p 异常呈现持续增加的趋势, 在滞后+20 天左右达到峰值, 并一直维持到 SPVE 发生后 40 天左右。行星 2 波的异常在 SPVE 发生后随即开始显著增强, 并在滞后+6 天左右已达到峰值。平流层内行星 2 波的这种快速放大类似于平流层内波动共振增长的概念 (Esler 和 Scott, 2005; Albers 和 Birner, 2014)。在这个行星 2 波的快速增强阶段结束后, 平流层内行星 2 波的异常在滞后+20 天至+30 天中与行星 1 波一同维持缓慢的增强, 这可能归功于除了共振增长之外, 平流层有利的环境对行星波上传的持续聚焦的作用。上述结果表明, 当 SPVE 或极涡预调节过程发展成熟后, 能够对后续整个平流层内行星 1 波和行星 2 的向上传播都有着显著的促进作用, 且作用时间平均而言能长达 30-40 天, 为在平流层内积蓄足够的波强迫引发 SSW 事件提供有利条件。同时, 极涡预先调节过程发展成熟后还能够有一些情况下将平流层内的环流调整到合适的状态, 引发行星 2 波快速、强大的共振增长, 对于以行星 2 波的增强为主导因素的极涡分裂型 SSW 事件的发生无疑具有重要影响。

图 3.12 表明 SPVE 的发生根据前期有无行星波在平流层发生波破碎可以分为两类, 那么是否这两类 SPVE 对后续行星波的上传影响也有差异? 为回答这个问题, 图 3.15 给出了 SPVE 事件发生前根据有无 WE 事件分为两组后的行星 1 波和行星 2 波的 F_p 异常随高度和时间的演变。首先在前期有明显的平流层波破碎发生的 SPVE 中, 在事件发生前约 30 天有异常强的行星 1 波向上传播至平流层内, 并且持续到临近事件发生为止, 同时还有较强的行星 2 波从超前 40 天左右出现异常的上传, 并能维持近 20 天。相反, 在前期没有平流层波破碎的 SPVE 中反而出现行星 1 波向上传播的持续减弱, 反映出极涡强度的增大。而在两类 SPVE 发生后, 平流层内的行星 1 波都在滞后约 20 天左右表现出异常的向上传播特征, 仅在对流层的异常中有所不同。两类事件发生后波强迫的差异的主要在

于行星 2 波的异常响应。在前期存在平流层波破碎的 SPVE 发生后，行星 2 波表现出了与行星 1 波变化一致的特征，即在滞后 20 天左右在平流层和对流层都出现行星 2 波的异常传播，反映出有利的平流层状态对于促进行星波聚焦的性质（Jucker, 2016）。而在前期主要表现为极涡增强的 SPVE 中，平流层内行星 2 波最突出的特征是事件发生前几乎瞬时出现在整个平流层内的波动向上传播的异常增强，且在对流层内没有异常信号，这非常对应于平流层内波共振的概念（Matthewman 和 Esler, 2011, Albers 和 Birner, 2014）。因此，无论前期有无平流层波破碎发生，在 SPVE 发生后，极涡边缘经向 PV 梯度的变大都会促进平流层内行星波的异常上传。但是，有强的行星波在平流层发生波破碎的 SPVE 主要表现为促进上传的行星波更多的聚焦到平流层内部的性质，而由极涡增强导致的 SPVE 除了对行星 1 波的聚焦外，还可能导致平流层内行星波的共振增长。

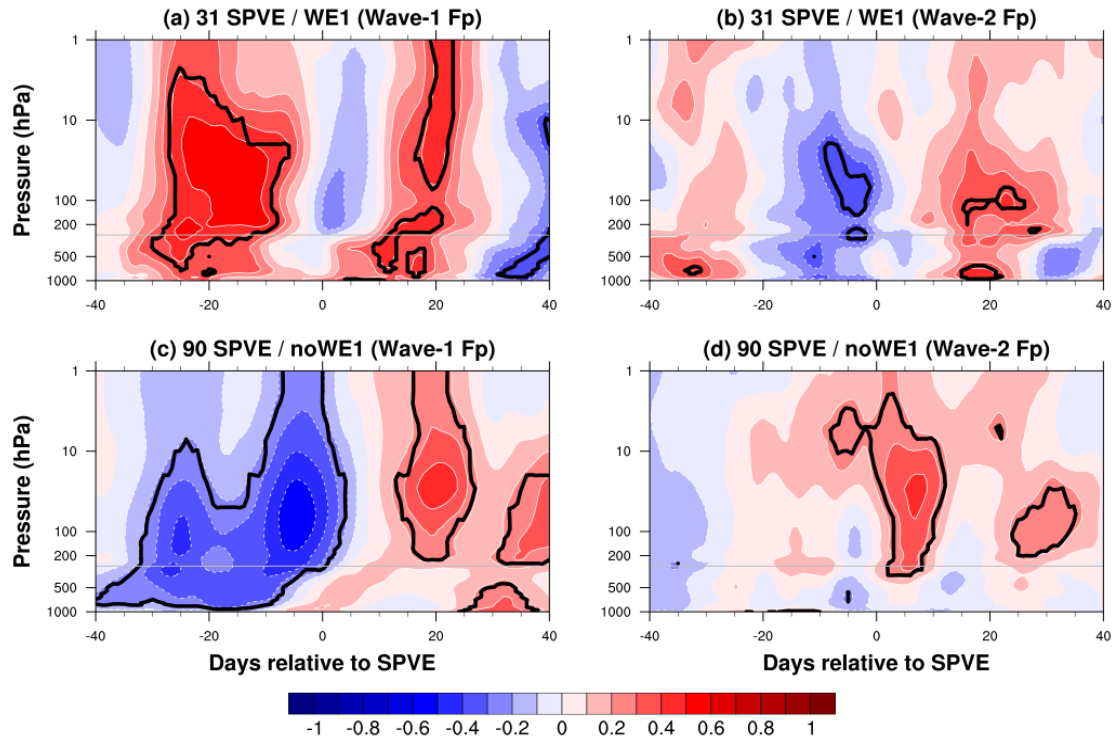


图 3.15 前期有 100hPa 的 WE 发生的 SPVE 合成下的 (a) 纬向 1 波和 (b) 纬向 2 波的 EP 通量垂直分量在 45°N-75°N 平均后的标准化异常随高度和时间的变化。(c-d) 与 (a-b) 一致，但为前期没有 100hPa 的 WE 发生的 SPVE 合成结果。横轴的 0 代表 SPVE 的第 0 天。粗线部分代表异常通过了置信度为 0.05 的显著性检验

3.5 本章总结

平流层增温事件发生前的极涡异常状态也被称为极涡预先调节过程，可能是支持平流层增温事件发生的必要性条件。本章通过对平流层的多种变量进行诊断分析，并以在冬季主导平流层大气环流变率的 SSW 事件前为研究对象，探究了这种极涡异常状态的演变特征及其机制。

研究结果表明，若以 SSW 事件发生前平流层极涡边缘经向 PV 梯度的异常增大作为极涡预先调节过程的标志，整个过程中的生命周期可长达近 60 天。在初始阶段，异常信号最早可在 SSW 事件发生前的第 60 天左右出现在平流层上层，也有一些事例最先出现在平流层底部。其中，平流层上层出现的极涡异常信号与平流层上层西风急流的向极移动所导致的极涡异常的增强过程有关，可能受到太阳辐射循环和动力强迫共同影响。在发展阶段，平流层上层出现的极涡异常信号随着纬向西风急流进一步的向极并向下移动，逐渐覆盖了整个极区平流层；另一方面，最先在平流层中下层出现的极涡边缘经向 PV 梯度的增大能够为行星波的向上传播提供便利，使得行星波的异常辐合出现在平流层中上层，从而增大平流层中上层的经向 PV 梯度。最终两个途径都使得极区平流层大部分区域出现经向 PV 梯度的正异常，易于更多的行星波进入极涡内部。在平流层中发生的波破碎会促使平流层极夜急流向极移动，极涡向极收缩，增大极涡边缘的经向 PV 梯度。由此，极涡预调节过程出现了“规范式”的异常特征，可以说极涡预调节过程进入了发展成熟的阶段（Lawrence 和 Manney, 2020）。

极涡预先调节过程在发展成熟后，极涡边缘的经向 PV 梯度异常强，显著增大了极区平流层中的折射指数，从而使得平流层状态非常有利于行星波活动向平流层极涡内部汇聚，更多的行星波破碎又会使得极夜急流进一步极移，经向 PV 梯度进一步增强，形成一个正反馈过程，以至于极涡前兆信号能够在成熟之后维持较长时间甚至进一步发展。因此 SSW 事件不必在极涡预先调节过程发展成熟后立刻发生，可以等到平流层继续演化到一个平流层处于极度有利于行星波上传的峰值，或是恰逢对流层内出现异常的波源再最终引发 SSW 事件。

本章还利用极涡边缘的经向 PV 梯度这个极涡预先调节过程期间最有代表性

的变量定义出 SPVE，来代表一次平流层增温事件发生前极涡异常过程的发生。经过诊断，SPVE 能够较好的反映出极涡预先调节过程的基本特征与性质，进一步验证了极涡预先调节过程期间的环流演变特征和发生发展机制。

最后，平流层增温事件前的极涡异常状态在发展完毕后能够显著促进后续数十天内平流层中行星 1 波以及行星 2 波的向上传播。并且这种极涡前兆信号根据触发机制的不同，有通过对行星波活动的波聚焦以及平流层内的波共振两种影响方式来对 SSW 事件的形成产生影响。

第四章 前期极涡状态在平流层增温事件形成中的作用

4.1 引言

在早期对于平流层增温事件的相关研究中,源自于对流层的异常波强迫往往被认为是导致增温事件发生的主导因素(Matsuno, 1971; Limpasuvan 等, 2004; Polvani 和 Waugh, 2004; Nishii 等, 2009; Sjoberg 和 Birner, 2012),因为影响平流层极涡扰动的行星罗斯贝波其源头便是来自于对流层。而对流层的阻塞、MJO 和 ENSO 等现象则对引起平流层增温事件的异常波源有重要影响(Martius 等, 2009; Butler 和 Polvani, 2011; Garfinkel 等, 2012; Barriopedro 和 Calvo, 2014; Liu 等, 2014)。但是在近些年来,也有研究发现仅仅依靠对流层的强迫过程很难解释大部分平流层增温事件的发生,比如仅有 1/3 的对流层阻塞事件以及不到 30%的对流层极端波活动事件在发生后有 SSW 事件的形成(Martius 等, 2009; Birner 和 Albers, 2017; de la Cámara 等, 2019)。而除了对流层的异常强迫外,有研究通过理想模式验证发现当固定对流层不变时,仅依靠平流层的变化也可以自发的形成平流层增温事件(Scott 和 Polvani, 2004, 2006; Esler 和 Scott, 2005; Sjoberg 和 Birner, 2014)。观测资料和再分析资料也都表明前期平流层异常的出现是平流层增温事件发生前普遍存在的现象(Jucker, 2016; Lawrence 和 Manney, 2020)。

由此可见,前期极涡异常状态的调节可能与对流层异常波强迫一样,是能够决定平流层增温事件能否发生的关键因素。上一章节已经对极涡预调节过程的基本特征和作用机制进行了阐释。但是到目前为止,前期极涡异常信号与平流层增温事件之间确切的联系和统计关系尚不清楚。并且作为平流层增温事件形成中的两个关键性因素,平流层的极涡预先调节过程和对流层的异常波强迫是协同作用,还是各自主导不同的事件?二者的相对重要性到底如何?到目前为止,这些问题还并没有一个清晰的回答,而平流层的极涡预先调节过程和对流层的异常波强迫在引发平流层增温事件中的相对重要性问题已经成为了国际平流层领域关注的焦点之一(Baldwin 等, 2021)。这些问题的进一步研究能够为提高平流层增温

事件及其下传影响导致的对流层次季节到季节尺度上的天气、气候变化的预测技巧和预报时效具有重要帮助。本章后续部分将围绕着 4.2 节前期极涡异常状态与平流层增温事件之间的具体联系、4.3 节前期极涡异常状态与对流层异常波强迫在平流层增温事件形成中的协同作用、4.4 节前期极涡异常状态和对流层异常波强迫的相对作用以及 4.5 节本章总结进行展开。

4.2 前期极涡异常状态与平流层增温事件之间的具体联系

前文已经给出了极涡预先调节过程期间极涡异常状态的演变特征及其发生发展机制,本节将继续对这种平流层环流的异常变化过程与平流层增温事件之间的具体联系进行探讨。本章将继续使用 SPVE 来代表一次极涡预先调节过程,并根据 SSW 事件发生前 30 天内是否有 SPVE 出现来判断 SSW 事件前是否有极涡的异常状态出现。这里使用 30 天作为时间间隔是以 SSW 事件发生前极涡异常状态平均发展成熟的时间段为基准,略作调整并不会影响主要结果。据此定义,总共有 37 个 SSW 事件前存在 SPVE,而有 26 个事件发生前没有 SPVE(表 4.1)。可以统计出约有 58.7%的 SSW 事件在发生前存在 SPVE,因此大部分 SSW 的发生能够与前期平流层的异常演变存在可能的联系。下面对这两类分组下 SSW 事件的波动特征进行分析。

表 4.1 SSW 事件前有无 TWE 和 SPVE 发生的统计状况。

	Total SSWs (63)
Preceded by SPVEs	37 (58.7%)
Preceded by TWEs	33 (52.4%)
Preceded by SPVEs / 700-hPa TWEs	19 (30.2%)
Preceded by SPVEs / no 700-hPa TWE	18 (28.6%)
Preceded by no SPVE / 700-hPa TWEs	14 (22.2%)
Preceded by no SPVE / no 700-hPa TWEs	12 (19.0%)

图 4.1 给出了根据 SSW 事件前有无 SPVE 的发生分为两组研究的 EP 通量的垂直分量 F_p 随高度和时间的演变。首先从前两波总和的 F_p 异常可以看到 SSW 事件发生时上传行星波强迫的异常中心都集中在平流层内,且平流层内的波强迫异

常在两类 SSW 事件中基本一致。但是，在 SSW 发生前的波强迫异常存在两点明显不同，第一个差异是前期对流层中的波强迫异常：在与前期没有 SPVE 发生的 SSW 事件中对流层异常强的行星波强迫持续近 30 天相比（图 4.1b），对流层上传行星波强迫的异常在前期有 SPVE 发生的 SSW 事件中相对较弱，持续时间较短，并主要集中在对流层中上层（图 4.1a）。第二个差异是 SSW 发生前期平流层内的行星波异常：当前期有 SPVE 存在时，平流层上层内的行星波强迫在 SSW 发生前 30 天左右就出现了上传行星波的异常增强，在发生前 20 天左右变得显著，并超前于对流层中出现较强行星波强迫的时间（图 4.1a）。而在前期没有 SPVE 存在时，平流内行星波异常的出现时间相对较晚，并且滞后于对流层内的行星波强迫出现时间（图 4.1b）。

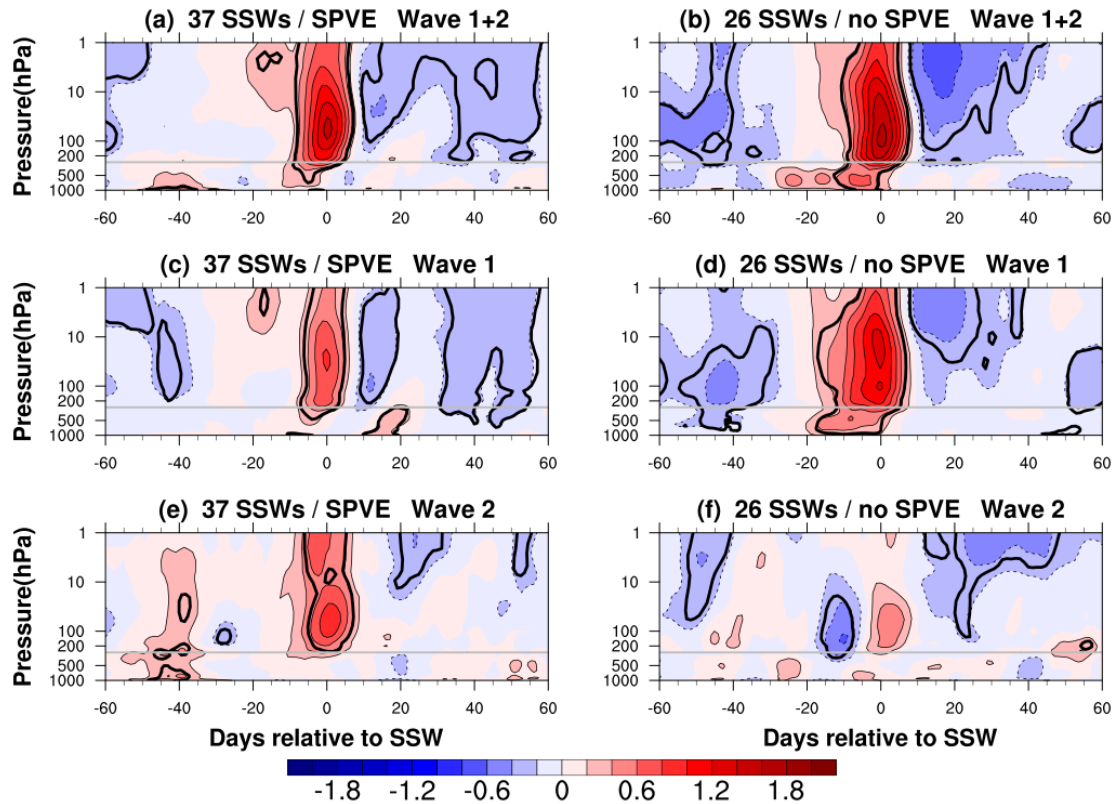


图 4.1 （左列）前期有 SPVE 发生的 SSW 事件合成的（a）纬向前 2 波、（c）纬向 1 波和（e）纬向 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常随高度和时间的演变。右列与左列类似，但为前期没有 SPVE 发生的 SSW 事件的合成结果。粗的黑线代表异常通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 SSW 事件的第 0 天。水平灰线为近似的对流层顶高度（约 270 hPa，后文亦同）

分别从行星 1 波和行星 2 波来看, 前期有无 SPVE 存在的两类 SSW 事件中行星波强迫的差异变得更加显著。当前期有 SPVE 存在时 (图 4.1c 和 4.1e), 无论是行星 1 波还是行星 2 波, 都仅在平流层内表现出了显著增强的上传行星波异常, 平流层上层较弱的行星波强迫在 SSW 事件发生前 30 天已经出现, 而在对流层, 尤其是在对流层中低层, 几乎没有异常强的波源出现。这些结果表明有在 SPVE 存在的 SSW 事件中, 平流层内行星波强迫的异常显著受到了事件发生前期平流层内部的调节, 而对流层的作用可能相对有限。当前期没有 SPVE 存在时, 在对流层存在异常显著的波源使得上传的行星 1 波增强, 并早于平流层内行星波异常出现的时机。于此同时, 在这些事件中, 行星 2 波并没有如另一类事件一般在平流层内出现显著的增强, 反映出这些 SSW 事件可能更多的是靠对流层内行星 1 波的异常增强所引发。

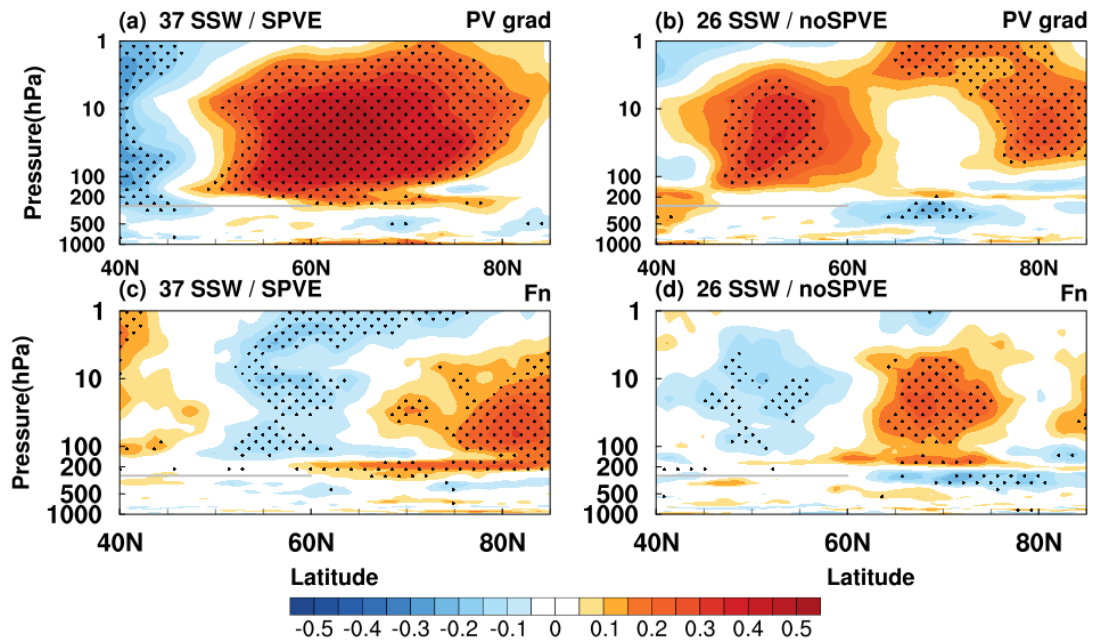


图 4.2 SSW 事件发生前 30 天平均的标准化经向 PV 梯度异常 (第一行) 和 F_n 异常 (第二行)。左列为 SSW 事件发生存在 SPVE 的合成结果, 右列为不存在 SPVE 的合成结果。打点区域代表异常通过 0.05 置信度的显著性检验

上述分析表明, 在前期有 SPVE 存在的 SSW 事件中, 其形成可能显著受到

了平流层自身的调节影响。而在前期没有 SPVE 存在的 SSW 事件中，其形成可能主要是靠对流层内出现异常的波源从而提供异常强的行星波强迫所引发。为了进一步验证以上猜想，图 4.2 进一步给出了两类 SSW 事件发生前 30 天内的经向 PV 梯度异常和 F_n 异常随高度和纬度的变化来分析其平流层内异常状态的差异。可以看到，当前期有 SPVE 发生时，这类 SSW 事件发生前在极涡边缘附近出现了显著的经向 PV 梯度的正异常以及 F_n 的负异常，这些异常以 60°N 为中心，出现在整个平流层中（图 4.2a 和 4.2c）。负的 F_n 异常更有利于行星波向这些区域汇聚，因而在极涡边缘处形成的这种垂直深厚的负 F_n 异常结构为行星波向平流层极涡内部汇聚充当了波导作用，促进了更多的行星波活动进入平流层极涡内部从而引发 SSW 事件。

当 SSW 事件发生前没有 SPVE 出现时，平流层内的环境与另一组 SSW 事件完全不同。此时，平流层内正的经向 PV 梯度异常集中在 50°N 以及 80°N 附近，而在极涡边缘的 60°N 附近只表现出较弱的正异常。另一方面，与经向 PV 梯度的异常相对应，负的 F_n 异常也仅出现在了 50°N 附近的平流层内，并且相对较弱。通过与前期有 SPVE 存在的 SSW 事件相比较，在这类没有 SPVE 存在的 SSW 事件中，前期平流层环境显然对于这些 SSW 事件的形成影响有限。但是值得一提的是，在这些前期没有 SPVE 发生的 SSW 事件中，即使前期平流层环境并没有特别有利于 SSW 事件产生，其平流层内的环流状态并没有阻碍行星波的上传。在整个中高纬度以及极涡边缘较弱的经向 PV 梯度的正异常也表明前期平流层环境可能依然为行星波的向上传播提供了便利，只是影响不如另一组 SSW 事件显著。

大部分的 SSW 事件前都有 SPVE 的出现，并明显受到了平流层异常的调节。并且，SPVE 与 SSW 相关的统计数字远高于前人研究中对流层的异常波强迫过程与 SSW 的联系（Birner 和 Albers, 2017; de la Cámara 等, 2019），这表明前期平流层极涡自身的调节对于 SSW 的发生有着不可忽视的重要作用。但是根据统计也可以发现总共约有 31% (37/121) 的 SPVE 在发生后有 SSW 事件的出现，而更多的 SPVE 发生后并没有 SSW 事件出现。这些数字表明 SPVE 或极涡预先调节过程可能更多的是反映 SSW 发生的必要条件而不是充分条件。当然，本文

以 1 个标准差为 SPVE 的标准也可能遗漏了更多一般性的平流层异常环境从而导致比例降低。下面本文将进一步探讨为什么有较多的 SPVE 发生后并没有 SSW 事件的形成。

图 4.3 给出了垂直方向上不同纬向波数的行星波强迫在 SPVE 发生前后随高度和时间的演变过程，并且根据后续有无 SSW 发生将 SPVE 分为两组。从图中可以看到两类 SPVE 在发生前后的行星波强迫状况均有明显区别。首先在 SPVE 后续有 SSW 出现的这类事件中（图 4.3 左列），行星 2 波的波强迫在超前 SPVE 发生 30 天左右的对流层和平流层中都有一次异常向上传播的过程，且行星 1 波也在事件发生前 20 天内在平流层上层就出现异常向上的传播，表明这些 SPVE 的发生受到了平流层内行星波破碎的影响。相反，在后续没有 SSW 出现的 SPVE 中（图 4.3 右列），在发生之前表现出行星 1 波持续从对流层一直到平流层内向上传播的减弱过程，表明出极涡的异常增强。平流层内的行星波破碎与极涡的增强也是 3.3 和 3.4 节中所提到的引发 SPVE 或 SSW 事件发生前的平流层极涡异常状态的两种方式。这反映出由行星波破碎引发的平流层极涡异常可能更有利于 SSW 事件的发生，这与本文第 3 章中以及前人研究结果中 SSW 事件前的普遍特征一致（Albers 和 Birner, 2014）。

在 SPVE 发生后，若后续有 SSW 存在（图 4.3 左列），则平流层内异常向上传播的行星 1 波和行星 2 波强迫都集中出现在 SPVE 发生后 20 天内，且行星 2 波的异常更是主要出现在 SPVE 后的 10 天内，这反映出平流层对于平流层内部行星波向上传播的促进作用。此外，对流层内行星 1 波的上传在 SPVE 发生后也有微弱的增强，这反映出对流层的向上波强迫可能与平流层自身的调节一同对平流层 SSW 的发生产生协同作用。而当 SPVE 后续没有 SSW 存在时，平流层内仅在发生后的 20 天左右出现行星一波的异常增强，并没有行星 2 波以及对流层内行星波的明显增强。这个异常现象更加类似于前期上传行星波异常减弱后的恢复过程。以上结果表明，SPVE 或极涡预调节过程能否顺利引发后续的 SSW 事件与前期行星波强迫有密切关系。由平流层内的行星波破碎引发的 SPVE 能够显著的促进后续平流层内行星波的上传，从而容易引发 SSW 事件。而由极涡异常的增强所引发的 SPVE 虽然也会在发生之后伴随着平流层内上传行星波活动的增

强,但由于前期上传行星波活动的持续减弱,导致平流层内难以聚集到足够的波活动来激发 SSW 事件。

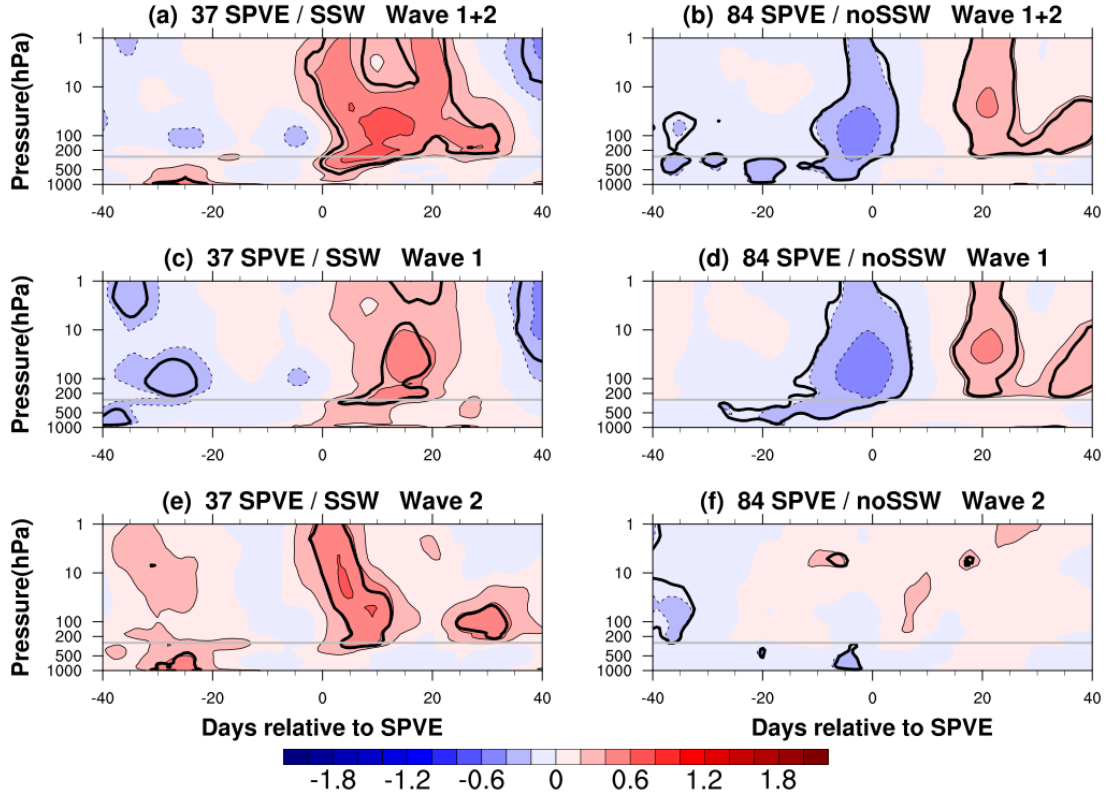


图 4.3 SPVE 根据后续 (左列) 有 SSW 和 (右列) 没有 SSW 事件发生分为两类的合成的 (a) 纬向前 2 波、(c) 纬向 1 波和 (e) 纬向 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常随高度和时间的演变。右列与左列类似, 但为前期没有 SPVE 发生的 SSW 事件的合成结果。粗的黑线代表异常通过置信度为 0.05 的显著性检验。

4.3 前期极涡异常状态与对流层异常波强迫的协同作用

前文已经表明极涡预先调节过程能够对大部分 SSW 事件的形成起到重要的作用。而在平流层自身进行调节时, 对流层也可能在同一时间出现异常的波强迫 (图 4.2c), 从而与平流层一起对这些 SSW 事件的形成产生协同影响。本节将针对于 SSW 事件发生前同时存在的对流层异常波强迫以及极涡预先调节过程这二者对这些 SSW 事件形成中的具体作用进行研究。

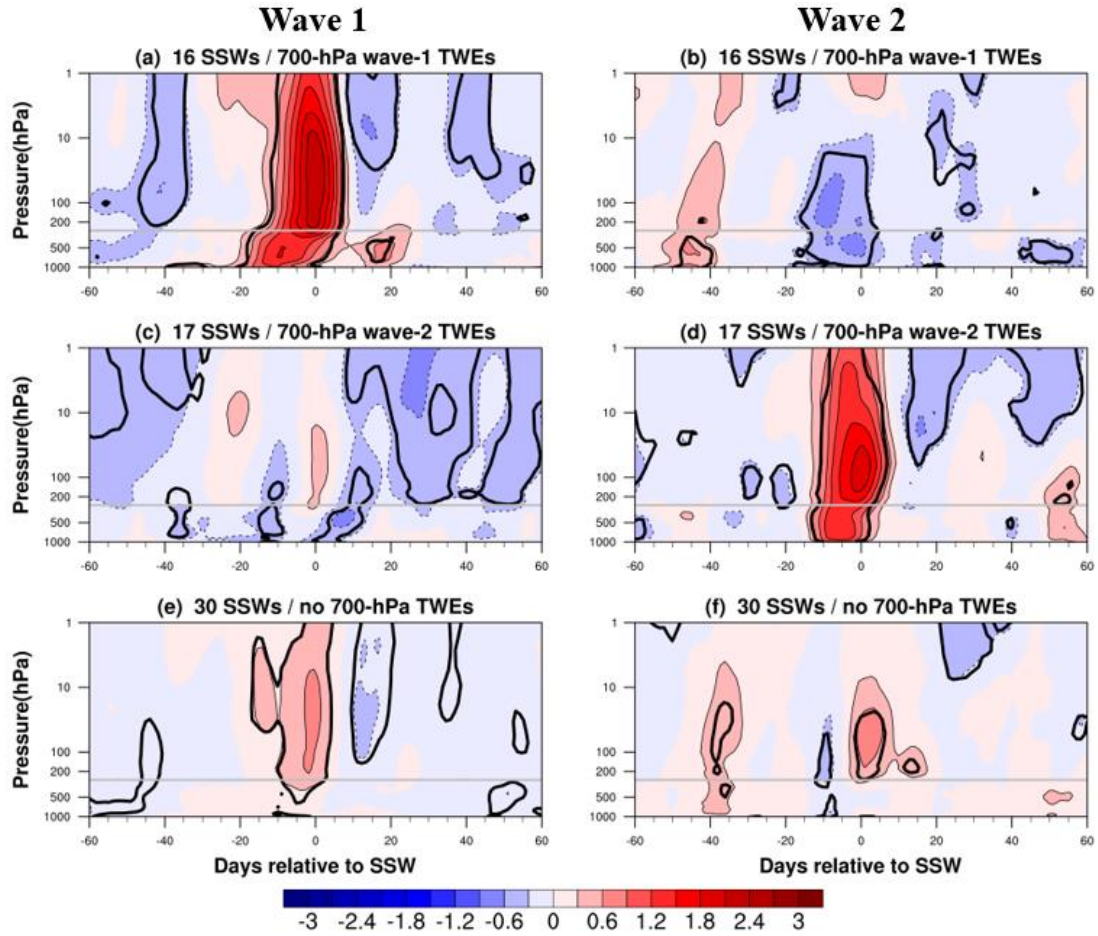


图 4.4 （第一行）前期有纬向 1 波的 700 hPa 的 TWE 发生的 SSW 事件、（第二行）有纬向 2 波 TWE 发生的 SSW 事件和（第三行）前期没有 700 hPa 的 TWE 发生的 SSW 事件合成下的（左列）纬向 1 波和（右列）纬向 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常随高度和时间的演变。粗黑线代表通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 SSW 的第 0 天

本文对流层波强迫过程采用 2.4 节中所定义的对流层波活动事件（TWE）来进行表征。若一次 TWE 的发生时机早于一次 SSW 发生前的 20 天内，则认为这次 TWE（SSW）在发生后（前）存在 SSW（TWE）事件。图 4.4 根据 SSW 事件前有无 TWE 发生来将 SSW 事件分为两类，给出了不同类别 SSW 中行星 1 波和行星 2 波的垂直波通量随高度和时间的演变。由于行星 1 波和 2 波之间高度的负相关关系（Labitzke, 1978, 1981），在对流层行星 1 波的向上传播增强时，往往对流层内的行星 2 波较弱，反之亦然（图 4.4a-4.4d）。所以本文分别根据行星 1 波的 TWE 和 2 波的 TWE 分别进行探讨。当 SSW 事件发生前存在行

星 1 波或行星 2 波的 TWE 时，都分别仅有对应行星波数的波活动在垂直方向上显著增强，并且遍布整个平流层和对流层（图 4.4a 和 4.4d），但异常中心都位于平流层内。而其他波数行星波的向上传播仅仅在平流层中表现出了较弱的增强（图 4.4b 和 4.4c）。此外，无论是在 SSW 发生前的对流层存在行星 1 波的上传异常还是行星 2 波的异常，在早期的平流层中上层还会有较弱的行星波的异常向上传播，甚至超前于对流层的波强迫出现显著异常的时机。这些结果都反映出即使在对流层存在异常强的波强迫时，平流层的调节也存在于这些 SSW 事件形成之前，并且使得平流层能够聚集更多的行星波活动。

而当 SSW 发生前在对流层没有异常强的行星波强迫时（图 4.4e-4.4f），不仅仍然在平流层出现了上传行星波的增强，行星 1 波和行星 2 波都出现了明显的异常，这反映出平流层自身的调节对于这些 SSW 形成的重要影响。但是将前期没有异常波强迫的 SSW 事件与前期有波强迫的 SSW 事件进行比较，显然当前期有对流层的波强迫时，平流层内有更多的行星波向上传播，对极涡造成更大的扰动。因此平流层的调节和对流层异常波强迫的协同作用相比于只有平流层自身的影响能够对平流层内的行星波活动产生更大的影响，从而更容易激发 SSW 事件。

