Madden-Julian振荡对北半球冬季中间层影响的动力学过程

孙聪^{1,2,3}, 杨成昀^{1,2,3*}, 李陶^{1,2,3}

1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 中国科学院近地空间环境重点实验室, 合肥 230026;

2. 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 蒙城国家空间物理观测站, 合肥 230026;

3. 中国科学院比较行星学卓越创新中心, 中国科学技术大学, 合肥 230026

* 通讯作者, E-mail: cyyang@ustc.edu.cn

收稿日期: 2020-10-04; 收修改稿日期: 2021-02-28; 接受日期: 2021-04-30; 网络版发表日期: 2021-07-06

中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(编号: XDB 41000000)、国家自然科学基金项目(批准号: 41874180、41974175、41831071、41874181)、大型中国科学院基础设施开放研究项目——“基于子午工程的中低纬大气和电磁层相互作用研究”资助

摘要 本研究揭示了北半球冬季Madden-Julian振荡(MJO)对北半球中间层大气的作用. 卫星观测和数值模式模拟的结果表明, 北半球高纬度中间层大气在MJO第4相位后约35天显著降温, 这一现象滞后MJO引起的高平流层扰动约10天. 在中纬度, 向上传播的行星波增强还导致了中间层温度在滞后MJO第4相位25天左右时出现1波结构的温度异常. MJO引起的异常行星波可以调制平流层顶-低中间层区域纬向西风在MJO第4相位后约30天减弱. 同时, 由于重力波的临界层滤波机制, 减弱的西风会引起中间层的气候平均西向重力波减弱. 受到行星波和重力波变化的共同作用, 中间层的经向环流在MJO第4相位滞后约35天显著减弱, 并导致极区中间层降温.

关键词 MJO, 极区中间层冷却, 行星波, 重力波, 垂直动力学耦合过程

1 引言

Madden-Julian振荡(MJO)指的是以30~80天为周期的(Madden和Julian, 1971, 1972)反复出现的大尺度深对流由西向东传播的现象(例如, Zhang, 2005), 是对流层季节内振荡中的重要现象. 根据Wheeler和Hendon (2004)的研究结果, MJO活动可以被分成8个相位, 这8个相位表征了MJO事件中热带对流活动发生的不同位置. 一般来说, 一个完整的MJO循环需要约30~80天, 一个MJO相位平均持续约5~10天. 但是由于MJO事件发生并不总是有着完整的循环和稳定的周期(Madden和

Julian, 1971; Liu等, 2015). 因此, MJO的相位并不总是依次平稳演化的