图 4.5 给出了 TWE 根据后期有无 SSW 事件发生分为两类后的行星波在垂直方向上的传播随高度和时间的变化。在后续有 SSW 事件出现的这类 TWE 中（图 4.5a），行星波的向上传播在第 0 天前后的平流层和对流层都得到显著增强，异常中心位于平流层低层。平流层中上层出现上传行星波异常增强的时机超前于对流层出现异常波源的时机，这些现象与前文有平流层过程参与的结果相一致。这表明在这些前期有对流层异常波源出现的 SSW 事件的形成中，平流层的调节作用同样起到了重要作用。相反，当 TWE 发生后没有 SSW 事件形成时（图 4.5b），对流层中的异常波强迫表现出明显的随时间向上传播的过程，且异常的行星波强迫进入平流层后明显小于对流层内的异常强度，反映出此时平流层的状态较大程度的阻碍了对流层行星波向平流层极涡内部的进一步传播。通过两类 TWE 中上传行星波活动的进一步对比可以看到，差异主要体现在后续有 SSW 事件产生的这类 TWE 中平流层内的上传行星波强迫远强于后续没有 SSW 事件产生的这类 TWE 的合成结果，并且这种区别从 TWE 发生前就已经出现，一直到 TWE 出现

后达到峰值。与平流层中的差异相反，两类事件的上传行星波活动在对流层内几乎没有区别，这无疑反映了平流层中的调节作用对于 TWE 能否最终引发 SSW 的重要影响。

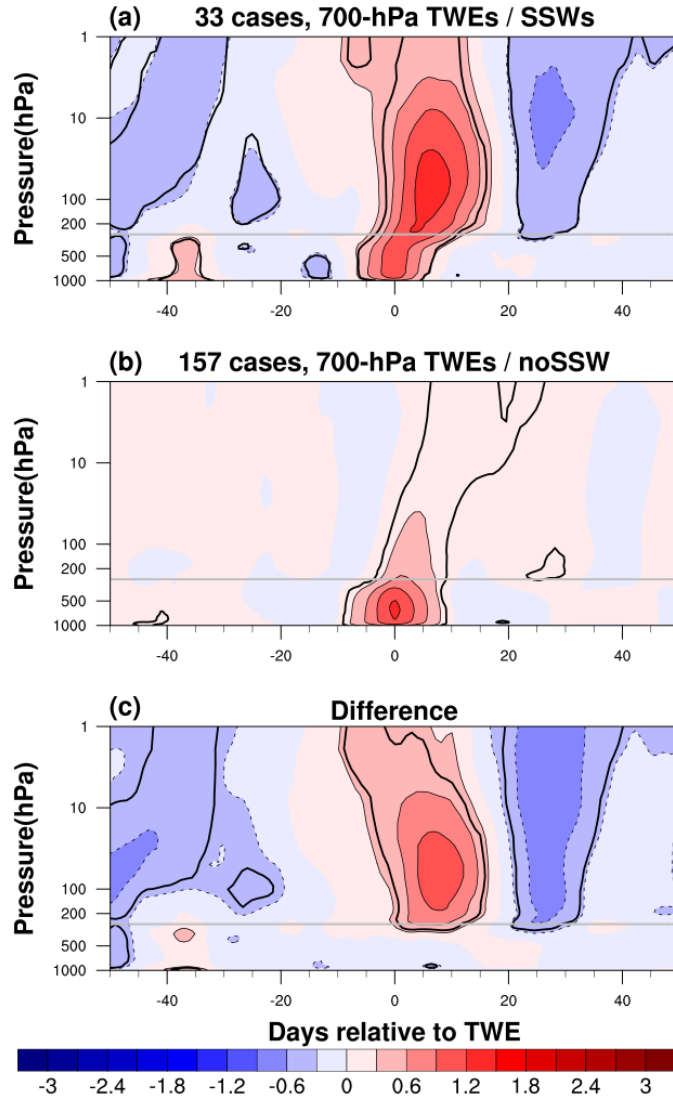


图 4.5 (a) 后续有 SSW 发生的 TWE 和 (b) 后续没有 SSW 发生的 TWE 合成的纬向前 2 的 EP 通量垂直分量的标准化异常随高度和时间的演变。(c) 为 (a) 和 (b) 的差。粗黑线代表通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 TWE 的第 0 天

为了确认这种平流层自身的状态对于 TWE 的影响，图 4.6 给出了根据后续是否有 SSW 发生而分为两类的 TWE 在发生前 30 天中的经向 PV 梯度和 F_n 随高度和纬度的异常变化。可以看到，无论在两类 TWE 中，经向 PV 梯度和 F_n 的

变化都高度一致。在后续有 SSW 发生的这类 TWE 中（图 4.6 的左列），经向 PV 梯度的正异常几乎占据了整个中高纬度的平流层，并且异常中心位于 60°N 附近的平流层极涡边缘。与此同时，负的 F_n 异常也占据了 60°N 附近的平流层中，这显然为行星波活动沿着这个区域进入到平流层极涡的内部提供了有利条件。

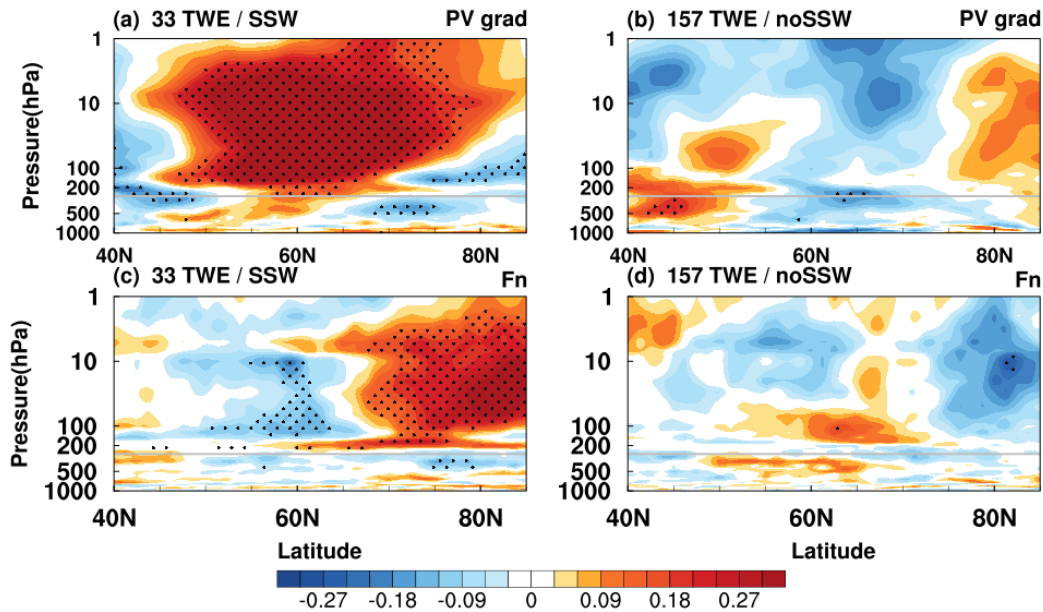


图 4.6 TWE 事件发生前 30 天平均的标准化经向 PV 梯度异常（第一行）和 F_n 异常（第二行）。左列为 TWE 事件发生后存在 SSW 的合成结果，右列为不存在 SSW 的合成结果。打点区域代表异常通过 0.05 置信度的显著性检验

与此形成鲜明对比的是后续没有 SSW 事件形成的 TWE 发生前的平流层环境（图 4.6 的右列）。可以看到在这类 TWE 发生前的 60°N 附近的平流层内垂直方向上呈现出弱的经向 PV 梯度的负异常。同时，在对流层高层到平流层低层的极涡边缘出现正的 F_n 的异常。这种平流层的环流结构显然阻碍了对流层中的行星波向平流层内部传播，从而导致图 4.5b 中的结果：尽管在对流层内出现了异常强的波源，但是平流层内还是缺乏足够强的行星波强迫来激发 SSW 事件。这些结果充分地说明了平流层内的调节与对流层的异常波强迫的协同作用对于 SSW 形成的重要性：仅有对流层内异常强的波强迫往往无法单独引发 SSW 事件，还需要平流层内部的调节过程来为更多的行星波上传至平流层极涡内部提供

条件；而平流层的调节自身往往也难以引发扰动幅度较大的 SSW 事件，对流层异常波强迫的参与能够为平流层内的扰动提供更多的行星波活动。

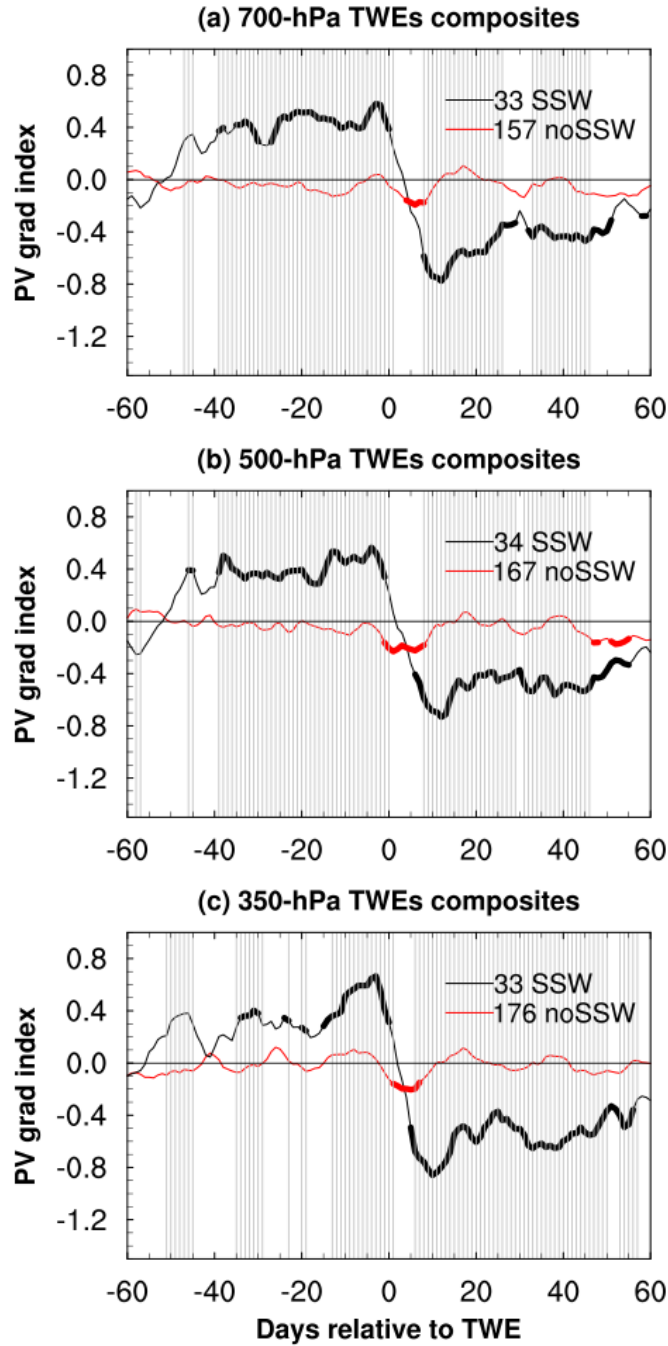


图 4.7 (a) 700 hPa 的 TWE、(b) 500hPa 的 TWE 和 (c) 350 hPa 的 TWE 合成的标准化经向 PV 梯度指数的时间序列。黑线和红线分别代表 TWE 发生后存在和不存在 SSW 事件。粗线部分代表异常通过置信度为 0.05 的显著性检验。垂直的灰线代表两组序列的差异通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 TWE 的第 0 天

前文主要根据对流层低层的异常行星波活动进行分析,图 4.7 给出了不同对流层高度上的 TWE 在发生前后的平流层经向 PV 梯度指数的演变来进一步验证平流层与对流层波强迫的协同作用对于 SSW 事件发生的重要性。这里以 700hPa, 500hPa, 和 350hPa 三个高度层来分别代表对流层低层, 对流层中层, 和对流层高层。从图中可以看到不同高度的 TWE 发生前后平流层异常的变化非常接近, 在后续有 SSW 发生的三个高度层上的 TWE 合成结果中, 其前期都表现出平流层极涡边缘正的经向 PV 梯度异常。极涡边缘经向 PV 梯度的正异常从 TWE 出现前 40 天左右便已经出现在平流层中, 一直维持到 TWE 的第 0 天附近。相反, 在后续没有 SSW 发生的三个高度层的 TWE 合成结果中, 前期平流层并没有明显异常, 保持稳定的演变。这些结果反映了无论是在对流层低层出现了异常强的波源, 还是甚至在对流层高层出现了异常强的上传行星波活动, 都仅有当前期同时存在有利的平流层条件, 即极涡边缘正的经向 PV 梯度异常时, 才会在后续引发 SSW 事件。若前期极涡边缘的平流层环境不利于行星波的向上传播, 那么即使在对流层高层存在异常强的行星波强迫也难以跨过对流层顶来引起极涡的巨大扰动。

图 4.8 给出了前期既存在 TWE 又存在 SPVE 的 SSW 事件合成的不同波数的上传行星波活动的异常随高度和时间的演变状况。约有 30% (19/63) 的 SSW 事件在前期同时存在 TWE 和 SPVE。根据前两波总和的上传行星波活动的异常可以看到这些 SSW 事件共同具备了前期平流层的调节以及对流层异常波强迫的特征, 即一方面在对流层存在显著增强的波源, 另一方面在平流层中上层存在超前于对流层异常波源的异常向上传播的行星波活动。此外, 平流层内行星波强迫的异常要略强于仅有单一平流层或对流层过程参与的 SSW 事件中的平流层波强迫。具体来看, 行星 1 波的向上传播在这些 SSW 发生前 30 天就已在平流层上层开始增强, 早于对流层内自事件发生前 20 天附近开始出现的行星波上传的异常增强。这种早期在平流层上层出现的行星波上传的增强与前文极涡预先调节过程期间的特征一致。而在 SSW 事件发生前 20 天开始出现的对流层中增强的行星波强迫也体现出对流层的异常在这些 SSW 事件形成中发挥了重要作用。对于行

星 2 波，早在事件发生前 40 天附近就有向上传播在整层的增强，根据第 3 章的描述，该强迫过程可能对平流层极涡异常状态的发展起到促进作用。而在 SSW 事件发生的第 0 天附近，尽管异常中心位于平流层中，上传的行星 2 波在平流层和对流层内都有所增强。以上结果都反映出平流层的调节和对流层的异常波强迫在这些 SSW 事件形成中的协同作用，其有助于平流层内出现更强的行星波活动的向上传播。

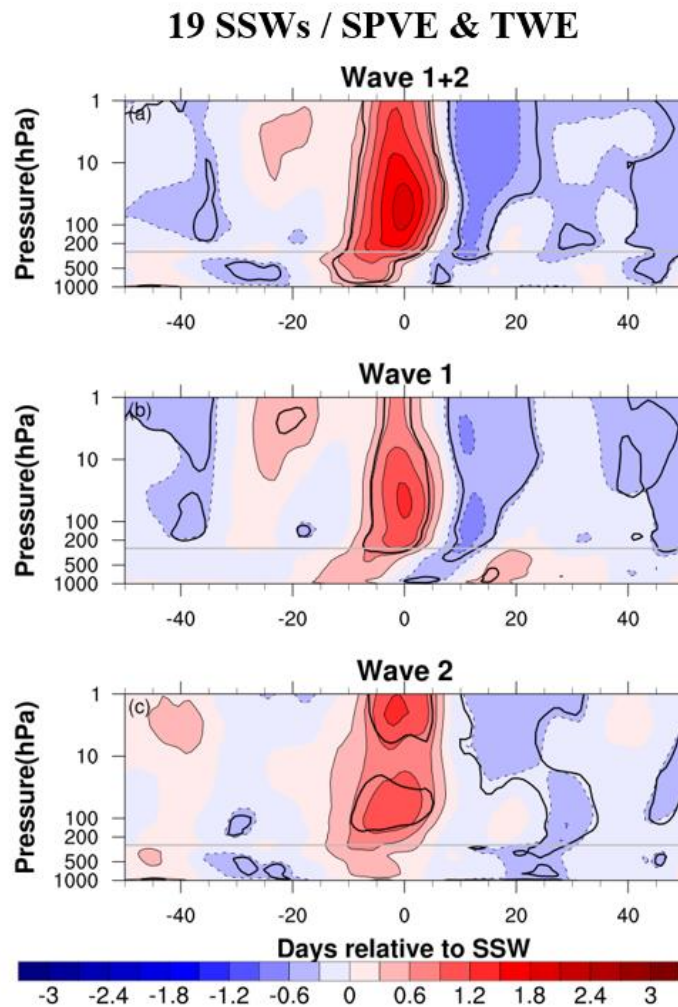


图 4.8 前期既存在 TWE 又存在 SPVE 的 SSW 事件合成的 (a) 纬向前 2 波、(b) 纬向 1 波和 (c) 纬向 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常随高度和时间的演变。粗黑线代表异常通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 SSW 的第 0 天

4.4 前期极涡异常状态与对流层异常波强迫的相对贡献

根据前文分析可知约有 59% 的 SSW 事件在发生前存在显著的平流层调节过程，有约 52% 的 SSW 事件在发生前存在对流层异常强的波强迫，同时又有将近 1/3 的 SSW 事件在发生前既存在显著的平流层的调节过程又在对流层的存在异常强的波源。显然，平流层的调节以及对流层的异常波强迫以及二者之间的协同作用都对于 SSW 事件的形成具有重要影响。但是到目前为止，这两种影响因素对于 SSW 事件形成的相对贡献仍不清楚，解决平流层的调节与对流层异常波强迫的相对重要性问题对于 SSW 事件的预测有着重要意义。

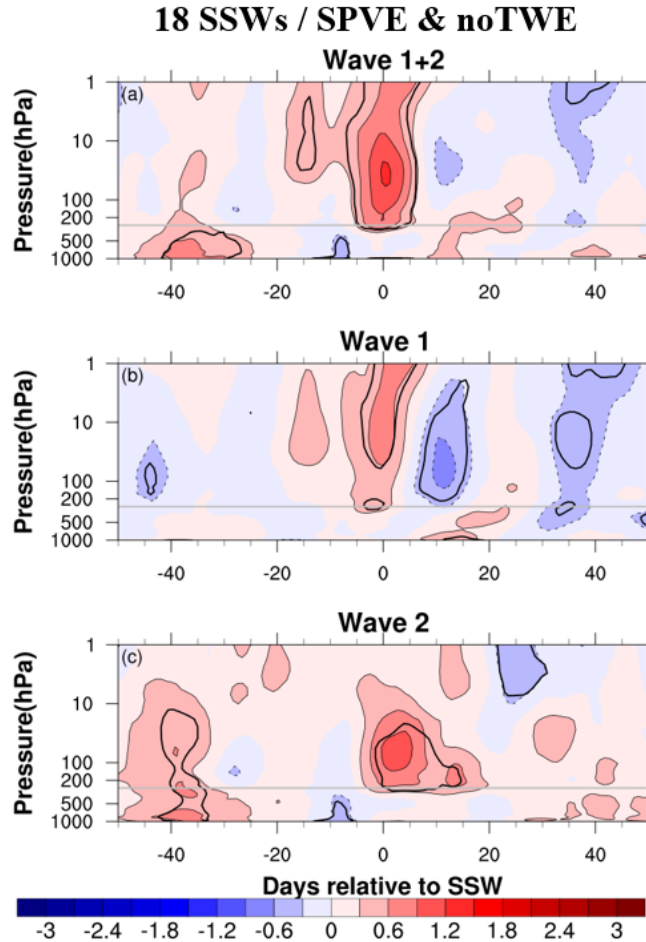


图 4.9 SSW 事件发生前仅有 SPVE 而没 TWE 存在合成的 (a) 纬向前 2 波、(b) 纬向 1 波和 (c) 纬向 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常随高度和时间的演变。粗黑线代表异常通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 SSW 的第 0 天

为了探讨平流层的异常过程与对流层的异常波强迫的相对重要性,表 4.1 和 4.2 首先给出了 SSW 事件与 SPVE 和 TWE 有关的统计数字。据统计,有 58.7% (37/63) 的 SSW 事件前存在 SPVE,而有 52.4% (33/63) 的 SSW 事件前存在 TWE。因此大部分的 SSW 事件发生前都需要前期平流层异常过程的调节以及对流层异常波源的贡献。另一方面,有约 28.6% 的 SSW 事件在发生前仅存在 SPVE 而没有 TWE,反映出平流层的调节在这些 SSW 事件形成中的主要作用。有约 22% 的 SSW 事件在发生前仅存在明显的对流层异常波强迫,表明对流层波源的异常可能为这些 SSW 事件中平流层的波强迫异常提供了更多的支持。更进一步来看,在 SSW 事件前有更多 SPVE 出现的情况下,SPVE 的总数却小于 TWE 的数量。有大约 31% (37/121) 的 SPVE 在发生后有 SSW 事件的出现,而仅有 17% (33/190) 的 TWE 在发生后存在 SSW 事件。与 SSW 事件相关的 SPVE 和 TWE 的数量近两倍的差异充分反映了平流层自身的调节可能对于大部分 SSW 的形成有着更加决定性的影响。

表 4.2 SPVE 和 TWE 发生后有无 SSW 发生的统计状况

	Total SPVEs (123)	Total TWEs (190)
followed by SSWs	37 (30.6%)	33 (16.3%)
Not followed by SSWs	84 (69.4%)	157 (83.7%)

为了更加直观的体现出各因素的影响,图 4.9 给出了前期仅有 SPVE 出现而没有 TWE 出现的 SSW 事件合成的 EP 通量的垂直分量异常随高度和时间的演变。在这近 1/4 的 SSW 事件中,行星 1 波和行星 2 波的垂直波活动都仅在平流层内表现出上传的显著增强,并且从事件发生前 20 天已经在平流层上层出现。对流层则没有异常强的波源出现。此外,在这些 SSW 事件发生前 40 天左右有行星波的异常增强,并以行星 2 波为主,表现出对于后续平流层极涡异常状态发展的促进作用。从图 4.10 中可以看到,在前期仅有 SPVE 存在的这些 SSW 事件中,前期平流层条件已经演变为在平流层极涡的边缘出现的异常显著的经向 PV 梯度的正异常以及 F_n 的负异常,且这些异常特征在平流层的中上层已经向极延伸到

了极区内部。这表明此时平流层的环境已经有利于引导行星波在平流层向上并向极传播，从而能够进入到平流层极涡内部引发 SSW 事件。这些事件的合成结果清晰的说明即使在临近 SSW 事件发生前的对流层没有异常强的波源，平流层自身的调节同样能够在一些情况下使得平流层内出现足够多的上传行星波活动来激发 SSW 事件，反映出平流层的调节在这些 SSW 事件形成中的主导作用。

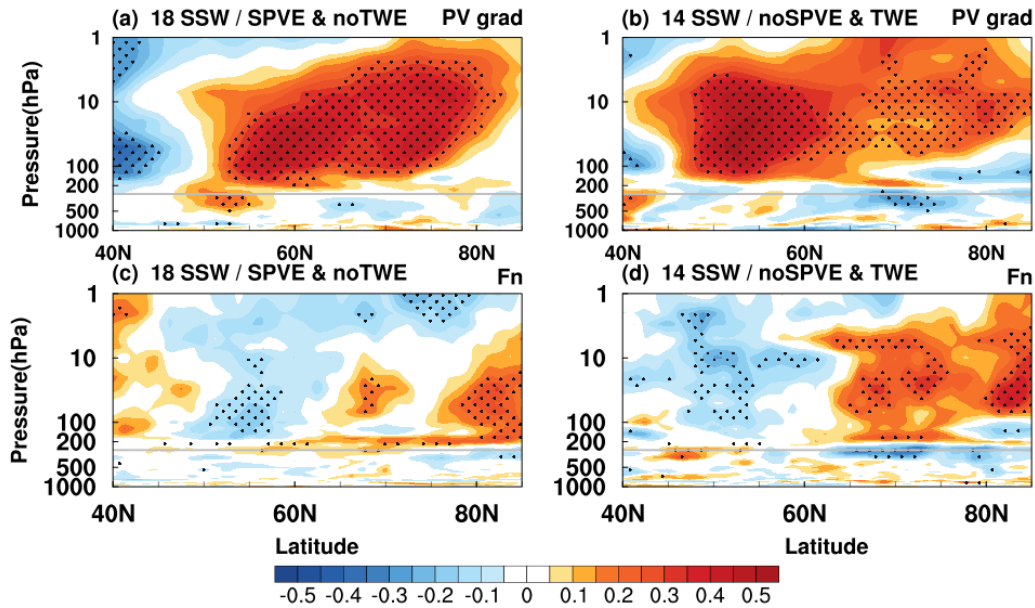


图 4.10 SSW 事件发生前 30 天平均的标准化经向 PV 梯度异常（第一行）和 F_n 异常（第二行）。左列为 SSW 事件发生前仅有 SPVE 而没 TWE 存在的合成结果，右列为没有 SPVE 仅有 TWE 的合成结果。打点区域代表异常通过 0.05 置信度的显著性检验

图 4.11 则给出了 SSW 事件前仅有 TWE 而没有 SPVE 存在的条件下 EP 通量的垂直分量异常随高度和时间的演变。相比于图 4.4 中还同时存在 SPVE 的情况，在前期仅有 TWE 存在时，超前于对流层异常波强迫出现的行星波在平流层上层向上传播的增强不再明显。更突出的特征体现为自 SSW 事件发生前 30 天即开始出现的对流层中增强的行星波随时间向上传播的过程，并在事件发生前 10 天变得异常的强。当然，在这些事件的合成结果中，上传行星波强迫的异常中心依然位于平流层，且在事件发生 40 天之前依然有行星 2 波额外的上传过程，因此依然可能存在平流层的异常过程来对这些 SSW 事件的形成产生影响。而从图 4.10 右列中这些 SSW 事件的平流层的状态来看，尽管平流层的中高纬度基本

都处于经向 PV 梯度的正异常，但是异常中心主要位于极涡向赤道一侧的中纬度地区，且 F_n 的负异常也主要位于中纬度的整个平流层中。显然，此时平流层的状态依然有利于中高纬度的行星波活动上传至平流层，但是平流层的状态并没有明显表现出引导行星波进入平流层极涡内部的结构，而是可能更有利于行星波在中纬度的平流层发生波破碎。因此，虽然这些 SSW 事件发生前的平流层状态依然有利于行星波从对流层向上传播至平流层，但发生期间极涡受到的巨大扰动可能更多的归结于对流层持续存在的波源向平流层输送大量行星波活动的贡献。

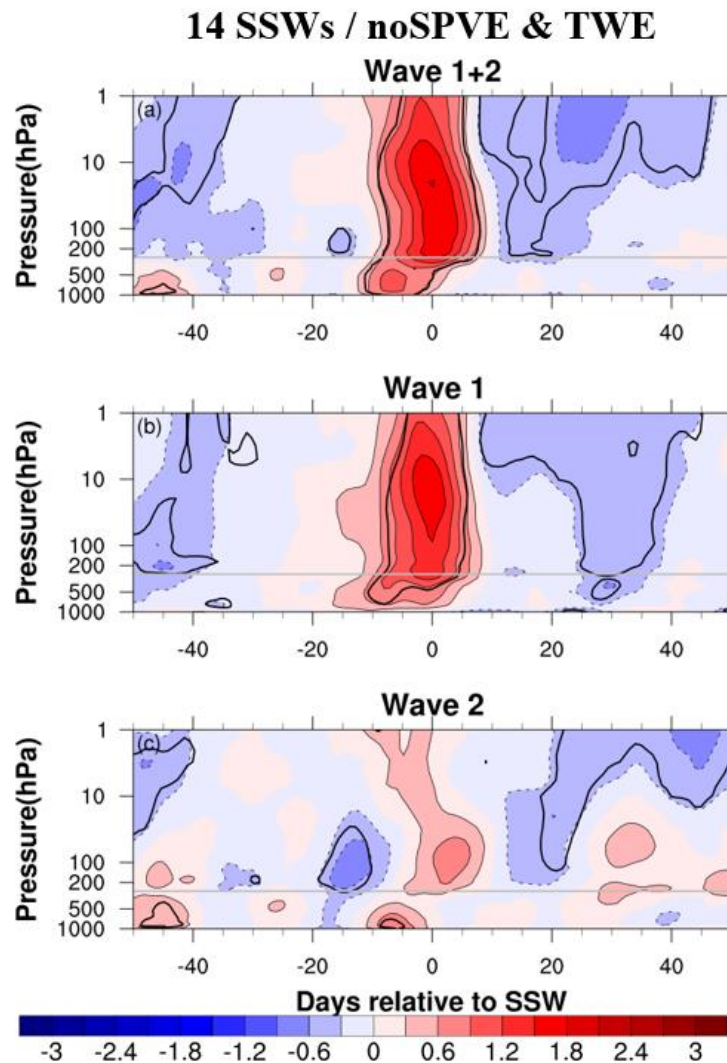


图 4.11 SSW 事件发生前仅有 TWE 而没 SPVE 存在合成的 (a) 纬向前 2 波、(b) 纬向 1 波和 (c) 纬向 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常随高度和时间的演变。粗黑线代表异常通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 SSW 的第 0 天

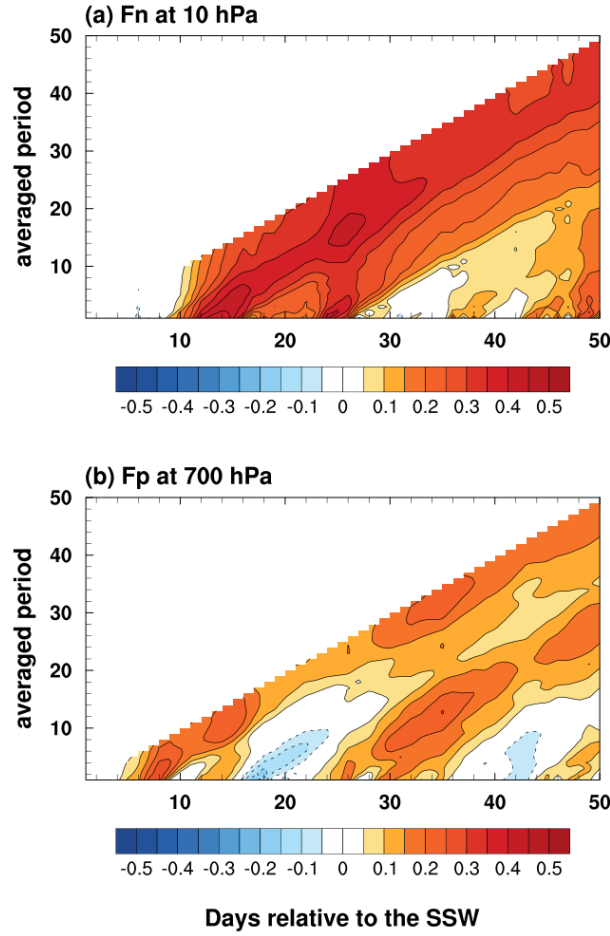


图 4.12 标准化的 10 hPa 的 F_n 和 700 hPa 的 EP 通量的垂直分量异常与 SSW 事件发生前 10 天的纬向风减速的标准化异常的相关系数随着发生时间和持续时间的演变。横轴代表距离 SSW 事件发生前的天数，纵轴代表持续的天数

以上的工作通过识别 SSW 事件发生前期有无平流层和对流层中显著的异常过程在一定程度上区分了二者的相对作用。为了包含更一般的强迫对于 SSW 事件的可能影响，下面本文根据直接影响行星波上传的平流层中的折射指数以及对流层上传的行星波活动这两个主要影响因素建立了一个简单的多元线性回归模型。为了选择理想的区间，图 4.12 给出了 SSW 事件发生前 10 hPa 的负折射指数平方 F_n 和对流层 700 hPa 的前两波总和的上传行星波通量在不同时间和不同时间平均的范围内的异常与 SSW 事件发生后 10 天内的纬向风减速的异常的相关关系。SSW 事件发生后的纬向风减速与事件发生前数十天中的平流层 F_n 的异常

都呈正相关关系，且此正相关在事件发生前 25 天以及时间发生前 15 天左右达到两个峰值阶段（图 4.12a）。这两个阶段也正对应于前期平流层中的异常发展到成熟以及在临近事件开始前向峰值发展的时间点（图 3.7）。因此，对于平流层中 10hPa 的 F_n 异常，在此选取临近 SSW 事件发生前的 15-10 天平均的异常作为平流层的预测因子。

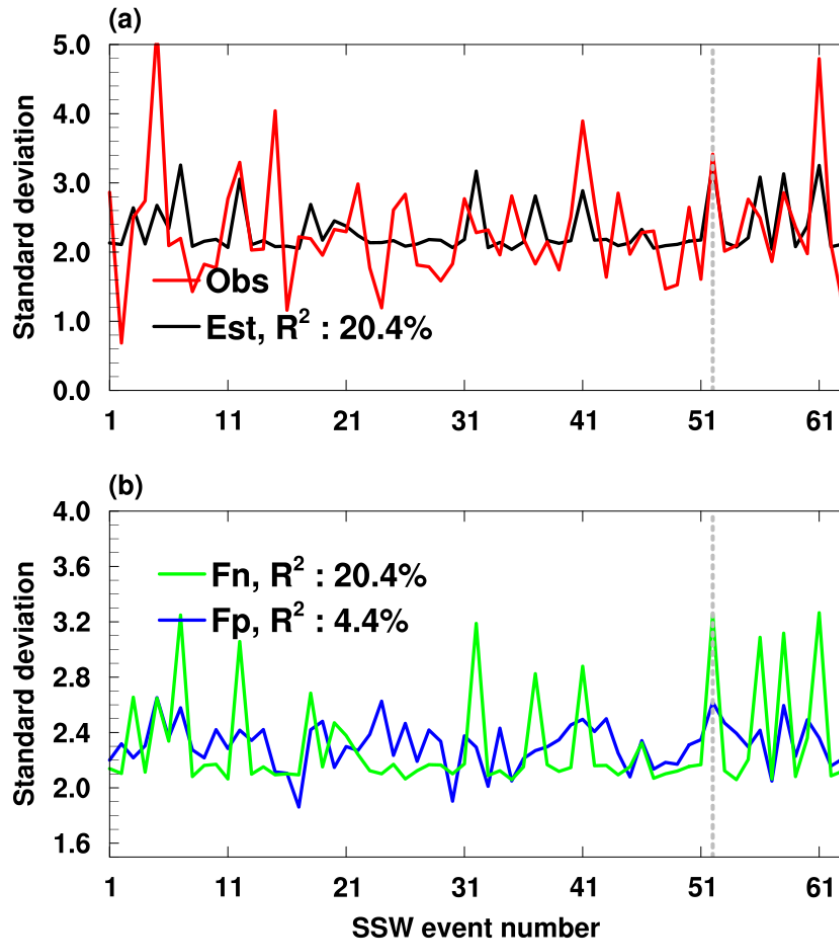


图 4.13 (a) ERA5 资料中不同 SSW 事件发生前 10 天纬向风减速的标准化异常（红线）和根据将 SSW 事件发生前 15-10 天平均的 10 hPa 的 F_n 异常和前 8-前 3 天平均的 700 hPa 的 EP 通量的垂直分量的标准化异常回归到 10 天风减速的异常中得到的估计值的标准化序列（黑线）。(b) 由单独的 F_n 异常（绿线）和单独的 EP 通量垂直分量异常（蓝线）作为预报因子所得到的估计 10 天风减速的估计值。横轴代表距离 SSW 事件序号

对于 700 hPa 的上传行星波活动而言（图 4.12b），其在 SSW 事件发生前的增强在大部分时间中也对应着纬向风减速的增强，但是相关性远小于平流层中 F_n 的统计情况。其相关性的两个峰值一个出现在 SSW 事件发生前 35 天附近，可能与平流层的前兆信号发展成熟前上传的行星波发生波破碎相对应，从而在一定程度上有利于 SSW 事件的发生。另一个峰值出现在临近事件发生前 8 天附近，对应着直接影响 SSW 事件发生的上传行星波强迫。因此，本文选取事件发生前的 8-3 天平均的对流层低层的上传行星波活动异常作为对流层源的影响因子。

接下来，根据 63 个 SSW 事件发生前平流层 10 hPa 的 F_n 以及对流层 700 hPa 的上传行星波活动异常作为预测因子对事件发生 10 天内的纬向风减速异常建立多元线性回归模型。图 4.13a 给出了 ERA5 资料每个 SSW 事件的纬向风实际减速的标准化异常与根据多元线性回归分析得到的预测值的时间序列。可以看到两个因子总共能够解释大约 20% 的 SSW 事件期间的纬向风 10 天内的变化。这个解释方差一方面或许是受限于 SSW 事件前期平流层异常状态的演变是个长期的过程，因此选取单一的时间段可能会遗漏平流层的长期效应。另一方面或许是由于影响平流层纬向风变化的主导因素是平流层内的行星波活动，因此选取距离平流层较远的对流层低层 700 hPa 同样也会大大限制对纬向风减速的贡献，但对流层波源往往是在对流层低层产生的（Birner 和 Albers, 2017; de la Cámara 等, 2019）。从图 4.13b 中来看两个因子分别对 SSW 事件中纬向风减速的贡献，可以发现相比于对流层低层波强迫异常极其有限的影响，平流层自身环境的改变对纬向风的变化产生了更大影响，能够解释大约 20% 的变化。平流层因子的贡献主要在于能够极大程度的解释某些个例事件的出现（图 4.13b，绿线）。比如，在由垂直灰线所代表的 2009 年的 SSW 事件中，平流层因子基本解释了这次强 SSW 事件的出现，而这次事件也是被公认为主要是受到平流层调节而被引发的 SSW 事件（Albers 和 Birner, 2014）。在平流层因子解释性一般的其它 SSW 事件中，平流层可能更多的是通过长期维持在一个有利的状态来促进平流层内行星波活动持续的上传来对 SSW 事件的形成产生影响。除了平流层因子外，对流层低层的波强迫虽然总体的解释方差较低，从图 4.13b 中的蓝线可以看到起异常的变化与部分 SSW 事件的观测值趋势一致，只是振幅较弱。这也说明单单依靠在对流层

低层出现的波强迫的异常难以激发 SSW 事件。

4.5 本章总结

在第三章给出了 SSW 事件发生前平流层极涡异常状态的演变特征和机制后，本章进一步利用由平流层经向 PV 梯度指数定义出的 SPVE，并结合折射指数和经向 PV 梯度异常等物理量，针对前期平流层极涡异常状态对 SSW 事件的具体影响进行了分析与阐述。

研究结果发现，仅从平流层异常自身的角度考虑，有约 59% 的 SSW 事件发生受到前期平流层异常过程的显著影响，表现为极涡边缘沿着极夜急流垂直轴方向上出现显著的经向 PV 梯度的正异常以及负折射指数平方 (F_n) 的负异常 (图 4.2)。这种异常结构有利于行星波活动向上进入平流层，并在平流层中向极传播，最终汇聚到平流层极涡的内部，从而造成 SSW 事件期间极涡的剧烈扰动。从行星波强迫来看，有平流层过程调节的 SSW 事件在发生前 30 天的平流层中上层已经出现了上传行星波活动的增强，且在临近 SSW 事件发生前不需要在对流层存在异常强的波源，上传行星波的增强主要集中于平流层内 (图 4.1)。对于剩下在发生前没有 SPVE 存在的小部分 SSW 事件中，其形成依然受到了前期平流层内环流异常的影响，只是该平流层的调节作用更多的体现在促进行星波上传至平流层中，而并没有起到进一步将行星波引导至平流层极涡内部的聚焦作用 (图 4.2)。这些结果充分说明了平流层的调节过程或许是 SSW 事件形成的必要性条件，并且在大部分 SSW 事件的形成中起到了重要作用。

对于在平流层极涡的边缘出现显著的异常，即有 SPVE 的存在，却在后续没有导致 SSW 事件形成的情况中，主要原因归结为在这些 SPVE 发生前存在长时间的行星波上传的减弱而导致的极涡增强的过程 (图 4.3)。尽管平流层的调节在这些情况中依然显著促进了行星波活动向上传入平流层内部，但是长时间弱于气候态的上传行星波活动导致平流层极涡内部难以聚集足够多的行星波强迫来最终激发 SSW 事件。

在大部分的 SSW 事件受到平流层的异常状态调节的情况下，也有约 52% 的

事件在发生前存在对流层低层的异常波强迫，尽管仅有约 1/3 的 SSW 事件前存在极端强的对流层波强迫（Birner 和 Albers, 2017）。但是，对流层存在的行星波波源往往难以独自引发 SSW 事件，通常仍需存在有利的平流层状态才能最终激发 SSW 事件（图 4.4-4.6），显然平流层的调节和对流层的异常波强迫在 SSW 事件的形成中存在协同作用，平均而言能够使得平流层内部出现比单一强迫下更强的上传行星波活动（图 4.8），造成更大的极涡扰动。

此外，有 31% 的 SPVE 发生后伴随着的 SSW 事件的发生，但仅有 17% 的对流层低层的异常波活动在发生后有 SSW 事件出现（表 4.2）。这近一倍的统计差异也反映出前期平流层的调节作用与 SSW 事件的发生存在更为紧密的关系。最后，通过一个简单的多元线性回归模型的结果发现平流层的调节至少能够解释 20% 的 SSW 事件发生时的纬向风变化，远强于对流层低层异常波活动的影响，且能够有效的反映出目前达成共识的 2009 年冬天的 SSW 事件是主要受到平流层调节过程的影响而发生的特点（图 4.13），充分表现出平流层调节作用的重要性。

第五章 前期极涡状态在不同类型平流层增温事件中的异同

5.1 引言

平流层增温事件有着多种类型，比如 SSW 事件可以根据不同的特征来进一步分类：一方面可以根据增温强度或极夜极流是否转向分为强型和弱型增温事件，另一方面还可以根据极涡的空间特征来分为极涡偏移型和极涡分裂型等等不同类型的增温事件（Charlton 和 Polvani, 2007; Mitchell 等, 2013; Seviour 等, 2013; Butler 等, 2015; Baldwin 等, 2021）。除了北半球 SSW 增温事件之外，还存在 SFW 事件以及南半球的增温事件，这些增温事件的发生都可能对对流层的环流产生显著且不同的影响（Ayarzagüena 和 Serrano, 2009; Hu 等, 2014; Butler 等, 2019; Thiéblemont 等, 2019; Kelleher 等, 2020; Shen 等, 2020, 2022），因而研究不同类型增温事件的形成机制具有着重要的意义。

在以往的研究中，极涡前期信号的调节作用被认为是影响北半球 SSW 事件形成的因素之一，但很少将其考虑在其它类型平流层增温事件的形成机制中。比如，对于前期平流层调节在极涡偏移和分裂型的北半球平流层 SSW 以及南半球的 SSW 事件形成中的作用研究中，目前的工作限于个例分析，而没有对于这些事件的形成过程中平流层过程的整体特征进行统计分析（Newman 和 Nash, 2005; Scaife 等, 2005; Esler 等, 2006; Matthewman 和 Esler, 2011; Esler 和 Matthewman 2011; Albers 和 Birner, 2014; Lim 等, 2021; Ma 等, 2022）。而对于 SFW 事件，前人的研究普遍认为是太阳辐射的季节循环和对流层的行星波强迫影响了事件的发生，而没有考虑到前期平流层极涡异常过程的调节作用（Hu 等, 2014; Butler 等, 2019）。根据本文中第三章的描述，平流层异常过程的调节应该是冬季一个普遍的现象，因此有理由认为其对 SFW 事件的形成也可能起到一定的影响。此外，第三章中的结果也表明前期平流层信号对后续平流层内行星 1 波和行星 2

波的上传都有明显影响,且在不同的引发因素下对不同的波数可能有着不同的调节作用。由于极涡偏移型和分裂型 SSW 事件的发生分别是以平流层内行星 1 波和行星 2 波的异常放大为主导,那么前期平流层异常过程的调节显然可能会对极涡偏移和分裂事件的发生产生影响。因此,在本章的研究中,我们将仿照前两章的内容,将对 SSW 事件进一步分类,还将对除 SSW 之外的平流层增温事件发生前的极涡异常信号的特征和影响进行分析,对比不同类型增温事件前期平流层异常过程的异同,加深对平流层异常过程影响机制的理解。

本章后续部分将首先在 5.2 节和 5.3 节把 SSW 事件进一步细分为北半球强型和弱型,以及极涡偏移型和分裂型 SSW 事件来探究前期平流层异常信号的影响。5.4 节和 5.5 节分别分析除北半球 SSW 事件之外的 SFW 事件以及南半球增温事件。5.6 节进行本章总结。

5.2 北半球强型和弱型平流层爆发性增温事件

本节将根据 SSW 事件的强度将 SSW 事件细分为强型和弱型两类,从而探究这两类 SSW 事件发生前的平流层异常特征。对 2.3 节所定义的 63 个平流层爆发性增温事件,利用事件发生 10 天风减速的强度大小来选取强的一半为强事件,弱的一半为弱事件,中间的一个事件不作考虑,从而分别得到了 31 个强 SSW 事件和 31 个弱 SSW 事件。图 5.1 首先给出了强和弱 SSW 事件合成的极区面积平均的纬向风和温度异常的高度-时间剖面图。当 SSW 事件发生后,强事件和弱事件合成的环流异常在平流层内部都表现出了显著的纬向风的减速和极区平流层温度的升高,异常的持续时间都能够维持近两个月(图 5.1a、5.1b、5.1d 和 5.1e)。但是在强 SSW 事件发生后,环流异常在平流层内的变化幅度明显强于弱事件发生后平流层内的环流异常,且充斥在整个平流层中(图 5.1c 和 5.1f)。相反,平流层环流异常在弱事件发生后仅仅出现在了平流层中上层。这表明分类后的强型和弱型 SSW 事件确实存在环流变化的显著差异。

在第 0 天之前,两类 SSW 事件的环流异常都从超前 60 天附近开始出现在平流层中上层,并且都在事件发生前 40-30 天内平流层上层出现极区的增暖异

常，显现出 SSW 事件的极涡前兆信号的典型特征（Scaife 等，2005；Albers 和 Birner，2014；Lawrence 和 Manney，2020）。根据两类 SSW 事件的差异可以看到前期平流层异常信号在总体上没有显著的区别。前期平流层信号的差异主要体现在 SSW 事件发生前 30 天内，强事件的平流层异常信号的强度稍大于弱事件的信号强度。

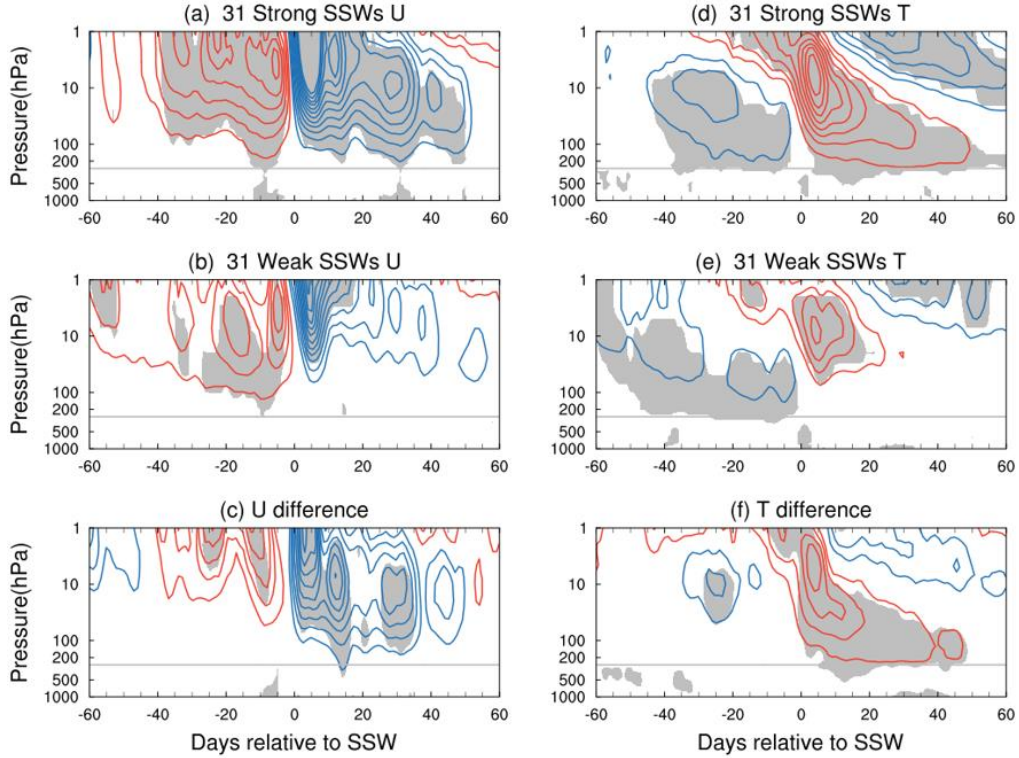


图 5.1 （第一行）强和（第二行）弱型 SSW 事件合成的极区面积平均的 10 hPa 上的（左列）纬向风 (m s^{-1}) 和（右列）温度 (K) 异常随高度和时间的演变。第三行为强、弱型事件的差异。等值线间隔为 1。横坐标轴的 0 为 SSW 事件的第 0 天。灰色区域代表异常通过置信度为 0.05 的显著性检验

图 5.2 进一步通过展现平流层经向 PV 梯度指数、极涡面积和极涡强度指数三个平流层指标的时间序列来探究强型和弱型 SSW 事件发生前的平流层异常过程。三个平流层指标在变暖前均有显著且持续的正异常，在两类 SSW 事件之间表现出了相似的变化，与图 5.1 的结论一致。另外，在两类 SSW 事件的平流层前期信号的变化总体相近的基础上，还有一些细微的差异存在于演变过程之中。强 SSW 合成结果中的平流层异常信号从滞后-40 天开始变得强劲，并持续到第 0

天左右（图 5.2，红线）。对于弱 SSW 的合成结果，平流层异常早在滞后-50 天左右到达第一个峰值（图 5.2，黑线），早于强 SSW 事件发生前平流层异常信号显著变强的时机。随后，平流层异常略有减弱，直到在滞后-20 天左右出现第 2 次增强过程。三个平流层指标的正异常在强 SSW 事件发生前 60-40 天略弱于弱 SSW 事件，而在发生前 30 天内略强于弱 SSW 事件在此期间的异常。并且与经向 PV 梯度指数和极涡面积指数相比，极涡强度指数在两类事件之间的差异之中最为明显：强 SSW 合成结果中前期极涡强度异常明显强于弱 SSW 的合成结果（图 5.2c），这反映出在强 SSW 发生之前，平流层极夜急流的向极移动可能更为明显。

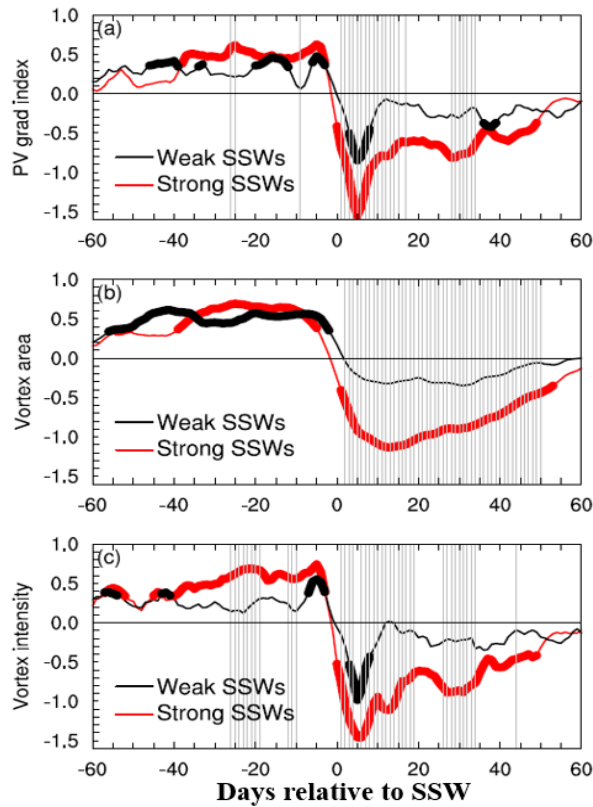


图 5.2 SSW 事件合成的 (a) 标准化的经向 PV 梯度指数、(b) 极涡面积指数、(c) 极涡强度指数的时间序列。横轴的 0 代表 SSW 发生的第 0 天。黑线代表弱型 SSW 事件，红线代表强型事件。粗线部分代表异常通过了置信度为 0.05 的显著性检验。垂直的灰线代表两组序列之间的差异通过了置信度为 0.05 的显著性检验

图 5.3 给出了强型和弱型 SSW 事件合成的极涡边缘的经向 PV 梯度异常和负折射指数的平方 (F_n) 异常。强型和弱型 SSW 事件的合成结果在总体上表现出类似的变化：平流层极涡边缘经向 PV 梯度的正异常和 F_n 的负异常都在超前 60 天左右出现，并一直持续到了 SSW 事件发生前。但是，在 SSW 事件发生前 60 天至前 40 天中，弱型事件前的经向 PV 异常在平流层中上层强于强 SSW 事件。在强 SSW 事件发生前 60 天时，正的经向 PV 梯度异常主要位于平流层中下层（图 5.3a），与此同时， F_n 的负异常也出现在平流层底（图 5.3b），表明此时的平流层条件已在一定程度上有利于对流层的行星波向平流层中上传，使得有更多的行星波在平流层的冲浪区发生波破碎，从而导致平流层异常的调节过程开始出现并发展。在弱 SSW 事件发生前 60 天时，与第三章所示结果一致，正的经向 PV 梯度异常从平流层中上层出现，并向下延伸，这可能与在此阶段平流层极涡的建立与增强有关。因而强型和弱型 SSW 事件发生前平流层极涡异常的调节过程的发生原因可能存在差异，这与第三章所述 SPVE 的两种引发方式相照应。

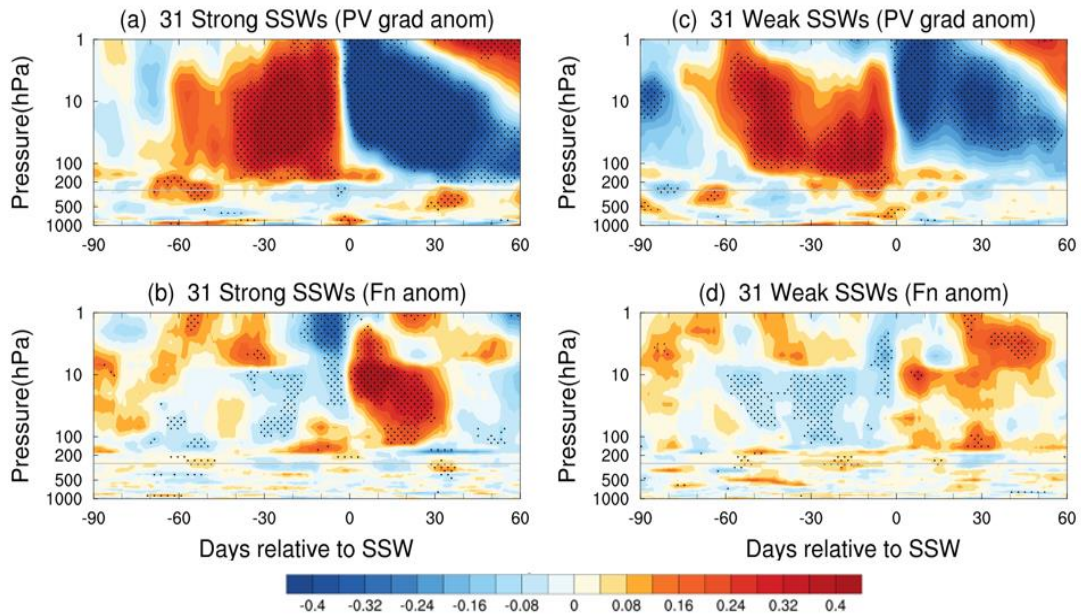


图 5.3 平流层爆发性增温 (SSW) 事件发生前后 55° - 65° N 平均的标准化 (a 和 b) 经向 PV 梯度和 (b 和 d) F_n 的异常随高度和时间的演变。左列为强 SSW 的合成结果，右列为弱事件的结果。打点区域代表通过了 0.05 置信度的显著性检验

在 SSW 事件发生前 30 天内,随着前期平流层的调节过程发展成熟,强型和弱型 SSW 事件中的平流层异常都进一步发展并达到峰值,使得平流层的状态愈发处于一个有利于行星波上传的环境。但是,强事件前的经向 PV 梯度和 F_n 异常在平流层中上层都更强于弱事件的异常,尤其是在临近 SSW 事件发生前夕的平流层顶。这表明在临近 SSW 事件发生前,强 SSW 事件前的平流层状态更有利于行星波活动向上传播至平流层上层,对整层的平流层极涡造成更大的影响。

由 4.3 节可知,当有平流层的调节和对流层的异常波强迫共同参与时,可能会对平流层极涡造成更大的扰动,因而强型和弱型 SSW 事件的差异可能还与二者的协同作用有关。图 5.4 给出了强型和弱型 SSW 事件合成的不同纬向波数的上传行星波活动随高度和时间的演变结果。从纬向前 2 波的总和可以看到无论是强事件还是弱事件,在事件发生前数十天已经在平流层中上层存在超前于对流层波强迫出现的行星波活动的异常上传,且在 SSW 事件发生时,行星波上传的异常中心都位于平流层中。特别是对于弱型 SSW 事件而言,行星波异常的向上传播主要集中于平流层内,而在对流层内没有强的异常。这表明极涡的调节作用在两类 SSW 事件的形成中都起到重要作用。对比两类 SSW 事件波强迫的振幅来看,无论是行星 1 波还是行星 2 波,除了平流层内行星波强迫异常的差异以外,强事件发生前后的对流层内的上传行星波强迫都明显强于弱事件中对流层的强迫异常,甚至在弱事件发生时,对流层内基本没有行星 2 波的异常上传。

图 5.5 进一步给出了强型和弱型 SSW 事件根据前期有无 SPVE 出现分为两类而合成的上传行星波强迫的演变情况。有约 61% (19/31) 的强型 SSW 事件和约 58% (18/31) 的弱型 SSW 事件在发生前存在 SPVE。在前期存在 SPVE 的两类 SSW 事件在发生时,行星 1 波的波活动仅在平流层内出现显著的增强。但是强 SSW 事件发生时,平流层内还会出现显著的行星 2 波上传的增强,而在弱事件中则较弱。这反映出图 5.3 中所示的强型 SSW 事件发生前更强的平流层异常有助于 SSW 事件发生时在平流层内有更多的行星波强迫汇聚到极涡内部。而当前期没有 SPVE 出现时,一方面位于平流层内的上传行星波的异常中心说明平流层依然在这些 SSW 事件的发生中起到一定的作用。另一方面在这些强型和弱型 SSW 事件中,对流层内也出现了增强的上传行星波强迫。行星 2 波的显著增强

同样仅在强 SSW 事件中出现。这些结果说明除了平流层的调节作用和对流层的异常波强迫协同影响导致了强型和弱型 SSW 事件的差异。

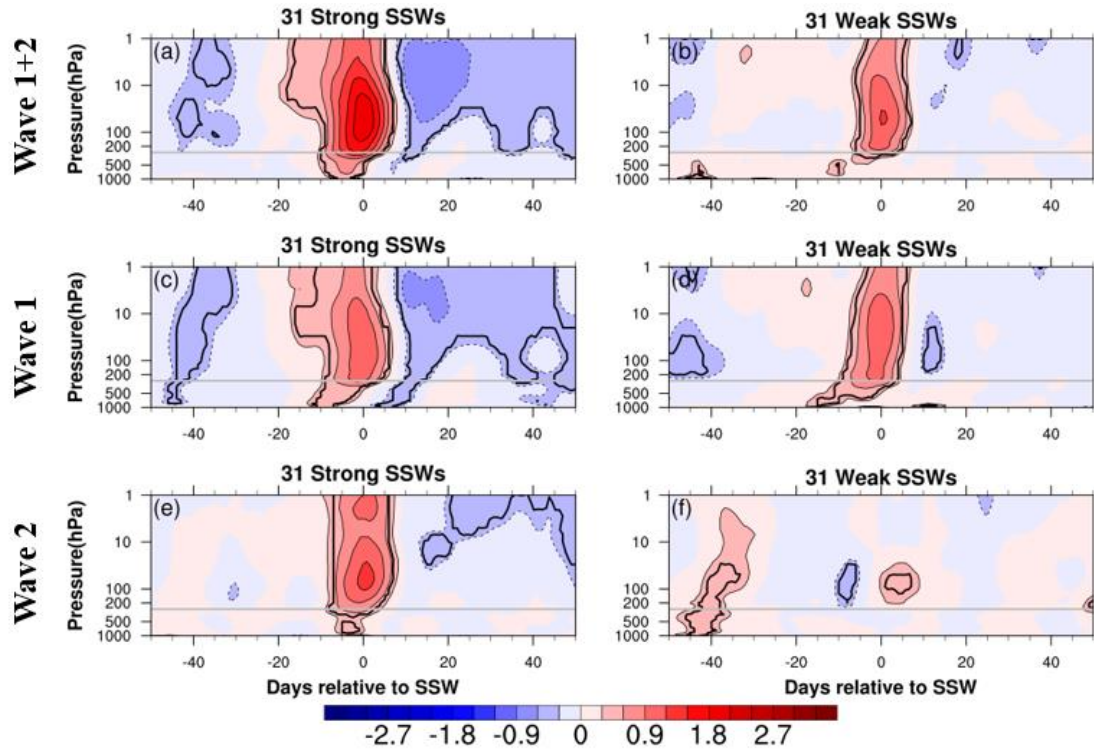


图 5.4 (左列) 强型 SSW 事件合成的 (a) 纬向前 2 波、(c) 纬向 1 波和 (e) 纬向 2 波的 EP 通量的垂直分量异常随高度和时间的演变。右列与左列类似, 但为弱型 SSW 事件的合成结果。粗黑线代表异常通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 SSW 事件的第 0 天

以上的结果说明, 强型和弱型 SSW 事件发生前的平流层异常信号在出现方式和强度上确实存在一定的差异, 前者主要由平流层低层有利环境的出现而开始, 后者则通过极涡的增强来得到发展。虽然两类事件前的平流层环境在发展阶段都能够通过促进更多的行星波强迫进入平流层发生波破碎而使得平流层极涡的异常信号进一步发展, 但是强事件发生前更强的平流层异常信号能够导致平流层中上层的环境更有利于行星波向上汇聚, 从而对极涡造成更大的扰动。但除了这些差异以外, 两类事件发生前的平流层信号在持续时间和发展过程上基本类似, 两类事件前的平流层异常信号与后续事件发生的关联程度也基本一致, 这说明两类事件前的平流层调节过程的差异还没有显著到能够完全解释强型和弱型 SSW 事

件发生后的环流差异。进一步根据对行星波强迫的诊断表明，除了平流层调节过程的影响之外，强型和弱型 SSW 事件的差异还与对流层提供的行星波强迫的强度差异密不可分。

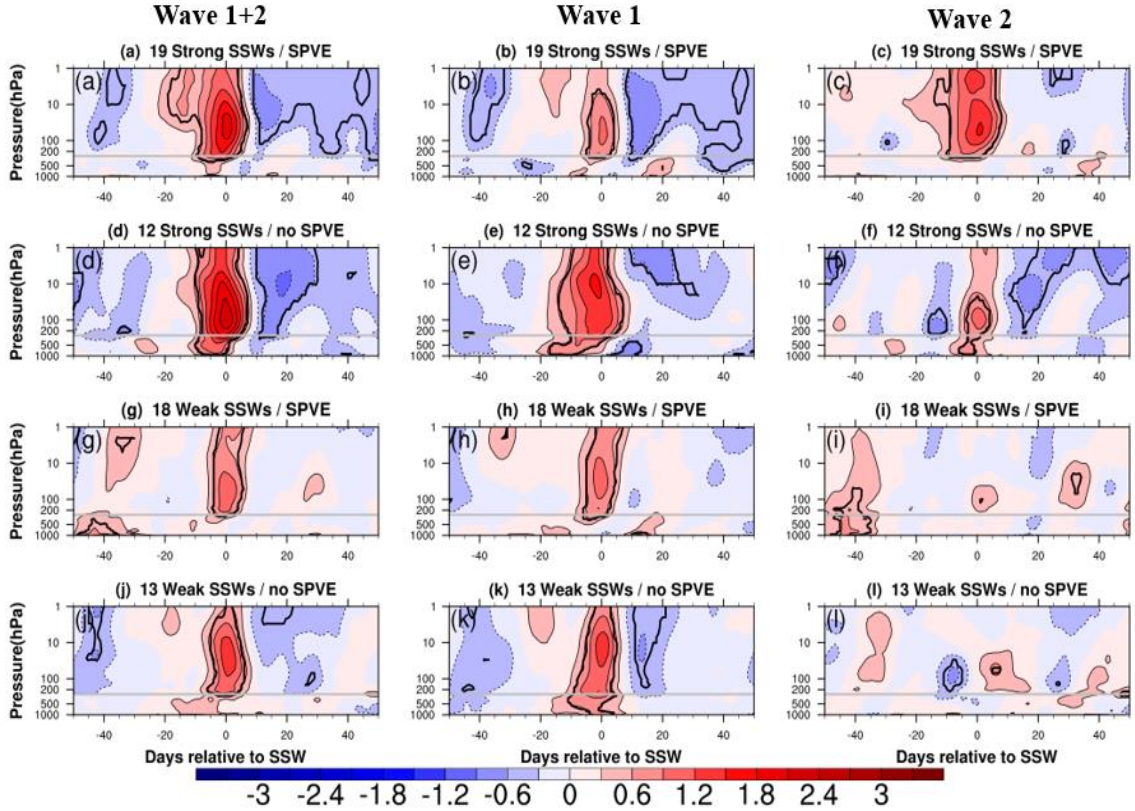


图 5.5 （第一行）前期有 SPVE 发生的强型 SSW 事件合成的（a）纬向前 2 波、（b）纬向 1 波和（c）纬向 2 波的 EP 通量的垂直分量异常随高度和时间的演变。第二行与第一行类似，但为前期没有 SPVE 发生的强型 SSW 事件的合成结果。（g-l）类似于（a-f），但为弱事件的结果。粗黑线代表异常通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 SSW 事件的第 0 天

5.3 极涡偏移型和极涡分裂型平流层爆发性增温事件

上节内容针对强型和弱型 SSW 事件发生前的平流层异常信号进行了比较分析，而除了根据强度进行划分以外，SSW 事件的空间特征还存在着极涡偏离极点以及极涡发生分裂的两种典型特征。由于此前在 2.2 节中所定义的 SSW 事件中，有些事件的空间特征可能并不突出，有些则可能同时具备偏移和分裂的特征，因此本节将根据 2.2 节所介绍的二维涡旋动量诊断方法（Seviour 等, 2013）来重

新识别出极涡偏移型和极涡分裂型两类 SSW 事件，来研究前期平流层异常过程的异同。针对总共识别出的 21 个极涡偏移型和 22 个极涡分裂型 SSW 事件，本节利用 2.3 节中的经向 PV 梯度指数 q_ϕ 在事件发生前 30 天平均的振幅，取强的前 1/3 事件定义为有强的平流层极涡前期信号（简称 Ps 组）的事件，取后 1/3 事件定义为有弱的平流层前期信号（Pw 组）的事件，取 1/2 或 1/3 并不影响主要结论。因此，对于偏移型和分裂型 SSW 事件，都分别有 7 个 Ps 组和 7 个 Pw 组的事件作为样本进行研究。

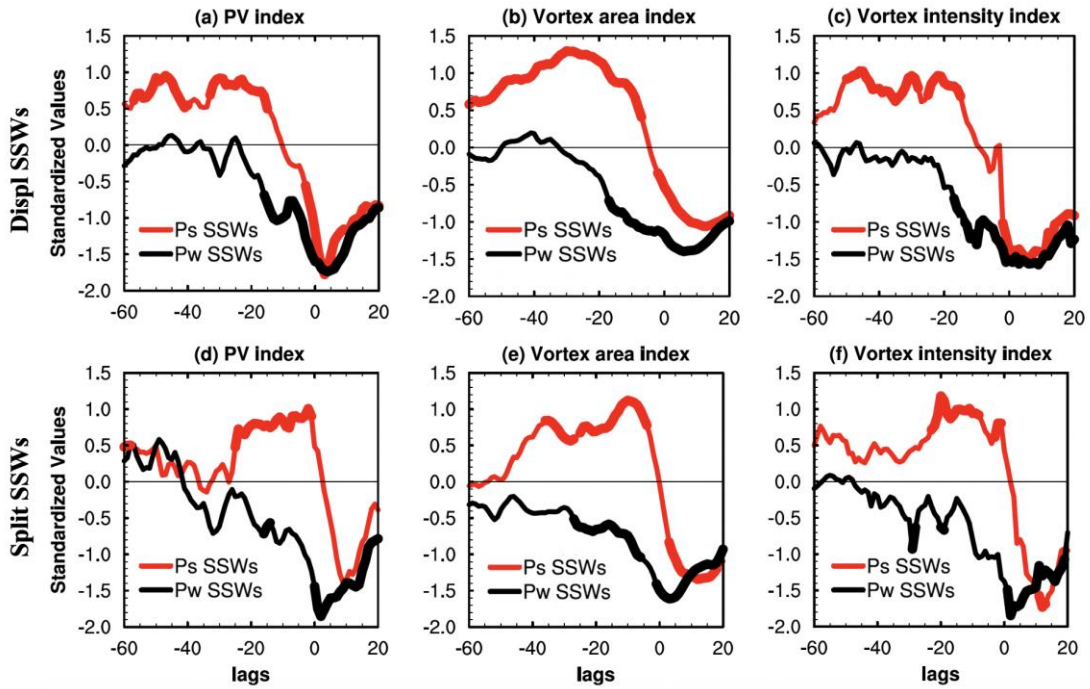


图 5.6 极涡偏移型 SSW 事件合成的 (a) 标准化的经向 PV 梯度指数、(b) 极涡面积指数、(c) 极涡强度指数的时间序列。(d-f) 类似于 (a-c)，但是为极涡分裂型事件的合成结果。图中横轴的第 0 天代表 SSW 事件发生的第 0 天。粗线部分为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

图 5.6 给出了 Ps 组和 Pw 组的极涡偏移型和分裂型事件合成的三个平流层指标的时间序列。无论是极涡偏移型 SSW 事件还是极涡分裂型 SSW 事件，Ps 组和 Pw 组中的平流层异常演变都有着显著差异。Ps 组的平流层异常在第 0 天之前长期保持显著的正异常（图 5.6，红线），而 Pw 组的平流层异常则在事件发生

前 30 天左右已经开始减弱，变为显著的负异常（图 5.6，黑线）。

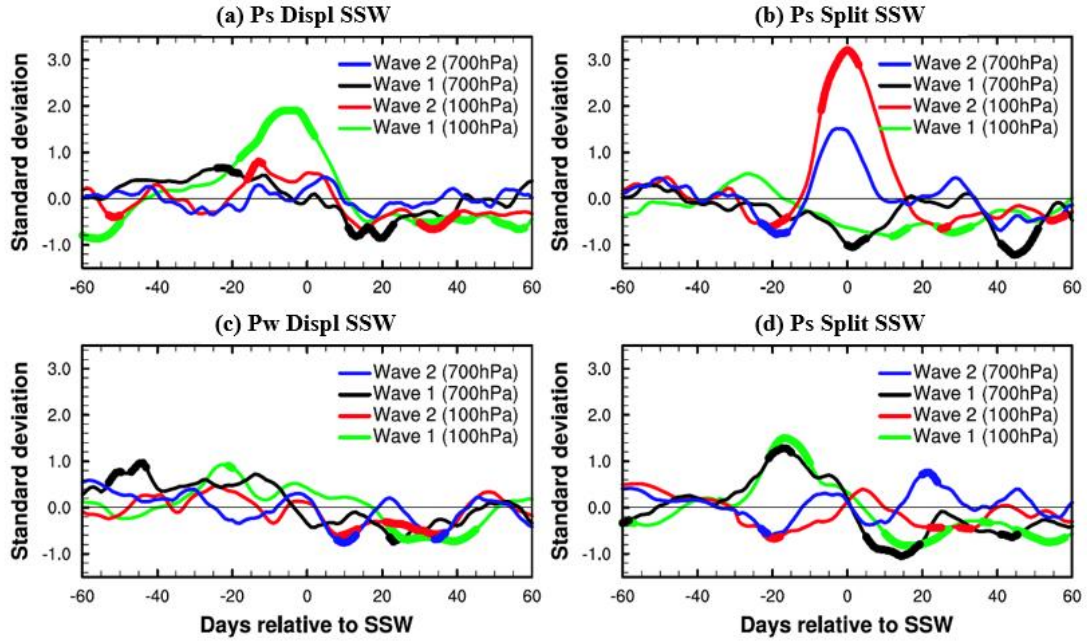


图 5.7 具有强平流层前期信号（Ps 组）的（a）极涡偏移型 SSW 事件和（b）极涡分裂型 SSW 事件合成的 EP 通量垂直分量在不同高度上的标准化异常。（c-d）类似于（a-b）但是前期为弱平流层前期信号（Pw 组）的合成结果。黑线和蓝线分别为 700 hPa 上纬向 1 波和纬向 2 波的结果，绿线和红线分别为 100 hPa 上纬向 1 波和纬向 2 波的结果。图中横轴的第 0 天代表 SSW 事件发生的第 0 天。粗线部分为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

具体对于极涡偏移型 SSW 事件而言（图 5.6a-5.6c），Ps 组中前期极涡异常变化与第三章给出的 SSW 事件前期极涡异常的总体特征相一致。极涡的异常从超前 60 天左右开始显著增大，到事件发生前 30 天左右发展成熟：极涡开始收缩（图 5.6b），伴随着极涡边缘的风速增加并向极移动（图 5.6c），进一步促进极涡边缘经向 PV 梯度指数的变大（图 5.6a）。根据图 5.7 给出的 Ps 组和 Pw 组的极涡偏移型和极涡分裂型 SSW 事件合成的上传行星波活动的异常演变可以看到，由于极涡边缘经向 PV 梯度的变大有利于汇聚更多的行星波活动进入平流层极涡内，随着 Ps 组的极涡偏移型事件的平流层异常在发生前 30 天左右发展成熟，平流层内纬向 1 波的行星波上传开始显著增强，并在事件发生前 5 天达到峰值，造

成极涡的剧烈扰动（图 5.7a），平流层内的行星 2 波也略有增强。在此期间对流层并没有显著的波源，一直维持在 0.5 个标准差以内的水平，这表明 Ps 组的极涡偏移型 SSW 事件可能主要是受到平流层异常的调节而激发。Pw 组的平流层异常在事件发生前的较长时间内都保持在一个接近于气候态的稳定状态，直到事件发生前 20 天左右才出现平流层异常的显著减弱，并没有表现出前期平流层过程的显著影响。从图 5.7c 中可以看到 Pw 组的极涡偏移型事件发生前在对流层低层存在持续增强的行星波的向上传播，这说明对流层的异常波强迫可能确实在这类偏移型 SSW 事件的形成中起到主要作用，前人研究也表明持续的强度中等的波强迫有利于 SSW 事件的形成（Polvani 和 Waugh, 2004）。

对于极涡分裂型 SSW 事件（图 5.6d-5.6f），Pw 组的异常变化与极涡偏移型事件的异常变化基本一致。图 5.7d 也显示这些极涡分裂型 SSW 事件在发生前同样表现出对流层的纬向 1 波的行星波活动上传的持续增强，这与前人的研究结果中部分极涡分裂型 SSW 事件的发生可以通过行星 1 波而不是行星 2 波的强迫所激发相一致（Barriopedro 和 Calvo, 2014）。而在 Ps 组的分裂型事件发生前，平流层的异常并没有像极涡偏移型事件以及 SSW 事件所示的一般性特征那样从事件发生前 60 天就已出现，而是在事件发生前 30 天左右开始在短暂时间内迅速地演变到显著的平流层指标的正异常。图 5.7b 显示这些 SSW 事件发生前表现出平流层内行星 2 波在短时间内剧烈的增强，并且明显强于对流层内的行星波强迫异常，类似于平流层内行星 2 波的共振增长概念（Esler 和 Scott, 2005；Albers 和 Birner, 2014），这也切实反映出平流层的调节过程在 Ps 组的极涡分裂型 SSW 事件形成中的重要贡献。

由图 5.6 和图 5.7 可以看到无论是极涡偏移型事件还是分裂型事件，当有平流层的调节过程参与时，都会使得 SSW 事件发生前后的平流层波强迫相比于仅有对流层异常波强迫参与的 Pw 组具有更大的变化，即能够造成更大的极涡扰动。并且不同于极涡偏移事件的 Ps 组在发生前后出现环流长时间的减弱，极涡分裂事件的 Ps 组在发生后的短时间内表现出剧烈的环流变化。这表明极涡偏移型和分裂型事件发生前期平流层环流的异常信号确实存在显著不同，并会造成不同的波强迫响应。

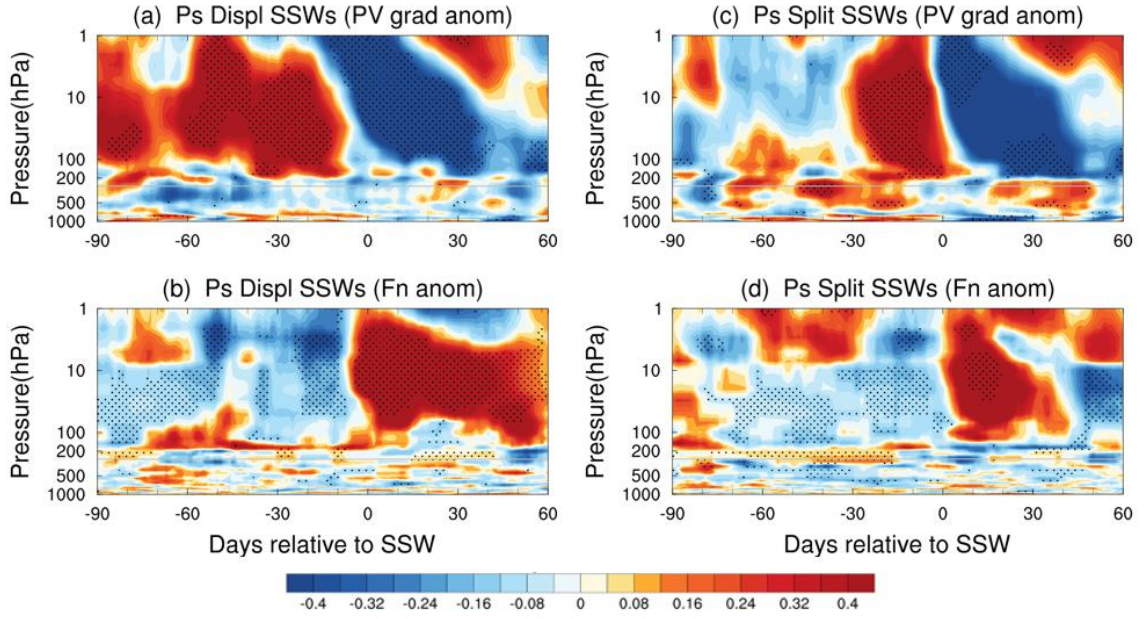


图 5.8 平流层爆发性增温 (SSW) 事件发生前后 55° - 65° N 平均的标准化 (a 和 c) 经向 PV 梯度和 (b 和 d) F_n 的异常随高度和时间的演变。左列和右列分别为具有强平流层前期信号的极涡偏移型和极涡分裂型的结果。打点区域代表通过了 0.05 置信度的显著性检验

为了进一步比较极涡偏移型和极涡分裂型 SSW 事件 Ps 组发生前平流层异常的具体异同, 图 5.8 给出了两类 SSW 事件合成下的极涡边缘的经向 PV 梯度异常和 F_n 的异常随高度和时间的变化。在极涡偏移型 SSW 事件的 Ps 组的合成结果中, 极涡状态的异常类似于第三章给出的 SSW 事件的一般性特征, 即极涡边缘的经向 PV 梯度正异常最初在平流层中上层出现, 并在随后向下延伸。从图 5.7a 中可以看到前期平流层内的行星波上传减弱, 对应于第三章的结果中所提到的由极涡的增强所导致的平流层调节过程的开始。同时, 负的 F_n 异常也从事件发生前 60 天就在平流层中上层出现, 而平流层中下层却是以 F_n 的正异常为主, 表明早期平流层的异常条件主要是作用于平流层中上层的行星波活动, 促进它们更多的向上传播。到了 SSW 事件发生前 30 天附近, 正的经向 PV 梯度已经延伸到整个平流层, F_n 的负异常也同样延伸到了平流层中下层, 从而能够使得对流层有更多的行星波活动向上传播至平流层内。

在极涡分裂型 SSW 事件的 Ps 组的合成结果中, 超前于 SSW 事件约 60 天左右的平流层经向 PV 梯度的正异常并没有最先出现在平流层中上层, 而是出现

在中下层, 使得 F_n 的负异常也出现在平流层中下层, 从而有利于对流层的行星波活动更多的向上传播至平流层, 并在平流层内发生波破碎, 从而进一步导致平流层异常过程的发展。这个特征与图 5.3 中强型 SSW 事件的特征类似, 这也与极涡分裂型 SSW 事件发生后的环流异常往往比较强烈的结果一致 (Mitchell 等, 2013; Seviour 等, 2013)。到了 SSW 事件发生前 30 天内, 平流层内的异常发展成熟, 仅从此图来看并没有呈现出与极涡偏移事件明显的不同, 有待于日后进行深入的分析。因此总结而言, 在有明显的平流层极涡调节作用存在时, 极涡偏移型 SSW 事件和分裂型 SSW 事件发生前的极涡异常信号的出现原因存在明显不同, 伴随着不同的演变过程, 并最终在平流层内部导致不同的行星波强迫的响应。极涡偏移型 SSW 事件前的极涡异常信号在初始阶段的出现与极涡的增强有关。而极涡分裂型 SSW 事件前的极涡异常信号则在初始时期还与平流层内行星波的波破碎有关。

5.4 北半球平流层最后增温事件

除了 SSW 事件的发生以外, 每年在冬末春初的交替之际, 平流层还会发生 SFW 事件, 象征着平流层内季节的转换, 尽管 SFW 事件每年都会发生, 但它仍能够对对流层的天气系统产生重要影响, 提高次季节以及跨季节的气候预测水平 (Butler 等, 2019; Kelleher 等, 2020)。图 5.9 给出了偏早年 SFW 事件和偏晚年 SFW 事件合成的经向 PV 梯度指数的时间变化序列。其中, 偏早年事件发生前位于极涡边缘处的平流层环流变化基本与图 3.5 和图 5.2 中所示的 SSW 事件前的平流层环流变化一致 (图 5.9, 红线)。其特征具体表现为经向 PV 梯度指数的增大从超前 SSW 事件发生前 60 天开始出现, 并持续发展。到超前 SSW 事件发生前 30 天左右时, 极涡的前兆信号逐渐发展成熟, 能够长时间的维持在一个十分有利于行星波活动汇聚到平流层内部的一个状态之中, 等待 SFW 事件的爆发。与 SSW 事件类似的演变特征也说明偏早年的 SFW 事件可能是与 SSW 事件一样通过行星波异常的动力学强迫来激发, 与前人的结论一致 (Vaugh et al., 1999; Black 和 McDaniel, 2007; Salby 和 Callaghan, 2007; Butler 和 Domeisen, 2021;

Hauchecorne 等, 2022)。

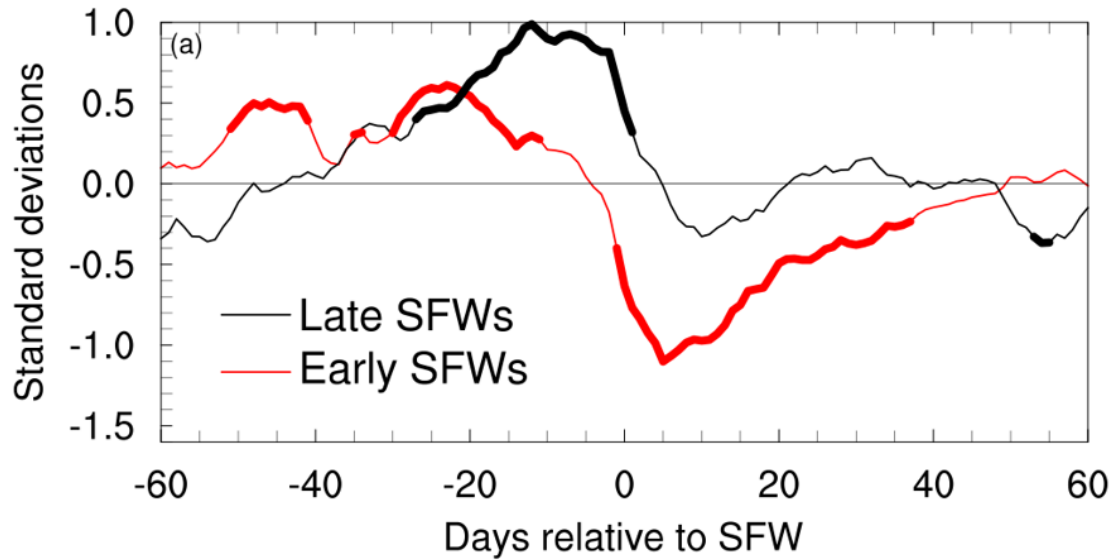


图 5.9 (红线) 偏早年和 (黑线) 偏晚年 SFW 事件合成的经向 PV 梯度指数的时间序列。图中横轴的第 0 天代表 SFW 事件发生的第 0 天。粗线为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的部分

以往的研究通常认为偏晚年 SFW 事件的发生主要归结于季节转换之下太阳辐射的强迫作用, 而不是行星波强迫引起的动力学作用 (Hu 等, 2014; Butler 等, 2019)。但是图 5.9 中的结果表明在偏晚年 SFW 事件发生前, 平流层的环流也表现出了显著的异常信号, 说明平流层极涡的调节作用同样可能在偏晚年 SFW 事件的形成中发挥重要作用 (图 5.9, 黑线)。在偏晚年 SFW 的合成结果中, 平流层经向 PV 梯度指数并没有从超前 60 天开始就已显露出明显的正异常, 而是从发生前 60 天的负异常持续增大到临近事件发生时的显著正异常, 表明偏晚年 SFW 事件发生前的平流层环流变化与偏早年事件有很大不同。

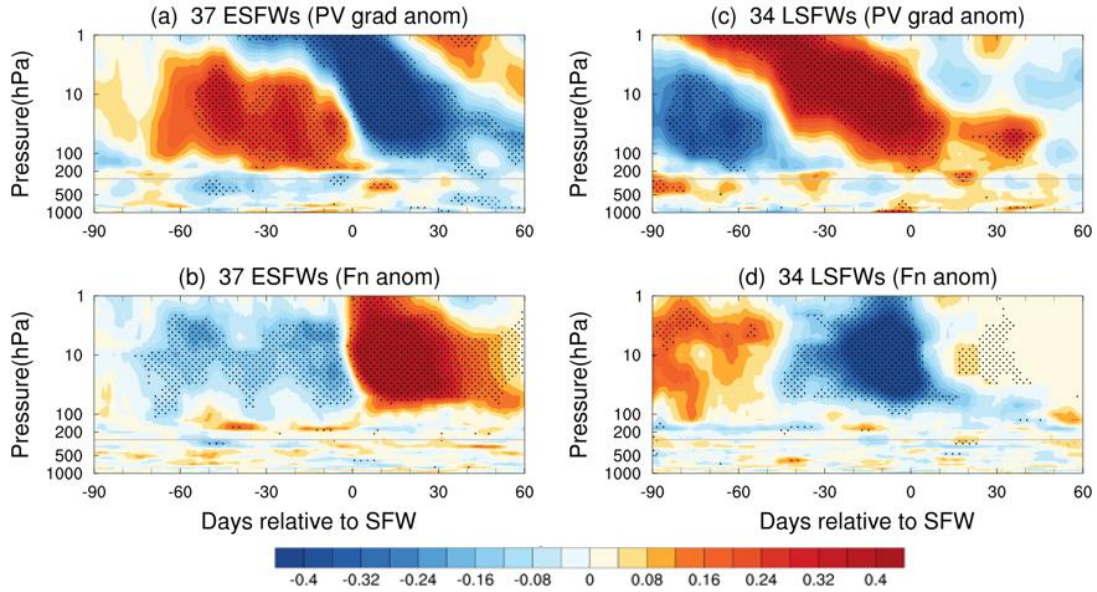


图 5.10 平流层最后增温 (SFW) 事件发生前后 55° - 65° N 平均的标准化 (a 和 b) 经向 PV 梯度和 (b 和 d) F_n 的异常随高度和时间的演变。左列为偏早年 SFW 的合成结果, 右列为偏晚年 SFW 的结果。打点区域代表通过了 0.05 置信度的显著性检验

图 5.10 进一步给出了偏早年和偏晚年 SFW 事件合成的极涡边缘经向 PV 梯度和 F_n 的标准化异常随高度和时间的演变。在偏早年 SFW 事件发生前, 经向 PV 梯度的垂直结构同样类似于 SSW 事件发生前的平流层异常变化, 一方面反映出在超前 60 天左右出现的由极涡的异常增强所导致的经向 PV 梯度的正异常从平流层中上层出现并向向下延伸; 另一方面, 在同一时间内位于平流层中低层的经向 PV 梯度的正异常和 F_n 的负异常也表明平流层的条件有利于更多的行星波上传至平流层内从而发生波破碎, 促进平流层前兆异常信号的进一步发展。而在偏晚年 SFW 事件发生前, 平流层内异常信号在垂直方向上的演变与偏早年事件确有很大的不同。不同于超前偏早年 SFW 事件发生约 60 天左右的经向 PV 梯度的正异常出现在平流层中低层, 在偏晚年 SFW 事件发生前 60 天的经向 PV 梯度的正异常仅出现在了平流层上层, 并与前期负异常信号构成了负、正异常交替从平流层上层出现并向向下延伸的转变过程。这个现象说明偏晚年 SFW 事件的平流层前兆信号的出现很有可能是由于前期发生的一次平流层增温过程后的辐射冷却过程所导致, 这也与前人研究中偏晚年 SFW 事件发生前的冬季常常会有 SSW

事件出现的结果一致（Hu 等，2014；Butler 等，2019）。

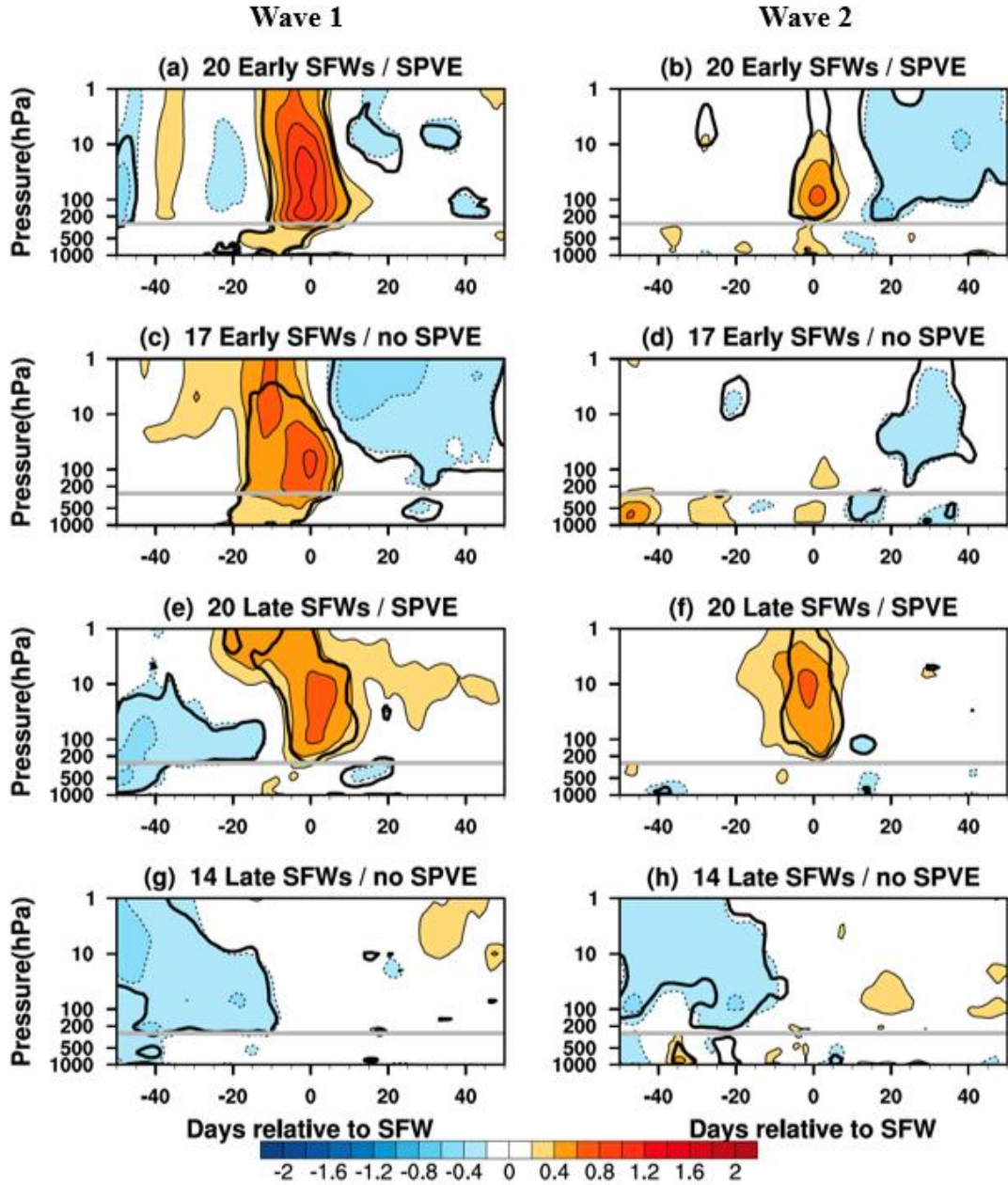


图 5.11 前期有 SPVE 发生的偏早年 SFW 事件合成的 (a) 纬向 1 波和 (b) 纬向 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常随高度和时间的演变。(c-d) 类似于 (a-b) 但为前期没有 SPVE 发生的偏早年 SFW 事件。(e-h) 类似于 (a-d)，但为偏晚年 SFW 事件的结果。粗的黑线代表异常通过置信度为 0.05 的显著性检验。横轴的 0 代表 SFW 事件的第 0 天

图 5.9 和 5.10 的结果表明在 SFW 事件发生前确实存在显著的极涡前兆信号，为了进一步探究极涡前兆信号对 SFW 事件形成的影响，并与 SSW 事件进行对

比, 接下来, 我们仿照 SSW 事件的研究方法, 将 SFW 事件根据前期有无 SPVE 发生分为两组来进行研究。图 5.11 给出了偏早年 and 偏晚年 SFW 事件分别根据前期有无 SPVE 发生分为两组合成的垂直方向行星波活动的演变状况。对于偏早年 SFW 事件, 当前期有 SPVE 出现时, 对流层内的上传行星波强迫弱于没有 SPVE 出现的合成结果, 但是在平流层内无论是行星 1 波还是行星 2 波的波强迫异常都明显强于没有 SPVE 出现时的平流层内上传的波强迫异常。这反映出平流层的调节能够显著加剧偏早年 SFW 事件发生时的环流变化。

对于偏晚年 SFW 事件, 当前期有 SPVE 出现时可以看到这类 SFW 事件在发生前后的平流层内存在显著的行星波向上传播的增强。因此这些偏晚年 SFW 事件确实与以往的普遍认知不同, 是由明显的动力强迫所主导。此外, 无论是行星 1 波分量还是行星 2 波分量, 在有 SPVE 存在的偏晚年 SFW 事件发生前后的对流层内部都没有明显的波源出现, 说明这些受动力强迫主导的偏晚年 SFW 事件的形成主要依靠于前期平流层异常过程的调节作用。不过相比于偏早年 SFW 事件受到平流层调节过程和对流层异常波强迫协同影响的情况下, 平流层内的波强迫异常稍弱于偏早年的事件。而当前期没有 SPVE 出现时, SFW 事件发生前后的平流层内没有行星波强迫异常的出现, 说明当不存在前期平流层的调节时, 这些偏晚年 SFW 的发生主要是通过季节转换下的辐射强迫所引发的。

根据图 5.12 给出的上述四组 SFW 事件发生前后平流层 10 hPa 上纬向西风的时间序列可以清楚地看到偏早年 SFW 事件(图 5.12, 绿线和红线)以及有 SPVE 存在的偏晚年 SFW 事件(图 5.12, 黑线)在发生前后都伴随着平流层西风的大幅度减弱, 在一个月均减弱超过了 20 m s^{-1} , 展现出了典型的动力强迫导致的爆发性特征。当偏晚年的 SFW 事件前没有 SPVE 出现时(图 5.12, 蓝线), 平流层的纬向西风表现出由辐射强迫决定的缓慢减弱的演变特征。但是在这些事件发生前 120-前 60 天期间, 有强烈的风减速过程出现, 说明前冬可能存在 SSW 事件。当年冬季有 SSW 事件发生后, 大幅度减弱的纬向西风并没有恢复, 而是随着季节的转变由于太阳辐射的变化逐渐转为了东风, 从而形成了偏晚年的 SFW 事件。

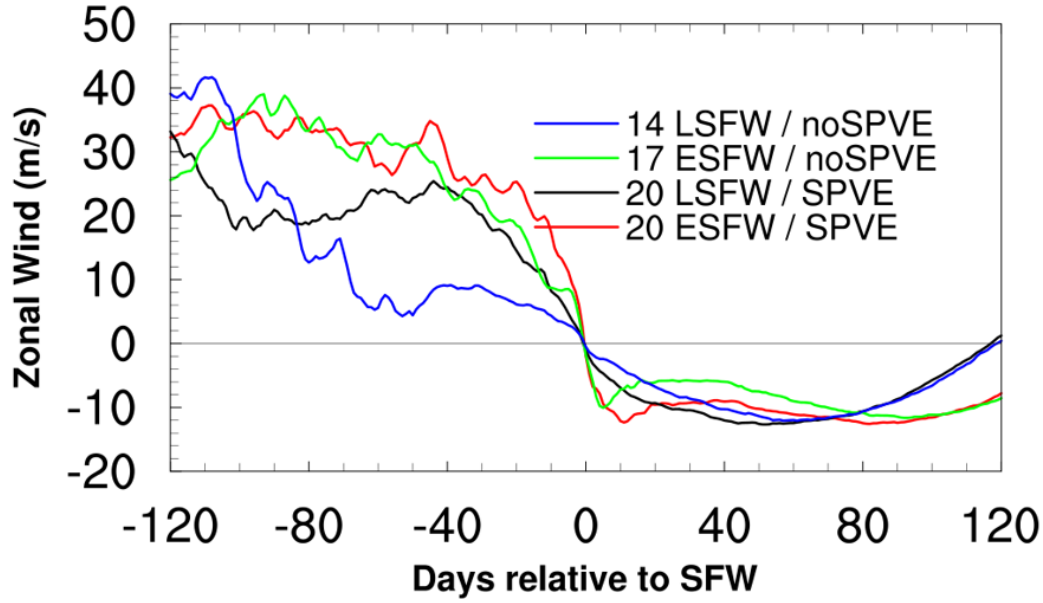


图 5.12 北半球 SFW 事件合成的 60°N 和 10 hPa 的纬向平均的纬向风（单位： m s^{-1} ）异常的时间序列。红线和黑线分别为前期有 SPVE 发生的偏早年 and 偏晚年 SFW 事件结果，绿线和蓝线分别为没有 SPVE 发生的偏早年 and 偏晚年 SFW 事件结果。图中横轴的第 0 天代表 SFW 事件发生的第 0 天

根据图 5.11 的结果可知，SFW 事件前除了存在平流层的调节作用之外，还存在对流层内异常波强迫的向上传播。与 4.3 节探究 SSW 事件前平流层异常和对流层波强迫异常的协同影响类似，图 5.13 给出了对流层的波活动事件（TWE）根据后续有无 SFW 事件发生分成两组合成的事件发生前 30 天平均的经向 PV 梯度和 F_n 异常的变化。在有偏早年 and 偏晚年发生的两类 TWE 中，前期平流层异常都表现出极涡边缘附近处的显著的经向 PV 梯度的正异常和 F_n 的负异常，尽管有偏晚年事件发生时平流层异常的范围更大，但总体都表现出有利于行星波向上传播至平流层极涡内部的环境（图 5.13a、5.13b、5.13d 和 5.13e）。相反，在后续没有 SFW 发生的 TWE 的合成结果中，极涡边缘附近的平流层表现出了相反的经向 PV 梯度的负异常和 F_n 的正异常，显然不利于行星波向平流层内部汇聚（图 5.13c 和 5.13f）。进一步通过 TWE 合成的经向 PV 梯度指数的时间序列可以更加清晰地看到，若没有一个有利的平流层异常环境，即使在对流层存在异常强的波源往往也不足以引发 SFW 事件，只有同时存在有利的平流层异常环境的配

合才容易引发 SFW 事件（图 5.13g）。因此即使部分 SFW 事件的发生还同时存在对流层的异常波强迫，平流层前兆信号的调节仍然起到决定性的作用。

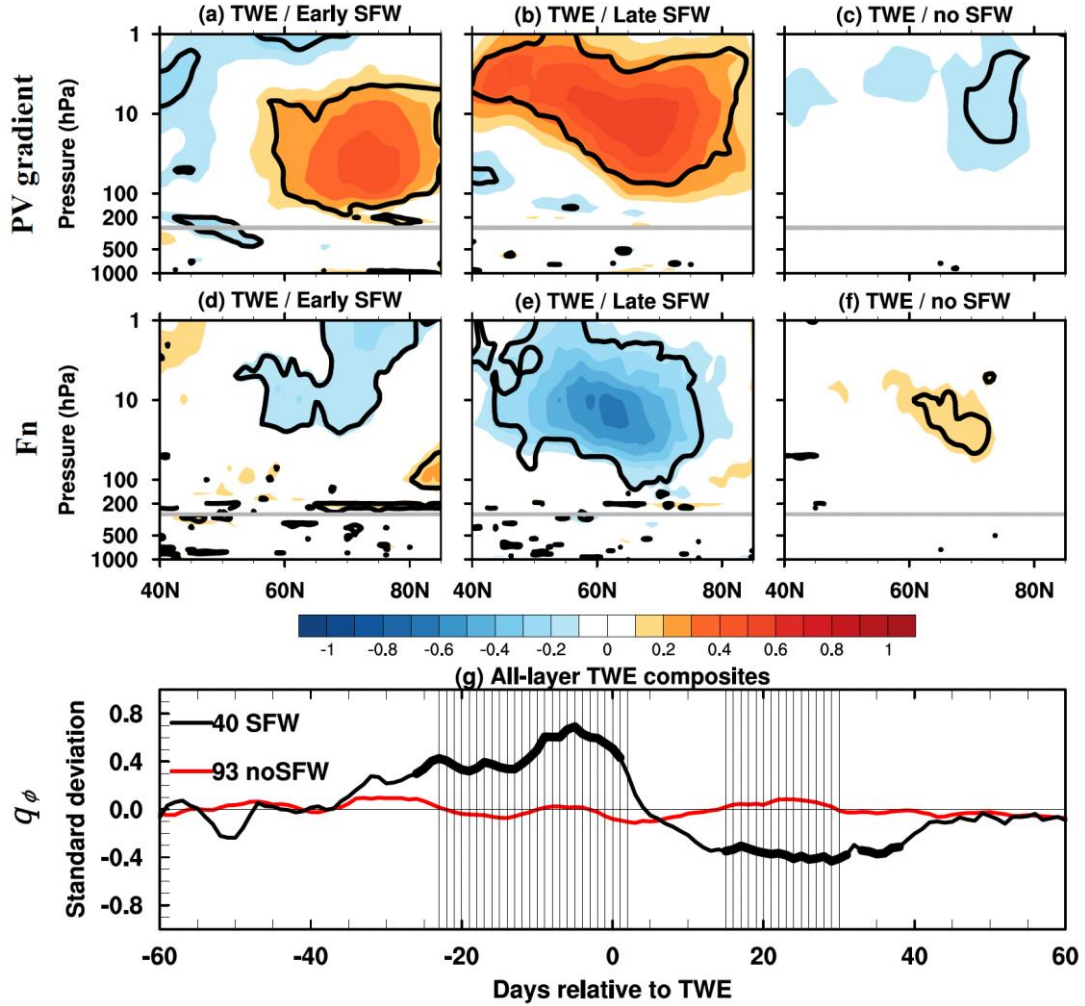


图 5.13 TWE 事件合成的 (a-c) 发生前 30 天内平均的经向 PV 梯度和 (d-f) F_n 的标准化异常随高度和纬度的变化以及 (g) 经向 PV 梯度指数的时间序列。(a 和 d) 后续有偏早年 SFW 事件、(b 和 e) 后续有偏晚年 SFW 发生以及 (c 和 f) 后续没有 SFW 发生的合成结果。图中横轴的第 0 天代表 TWE 事件发生的第 0 天。粗线部分为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

最后，表 5.1 给出了 SPVE 与 TWE 和 SFW 事件相关的统计情况，约有 56.3% 的 SFW 事件前存在 SPVE，并且有 69% 的 SPVE 出现后发生了 SFW 事件，这些数字都不低于，甚至远大于 TWE 与 SFW 的相关性（56.3%和

30.1%)。与 SSW 事件的结论相似, 这些统计结果也进一步反映出前期平流层极涡的异常信号对 SFW 事件发生的调节作用至少不弱于对流层异常波强迫过程的影响, 值得在未来 SFW 的预测中加以重视。

表 5.1 与 SPVE 和 TWE 有关的偏早年 SFW 和偏晚年 SFW 的统计情况

	Total SFWs (71)	Early SFWs (37)	Late SFWs (34)
Preceded by SPVEs	40 (56.3%)	20 (54.1%)	20 (58.8%)
Preceded by TWEs	40 (56.3%)	21 (56.7%)	19 (55.9%)
Preceded by SPVEs / no TWEs	18 (25.4%)	9 (24.3%)	9 (26.5%)
Preceded by no SPVEs / TWEs	18 (25.4%)	10 (27.0%)	8 (23.5%)
	Total SPVEs (58)	Total TWEs (133)	
Followed by Total SFWs	40 (69.0%)	40 (30.1%)	
Followed by Early SFWs	20 (34.5%)	21 (15.8%)	
Followed by Late SFWs	20 (34.5%)	19 (14.3%)	
Not followed by SFWs	18 (31.0%)	93 (69.9%)	

5.5 南半球平流层增温事件

前文内容已经表明在北半球, 无论是发生在深冬时节的 SSW 事件还是主要发生在春季的 SFW 事件, 其发生都受到前期平流层极涡异常信号的显著影响。本节将进一步针对南半球的平流层增温事件的形成机制进行综合考量, 重点探究平流层的调节作用是否同样能够对南半球增温事件产生重要影响, 并且与北半球的过程有何异同。由于相比于北半球, 南半球中高纬度的海陆分布更为均匀并地形存在不同, 使得气候态中行星波的强迫较弱, 强 SSW 事件发生较少, 因此我们采用 Shen 等 (2022) 定义的南半球弱极涡事件 (WPV) 来表征南半球的 SSW 事件。

图 5.14 给出了 WPV 事件合成的 60°S 纬向风异常极区平均的温度异常随高度和时间的演变, 以及经向 PV 梯度指数和极涡强度指数的时间演变序列。这里南半球的经向 PV 梯度指数与北半球类似, 只是采用 $55^{\circ}\text{-}75^{\circ}\text{S}$ 的平均值计算得

到。在 WPV 发生后，显著的纬向东风异常和温度的正异常出现在平流层中上层，并向下延伸到了平流层底，纬向东风异常更是在事件发生 30 天后向下延伸到了对流层中，说明南半球 WPV 事件的发生能如北半球增温事件一般，对对流层的天气系统造成显著影响（Jucker 和 Reichler, 2023）。在 WPV 发生前，显著的纬向西风异常首先出现在平流层顶，并随时间向下延伸，持续到第 0 日之前，同时，极区平流层顶在 WPV 发生前也出现了轻微的增暖。极涡边缘经向 PV 梯度在 WPV 事件发生前 40 天内表现出显著的正异常，极涡强度也在第 0 日之前表现出了长期的正异常。这种极夜急流的增强与向极移动以及平流层上层的轻微增暖等环流的异常特征与北半球 SSW 事件发生前的极涡异常信号非常相似，表明南半球 WPV 事件在发生前也普遍存在极涡的前兆信号，并可能在后续的增暖事件中发挥重要作用（Lawrence 和 Manney, 2020; Lim 等, 2021）。

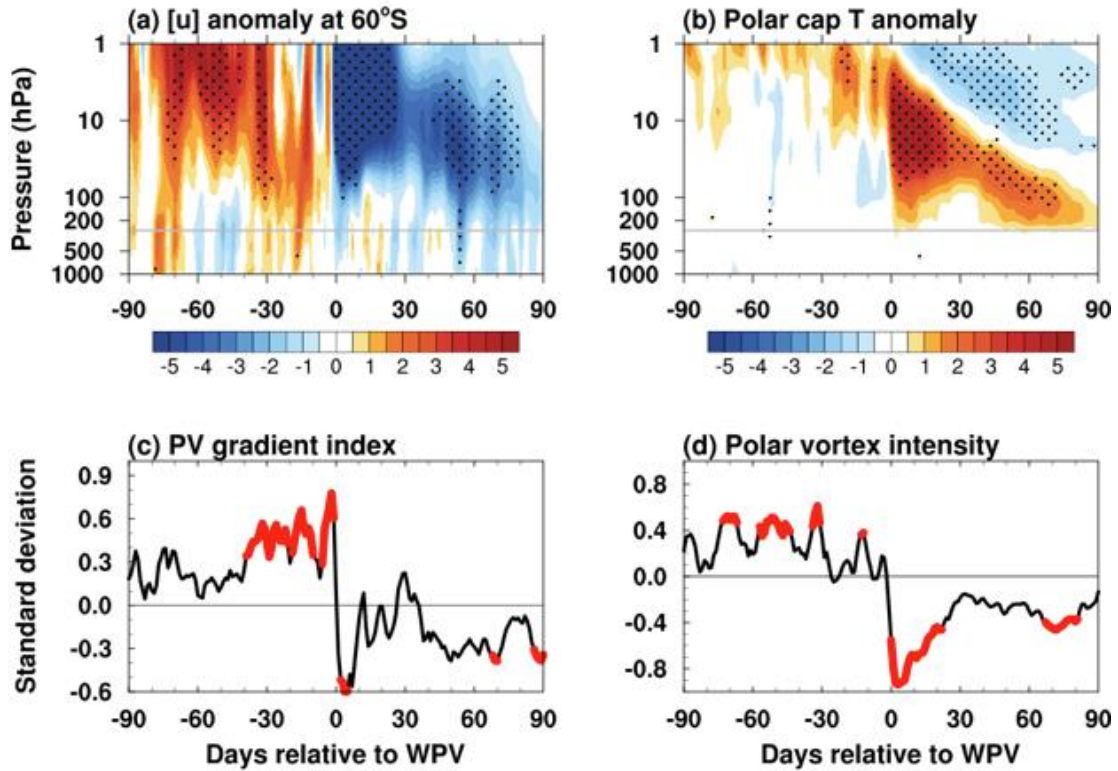


图 5.14 南半球弱极涡事件（WPV）发生前后（a）60°N 的纬向平均的纬向风异常（单位： m s^{-1} ）和（b）极区面积平均的温度（单位：K）异常随高度和时间的演变以及（c）标准化经向 PV 梯度指数和（d）极涡强度指数的时间序列。图中横轴的第 0 天代表 WPV 事件发生的第 0 天。打点区域和粗线部分为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

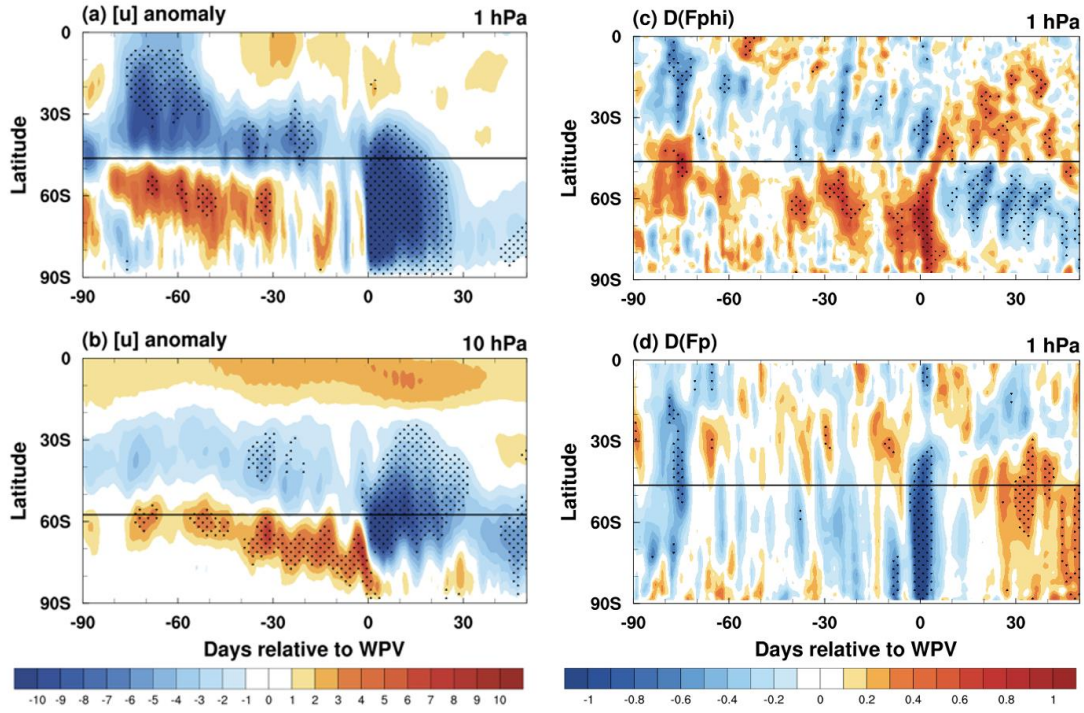


图 5.15 WPV 事件发生前后在 (a) 1 hPa 上纬向平均的纬向风异常、(b) 10 hPa 上纬向平均的纬向风异常 (单位: m s^{-1})、1 hPa 上 (c) 标准化的 EP 通量水平分量的散度和 (d) EP 通量垂直分量的散度。图中横轴的第 0 天代表 WPV 事件发生的第 0 天。打点区域为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域。水平的黑线为气候态 JJA 平均的西风最大值纬度

图 5.15 给出了南半球 WPV 事件发生前后平流层顶 1 hPa 上的纬向风异常、涡动动量通量和涡动热量通量的散度异常以及平流层中层 10 hPa 上纬向风异常随纬度和时间的演变情况。WPV 事件第 0 天时的纬向风异常可以追溯到事件发生前 80 天就已出现的平流层顶极夜急流的向极移动 (图 5.15a), 气候态急流核向极一侧的纬向西风异常和向赤道一侧的纬向东风异常构成了鲜明的经向偶极子结构。平流层中层也在事件发生前 70 天左右出现了明显的纬向风的经向偶极子结构 (图 5.15b), 反映出平流层顶极夜急流的向极和向下移动。根据涡动通量的散度诊断表明, 南半球 WPV 事件发生前长时间的极夜急流的向极移动主要与水平方向上涡动动量通量的异常有关, 同样表现为以冬季气候态急流核为中心形成的经向偶极子结构 (图 5.15c)。急流核向极一侧的涡动动量通量的异常辐散以及向赤道一侧的异常辐合表明有更多的行星波异常从极地向中纬度移动, 从而使

得极区的纬向西风增强，急流向极移动。这一过程与垂直方向上涡动热通量的异常关系较弱（图 5.15d）。与北半球增温事件大约在发生前 40 天出现的平流层极夜急流向极移动的过程不同的是，南半球 WPV 事件的平流层前兆信号从超前事件发生前 80 天已经开始显现，表现出明显更长的生命周期。

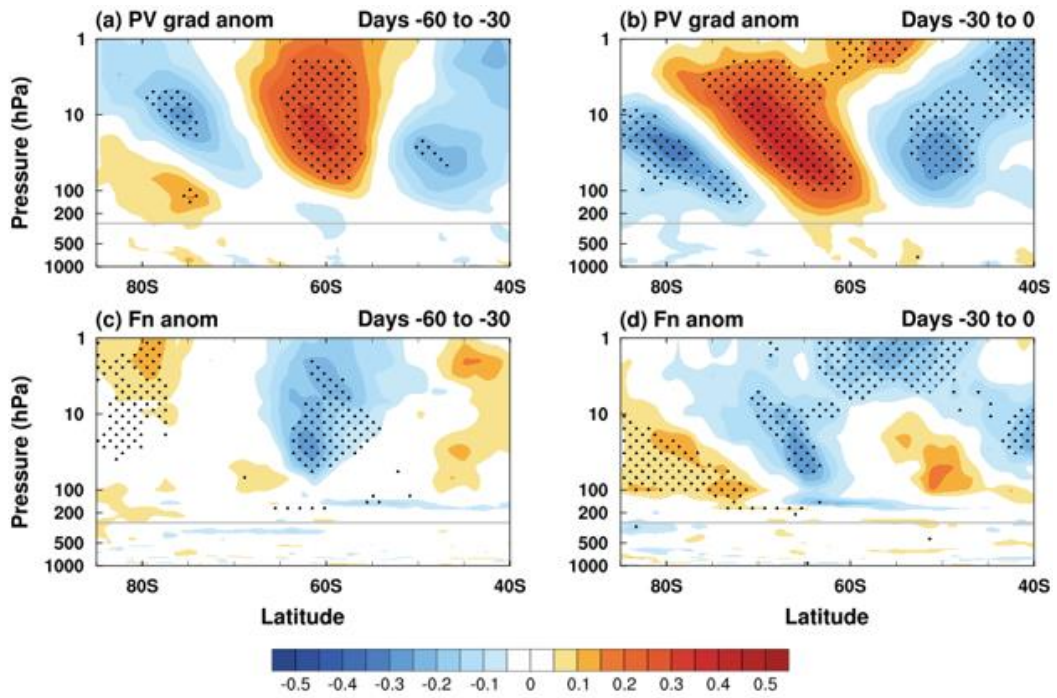


图 5.16 WPV 事件发生（左列）前 60-30 天平均和（右列）前 30-0 天平均的（a, b）经向 PV 梯度和（c, d） F_n 的标准化异常随高度和纬度的演变。打点区域为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

图 5.16 给出了 WPV 在发生前不同时间段平均下的经向 PV 梯度和 F_n 的标准化异常的高度-纬度剖面结构。随着平流层极夜急流的向极移动，平流层中经向 PV 梯度的正异常在 60°S 的垂直方向上增大。正的经向 PV 梯度能够增大局部的折射指数，因而在此期间， F_n 的负异常也在平流层的极涡边缘处开始增大，导致在事件发生前 60 天至前 30 天期间，以 60°S 为中心的 F_n 的负异常与位于极地平流层上空的正异常组成了一个经向偶极子结构。这种结构一方面有利于低层的行星波活动沿着垂直方向上 F_n 的负异常区域向平流层内传播，另一方面又会有利于行星波活动在平流层中上层的水平方向由极地向中纬度传播，进一步使

得极夜急流向极移动,使得此平流层的异常结构进一步发展,并直到事件发生前 30 天左右达到峰值。

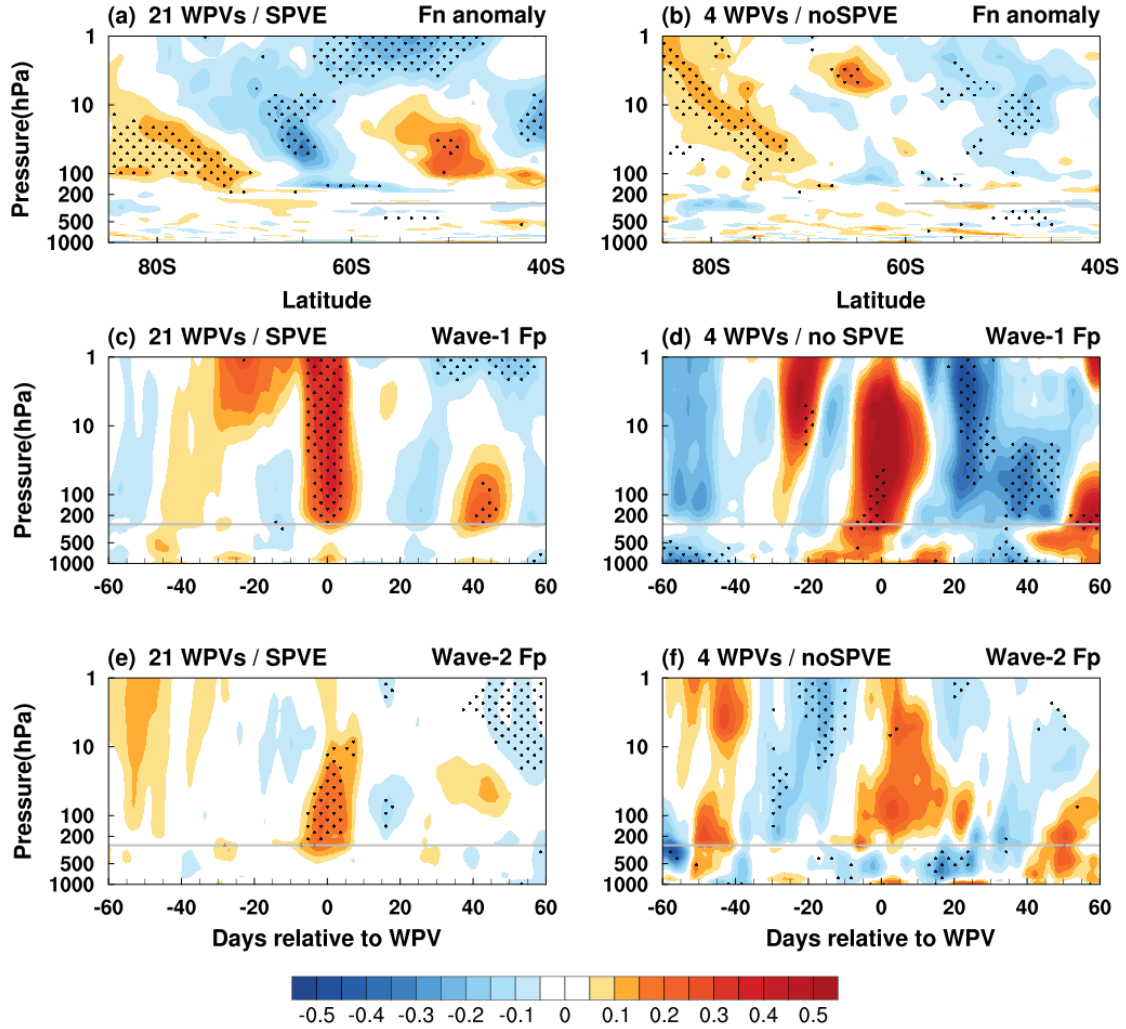


图 5.17 (左列)前期有 SPVE 发生的 WPV 事件合成的 (a) 事件发生前 30 天平均的 F_n 的标准化异常随高度和纬度的变化、(c) 纬向 1 波和 (e) 纬向 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常随高度和时间的演变。右列与左列类似, 但为前期没有 SPVE 发生的 WPV 的合成结果。图中横轴的第 0 天代表 WPV 事件发生的第 0 天。打点区域为通过 0.05 置信度的区域

到了 WPV 事件发生前 30 天, F_n 的负异常已经向极延伸到了极区平流层中上层, 占据了整个中高纬度的平流层中上层, 这一方面更加有利于低层的平流层行星波活动向上传播, 另一方面有助于行星波活动进入平流层后更多的向极地汇

聚，而不是偏向低纬度，从而能够对极涡造成剧烈的扰动，引发 WPV 事件。与北半球增温事件的极涡前兆信号的发展过程相比较，南半球 WPV 发生前的极涡异常过程具有类似的演变特征和发展机制，但是，二者在持续时间上有着明显的差异。北极平流层的增暖事件前的极夜急流极移的持续时间通常不到 40 天（Lawrence 和 Manney 2020；第三章、5.3 节和 5.4 节），而南极 WPV 事件前发生的极夜急流的向极移动可以追溯到两到三个月之前。这可能是由于南半球气候态中的强极涡极大地抑制了行星波向平流层的垂直传播（Matsuno, 1971）。因此，需要对南极极涡进行较长时间的预先调节过程，以提前减弱南极极涡，调节平流层状态，使行星波活动充分进入平流层。

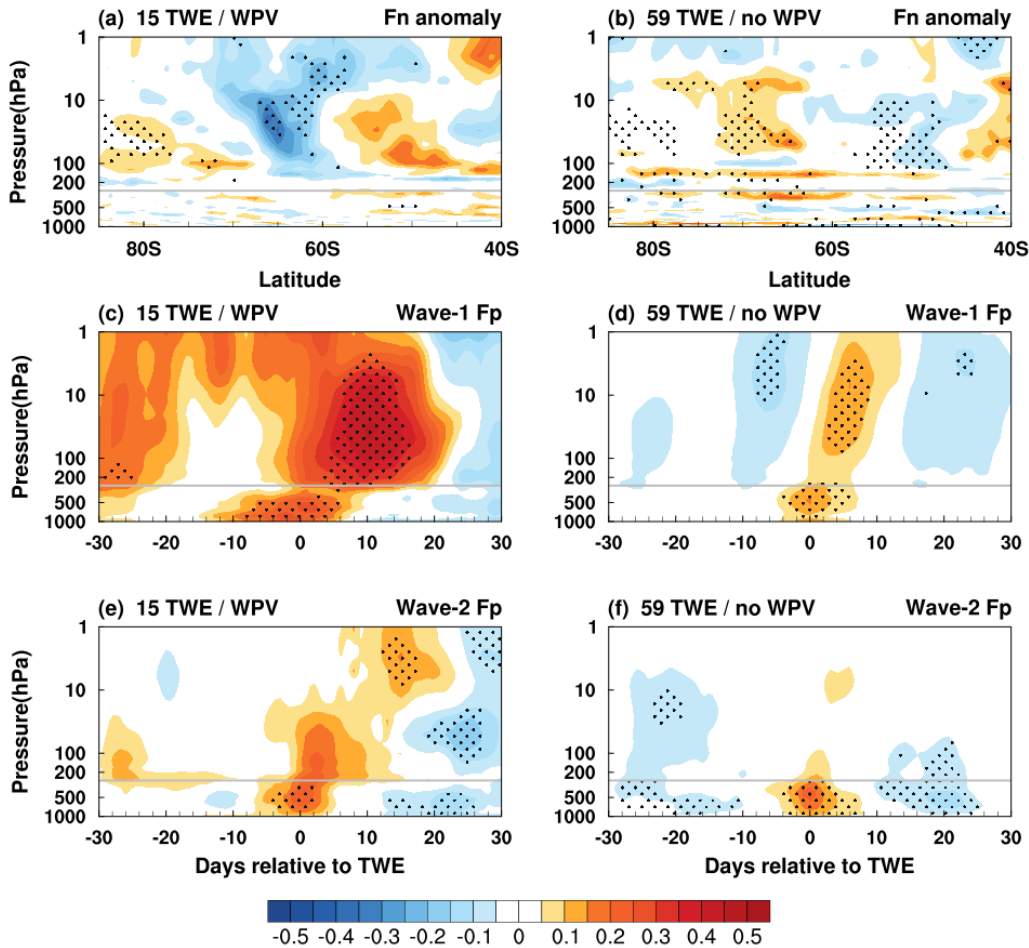


图 5.18 （左列）后续有 WPV 发生的 TWE 合成的（a）事件发生前 30 天平均的 F_n 的标准化异常随高度和纬度的变化、（c）纬向 1 波和（e）纬向 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常随高度和时间的演变。右列与左列类似，但为后续没有 WPV 发生的 TWE 的合成结果。图中横轴的第 0 天代表 TWE 发生的第 0 天。打点区域为通过 0.05 置信度的区域

图 5.17 给出了 WPV 事件根据前期有无 SPVE 发生分为两组而合成的 Fn 异常以及 EP 通量垂直分量的异常演变。由于南半球冬季平流层的环流变率远小于北半球，因此南半球 SPVE 和 TWE 的定义都选取 0.5 个标准差作为阈值，共有 63 个 SPVE 和 74 个 TWE 被识别出，仍小于北半球识别出的事件数，阈值的略微改动不会影响结果。在南半球平流层增温事件的发生可能更加需要平流层长期的预先调节过程的情况下，南半球 WPV 前有 SPVE 的比例（约 84%）大于北半球的 SSW 事件（约 59%），这再次表明了南半球 WPV 前的平流层调节过程确实对于 WPV 的形成具有重要影响。从图 5.17 中可以看到，在有 SPVE 存在的大部分 WPV 事件中，前期平流层的极涡边缘充斥着显著的 Fn 的负异常，显示出极为有利于行星波向平流层极涡内部传播的平流层条件。相比于另一小部分没有 SPVE 存在的 WPV 事件中对流层存在较强的波源，这些 WPV 事件中无论是行星 1 波还是行星 2 波都无需在对流层存在异常强的波源，凸显了平流层自身的调节作用。

图 5.18 进一步给出了对流层的波活动事件 TWE 根据后续有无 WPV 发生分为两类而合成的 Fn 异常和 EP 通量垂直分量异常的演变。同样的，类似于北半球的情况，当南半球的对流层有异常强的行星波活动出现时，后续有 WPV 发生的情况下通常伴随着前期有利的平流层异常条件出现（图 5.18a）。此时对流层的异常波活动进入平流层后得到了进一步地放大，并维持较长时间（图 5.18c 和 5.18e）。而在平流层极涡边缘表现出正常甚至是不利于行星波活动上传的情况下（图 5.18b），绝大多数的对流层异常强的波源也无法独自引发 WPV 事件，行星波强迫异常被大幅度的限制在平流层之下（图 5.18d 和 5.18f）。

最后，仿照北半球 SSW 事件的办法，图 5.19 利用南半球 WPV 事件发生前 35-30 天平均的经向 PV 梯度指数和发生前 25-20 天平均的 700 hPa 上纬向前 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常作为回归因子，回归到事件发生后 10 天内的 60° S 和 10 hPa 上纬向风减速幅度，从而建立一个简单的多元线性回归模型。这两个时间段是根据与 WPV 发生 10 天内的纬向风减速的相关性最大的区间进行挑选。其中，经向 PV 梯度指数因子的回归系数为 -0.43，与低对流层波强迫异常 -0.49 的系数相近（图 5.19a），两个因子总共能够贡献所有 WPV 事件环流变化中

42.7%的解释方差（图 5.19b）。特别是，两个因子能够为目前仅有的两个公认的 2002 年和 2019 年南半球 WPV 事件提供 56%和 70%的预报技巧，其中平流层的因子能够单独解释两次事件 41%和 65%的纬向风变化（图 5.19c），充分体现了平流层因子在这两次 WPV 事件形成中的重要性。以上的这些结果充分表明，平流层极涡的预先调节过程在南、北半球平流层增温事件的形成中都起到重要的作用，至少不次于对流层的异常波强迫所起到的贡献。且南极平流层增暖事件的发生通常需要提前大幅度地减弱极涡的强度，故需要比北半球更长的极涡预先处理过程，这也得到了 2002 年南半球强 SSW 案例研究的支持（Scaife 等，2005）。

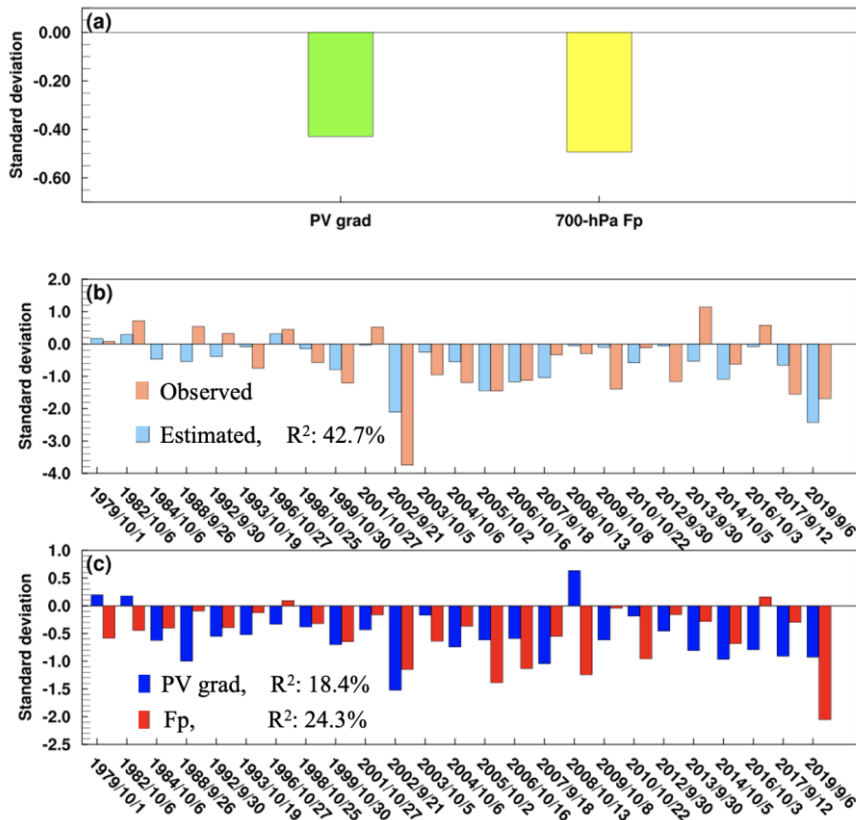


图 5.19 (a) 将标准化的 WPV 事件发生 10 天内的 10 hPa, 60° S 纬向风减速异常投影到事件发生前 35 天-30 天平均的 (绿色) 标准化经向 PV 梯度指数和前 25 天-20 天平均的 (黄色) 700 hPa 的纬向前 2 波的 EP 通量垂直分量的标准化异常得到的标准化回归系数。(b) WPV 事件发生 10 天内实际的 10 hPa, 60° S 纬向风减速的标准化异常 (橙色) 和线性回归模型得到的估计值 (天蓝色)。(c) 由经向 PV 梯度指数因子 (蓝色) 和 700 hPa 的 EP 通量垂直分量因子 (红色) 分别得到的估计值。 R^2 为解释方差

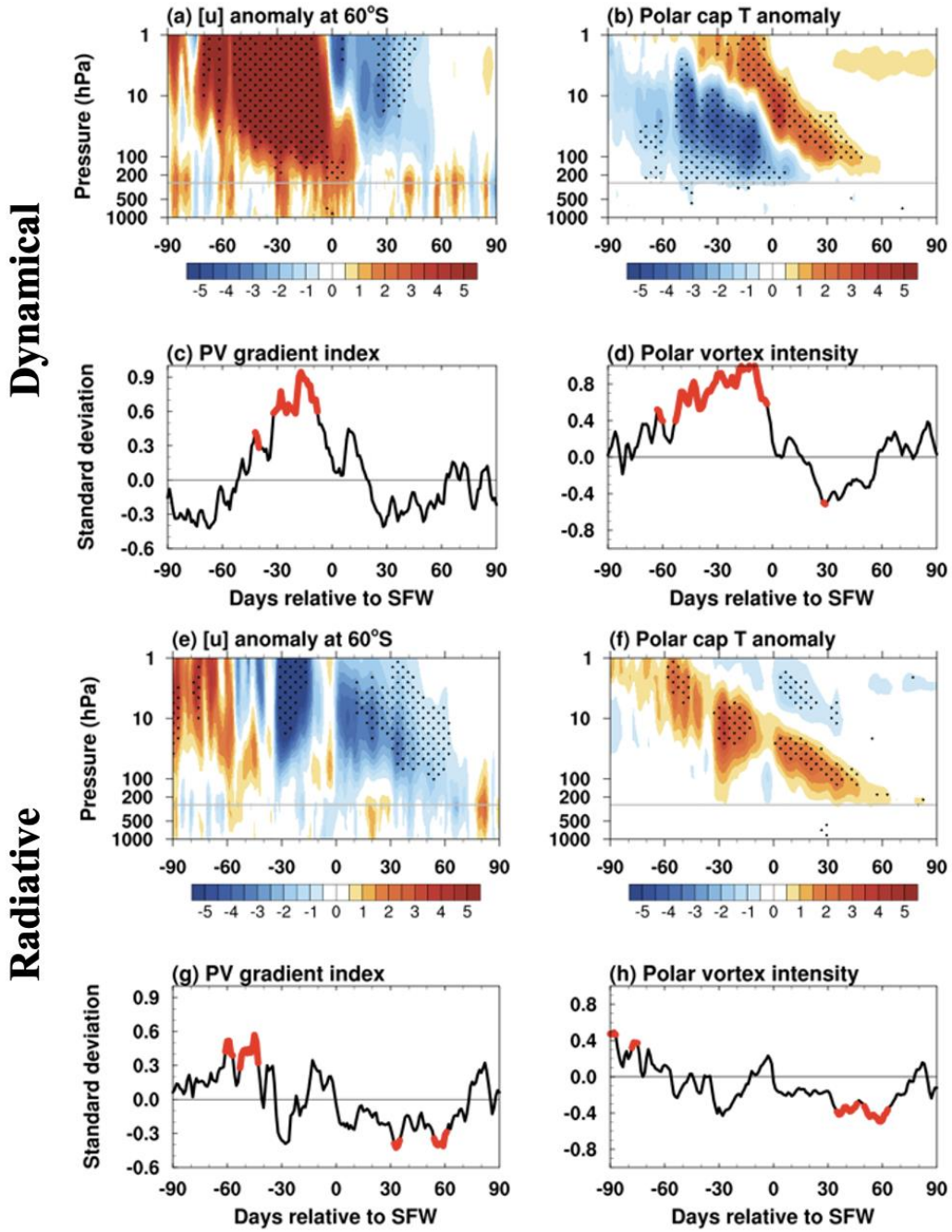


图 5.20 具有动力特征的 SFW 发生前后 (a) 60°N 的纬向平均的纬向风异常 (单位: m s^{-1}) 和 (b) 极区面积平均的温度 (单位: K) 异常随高度和时间的演变以及 (c) 标准化经向 PV 梯度指数和 (d) 极涡强度指数的时间序列。(e-h) 与 (a-d) 类似, 但为没有动力特征的 SFW 结果。SFW 是否具有动力特征根据事件发生前 20 天内是否有 WPV 出现而判断。图中横轴的第 0 天代表 SFW 事件发生的第 0 天。打点区域和粗线部分为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

5.4 节的结果表明许多北半球的 SFW 事件能够与 SSW 事件一致，受到前期平流层异常信号的显著影响，图 5.20 给出了南半球 SFW 事件发生前后的平流层环流变化，并将其分成了具有动力特征的 SFW 和辐射特征的 SFW。具有动力特征的 SFW 显示出了与 WPV 事件非常类似的环流变化，事件发生前经向 PV 梯度显著的正异常以及纬向西风异常反映出了这些南半球的 SFW 事件同样具有鲜明的平流层前兆信号（图 5.20a-5.20d）。而主要受辐射强迫影响的 SFW 事件中，其在发生前缺乏典型的平流层调节过程的信号特征，事件发生前后的平流层环流变化相当平缓（图 5.20e-5.20h）。

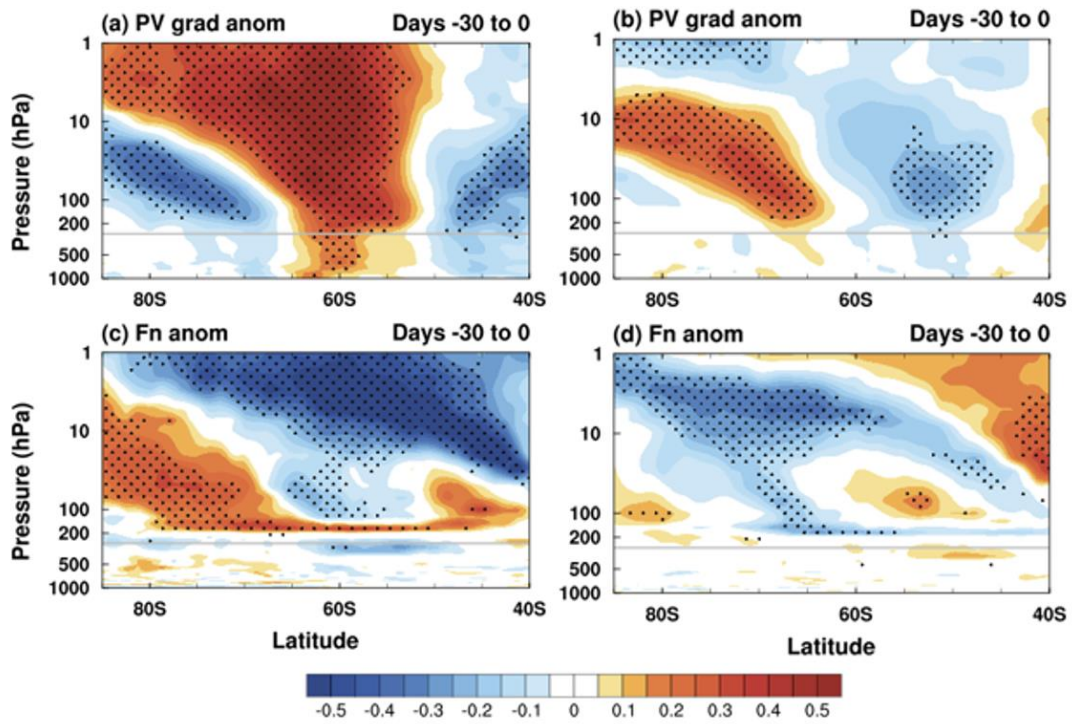


图 5.21 具有动力特征的 SFW 事件发生（左列）前 60-30 天平均和（右列）前 30-0 天平均的（a, b）经向 PV 梯度和（c, d） F_n 的标准化异常随高度和纬度的演变。打点区域为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

图 5.21 给出了具有动力特征的 SFW 和辐射特征的 SFW 合成下的经向 PV 梯度和 F_n 的标准化异常在事件发生前 30 天内的平均状况。具有动力特征的 SFW 事件发生前的平流层极涡边缘再次展现出了与 WPV 事件类似的环流状况，表现

为以 60°S 为中心的平流层极涡边缘在垂直方向上显著的正经向 PV 梯度异常和负的 F_n 异常, 有利于行星波活动沿着急流核的波导方向向平流层中传播并向极涡内汇聚。而具有辐射特征的 SFW 事件前的平流层条件表现为以 60°S 为中心的经向偶极子结构, 向极一侧的负的正经向 PV 梯度异常和正的 F_n 异常显然不利于行星波向极区传播而造成极涡扰动。这些结果再次印证了在前期存在平流层异常信号的调节作用可能是具有动力特征的平流层增温事件的普遍特性。

5.6 本章总结

平流层增温事件可根据不同的特征分为不同类型的增温事件, 但是除了北半球 SSW 事件之外, 关于前期极涡状态对于不同类型增温事件的影响知之甚少。本章仿照前面章节研究 SSW 事件前期平流层极涡异常的方法, 对不同类型的平流层增温事件前的极涡信号的特征及其影响进行比较分析, 发现前期平极涡异常信号的调节作用对于各类平流层增温事件的形成都起到重要的作用, 说明前期平流层的调节过程对于平流层增温事件而言可能是一个必要的特性。但是, 由于不同类型增温事件的特征存在一定的差异, 前期平流层异常信号的特征也不尽相同。

当根据环流变化强度将北半球 SSW 事件细分为强型和弱型 SSW 事件时, 前期极涡异常在形成方式和强度上存在差异。弱事件前极涡异常的出现主要与极涡的增强有关, 而强事件前的极涡异常还与平流层低层有利于行星波上传的环境有关, 对应于 SSW 事件发生前极涡信号形成的两种可能方式。强事件发生前更强的极涡异常能够导致平流层中上层更有利于行星波向上汇聚, 从而对极涡造成更大扰动。除了这些差异以外, 两类事件发生前的极涡信号在持续时间和发展过程上类似, 极涡异常信号与两类事件发生的关联程度也基本一致。

当根据空间特征将 SSW 事件分为极涡偏移型和分裂型事件时, 极涡偏移型事件前的极涡异常信号在初始阶段的出现主要与极夜急流的增强有关, 而极涡分裂型 SSW 事件前的极涡异常信号更可能与平流层内行星波的波破碎有关。因此, 极涡偏移型和分裂型 SSW 事件发生前的极涡异常信号的出现原因存在明显不同, 伴随着不同的演变过程, 最终在平流层内部导致不同的行星波强迫响应。使得具

有明显的极涡前兆信号的分裂型事件才会在发生后的平流层内显现出瞬时、正压的异常响应。但是，两类 SSW 事件前不同的平流层极涡异常信号为何会导致不同的平流层波强迫响应仍需进一步研究。

除了多发生在深冬的 SSW 事件，结果还表明代表平流层内季节转换的 SFW 事件同样受到前期极涡异常的显著影响。在主要由动力强迫所引发的偏早年 SFW 事件的形成中，前期极涡异常信号的特征和影响基本与 SSW 事件前的平流层调节过程一致，其不同可能只是由于发生时机的差异所致。在前期平流层信号的影响下，偏晚年 SFW 事件的发生同样能够具有明显的动力特征，在平流层内存在强的行星波强迫。但是偏晚年 SFW 事件的极涡前兆信号可能是由于前期发生的 SSW 事件后的辐射冷却过程所导致，与偏早年 SFW 事件和 SSW 事件前的平流层异常信号的形成与发展有较大不同。当偏晚年 SFW 事件不是由前期平流层调节过程所引起时，才会体现出季节转换下辐射强迫的主导影响。

除了北半球平流层增温事件以外，南半球的 SSW 事件和 SFW 事件同样受到前期极涡异常信号的显著影响。这种极涡异常信号在初始形成与作用机制上与北半球增温事件类似，但是在持续时间上存在显著差异。南半球增温事件前的极夜急流极移的典型特征平均而言持续近 80 天，远长于北半球增温事件前平流层异常近 40 天的持续时间。这可能是由于南半球气候态中强大的极涡抑制了行星波向平流层的垂传播，因此需要对南极极涡进行较长时间的预先调节过程，以提前减弱南极极涡，使行星波活动充分进入平流层。因而极涡异常信号与南半球增温事件的统计关系相比于北半球更加密切。

第六章 前期极涡状态在平流层增温事件 影响对流层环流中的作用

6.1 引言

近些年平流层的领域愈发受到重视的主要原因之一在于它能够对对流层的天气和气候系统甚至是化学成分产生重要影响 (Baldwin 等, 2021)。许多研究已经表明平流层的异常信号能够向下影响到对流层的环流, 影响时间甚至能够长达 60 天以上 (Baldwin 和 Dunkerton, 2001; Mitchell 等, 2013; Hitchcock 和 Simpson, 2014; Zhang 等, 2019; Rao 等, 2020)。当平流层增温事件发生后, 常会有北大西洋涛动 (NAO) 的负位相异常出现, 欧亚及北美大陆中高纬度的阻塞事件以及寒潮更容易发生 (Tomassini et al., 2012; Davini 等, 2014; Domeisen, 2019; Hall et al., 2021; Lu et al., 2021)。因此对平流层增温事件气候响应的研究能够为提高为对流层季节到季节尺度上的天气、气候异常的预测技巧具有重要帮助 (Sigmond 等, 2013; Scaife 等, 2014, 2016; Domeisen 等, 2020a, 2020b; Rao 等, 2019, 2021, 2022)。

但是, 绪论 1.4 节中也提到并不是所有的平流层增温事件都能够在发生后影响到对流层, 各个事件之间具有相当大的变率 (Sigmond 等, 2013; Domeisen, 2019; Rao 等, 2020a; Dai 和 Hitchcock, 2021)。在一些事例中, 平流层内的异常信号 (如环状模指数) 被限制在了平流层内部, 无法向下延伸到对流层 (Kodera 等, 2016; Karpechko 等, 2017; Zhang 等, 2019; Xu 等, 2022)。目前已经有很多研究指出可能影响平流层增温事件下传影响的众多因素, 但是到目前为止, 对影响平流层增温事件的对流层响应的确切过程还并没有一个清楚的认知。

在第五章中, 研究结果发现平流层增温事件前的极涡前兆信号能够引发不同的平流层波强迫响应, 从而影响极涡偏移型和极涡分裂型 SSW 事件的发生。另一方面, 极涡偏移型和极涡分裂型 SSW 事件存在不同的对流层响应过程, 那么, 前期极涡信号是否能够通过影响平流层增温事件的类型或是强度从而也能够对

后续的对流层响应产生影响？目前并没有工作对这一猜想进行研究。因此本章后续内容将围绕着前期极涡异常信号对后续平流层增温事件的对流层响应进行研究。首先在 6.2 节对平流层增温事件的气候影响进行简要分析；6.3 节探究前期极涡条件对于平流层增温事件气候影响的可能影响；6.4 节进行本章总结。

6.2 平流层增温事件的对流层响应

从第五章中可以看到北半球 SSW 事件相比于其他类型的平流层增温事件而言具有更加剧烈的平流层环流的变化和更加明显的对流层响应。而将北半球 SSW 事件进一步分类后，不同类型 SSW 事件的对流层的响应特征和响应振幅也会存在不同，前期极涡异常信号的形成、发展与强度也存在差异。因此本章主要以北半球 SSW 事件为研究对象来分析前期极涡条件对平流层增温事件的对流层响应的潜在影响。图 6.1 首先给出了强型和弱型 SSW 事件合成的 NAM 指数的演变情况。在两类 SSW 事件的第 0 天之后，负的 NAM 异常都最先在平流层顶出现，并随时间向下延伸，在事件发生后第 10 天左右影响到对流层低层。两类 SSW 事件发生后的环流的变化强度除了在平流层有明显差距以外，对流层内的负 NAM 异常也在强度上存在较大的差异。虽然在强度上存在明显不同，但是负的 NAM 异常在平流层低层以及在对流层中的持续时间均能接近 60 天，表现出了相近的环流响应特征。

图 6.2 具体给出了强型和弱型 SSW 事件发生前后的近地表环流异常的空间分布情况。在两类 SSW 事件发生前后，近地表的位势高度异常和温度异常都有明显的不同，甚至于某些区域出现符号相反的变化。结合图 6.1 所示平流层异常信号的向下延伸，表明两类 SSW 事件发生后的平流层异常信号都对对流层的环流产生了明显的影响。对于强型 SSW 事件，在其发生之前的对流层低层中的欧亚大陆西北侧以及乌拉尔山脉附近存在位势高度的正异常，反映出该处脊的异常增强（图 6.2a），从而使得行星 1 波得到增强（图 5.4）。在强 SSW 事件发生后 10-60 天期间，近地表的位势高度异常呈现出了极区为正异常，中高纬度以北太平洋和北大西洋为主的部分区域为负异常的 AO 负位相结构的“跷跷板”式异常

(图 6.2b), 与图 6.1 中负 NAM 异常的下传相照应。在此环流异常背景下, 欧亚大陆的中高纬度出现了明显的冷异常, 中低纬度则为大范围的暖异常; 北美大陆的东北侧则为明显的暖异常, 东侧的中低纬度则为冷异常 (图 6.2f)。强事件发生后的近地表环流和气温异常也与前人研究中对于主增温事件发生后的气候响应的认知基本一致 (Butler 等, 2017)。

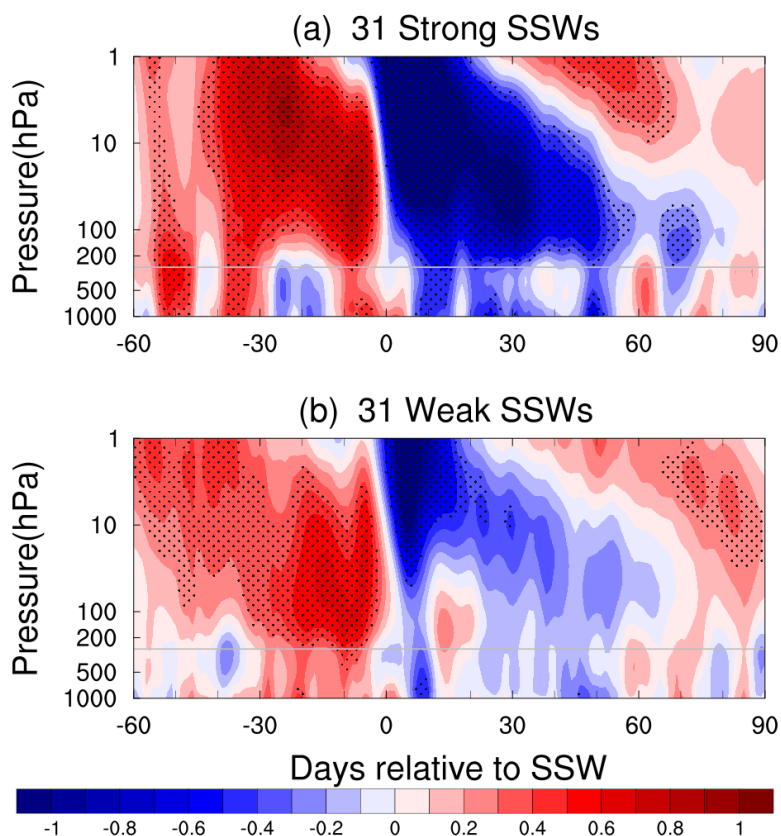


图 6.1 (a) 强型和 (b) 弱型 SSW 事件合成的标 NAM 指数随高度和时间的演变。横坐标的 0 代表 SSW 事件的第 0 天。打点区域为异常值根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

在弱型 SSW 事件发生前, 尽管在西伯利亚区域也存在正的位势高度异常, 但在主体上呈现出极区为负、中纬度为正的位势高度异常的 AO 的正位相结构 (图 6.2c), 而不是明显的使得行星 1 波或 2 波增强的空间结构, 与图 5.4 中弱事件发生前对流层的行星波强迫相对较弱的结果一致。结合图 6.1 来看, 事件发生前近地表的 AO 正位相异常很可能同样与前期平流层内强的正 NAM 异常信号下传有关。于此同时, 近地表气温的异常也呈现出了与强事件发生后的近地表 AO

负位相的响应符号相反的变化（图 6.2f 和 6.2g），进一步佐证了在弱型 SSW 事件发生前所出现的 AO 正位相异常的结果。在弱型 SSW 事件发生后，虽然在近地表也呈现出了 AO 的负位相结构异常，但是强度相较于强 SSW 事件的地表响应来说明显更弱，尤其是位于北大西洋处的负位势高度异常中心基本消失（图 6.2d）。与此相关的气温场的变化幅度也相对较小（图 6.2h）。这些结果充分说明了强型和弱型 SSW 事件发生后在对流层存在变化相似，但强度迥异的环流响应。

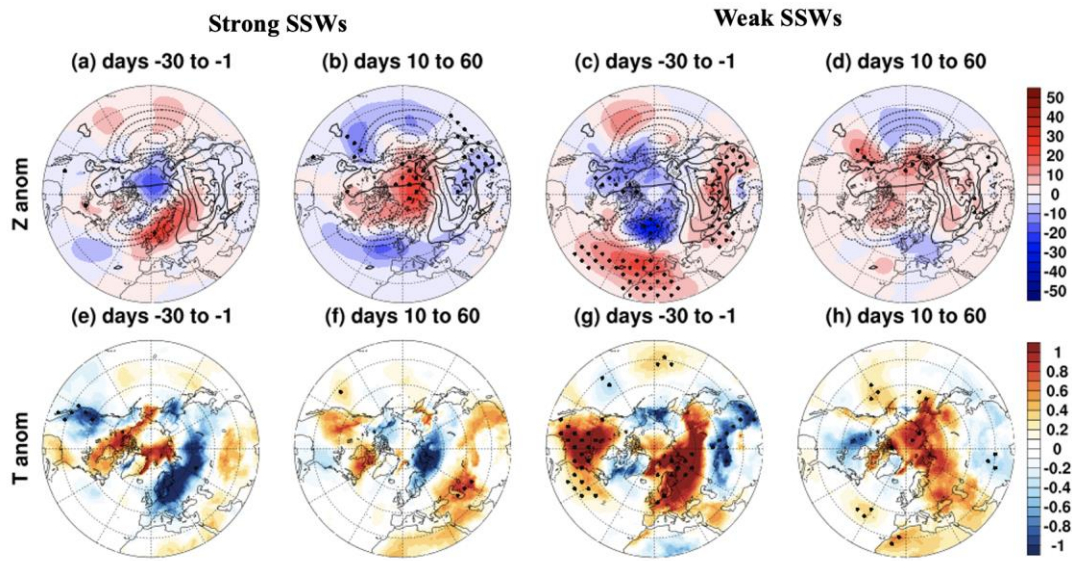


图 6.2 强型 SSW 事件 (a) 发生前 30 天和 (b) 发生后 10 到 60 天平均的 1000 hPa 位势高度 (单位: m) 异常的空间分布。(c-d) 与 (a-b) 类似, 但为弱 SSW 的合成结果。(e-h) 与 (a-d) 类似, 但为 1000 hPa 上温度 (单位: K) 异常的合成结果。第一行中的等值线为气候态 (11-3 月) 的位势高度的纬向偏差。打点区域为异常值根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

图 6.3 给出了极涡偏移型和极涡分裂型 SSW 事件合成的 NAM 指数随高度和时间的演变情况。对于极涡偏移型 SSW 事件 (图 6.3a), 事件发生后的环流异常在平流层内以及对流层中的响应相比于极涡分裂型事件有更长的持续时间, 展现出了更加具有斜压性的环流特征, 与图 6.1 中 SSW 事件的总体特征一致。而在极涡分裂型 SSW 事件发生后 (图 6.4b), 平流层中负的 NAM 异常几乎瞬间在

平流层中的所有高度出现，并且在短时间内出现在了在对流层，展现出了瞬时、正压的响应特征，与行星 2 波在平流层中的共振发展一致。因此两类 SSW 事件都能够对对流层的环流产生显著影响，但是在影响时间和强度等方面可能存在较大差异。

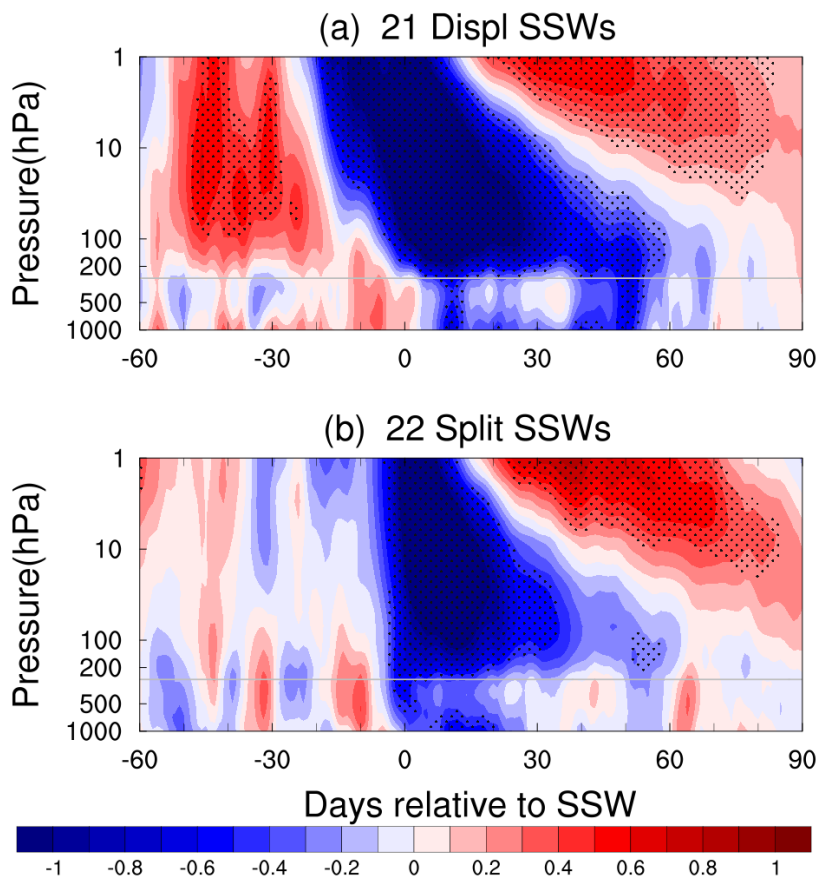


图 6.3 (a) 极涡偏移型和 (b) 极涡分裂型 SSW 事件合成的标 NAM 指数随高度和时间的演变。横坐标的 0 代表 SSW 事件的第 0 天。打点区域为异常值根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

图 6.4 给出了极涡偏移型和极涡分裂型 SSW 事件发生前后 1000 hPa 上位势高度和温度异常场的空间分布。在极涡偏移型 SSW 事件发生前，西伯利亚和乌拉尔山附近的位势高度正异常与东北太平洋和北美大陆北部的位势高度负异常组成了清晰的 1 波型的空间结构（图 6.4a），对应于在极涡偏移型 SSW 事件发生中占据主导的行星 1 波的增强（图 5.7）。在极涡偏移型 SSW 事件发生后，在近地表出现了非常显著的 NAO 的负位相异常，与根据强度分为强、弱型 SSW 事

件的 AO 特征不同，在北太平洋处没有出现明显的位势高度负异常（图 6.4b）。

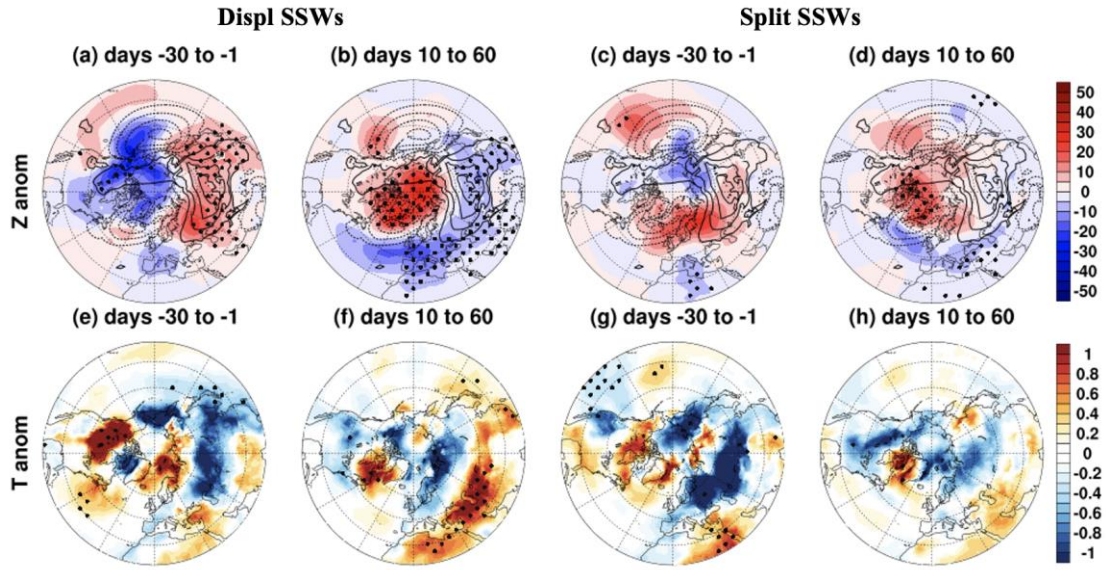


图 6.4 极涡偏移型事件 (a) 发生前 30 天和 (b) 发生后 10 到 60 天平均的 1000 hPa 位势高度 (单位: m) 异常的空间分布。(c-d) 与 (a-b) 类似, 但为极涡分裂型事件的合成结果。(e-h) 与 (a-d) 类似, 但为 1000 hPa 上温度 (单位: K) 异常的合成结果。第一行中的等值线为气候态 (11-3 月) 的位势高度的纬向偏差。打点区域为异常值根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

对于极涡分裂型 SSW 事件, 其形成前的对流层环流主要呈现出以乌拉尔山附近和北太平洋附近为中心的两处位势高度的正异常区域 (图 6.4c)。两个位置上高压中心的异常增强使得行星 2 波得到明显增强 (图 5.7), 与极涡偏移型事件表现出明显不同 (图 6.4a)。在极涡分裂型 SSW 事件发生后, 其地表响应的特征类似于极涡偏移型事件的 NAO 负位相异常 (图 6.4b 和 6.4d)。但由于极涡分裂型事件的对流层响应的持续时间较短, 事件发生后 10-60 天的长时间平均使得其振幅稍弱 (图 6.3)。与近地表的环流场相对应, 极涡偏移型和分裂型 SSW 事件后的温度响应均非常显著, 且空间分布与强型 SSW 事件合成的结果基本一致。(图 6.2f, 6.4f 和 6.4h)。

6.3 前期平流层极涡状态的影响

由于 SPVE 代表了较强的平流层异常过程，没有 SPVE 的发生不能说明在 SSW 形成前的阶段不存在有利的极涡异常状态。为了更好的探究前期平流层异常对于强型和弱型 SSW 事件的对流层响应的影响，本节仿照了 5.3 节中极涡偏移型和分裂型 SSW 事件的方法，即根据事件发生前 30 天平均的经向 PV 梯度指数的强度，取前、后 1/3 判断为具有强（Ps 组）和弱（Pw 组）的前期平流层极涡异常状态。图 6.5 给出了强型和弱型 SSW 事件分为 Ps 组和 Pw 组后合成的 NAM 指数的演变情况。对于强型 SSW 事件，Ps 组和 Pw 组在事件发生前的平流层中都有显著的正异常信号出现，表明强型 SSW 事件的形成普遍受到了前期平流层异常信号的影响（图 6.5a 和 6.5b）。

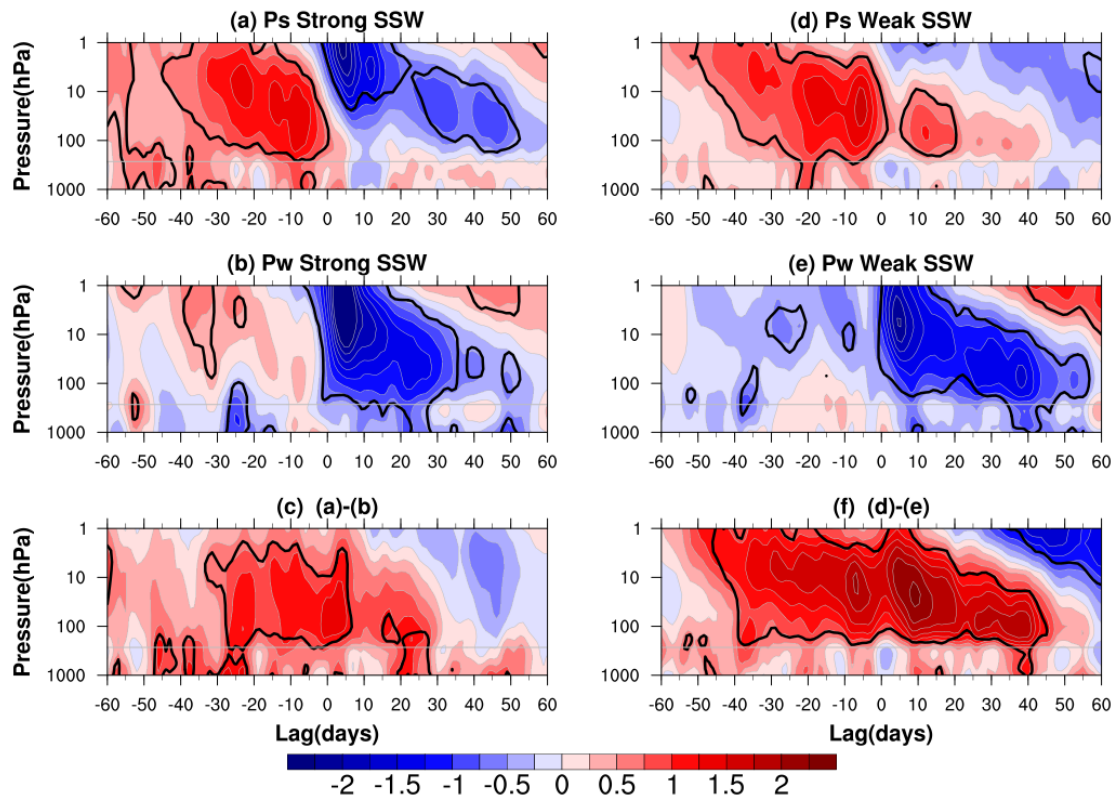


图 6.5 (a-c) 强型和 (d-f) 弱型 SSW 事件合成的 NAM 指数随高度和时间的变化。第一行为前期具有强平流层信号 (Ps) 组，第二行为弱信号 (Pw) 组的结果，第三行为 Ps 组和 Pw 组的差。粗的黑线为异常值根据双边 t 检验超过了 0.05 置信度

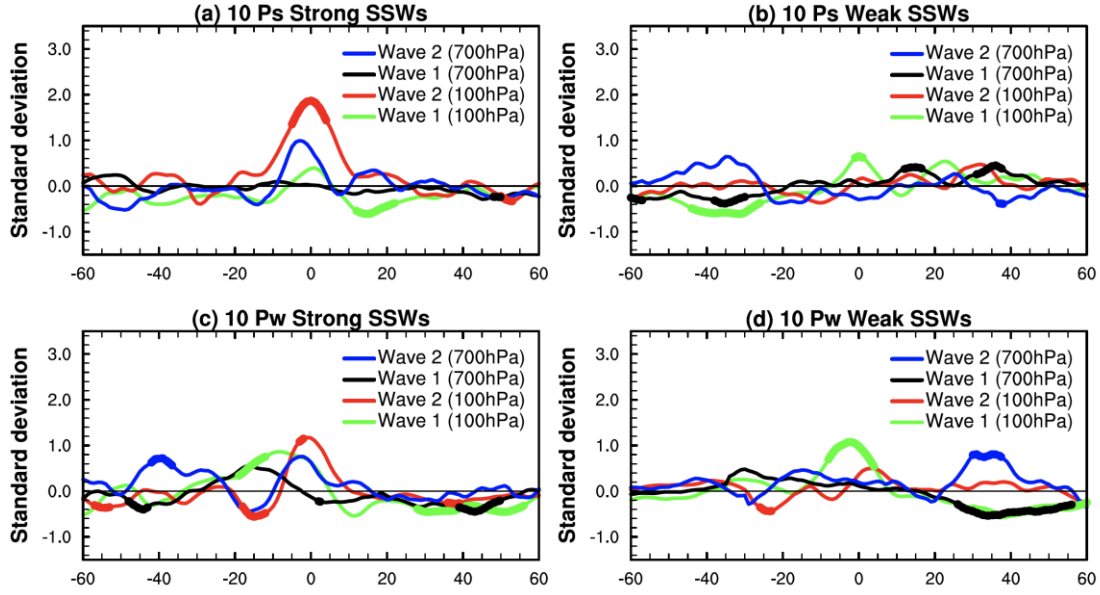


图 6.6 具有强平流层前期信号 (Ps 组) 的 (a) 强型和 (b) 弱型 SSW 事件合成的 EP 通量垂直分量在不同高度上的标准化异常。(c-d) 类似于 (a-b) 但是前期为弱平流层前期信号 (Pw 组) 的合成结果。黑线和蓝线分别为 700 hPa 上纬向 1 波和纬向 2 波的结果, 绿线和红线分别为 100 hPa 上纬向 1 波和纬向 2 波的结果。图中横轴的第 0 天代表 SSW 事件发生的第 0 天。粗线部分为根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

在受到前期极涡异常信号影响的背景下, 强事件中的 Ps 组和 Pw 组在平流层内均出现垂直方向上行星 1 波以及行星 2 波的波活动向上传播的增强, 前者以行星 2 波为主, 而后者则兼具两个波数的显著增强 (图 6.6a 和 6.6c)。由图 6.7 所示的空间结构可以看到, 两组强事件都在一定程度上显示出了具有位于欧亚大陆上空和北美大陆上空的两个涡旋中心的极涡分裂型的特征, 尽管在 Ps 组的强事件发生后, 位于北美大陆的涡旋中心强度较弱。总体来看, 两组事件的行星波异常在平流层内的振幅差距较小, 因而在两组强型 SSW 事件发生后, 无论是极涡中心的强度 (图 6.7a-b) 还是环流异常在平流层上层的振幅均没有显著的差异 (图 6.5c)。Ps 组和 Pw 组事件发生后的环流响应中最为明显的差异位于平流层下层以及对流层内, 其中, Pw 组在事件发生后的对流层中呈现出典型的负 NAM 异常, 然而 Ps 组则在大部分时间中为正 NAM 异常, 表明平流层中的负 NAM 异常信号未能够有效的影响到对流层的环流。在平流层上层的信号差异并不明显的

情况下，低层长时间存在的环流异常的差异可追溯到 Ps 组中的 SSW 事件发生前平流层中长时间持续的强大的正 NAM 异常信号，其能够预先向下延伸到对流层中，使得事件发生前就预先存在明显的正 NAM 信号（图 6.5a）。在对流层中预先存在的信号能够掩盖来自平流层中信号的下传（Black 和 McDaniel, 2004），因而可能导致了两组强型 SSW 事件发生后显著的对流层环流响应的差异。

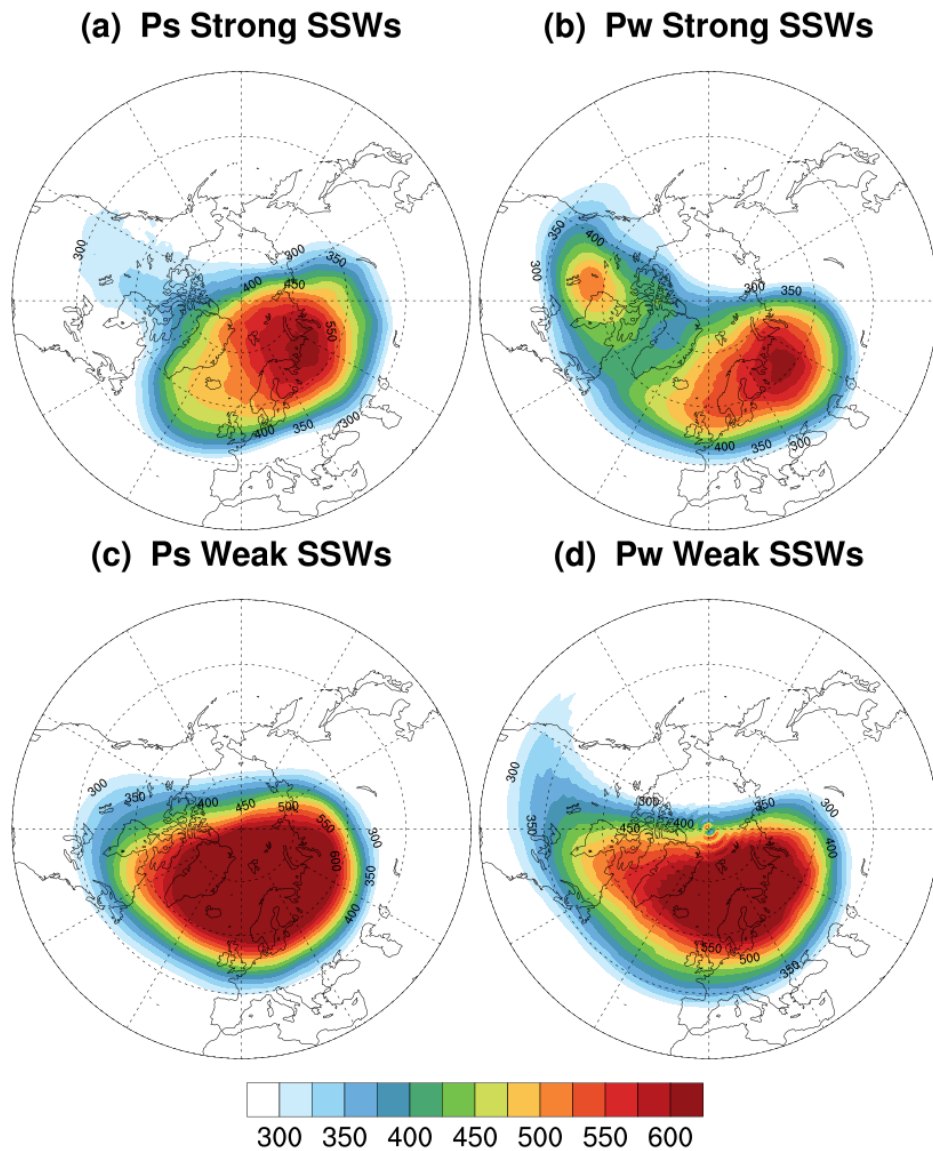


图 6.7 (a) 和 (b) 分别为 Ps 和 Pw 组的强型 SSW 事件发生后 5 天平均的 850 K 等熵面上位势涡度（单位：PVU）的空间分布。(c-d) 类似于 (a-b) 但为弱型 SSW 事件的结果

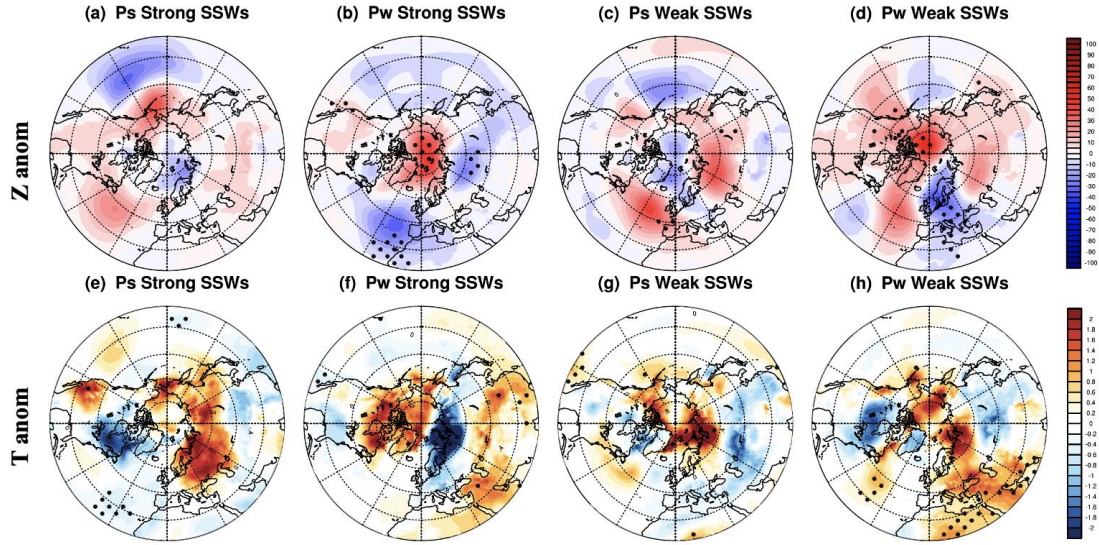


图 6.8 (a-b) Ps 组和 Pw 组的强型 SSW 事件以及 (c-d) Ps 组和 Pw 组的弱型 SSW 事件合成的事件发生后 0 到 30 天平均的 1000 hPa 位势高度 (单位: m) 异常的空间分布。(e-h) 与 (a-d) 类似, 但为 1000 hPa 上温度 (单位: K) 异常的合成结果。打点区域为异常值根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

弱型 SSW 事件和强型事件有较大的不同。Ps 组的弱事件在事件发生前有与强事件类似的强且持续的正 NAM 异常在平流层中存在, 并且表现出了异常向下延伸到对流层, 使得对流层的正 NAM 异常也在第 0 天之前加强的特征(图 6.5d)。从波强迫场来看, 在事件的第 0 天附近仅有平流层内出现行星 1 波短暂的增强, 对流层以及平流层内出现的更加持续行星波强迫均在事件发生的第 10 天之后(图 6.6b)。这说明 Ps 组中弱 SSW 事件在第 0 天附近的增暖仅是由前期显著的平流层前兆信号的调节作用所主导的一次小幅度增暖过程, 而没有对流层过程的参与。此外, Ps 组中的弱 SSW 事件发生后, 极涡略向欧亚大陆偏移, 但中心强度没有明显改变, 说明平流层的环流变化幅度相对有限(图 6.7c)。因此, 平流层中高层内较弱的环流异常使得平流层低层以及对流层依然被正 NAM 异常信号所占据。而 Pw 组的弱事件在发生前已于平流层中出现了小幅度的环流减弱, 并没有典型的前兆信号出现(图 6.5e)。在 Pw 组的弱 SSW 事件发生前, 虽然行星 1 波在平流层中的增强最为明显, 但对流层和平流层内行星 1 波和 2 波都有持续的增强(图 6.6d)。更强的行星波强迫使得极涡中心相比于 Ps 组的强度更弱且

更加向低纬度偏移(图 6.7d),这也反映在事件发生之后有更为显著的负 NAM 异常在平流层中出现,使得这类弱型 SSW 事件也会对对流层有长期的下传影响(图 6.5e)。因此,不同的前期平流层信号下的弱型 SSW 事件也会存在较大的对流层的响应差异,但一方面可能与平流层环流异常的强度差异有关,另一方面也可能同样受到了前期对流层中预先存在的正 NAM 信号的影响。

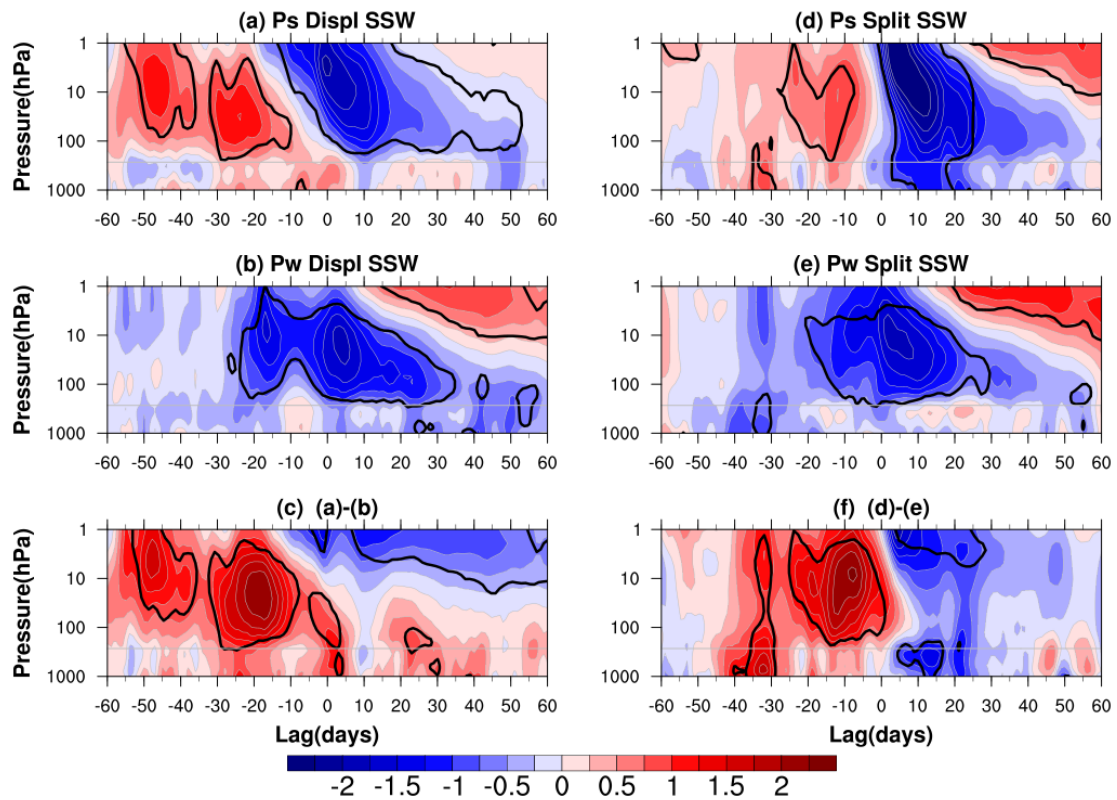


图 6.9 (a-c) 极涡偏移型和 (d-f) 极涡分裂型 SSW 事件合成的 NAM 指数随高度和时间的变化。第一行为前期具有强平流层信号 (Ps) 组,第二行为弱信号 (Pw) 组的结果,第三行为 Ps 组和 Pw 组的差。粗的黑线为异常值根据双边 t 检验超过了 0.05 置信度

图 6.8 给出了 Ps 组和 Pw 组的强型和弱型 SSW 事件发生后的地表响应。可以看到无论是强型还是弱型 SSW 事件, Pw 组都拥有更加明显的地表响应,表现为极区的正位势高度异常(图 6.8b 和 6.8d),与图 6.5 中 NAM 指数的变化相照应。尤其是在强事件的 Pw 组中, AO 的负位相异常十分明显,伴随着典型的欧亚大陆中高纬度的冷异常(图 6.8b 和 6.8f)。而在 Ps 组中,典型的 SSW 事件发

生后的 AO 的负位相异常并没有出现,相反,呈现出了 AO 的正位相异常,尽管其强度较弱(图 6.8a 和 6.8c)。与之相对应的温度异常也与典型的 SSW 事件发生后的温度异常的空间分布呈现近似反符号的特征(图 6.8e 和 6.8g)。

除了前期极涡状态对于强型和弱型 SSW 事件的影响,接下来进一步分析其对极涡偏移型和极涡分裂型的对流层响应的作用。图 6.9 给出了 Ps 组和 Pw 组的极涡偏移型和极涡分裂型 SSW 事件发生前后的 NAM 指数随高度和时间的演变。Ps 组的极涡偏移型和分裂型 SSW 事件都在发生之前具有显著的平流层的正 NAM 异常信号,而 Pw 组则在第 0 天之前均已经在平流层中出现 NAM 的负异常。从图 5.6 中也可以看出无论是极涡偏移型还是分裂型 SSW 事件,仅有 Ps 组存在明显的平流层前兆信号,Pw 组则并没有明显的前兆信号,而是在 0 天之前已经发生极涡的小幅度减弱。在平流层过程的调节下,Ps 组中垂直方向上行星波在平流层内的强迫都要强于 Pw 组中的平流层波强迫,在第 0 天之后造成了更大的环流变率。并且与偏移型 SSW 的 Pw 组相比,Ps 组呈现出是一个更弱和中心更靠近赤道的极涡(图 6.10a 和 6.10b)。极涡分裂型 SSW 的 Ps 组的两个极涡中心比 Pw 组的两个极涡中心更加呈现轴对称特征(图 6.10c 和 6.10d)。

平流层极涡前兆信号的影响对于两类事件而言也有许多不同。对于偏移型 SSW,尽管在 Ps 组的事件发生后,平流层中上层显著负的 NAM 信号强于 Pw 组,但平流层下层和对流层中负异常却明显弱于 Pw 组,甚至大部分时间中处于正异常的状态(图 3a-3c)。极涡偏移型 SSW 的 Ps 组在发生前的-50 至-20 天的平流层中出现显著正的 NAM 信号,持续的正的 NAM 信号在滞后-30 天左右向下延伸到对流层。它们导致对流层的环流状态由事件发生前 30 天以前的负 NAM 转变为持续的正 NAM 异常,从而使得在极涡偏移型 SSW 事件的 Ps 组中的对流层内预先存在的长期的正 NAM 信号(图 3a 和 3c)。如文献所述,预先存在的正 NAM 信号可以掩盖 SSW 的向下影响(Black 和 McDaniel, 2004; Hitchcock 和 Simpson, 2014)。因此,Ps 组发生后对流层中较弱的环流响应可能是由于对流层中先前存在的正的 NAM 信号在一定程度上掩盖了平流层负信号的向下影响所导致的。相比之下,在极涡偏移型事件的 Pw 组中不存在明显的抵消效应(图 3b)。这在一定程度上解释了为什么在平流层上层具有更大的环流变率的 Ps 组却有着

更弱的对流层响应。

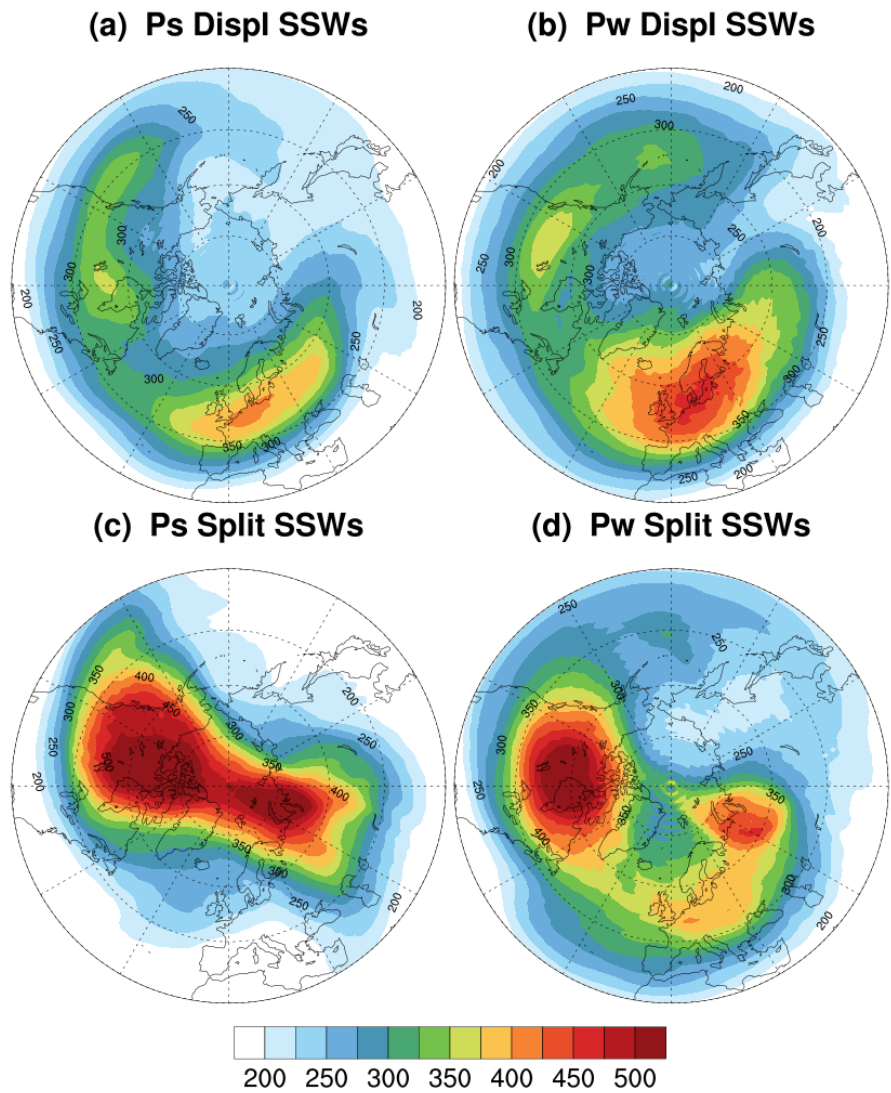


图 6.10 (a) 和 (b) 分别为 Ps 和 Pw 组的极涡偏移型 SSW 事件发生后 5 天平均的 850 K 等熵面上位势涡度 (单位: PVU) 的空间分布。(c-d) 类似于 (a-b) 但为极涡分裂型 SSW 事件的结果

对于 Ps 组的极涡分裂型 SSW 事件 (图 6.9d), 在开始日期前-25 至-5 天内, 显著的正 NAM 信号在平流层垂直排列, 表现出相当正压的特征, 与 Ps 组的偏移型事件前平流层正 NAM 信号从平流层顶逐渐向下延伸的特征不同。第 0 天后, 显著的负 NAM 信号在平流层中表现出典型的正压响应并且对对流层有着较

强的影响，此时行星 2 波在平流层内有非常强的向上传播（图 5.7b）。由第 3 章结果可知，前期平流层的异常信号可能促进平流层内行星 2 波的共振增长（图 3.10），因此 Ps 组的极涡分裂型 SSW 事件的正压响应可能较大程度的受到前期平流层异常过程的影响。与 Ps 组不同，Pw 组的极涡分裂型 SSW 在发生前 20 天的平流层中开始出现负 NAM 的异常信号（图 6.9e）。缺乏典型的平流层前兆信号的极涡偏移型 SSW 事件主要来自于对流层的行星 1 波的增强所主导（图 5.7d）。这使得事件发生后的平流层内展现出了斜压性环流响应，而非典型的如 Ps 组的分裂型 SSW 事件的正压特征，并且在第 0 天后对对流层的影响弱于 Ps 组。

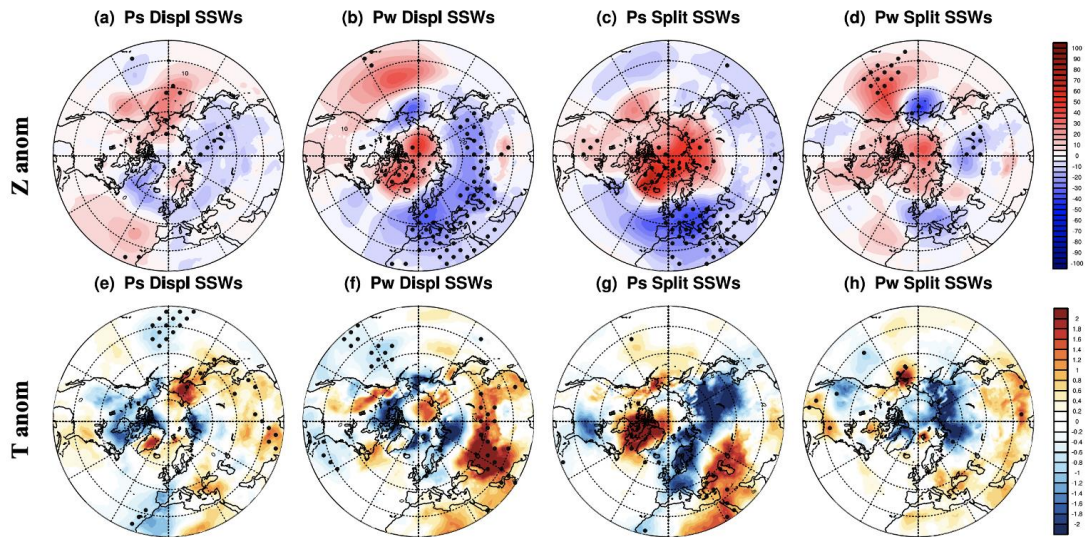


图 6.11 (a-b) Ps 组和 Pw 组的极涡偏移型 SSW 事件以及 (c-d) Ps 组和 Pw 组的极涡分裂型 SSW 事件合成的事件发生后 0 到 30 天平均的 1000 hPa 位势高度（单位：m）异常的空间分布。(e-h) 与 (a-d) 类似，但为 1000 hPa 上温度（单位：K）异常的合成结果。打点区域为异常值根据双边 t 检验通过 0.05 置信度的区域

从地表的环流异常中可以更加直观地看到几类事件之间对流层响应的差异。图 6.11 给出了 Ps 组和 Pw 组的极涡偏移型和分裂型 SSW 事件发生后的 1000 hPa 的位势高度和气温异常的空间分布。与 Ps 组相比，Pw 组的偏移型 SSW 事件表现出更强的 AO 的负位相异常（图 6.11a 和 6.11b）。Ps 组和 Pw 组的分裂型 SSW

事件之后也都出现了类似于 AO 负位相的地表响应（图 6.11c 和 6.11d）。其中，Ps 组的极涡分裂型 SSW 事件的地表响应最为强烈，伴随着最为强大的欧亚大陆中高纬和北美的冷异常以及格陵兰岛的暖异常（图 6.11e-6.11h）。结果表明，平流层的前置状态确实会显著影响对流层对 SSW 事件的响应。

6.4 本章总结

平流层增温事件能够将对流层的天气和气候系统产生重要影响，为提高次季节到季节尺度上的气候预测水平具有重要作用。但是平流层增温事件之间具有较大的变率，目前对于影响平流层增温事件的对流层响应的因素还没有充足的认识。本章以北半球 SSW 事件发生之前的平流层极涡前兆信号为研究对象，发现它能够有效的影响后续 SSW 事件的对流层响应。

在根据 SSW 事件前期平流层的经向 PV 梯度指数的大小来分为强前兆信号和弱前兆信号后，对于强型 SSW 事件而言，在事件形成时的平流层中上层的环流变率（如负的 NAM 异常）相差不大的情况下，具有强极涡前置异常事件的对流层响应弱于具有弱极涡前置异常事件中的对流层响应。这可能是由于过强的极涡前期异常在事件发生之前向下延伸到了对流层，促使对流层在事件发生之前就预先存在明显的正 NAM 信号，从而掩盖了平流层负 NAM 信号的下传影响。而对于弱型 SSW 事件，在仅依靠前期强平流层异常的调节作用形成的 SSW 事件中，其平流层中上层的环流变率较弱。更弱的平流层变化结合前期固有的正 NAM 的信号，使得事件发生后的平流层低层和对流层的环流响应与具有较弱的平流层前期信号的弱型 SSW 事件相比长期偏弱。

对于极涡偏移型和分裂型 SSW 事件而言，具有更强的平流层前期信号的事件伴随着更强的平流层对于波活动的聚焦作用，有助于在事件发生时的平流层中上层具有更强的环流变率。在极涡偏移型 SSW 中，具有更强的平流层前期信号事件的对流层响应却明显弱于具有较弱的平流层前期信号事件中的对流层响应，这可能与强型 SSW 事件一致，归功于前期持续偏强的平流层极涡的异常信号的下传导致对流层预先存在的正 NAM 信号所产生的“遮掩作用”。但是在极涡分

裂型 SSW 中，具有更强的平流层前期信号的事件在发生之后的平流层具有传统分裂事件所表现出的正压、瞬时响应特征，并且对对流层有最强的影响。这种平流层前置信号与偏移型事件不同，在整个平流层中垂直排列，具有相当正压的特征。具有较弱的平流层前期信号的分裂型事件却表现出如极涡偏移型事件一般类似于斜压的响应特征，且强度小于另一组分裂型 SSW 事件。这种差异归功于前期异常的平流层信号促进了平流层内行星 2 波的巨幅增强，类似于平流层的波共振行为，导致这部分事件具有正压、瞬时以及最强的对流层响应。另一部分不具备十分有利的平流层条件的 SSW 事件更多的依靠对流层行星波的强迫作用，后续的对流层响应也较弱。这也为前人研究中关于极涡偏移型和分裂型事件的对流层响应强度大小的不同结论提供了一个解释，即需要进一步判断分裂型事件的具体形成原因和响应特征来确定其响应幅度。

根据以上结果已知 SSW 事件前的极涡异常信号能够通过影响对流层的固有变率以及后续的平流层环流响应特征来较大幅度上的影响 SSW 的对流层响应。但是还有许多细节值得未来进一步探索。比如，具有强平流层前兆信号的极涡偏移型和分裂型事件却拥有着不同的环流响应特征，且二者的平流层前兆信号的特征也不尽相同，显然更加透彻地了解平流层异常信号的不同及其影响能够有效地提升对 SSW 事件气候响应的预测水平。

第七章 总结与讨论

7.1 全文总结

每到深冬时节或冬春交际之时,平流层中强盛的绕极西风急流所组成的气旋式正涡度系统,即平流层极涡,可能在数日内出现巨大的扰动,气温可在一周内升高数十摄氏度,纬向西风迅速减弱,甚至能够转变为东风。这种剧烈的极涡扰动过程根据发生时节或者强度等标准的不同,可分为平流爆发性增温,平流层最后增温,弱极涡事件等等不同类型,本文对这些不同的增温事件进行整合,统称平流层增温事件。平流层增温事件的发生能够对平流层-对流层的耦合以及臭氧等化学成分的浓度以及输送起到重要影响,尤其能够在次季节的尺度上显著影响欧亚大陆以及北美的阻塞事件和寒潮等天气系统的发生,因而具有重要的研究意义。

以往的研究多侧重于对流层的行星波强迫对于平流层增温事件形成中的影响研究,平流层极涡自身状态的异常对于平流层增温事件形成的影响研究还未得到充足的探索,而后者也在近些年中愈发被认为可能同样是诱导平流层增温事件形成的主要原因之一(Baldwin 等, 2021)。本文利用常见的平流层指标来诊断平流层环流的异常状态,针对不同类型的平流层增温事件,对它们发生之前的平流层异常状态、平流层异常过程的作用及其与平流层增温事件之间的联系进行深入分析和讨论。全文主要结论如下:

(1) 平流层增温事件之前的极涡异常信号的生命周期可长达数十天,从初始形成到逐步发展再到成熟阶段可分为三个时期,最终能够促进平流层内行星波强迫的大幅度增强从而造成极涡的剧烈扰动

在初始阶段,平流层极涡边缘的异常信号例如经向 PV 梯度的正异常,一方面可最先出现在平流层上层,另一方面也可能在平流层低层出现。这分别对应于平流层前兆信号发生发展的两种方式:一种是与平流层极涡的异常增强过程有关;另一种是与增强的行星波在平流层冲浪区发生的波破碎过程有关。随后在发展阶

段, 根据其形成方式的不同, 极区平流层的异常信号从出现到发展成熟一方面可能依靠平流层上层西风急流的向极和向下的移动, 对应着平流层极涡(极夜西风急流)的建立与增强的异常过程, 受到了太阳辐射循环和动力强迫的共同影响; 另一方面可能是依靠初期平流层低层经向 PV 梯度的增大, 从而有利于行星波活动向上传播到平流层的高层, 使得该发展阶段容易有行星波的破碎发生在平流层中更高的高度上。这两方面的过程最终都会使得极涡边缘处经向 PV 梯度在平流层中下层进一步增大, 并且扩大到了极区边缘的平流层中下层的大部分区域。

此时, 极涡边缘处的整个平流层中下层的经向 PV 梯度的显著增大为行星波的向上传播提供了十分有利的条件, 能够有较强的行星波的异常辐合出现在平流层的高层。更多在平流层高处发生的波破碎会促使平流层极夜急流向极移动, 极涡向极收缩, 从而使得极涡边缘经向 PV 梯度进一步增大。由此, 前期的极涡条件可以说出现了“规范式”的典型特征, 标志着发展成熟。而平流层增温事件不必在平流层的异常状态发展成熟后立马发生, 因为这样一个经向 PV 梯度增大-行星波上传增强-极夜急流极移-经向 PV 梯度进一步增大的循环构成了一个正反馈过程, 以至于平流层内的异常能够在成熟阶段维持较长的时间甚至进一步演化, 直到一个峰值。这个峰值可以代表平流层演化到了一个极度有利于行星波上传的环境, 或是恰逢对流层内出现异常强的波源, 从而使得平流层内能够积蓄足够的波活动从而最终引发剧烈的平流层增温事件。

前期平流层异常过程在发展成熟后, 主要通过显著地促进后续数十天内平流层行星 1 波以及行星 2 波的向上传播来对增温事件的形成产生影响。并且根据前期信号形成和演变机制的不同, 还会有通过对行星波活动的波聚焦以及平流层内的波共振两种影响方式, 来对增温事件的形成产生不同的影响。

(2) 前期极涡的异常状态极可能是平流层增温事件发生的必要性条件, 普遍存在于平流层增温事件之前, 能够独立于对流层的异常波强迫而主导部分增温事件的发生。其中极端强的平流层信号存在于半数以上的增温事件发生之前, 总体而言对于平流层增温事件形成的重要性不弱于对流层的异常波强迫

极涡边缘沿着极夜急流垂直轴方向上出现的经向 PV 梯度的显著正异常能够

增大局地的折射指数,从而有利于聚焦行星波活动向上和向极进入平流层极涡的内部。不过,由在冲浪区发生的行星波破碎所引发的平流层前兆信号可能比由极涡的异常增强所引发的平流层异常过程更有利于较强的平流层增温事件的形成,后者因为长时间弱于气候态的上传行星波活动可能会导致平流层极涡内部难以聚集足够多的行星波强迫来最终激发剧烈的极涡扰动。

平流层自身的波聚焦效应普遍存在于增温事件过程中,主要体现在平流层上层常会出现微弱的预增暖过程以及行星波强迫的异常中心总是位于平流层内部,甚至在许多事例中无需对流层存在异常强的行星波源,平流层自身的波聚焦作用能够主导增温事件的发生等方面。部分平流层增温事件发生前也会在对流层存在异常强的波源,但是本文的结果表明即使在对流层上层存在异常强的行星波源,大多数情况下依然需要存在平流层波聚焦的调节作用才能最终引发平流层增温事件。在缺乏平流层有利条件的情况下,独自的对流层波强迫难以对平流层极涡造成较大的影响。当存在对流层的波强迫时,平流层自身波聚焦作用的参与所引发的协同影响易使得平流层极涡出现更加剧烈的扰动,从而形成较强的增温事件。这反映了平流层自身的异常在平流层增温事件形成中的关键作用。

通过统计分析还发现,平流层增温事件前存在典型的极涡前兆信号的比重高于存在对流层异常强的波强迫比例。除此之外,当识别到有一次典型的极涡前兆信号出现时,其后续发生平流层增温事件的概率甚至可达到识别到对流层异常波强迫后有增温事件发生的概率的两倍。通过一个简单的多元线性回归模型我们还能发现平流层的调节至少能够解释 20% 的 SSW 事件发生时的环流变化,远强于对流层低层异常波活动的影响,且能够有效的识别出目前所达成共识的主要受到平流层调节过程的影响而发生 2009 年冬天的 SSW 事件。这些结果充分说明了平流层的预先调节过程或许是 SSW 事件形成的必要性条件,其相对重要性至少不弱于来自于对流层的异常波强迫。

(3) 前期极涡异常状态的波聚焦效应对不同类型平流层增温事件的形成都能起到关键的作用,但是不同类型增温事件前平流层极涡的异常在形成方式、强度、维持时间以及具体影响等方面存在不同

首先在形成方式方面, 强度较弱的平流层增温事件以及极涡偏移型 SSW 事件前的极涡异常信号往往与平流层上层西风急流向极移动所导致的极涡异常的增强有关, 此外, 具有动力特征的偏晚年 SFW 事件形成前的极涡前置异常也与极涡的异常增强有关, 不过此极涡的异常增强过程可能是由于前期在冬季发生的 SSW 事件结束后的辐射冷却过程所导致。而强度较强以及极涡分裂型增温事件之前的极涡前置信号的出现和发展除了受到极涡异常增强的影响之外, 还会受到平流层行星波破碎的显著影响。其次在强度方面, 强型 SSW 事件在发生之前通常具有比弱型 SSW 事件更强的经向 PV 梯度和折射指数的前置平流层异常, 使得极区边缘的平流层环境更加有利于行星波上传从而产生更强的波聚焦作用。

在维持时间方面, 南北半球增温事件前的极涡异常信号具有显著差异。北半球平流层增温事件前的极夜急流极移等极涡异常状态的“规范性”特征平均维持时间约 40 天, 而南半球增温事件前极涡异常信号的生命周期则可长达近 80 天。这可能是由于南半球更强的背景态极涡极大地抑制了行星波向平流层的垂直传播, 因此需要更长时间的预先处理过程, 以提前减弱南极极涡的强度, 调节平流层的状态, 使行星波活动能够充分进入平流层从而引起较大的扰动。平流层的异常信号与南半球增温事件也有相比于北半球更加密切的统计关系。

最后在具体影响上, 极涡异常的增强所导致的平流层前置信号的波聚焦作用可能更加倾向于促进平流层内行星 1 波的增强, 而在初始阶段有行星波破碎参与的平流层前置信号的形成与发展还可能对平流层内行星 2 波的增强有更明显的促进作用, 且对于平流层内整体的行星波强迫具有更强的波聚焦效果。

(4) 前期极涡的异常状态能够影响对流层预先存在的环流变率以及后续平流层增温事件的类型, 从而对平流层增温事件的对流层响应产生重大影响

一些平流层增温事件发生后, 平流层的异常信号如 NAM 的负异常能够在一周时间中由平流层向下影响到对流层, 对对流层的影响时间甚至能达到近 60 天, 使地表出现类似于 AO/NAO 负位相结构的环流异常。在这种次季节时间尺度上环流异常的影响下, 欧亚大陆中高纬以及北美中部有明显的冷异常出现, 寒潮更容易爆发, 而北美大陆东北部和格陵兰岛等地有较强的暖异常出现。

本文的研究结果发现平流层增温事件前的极涡异常信号能够对后续的对流层响应产生明显影响。当平流层增温事件发生之前在平流层内存在极端强且持续的前置信号如 NAM 的正异常时，它能够向下延伸到对流层，加强或者也使对流层内的环流转变为长期存在的正 NAM 信号。增温事件发生前在对流层预先存在的正 NAM 异常能够在一定程度上掩盖平流层增温事件发生后平流层内负 NAM 信号的下传影响，从而使得其对流层响应弱于具有强度稍弱的平流层前置信号的增温事件。这种“抵消”效应在强型以及极涡偏移型 SSW 事件中均有所呈现，并且能够使得在平流层中上层具有更大的极涡扰动的事件反而具有较小的对流层影响。

此外，前期极涡异常状态的不同特征也会对后续的对流层响应产生影响。比如由极涡异常增强引起的上述正 NAM 信号持续且较大幅度的增强时，它往往对应着后续行星 1 波的增强，从而更容易引发极涡偏移型事件中平流层异常随时间逐渐下延的斜压式响应特征。而当增温事件前的平流层前置信号在整个平流层内呈现出类似正压的正 NAM 信号特征时，后续往往会有平流层内的行星 2 波在短时间爆炸式增强的类似于共振增长的情况出现，使得极涡分裂型 SSW 事件发生并且展现出瞬时、正压以及极强的对流层响应。而不存在上述的前置信号时，剩余的极涡分裂型 SSW 事件展现的是类似于极涡偏移型事件的对流层响应而非传统的正压式响应，且强度较弱。

总而言之，不同类型平流层增温事件前的极涡异常信号由于其形成原因和发展过程的差异使得后续平流层内的行星波强迫和增温事件的类型可能存在差异。但是平流层的预先调节过程在不同类型事件形成过程中所普遍起到的重要作用充分地说明了前期极涡信号的影响是具有动力特性的平流层增温事件形成的关键性因子，甚至可能是平流层增温事件发生的一个必要条件，其作用在大多数增温事件的形成中至少不弱于对流层低层的异常波强迫的影响，并能够在部分平流层增温事件的形成中起主导作用。平流层自身的调节与对流层异常波强迫的协同影响还能够显著增大平流层内的波强迫振幅，对平流层增温事件强度和类型产生重要影响。最后，前期极涡异常信号还可能对增温事件的对流层响应产生显著影响，为提升次季节尺度的气候预测能力提供一种新的思路。

7.2 创新点

本文针对于不同类型平流层增温事件前极涡异常信号的特征及其对平流层增温事件的影响进行了深入的研究，主要的创新点如下：

(1) 表明不同类型的平流层增温事件普遍具有显著的极涡前兆信号，阐明了平流层上层西风急流的向极移动以及行星波破碎是影响极涡前兆信号形成的两个关键性因素。以往研究只针对深冬的 SSW 事件形成过程中前期极涡异常信号的可能影响进行了分析，并且主要着眼于个例分析和模式模拟。本文对所有平流层增温事件包括 SFW 事件等不同类型的增温事件前的平流层状态进行统计分析，发现前期极涡异常信号不仅限于 SSW 事件，而是普遍的存在于各种平流层增温事件发生之前的较长时间中。此外，本文不仅通过更多的样本和事件的类型验证了前人研究中关于这些极涡前兆信号具有的典型特征，还提出了其形成和发展不仅受到行星波在冲浪区的破碎影响，还很大程度上受到平流层上层西风急流向极移动所导致的极涡异常增强的显著影响，并且具有与行星波破碎所引发的平流层前兆信号不同的演变特征和波强迫响应。

(2) 揭示了前期极涡状态在不同类型平流层增温事件的形成过程中普遍具有关键性作用：能够放大对流层波源对平流层波强迫的影响，并主导部分增温事件的形成，具有不弱于对流层异常波强迫的相对重要性。以往研究主要基于个例来分析前期平流层信号的作用，平流层自身的强迫在所有事例中的总体影响尚并不清楚。本文利用经向 PV 梯度等能够较为有效地诊断前期极涡状态的物理量发现不同类型的平流层增温事件发生前不仅普遍具有极涡前兆信号，且这些极涡前兆信号对事件的形成都具有关键性作用。本文结果发现极涡前兆信号与对流层异常波强迫的协同作用能大大增强极涡的扰动振幅，极涡前兆信号的存在与否决定了大部分平流层增温事件能否发生，甚至还能独自得主导部分平流层增温事件的形成。通过统计分析以及线性回归模型等定量分析证实了前期极涡状态对于大多数平流层增温事件的发生具有至少不弱于对流层异常波强迫的重要性。

(3) 阐明了前期极涡状态是影响极涡分裂型和偏移型增温事件对流层响应的差异存在不确定性的主要原因, 揭示了前期极涡状态能够通过影响对流层的固有变率以及平流层增温事件的类型显著地影响对流层响应的强度和持续时间。平流层增温事件总体上对于对流层的天气和气候系统有重要影响, 但其事件之间有着较大的变率, 对流层的响应受多种因素的影响。本文首次提出前期极涡异常信号也能够对增温事件的对流层响应产生重要影响, 并主要通过影响事件发生之前对流层自身的变率以及影响平流层增温事件的类型这两种途径来影响对流层响应, 能够解释前人研究中关于极涡分裂型增温事件的对流层响应部分差异较大的原因, 为未来预测与平流层增温事件有关的气候影响提供新的思路。

7.3 讨论与展望

本文系统地研究了不同类型平流层增温事件发生前的极涡前兆信号的特征及其对平流层增温事件形成和对流层响应的影响, 阐明了前期极涡状态对于后续增温事件的形成和对流层响应的重要影响。但是本研究仍存在一些尚未解决的科学问题, 有待在今后的工作中进一步完善:

(1) 虽然本文工作对极涡前兆信号的可能形成方式, 主要的演变特征, 以及影响进行了综合分析, 但对于极涡前兆信号的性质仍存在许多值得进一步探究的问题。比如, 对于极涡前兆信号形成的两种方式, 平流层西风极移引起的极涡异常的增强和平流层的波破碎分别受到什么因素的影响, 以及这两种不同的方式所引发的极涡异常信号的发展有什么共性和显著的不同, 从而能够导致在平流层中出现了不同的波强迫响应过程。已知平流层西风的极移可能受到太阳辐射循环影响, 还可能与赤道平流层的纬向风有关, 因此太阳辐射循环和 QBO 等外部强迫对平流层增温事件前的极涡异常信号的影响值得进一步研究。两种因素导致的极涡前兆信号是由于背景西风的强度不同还是由于平流层环流的空间结构的差异从而导致了以行星一波增强为主的波聚焦效应和以平流层内行星二波爆发性增长的共振作用这两种不同的平流层响应结果也值得进一步研究。

另一方面, 重力波在极涡前兆信号发生发展中的作用也在近些年中也被广为

研究。重力波由于群速度较大，随着平流层上层西风急流的向极移动，中间层和平流层上层出现了几乎瞬时的重力波强迫响应，使得平流层顶急流核的上方出现明显的向西的强迫，其与行星波的共同作用造成了极夜急流的向极和向下移动，并在极地平流层上空形成一个有利于行星波积攒和最终爆发的空腔结构，从而使得极涡前兆信号发展成熟，最终引发平流层增温（Albers 和 Birner, 2014; Okui 等, 2024）。但是，以往的研究基本集中于理想模式模拟以及观测中的个例分析，结合本文的结果，极涡前兆信号普遍存在于平流层增温事件之前，那么重力波对于更多样本的平流层增温事件到底具有哪些普遍性的作用，以及重力波到底是单方面的影响了极涡前兆信号的形成与发展还是极涡前兆信号在发展的过程中所造成的环流变化促进了重力波的上传还不清楚。这些问题的解决显然能够大大提高对平流层增温事件的认知，从而更加有效的预测平流层增温事件的形成。

（2）对平流层增温事件前极涡异常信号的研究是为了提高对平流层增温事件的预测能力，本文主要利用经向 PV 梯度指数来进行分析，它能够有效地反映出前期极涡状态的总体特征及影响，与平流层增温事件存在较高的关联，对许多增温事件的发生具有较好的预测能力。但是经向 PV 梯度本身只是正相关于代表平流层波传播环境的折射指数。经向 PV 梯度的增大并不一定伴随着波折射指数的显著增大，仅靠经向 PV 梯度指数也难以准确判断出后续行星波增强的类型、平流层增温事件的种类以及后续的对流层影响。因此，还需要考虑背景风场等因素才能更加准确的描述平流层的状态。那么是否能够使用更多的平流层物理量或是结合垂直与纬向方向上的空间结构来优化极涡预先调节过程的表示方法，从而能够提高平流层增温事件的预测技巧值得进一步探索。此外，近些年来人工智能技术也可能为准确且有效的识别出前期极涡异常的典型信号，并且已被用于平流层领域相关研究。人工智能技术是否能够辅助识别前期极涡信号，从而为提高平流层增温事件的预测能力提供帮助，有待日后进一步研究。

（3）目前本文的结果主要是基于最新的再分析资料进行分析和验证，显然未来很有必要利用模式来进一步验证本文的理论结果。比如利用理想模式可以对平流层的环流施加扰动来模拟前兆信号的变化，也可以在更全面的高顶的耦合模式比如平流层领域常用的 CESM2-WACCM 来验证极涡前兆信号对于平流层增

温事件的气候响应的影响。另外，现有的 CMIP6 多模式的历史模拟资料以及未来情景资料也为观测资料结果的进一步验证提供了有效的途径，并且可以结合资料对未来情景下结果是否发生变化进行深入探究。

参考文献

1. 陈雯, 智协飞, 杨浩, 季晓东. (2013). 冬季中国地面气温的变化与前期北半球高层环流异常的联系. 热带气象学报, 29, 497-504.
2. 韩荣青, 石柳, 袁媛. (2021). 2020/2021 年冬季中国气候冷暖转折成因分析. 气象, 47, 880-892.
3. 胡景高, 任荣彩, 徐海明, 杨双艳. (2015). 冬季强、弱平流层增温事件的发生与春季最后增温事件爆发早晚的联系. 中国科学: 地球科学, 45, 389-401.
4. 胡永云. (2006). 关于平流层异常影响对流层天气系统的研究进展. 地球科学进展, 21, 713-720.
5. 黄荣辉, 陈文, 魏科, 王林, 黄甫静亮. (2018). 平流层大气动力学及其与对流层大气相互作用的研究: 进展与问题. 大气科学, 42, 463-487.
6. 兰晓青, 陈文. (2013). 2011~2012 年冬季欧亚大陆低温严寒事件与平流层北极涛动异常下传的影响. 大气科学, 37, 863-872.
7. 李琳, 李崇银, 谭言科, 陈超辉. (2010). 平流层爆发性增温对中国天气气候的影响及其在 ENSO 影响中的作用. 地球物理学报, 53, 1529-1542.
8. 李娜, 陈金松, 丁宗华, 赵蕾. (2023). 2013 年极区平流层爆发性增温期间我国昆明地区临近空间大气波动特性研究. 电波科学学报, 38, 679-685.
9. 李亚飞, 胡景高, 任荣彩. (2017). 2009 年冬季北半球平流层爆发性增温的个例分析. 高原气象, 36, 1576-1586.
10. 刘昭宇, 胡琴, 王炳赞. (2022). 基于 ERA5 和 CMIP6 资料平流层爆发性增温现象研究. 自然科学, 10, 8-19.
11. 陆春晖, 丁一汇. (2013). 平流层爆发性增温对阻塞高压的响应及其对对流层反馈的观测. 科学通报, 58, 653-663.
12. 罗嘉辉, 龚韵, 马铮, 张绍东, 黄春明. (2022). 2013 年平流层爆发性增温期间高纬电离层半日潮汐波研究. 地球物理学报, 65, 1185-1196.
13. 马骥, 陈文, 兰晓青. (2020). 北半球冬季平流层强、弱极涡事件演变过程的对比分析. 大气科学, 44, 726-747.

14. 施宁, 张乐英. (2013). 冬季平流层北极涛动对江南气温的影响. 大气科学学报, 36, 604-610.
15. 谭桂容, 陈海山, 孙照渤, 邓伟涛. (2010). 2008 年 1 月中国低温与北大西洋涛动和平流层异常活动的联系. 大气科学, 34, 175-183.
16. 田文寿, 黄金龙, 郗锴, 王涛, 徐勉. (2020). 平流层大气环流的典型系统及变化特征综述. 气象科学, 40, 628-638.
17. 王华翌, 饶建, 生宸, 王博. (2019). 1948-2015 年北半球平流层爆发性增温的统计特征和月际环流差异. 大气科学学报, 42, 880-891.
18. 吴少华, 牛迎丽, 谢飞. (2024). 2021 年北极典型平流层爆发性增温事件研究与预报. 大气科学, 48, 1012-1026.
19. 徐路扬, 陈权亮. (2016). 行星波活动对不同类型 SSW 的影响. 高原气象, 35, 1389-1400.
20. 杨光, 李崇银, 李琳. (2012). 平流层爆发性增温及其影响研究进展. 气象科学, 32, 694-708.
21. 易明建, 陈月娟, 周任君, 毕云, 邓淑梅. (2013). 亚洲东部冬季地面温度变化与平流层弱极涡的关系. 大气科学, 37, 668-678.
22. 虞越越, 李亚飞, 任荣彩, 崔正飞. (2022). 2020/2021 年冬季大范围低温寒潮过程中一种典型的平流层—对流层耦合演变模态. 大气科学, 46, 1484-1504.
23. 章大全, 郑志海, 陈丽娟, 张培群. (2019). 10~30d 延伸期可预报性与预报方法研究进展. 应用气象学报, 30, 416-430.
24. 张雯敏, 马铮, 龚韵, 张绍东, 李国主. (2022). 北京上空电离层 8 小时潮汐波对 2018 年 SSW 的响应研究. 地球物理学报, 65, 1921-1930.
25. Albers, J. R., & Birner, T. (2014). Vortex preconditioning due to planetary and gravity waves prior to sudden stratospheric warmings. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, 4028–4054.
26. Andrews, D. G., Holton, J. R., & Leovy, C. B. (1987). *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 489 pp.
27. Anstey, J. A., & Shepherd, T. G. (2014). High-latitude influence of the quasi-biennial

- oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140, 1-21.
28. Ayarzagüena, B., & Serrano, E. (2009). Monthly characterization of the tropospheric circulation over the Euro-Atlantic area in relation with the timing of stratospheric final warmings. *Journal of Climate*, 22, 6313–6324.
29. Baldwin, M. P., Birner, T. & Ayarzagüena, B. (2024). Tropospheric amplification of stratosphere–troposphere coupling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 150, 5188–5205.
30. Baldwin, M. P., & Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294, 581–584.
31. Baldwin, M. P., & Thompson, D. W. J. (2009). A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 1661–1672.
32. Baldwin, M. P., Ayarzagüena, B., Birner, T., Butchart, N., Butler, A. H., Charlton-Perez, A. J., & Coauthors. (2021). Sudden stratospheric warmings. *Reviews of Geophysics*, 59, e2020RG000708.
33. Barriopedro, D., & Calvo, N. (2014). On the Relationship between ENSO, Stratospheric Sudden Warmings, and Blocking. *Journal of Climate*, 27, 4704–4720.
34. Bao, M., Tan, X., Hartmann, D. L., & Ceppi, P. (2017). Classifying the tropospheric precursor patterns of sudden stratospheric warmings. *Geophysical Research Letters*, 44, 8011–8016.
35. Birner, T., & Albers, J. R. (2017). Sudden stratospheric warmings and anomalous upward wave activity flux. *SOLA*, 13A, 8–12.
36. Black, R. X., & McDaniel, B. A. (2004). Diagnostic case studies of the northern annular mode. *Journal of Climate*, 17, 3990–4004.
37. Black, R. X., & McDaniel, B. A. (2007). The dynamics of Northern Hemisphere stratospheric final warming events. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 2932–2946.
38. Black, R. X., McDaniel, B. A., & Robinson, W. A. (2006). Stratosphere-troposphere

- coupling during spring onset. *Journal of Climate*, 19, 4891–4901.
39. Butler, A. H., & Domeisen, D. I. V. (2021). The wave geometry of final stratospheric warming events. *Weather Climate Dynamics*, 2, 453–474.
40. Butler, A. H., Karpechko, A. Y., & Garfinkel, C. I. (2023). Amplified decadal variability of extratropical surface temperatures by stratosphere-troposphere coupling. *Geophysical Research Letters*, 50, e2023GL104607.
41. Butler, A. H., & Polvani, L. M. (2011). El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record. *Geophysical Research Letters*, 38, L13807.
42. Butler, A. H., Seidel, D. J., Hardiman, S. C., Butchart, N., Birner, T., & Match, A. (2015). Defining sudden stratospheric warmings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96, 1913–1928.
43. Butler, A. H., Sjöberg, J., Seidel, D. J., & Rosenlof, K. H. (2017). A sudden stratospheric warming compendium. *Earth System Science Data*, 9, 63–76.
44. Butler, A. H., Charlton-Perez, A., Domeisen, D. I., Simpson, I. R., & Sjöberg, J. (2019). Predictability of Northern Hemisphere final stratospheric warmings and their surface impacts. *Geophysical Research Letters*, 46, 10578–10588.
45. Charyulu, D. V., Sivakumar, V., Bencherif, H., Kirgis, G., Hauchecorne, A., Keckhut, P., & Coauthors. (2007). 20-year Lidar observations of stratospheric sudden warming over a mid—latitude site, Observatoire de Haute Provence (OHP; 44 N, 6 E): case study and statistical characteristics. *Atmospheric Chemistry and Physics Discuss*, 7, 15739–15779.
46. Charlton, A. J., O'Neill, A., Lahoz, W. A., & Berrisford, P. (2005). The splitting of the stratospheric polar vortex in the Southern Hemisphere, September 2002: Dynamical evolution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 590–602.
47. Charlton, A. J., & Polvani, L. M. (2007). A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, 20, 449–469.
48. Colucci, S. J., & Kelleher, M. E. (2015). Diagnostic comparison of tropospheric

- blocking events with and without sudden stratospheric warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72, 2227–2240.
49. Coughlin, K., & Gray, L. J. (2009). A continuum of sudden stratospheric warmings. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66, 531–540.
50. Dai, Y., & Hitchcock, P. (2021). Understanding the Basin Asymmetry in Surface Response to Sudden Stratospheric Warmings from an Ocean–Atmosphere Coupled Perspective. *Journal of Climate*, 34, 8683–8698.
51. Davini, P., Cagnazzo, C., & Anstey, J. A. (2014). A blocking view of the stratosphere-troposphere coupling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, 11 100–11 115.
52. de la Cámara, A., Albers, J. R., Birner, T., Garcia, R. R., Hitchcock, P. H., Kinnison, D. E., & Smith, A. K. (2017). Sensitivity of sudden stratospheric warmings to previous stratospheric conditions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74, 2857–2877.
53. de la Cámara, A., Birner, T., & Albers, J. R. (2019). Are Sudden Stratospheric Warmings Preceded by Anomalous Tropospheric Wave Activity? *Journal of Climate*, 32, 7173–7189.
54. Domeisen, D. I. V. (2019). Estimating the frequency of sudden stratospheric warming events from surface observations of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 3180–3194.
55. Domeisen, D. I. V., Butler, A. H., Charlton-Perez, A. J., Ayarzagüena, B., Baldwin, M. P., Dunn-Sigouin, E., & Coauthors. (2020a). The role of the stratosphere in subseasonal to seasonal prediction: 1. Predictability of the stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2019JD030920.
56. Domeisen, D. I., Butler, A. H., Charlton-Perez, A. J., Ayarzagüena, B., Baldwin, M. P., Dunn-Sigouin, E., & Coauthors. (2020b). The role of the stratosphere in subseasonal to seasonal prediction: 2. Predictability arising from stratosphere-troposphere coupling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2019JD030923.
57. Edmon, H. J., Hoskins, B. J., & McIntyre, M. E. (1980). Eliassen-Palm cross sections

- for the troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 2600–2616.
58. Esler, J. G., & Scott, R. K. (2005). Excitation of transient Rossby waves on the stratospheric polar vortex and the barotropic sudden warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 3661–3682.
59. Esler, J. G., Polvani, L. M., & Scott, R. K. (2006). The Antarctic stratospheric sudden warming of 2002: A self-tuned resonance? *Geophysical Research Letters*, 33, L12804.
60. Esler, J. G., & Matthewman, N. J. (2011). Stratospheric sudden warmings as self-tuning resonances. Part II: Vortex displacement events. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68, 2505–2523.
61. Garfinkel, C. I., Butler, A. H., Waugh, D. W., Hurwitz, M. M., & Polvani, L. M. (2012). Why might stratospheric sudden warmings occur with similar frequency in El Niño and La Niña winters? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117, D19106.
62. Gerber, E. P., Orbe, C., & Polvani, L. M. (2009). Stratospheric influence on the tropospheric circulation revealed by idealized ensemble forecasts. *Geophysical Research Letters*, 36, L24801.
63. Hall, R. J., Mitchell, D. M., Seviour, W. J. M., & Wright, C. J. (2021). Tracking the stratosphere-to-surface impact of Sudden Stratospheric Warmings. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126, e2020JD033881.
64. Hardiman, S. C., Butchart, N., Charlton, A. J., Shaw, T. A., Akiyoshi, H., Baumgaertner, A., & Coauthors. (2011). Improved predictability of the troposphere using stratospheric final warmings. *Journal of Geophysical Research*, 116, D18113.
65. Hauchecorne, A., Claud, C., Keckhut, P., & Mariaccia, A. (2022). Stratospheric Final Warmings fall into two categories with different evolution over the course of the year. *Communications Earth & Environment*, 3, 4.
66. Hitchcock, P., Shepherd, T. G., & Manney, G. L. (2013). Statistical characterization of Arctic polar-night jet oscillation events. *Journal of Climate*, 26, 2096–2116.
67. Hitchcock, P., & Simpson, I. R. (2014). The downward influence of stratospheric sudden warmings. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, 3856–3876.

-
68. Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., & Coauthors. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999–2049.
69. Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., & Coauthors. (2023): ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present. *Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS)*.
70. Holton, J. R., & Tan, H. C. (1980). The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 2200–2207.
71. Holton, J. R., & Tan, H. C. (1982). The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 60, 140–147.
72. Hu, J., Liu, Z., Xu, H., Ren, R., & Jin, D. (2023). On the spring stratospheric final warming in CMIP5 and CMIP6 models. *Science China Earth Sciences*, 66, 129–145.
73. Hu, J., Ren, R., & Xu, H. (2014). Occurrence of winter stratospheric sudden warming events and the seasonal timing of spring stratospheric final warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, 2319–2334.
74. Hu, J., Xie, J., Deng, J., Yang, S., & Ren, R. (2024). The impact of boreal spring stratospheric final warming on surface air temperature over Northern Hemisphere in ERA5 and CMIP6 models. *Climate Dynamics*, 62, 3207–3219.
75. Jucker, M. (2016). Are sudden stratospheric warmings generic? Insights from an idealized GCM. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73, 5061–5080.
76. Jucker, M., & Reichler, T. (2018). Dynamical precursors for statistical prediction of stratospheric sudden warming events. *Geophysical Research Letters*, 45, 124–132.
77. Jucker, M., & Reichler, T. (2023). Life Cycle of Major Sudden Stratospheric Warmings in the Southern Hemisphere from a Multimillennial GCM Simulation. *Journal of Climate*, 36, 643–661.

-
78. Karpechko, A. Y., Hitchcock, P., Peters, D. H. W., & Schneidereit, A. (2017). Predictability of downward propagation of major sudden stratospheric warmings. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104, 30937.
79. Kelleher, M. E., Ayarzagüena, B., & Screen, J. A. (2020). Interseasonal connections between the timing of the stratospheric final warming and arctic sea ice. *Journal of Climate*, 33, 3079–3092.
80. Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C., Mitchell, D. M., Butchart, N., Baldwin, M. P., & Gray, L. J. (2015). Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience*, 8, 433–440.
81. Kodera, K., & Kuroda, Y. (2000). A mechanistic model study of slowly propagating coupled stratosphere-troposphere variability, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105, 12361–12370.
82. Kodera, K., & Kuroda, Y. (2002). Dynamical response to the solar cycle, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107, 4749.
83. Kodera, K., Kuroda, Y., & Pawson, S. (2000). Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105, 12351–12359.
84. Kodera, K., Mukougawa, H., Maury, P., Ueda, M., & Claud, C. (2016). Absorbing and reflecting sudden stratospheric warming events and their relationship with tropospheric circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, 80–94.
85. Kolstad, E., & Charlton-Perez, A. (2010). Observed and simulated precursors of stratospheric polar vortex anomalies in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 37, 1443–1456.
86. Kuroda, Y. (2002). Relationship between the polar-night jet oscillation and the annular mode. *Geophysical Research Letters*, 29, 1240.
87. Kuroda, Y., & Kodera, K. (2001). Variability of the polar-night jet in the Northern and Southern Hemispheres, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106, 20, 703–713.

-
88. Labitzke, K. (1978): On the different behavior of the zonal harmonic height waves 1 and 2 during the winters 1970/71 and 1971/72. *Monthly Weather Review*, 106, 1704–1713.
89. Labitzke, K. (1981). The amplification of height wave 1 in January 1979: A characteristic precondition for the major warming in February. *Monthly Weather Review*, 109, 983–989.
90. Lawrence, Z. D., & Manney, G. L. (2018). Characterizing Stratospheric Polar Vortex Variability With Computer Vision Techniques. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123, 1510–1535.
91. Lawrence, Z. D., & Manney, G. L. (2020). Does the Arctic Stratospheric Polar Vortex Exhibit Signs of Preconditioning Prior to Sudden Stratospheric Warmings? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 77, 611–632.
92. Lee, J., Butler, A. H., Albers, J. R., Wu, Y., & Lee, S. H. (2025). Impact of sudden stratospheric warmings on the stratosphere - to - troposphere transport of ozone. *Geophysical Research Letters*, 52, e2024GL112588.
93. Li, L., Li, C., Pan, J., & Tan, Y. (2012). On the differences and climate impacts of early and late stratospheric polar vortex breakup. *Advances in Atmospheric Sciences*, 29, 1119–1128.
94. Li, Q., Graf, H.-F., & Giorgetta, M. A. (2007). Stationary planetary wave propagation in Northern Hemisphere winter - climatological analysis of the refractive index. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 183-200.
95. Lim, E.-P., Hendon, H. H., & Thompson, D. W. J., (2018). Seasonal evolution of stratosphere-troposphere coupling in the Southern Hemisphere and implications for the predictability of surface climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123, 12 002–12 016.
96. Lim, E.-P., Hendon, H. H., Boschath, G., Hudson, D., Thompson, D. W. J., Dowdy, A. J., & Arblaster, J. M. (2019). Australian hot and dry extremes induced by weakenings of the stratospheric polar vortex. *Nature Geoscience*, 12, 896–901.

-
97. Lim, E.-P., Hendon, H. H., Butler, A. H., Thompson, D. W. J., Lawrence Z. D., Scaife, A. A., & Coauthors, (2021). The 2019 Southern Hemisphere stratospheric polar vortex weakening and its impacts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102, E1150–E1171.
98. Limpasuvan, V., Thompson, D. W., & Hartmann, D. L. (2004). The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *Journal of Climate*, 17, 2584–2596.
99. Liu, C., Tian, K.-F., Manney, G. L., Livesey, N. J., Yung, Y. L., & Waliser, D. E. (2014). Northern Hemisphere mid-winter vortex displacement and vortex-split stratospheric sudden warmings: Influence of the Madden–Julian oscillation and quasi-biennial oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, 12 599–12 620.
100. Lu, Q., Rao, J., Shi, C., Guo, D., Wang, J., Liang, Z., & Wang, T. (2022a). Possible influence of Sudden Stratospheric Warmings on the atmospheric environment in the Beijing-Tianjin-Hebei region. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22, 13087–13102.
101. Lu, Q., Rao, J., Shi, C., Guo, D., Wang, J., Liang, Z., & Wang, T. (2022b). Observational subseasonal variability of the PM_{2.5} concentration in the Beijing-Tianjin-Hebei area during the January 2021 sudden stratospheric warming. *Advances in Atmospheric Sciences*, 39, 1623–1636.
102. Lu, Q., Rao, J., Liang, Z., Guo, D., Luo, J., Liu, S., Wang, C., & Wang, T. (2021). The sudden stratospheric warming in January 2021. *Environmental Research Letters*, 16, 084029.
103. Ma, C., Yang, P., Tan, X., & Bao, M. (2022). Possible Causes of the Occurrence of a Rare Antarctic Sudden Stratospheric Warming in 2019. *Atmosphere*, 13, 147.
104. Manney, G. L., & Coauthors, 2005: Simulations of dynamics and transport during the September 2002 Antarctic major warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 690–707.
105. Manney, G. L. & Lawrence, Z. D. (2016). The major stratospheric final warming in 2016: dispersal of vortex air and termination of Arctic chemical ozone loss.

- Atmospheric Chemistry Physics*, 16, 15371–15396.
106. Martius, O., Polvani, L. M., & Davies, H. C. (2009). Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. *Geophysical Research Letters*, 36, L14806.
107. Matsuno, T. (1970). Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27, 871–883.
108. Matsuno, T. (1971). A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, 1479–1494.
109. Matthewman, N. J., & Esler, J. G. (2011). Stratospheric sudden warmings as self-tuning resonances. Part I: Vortex splitting events. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68, 2481–2504.
110. Matthewman, N. J., Esler, J. G., Charlton-Perez, A. J., & Polvani, L. M. (2009). A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure. *Journal of Climate*, 22, 1566–1585.
111. Maycock, A. C., & Hitchcock, P. (2015). Do split and displacement sudden stratospheric warmings have different annular mode signatures? *Geophysical Research Letters*, 42, 10 943–10 951.
112. McIntyre, M. E. (1982). How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings? *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 60, 37–65.
113. McIntyre, M. E., & Palmer, T. (1984). The “surf zone” in the stratosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 46, 825–849.
114. Mitchell, D. M., Charlton-Perez, A. J., & Gray, L. J. (2011). Characterizing the variability and extremes of the stratospheric polar vortices using 2D moment analysis, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68, 1194–1213.
115. Mitchell, D. M., Gray, L. J., Anstey, J., Baldwin, M. P., & Charlton-Perez, A. J. (2013). The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate. *Journal of Climate*, 26, 2668–2682.
116. Nakagawa, K. I., & Yamazaki, K. (2006). What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere? *Geophysical Research Letters*, 33, L04801.

-
117. Nebel, D. M., Garfinkel, C. I., Cohen, J., Domeisen, D. I. V., Rao, J., & Schwartz, C. (2024). The predictability of the downward versus non-downward propagation of sudden stratospheric warmings in S2S hindcasts. *Geophysical Research Letters*, *51*, e2024GL110529.
118. Newman, P. A., & Nash, E. R. (2005). The unusual Southern Hemisphere stratosphere winter of 2002. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *62*, 614–628.
119. Newman, P. A., & Rosenfield, J. (1997). Stratospheric thermal damping times. *Geophysical Research Letters*, *24*, 433–436.
120. Nishii, K., Nakamura, H., & Miyasaka, T. (2009). Modulations in the planetary wave field induced by upward-propagating Rossby wave packets prior to stratospheric sudden warming events: A case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *135*, 39–52.
121. Okui, H., Koshin, D., Watanabe, S., & Sato, K. (2024). Roles of gravity waves in preconditioning of a stratospheric sudden warming. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *129*, e2023JD039881.
122. Palmer, T. N., (1981). Aspects of stratospheric sudden warmings studied from a transformed Eulerian-mean viewpoint. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *86*, 9679–9687.
123. Polvani, L. M., & Waugh, D. W. (2004). Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *Journal of Climate*, *17*, 3548–3554.
124. Rao, J., Garfinkel, C. I., Chen, H., & White, I. P. (2019). The 2019 new year stratospheric sudden warming and its real-time predictions in multiple S2S models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*, 11155–11174.
125. Rao, J., & Garfinkel, C. I. (2020). The Arctic ozone loss in March 2020 and its seasonal prediction in CFSv2: A comparative study with the 1997 and 2011 cases. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *125*, e2020JD033524.
126. Rao, J., Garfinkel, C. I., & White, I. P. (2020a). Predicting the downward and surface

- influence of the February 2018 and January 2019 sudden stratospheric warming events in subseasonal to seasonal (S2S) models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2019JD031919.
127. Rao, J., Garfinkel, C. I., & White, I. P. (2020b). Impact of quasi-biennial oscillation on the northern winter stratospheric polar vortex in CMIP5/6 models. *Journal of Climate*, 33, 4787–4813.
128. Rao, J., Garfinkel, C. I., White, I. P., & Schwartz, C. (2020c). The Southern Hemisphere minor sudden stratospheric warming in September 2019 and its predictions in S2S models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2020JD032723.
129. Rao, J., & Garfinkel, C. I. (2021). Projected changes of stratospheric final warmings in the Northern and Southern Hemispheres by CMIP5/6 models. *Climate Dynamics*, 56, 3353–3371.
130. Rao, J., Garfinkel, C. I., Wu, T., Lu, Y., Lu, Q., & Liang, Z. (2021). The January 2021 sudden stratospheric warming and its prediction in subseasonal to seasonal models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126, e2021JD035057.
131. Rao, J., Wu, T., Garfinkel, C. I., Luo, J., Lu, Y., Chu, M., & Coauthors. (2023). Impact of the Initial Stratospheric Polar Vortex State on East Asian Spring Rainfall Prediction in Seasonal Forecast Models. *Climate Dynamics*. 60, 4111-4131.
132. Ryoo, J. M., & Chun, H. Y. (2005). Stratospheric Major Sudden Warmings Revealed in NCEP Reanalysis Data for 41 years (1958-1999). *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 41, 173-190.
133. Safieddine, S., Bouillon, M., Paracho, A., Jumelet, J., Tencé, F., Pazmino, A., & Coauthors. (2020). Antarctic ozone enhancement during the 2019 sudden stratospheric warming event. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL087810.
134. Salby, M. L., & Callaghan, P. F. (2007). Influence of planetary wave activity on the stratospheric final warming and spring ozone. *Journal of Geophysical Research*, 112, D20111.

-
135. Scaife, A. A., Arribas, A., Blockley, E., Brookshaw, A., Clark, R. T., Dunstone, N., & Coauthors. (2014). Skillful long-range prediction of European and North American winters. *Geophysical Research Letters*, 5, 2514–2519.
136. Scaife, A. A., Jackson, D. R., Swinbank, R., Butchart, N., Thornton, H., Keil, M., & Henderson, L. (2005). Stratospheric vacillations and the major warming over Antarctica in 2002. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 629–639.
137. Scaife, A. A., Karpechko, A. Y., Baldwin, M. P., Brookshaw, A., Butler, A. H., Eade, R., & Coauthors. (2016). Seasonal winter forecasts and the stratosphere. *Atmospheric Science Letters*, 17, 51–56.
138. Scott, R. K., & Polvani, L. M. (2004). Stratospheric control of upward wave flux near the tropopause. *Geophysical Research Letters*, 31, L02115.
139. Scott, R. K., & Polvani, L. M. (2006). Internal variability of the winter stratosphere. Part I: Time-independent forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, 2758–2776.
140. Seviour, W. J. M., Gray, L. J., & Mitchell, D. M. (2016). Stratospheric polar vortex splits and displacements in the high-top CMIP5 climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, 1400–1413.
141. Seviour, W. J. M., Mitchell, D. M., & Gray, L. J. (2013). A practical method to identify displaced and split stratospheric polar vortex events. *Geophysical Research Letters*, 40, 5268–5273.
142. Shen, X., Wang, L., & Osprey, S. (2020). Tropospheric forcing of the 2019 Antarctic sudden stratospheric warming. *Geophysical Research Letters*, 47, e2020GL089343.
143. Shen, X., Wang, L., Osprey, S., Hardiman, S. C., Scaife, A. A., & Ma, J. (2022). The life cycle and variability of Antarctic weak polar vortex events. *Journal of Climate*, 35, 2075–2092.
144. Shepherd, T. G., Plumb, R. A., & Wofsy, S. C. (2005). PREFACE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 565–566.
145. Simpson, I. R., Blackburn, M., & Haigh, J. D. (2009). The role of eddies in driving the tropospheric response to stratospheric heating perturbations. *Journal of the*

- Atmospheric Sciences*, 66, 1347–1365.
146. Sigmond, M., Scinocca, J. F., Kharin, V. V., & Shepherd, T. G. (2013). Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings. *Nature Geoscience*, 6, 98–102.
147. Sjoberg, J. P., & Birner, T. (2012). Transient tropospheric forcing of sudden stratospheric warmings. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 3420–3432.
148. Sjoberg, J. P., & Birner, T. (2014). Stratospheric wave–mean flow feedbacks and sudden stratospheric warmings in a simple model forced by upward wave activity flux. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, 4055–4071.
149. Tian, W. S., Huang, J. L., Zhang, J. K., Xie, F., Wang, W. K., & Peng, Y. F. (2023). Role of stratospheric processes in climate change: Advances and challenges. *Advances in Atmospheric Science*, 40, 1379–1400.
150. Thiéblemont, R., Ayarzagüena, B., Matthes, K., Bekki, S., Abalichin, J., & Langematz, U. (2019). Drivers and surface signal of interannual variability of boreal stratospheric final warmings. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 5400–5417.
151. Thompson, D. W. J., Baldwin, M. P., & Wallace, J. M. (2002). Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. *Journal of Climate*, 15, 1421–1428.
152. Tomassini, L., Gerber, E. P., Baldwin, M. P., Bunzel, F., & Giorgetta, M. J. (2012). The role of stratosphere–troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4, M00A03.
153. Wargan, K., Weir, B., Manney, G. L., Cohn, S. E., & Livesey, N. J. (2020). The anomalous 2019 Antarctic ozone hole in the GEOS Constituent Data Assimilation System with MLS observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125, e2020JD033335.
154. Waugh, D.W., Randel, W. J., Pawson, S., Newman, P. A., & Nash, E. R. (1999). Persistence of the lower stratospheric polar vortices. *Journal of Geophysical Research:*

- Atmospheres*, 104, 27, 191–27, 201.
155. Waugh, D.W., Sobel, A. H., & Polvani, L. M. (2017). What is the polar vortex and how does it influence weather?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 37–44.
156. Weinberger, I., Garfinkel, C. I., White, I. P., & Birner, T. (2021). The efficiency of upward wave propagation near the tropopause: Importance of the form of the refractive index. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78, 2605–2617.
157. White, I., Garfinkel, C. I., Gerber, E. P., Jucker, M., Aquila, V., & Oman, L. D. (2019). The downward influence of sudden stratospheric warmings: Association with tropospheric precursors. *Journal of Climate*, 32, 85–108.
158. Xia, Y., Xie, F., & Lu, X. (2023). Enhancement of Arctic surface ozone during the 2020–2021 winter associated with the sudden stratospheric warming. *Environmental Research Letters*, 18, 024003.
159. Xu, Q., Chen, W., & Song, L. (2022). Two leading modes in the evolution of major sudden stratospheric warmings and their distinctive surface influence. *Geophysical Research Letters*, 49, e2021GL095431.
160. Zhang, H., Gao, S., & Lu, W. (2007). Study on Two Categories of Sudden Stratospheric Warming. *Journal of Meteorological Research*, 21, 450–464.
161. Zhang, R., Tian, W., Zhang, J., Huang, J., Xie, F., & Xu, M. (2019). The Corresponding Tropospheric Environments during Downward-Extending and Nondownward-Extending Events of Stratospheric Northern Annular Mode Anomalies, *Journal of Climate*, 32, 1857–1873.
162. Zhang, Y., & Hu, D. (2025). Interdecadal changes in the relationship between Barents-Kara Sea Ice and East Asian surface air temperature in February: the role of stratospheric polar vortex. *Climate Dynamics*, 63, 24.
163. Zhang, C., Zhang, J., Maycock, A. C., & Tian, W. (2024). Distinct tropospheric anomalies during sudden stratospheric warming events accompanied by strong and weak Ural Ridge. *npj climate and atmospheric science*, 7, 280.

164. Zou, C., & Zhang, R. (2024). Arctic Sea ice loss modulates the surface impact of autumn stratospheric polar vortex stretching events. *Geophysical Research Letters*, 51, e2023GL107221.

致谢

光阴似箭，时间飞逝。从 2015 年我第一次进入南大的校园至今已将近 10 年了。在这 10 年中，我从一名稚嫩青年成长为了即将博士毕业的老生。回首过去，心中五味杂陈，博士阶段相比于之前的人生各个阶段，属实是一个磨炼人的时期，充满了艰难、挑战与压力，但也正因如此，使得我不论在专业知识、学习能力还是综合素质等方面都有了质的提升。如今，我即将离开这个校园。值此毕业论文将要完成之时，对所有陪伴我走过博士时光的人们致以最诚挚的感谢！

首先，我要感谢我的导师任雪娟教授！任老师无论是在学习、生活还是做人方面都给予了我悉心的、前瞻性的指导和关怀。从入学时一名普通的南大学生到现在略有进展，都离不开任老师的言传身教；任老师尽心为学生提供一切可能的学习机会，让我不断接触到外界的科研环境，进行科研上的交流；任老师在百忙之中对我的论文修改和博士资格考核等方面进行专业的指导，使我受益匪浅。这里再次对任老师致以深深的谢意！

其次，感谢导师鲍名教授！在论文选题到研究再到独立科研的过程中，鲍老师都给予了我悉心的指导，并提供了建设性的意见。鲍老师视野广阔，理论知识广博，对科研的严谨和热爱都值得我敬佩与终身学习。在生活中还常常与我沟通交流，关心我的方方面面，帮助我平衡科研与生活。

感谢课题组杨修群、张洋、孙旭光、房佳蓓、胡海波、蒋益荃以及北京大学胡永云等各位老师，感谢他们通过组会、答辩和论文等各方面所提供的重要建议和意见，他们渊博的知识，犀利而深刻的见解使我有长足的进步。

感谢夏炎老师，在北师大访问的时期，夏炎老师对我多加照顾，为我的科研提供了尽心尽力的指导，为我拓展新的科研方向和未来进一步从事科研工作提供了巨大帮助。

感谢朱益民老师在我求学阶段和未来规划中所给予的悉心指导和无私帮助。朱老师提供的各种宝贵建议以及严谨的工作态度让我受益匪浅，也让我对未来的发展充满信心。

感谢谭鑫师兄、关维娜师姐、陶凌峰师兄、张志琦师兄，白皓坤师兄、陈秋宇师姐、熊雅婷师姐、茹丫璐师姐，李时越师姐等同门对我的帮助与关怀。感谢尤飞宇、肖成龙、陶智、马晨明、周沛锋、印曼曼、刘海洋、袁腾飞等朋友对我的陪伴与帮助，在生活中、在球场上、在饭桌上度过了无数开心的日日夜夜。特别感谢高伊曼对我一直以来的陪伴、关怀与支持，

感谢我的父母及其他家人，谢谢你们永远的支持与陪伴，你们在后面的默默付出，让我能够放心并顺利的完成学业，走向社会，让我能够勇敢且有力量面对以后生活中的种种困难与挑战！

最后，感谢百忙之中对本论文提出宝贵意见的各位专家。感谢国家重点研发计划项目（2018YFC1505903）、国家自然科学基金面上项目（42175021）、国家重点研发计划（2022YFE0106600）等项目资助本工作。

杨鹏坤
2025 年 5 月

科研成果

一、发表文章情况

1. **Yang, P.**, Bao, M., Xia, Y., & Ren, X. (2025). The role of vortex preconditioning in the occurrence of Antarctic weak polar vortex event. *Journal of Climate*, 38, 1319-1332.
2. **Yang, P.**, Xia, Y., Hu, Y., Bao, M., Ren, X., Zhou, C., & Zhu, Yi. (2024). Impact of Paleogeography on the Stratospheric Polar Vortex in the Geological Past. *Geophysical Research Letters*, 51, e2024GL111251.
3. **Yang, P.**, Bao, M., & Ren, X. (2024). Preconditioned stratospheric modulation on the occurrence of stratospheric final warmings. *Geophysical Research Letters*, 51, e2023GL107294.
4. **Yang, P.**, Bao, M., & Ren, X. (2023). Influence of preconditioned stratospheric state on the surface response to displacement and split sudden stratospheric warmings. *Geophysical Research Letters*, 50, e2023GL103992.
5. **Yang, P.**, Bao, M., Ren, X., & Tan, X. (2023). The role of vortex preconditioning in influencing the occurrence of strong and weak sudden stratospheric warmings in ERA5 reanalysis. *Journal of Climate*, 36, 1197-1212.

二、参加学术会议

2025. 04, 第一届未来大气科学论坛, 北京, 报告 (被评为优秀报告)
2024. 05, 青年地学论坛, 福建厦门, 报告
2021. 11, 国家重点研发计划“30-90 天气气候变异机理和预测方法研究”项目进展讨论会, 广东湛江, 报告
- 2021.10, 气候动力学与气候预测研讨会, 江苏南京, 海报展示
- 2021.05, 第一届长三角大气科学学术论坛, 江苏南京, 海报展示
- 2021.04, 平流层对流层相互作用青年学者论坛, 海报展示

三、参加科研项目

1. 国家重点研发计划项目，“重大自然灾害监测预警与防范（2018YFC1505903）”专项，“30-90 天气气候变异机理和预测方法研究”第三课题“中高纬大气低频信号对东亚气候影响的机理和预测方法”，2018-2021，参加
2. 国家自然科学基金面上项目“大气次季节异常影响盛夏西太平洋副热带高压第二次北跳的过程和机制研究（42175021）”，2022-2025，参加
3. 国家重点研发计划“政府间国际科技创新合作”重点专项项目“北极和青藏高原加速变暖的过程及其对欧亚气候的协同影响（2022YFE0106600）”，2022-2026，参加
4. 国家自然科学基金委基础科学中心项目“大陆演化与季风系统演变（42488201）”，2018-2023，参加

四、所获奖项

1. 南京大学优秀毕业生
2. 2024 年南京大学博士生创优项目奖学金
3. 2024 年戴夏高额奖学金
4. 2023 年博士研究生国家奖学金
5. 2023 年南京大学博士生培优项目奖学金
6. 2023 年南京大学优秀学生
7. 2022 年南京大学优秀学生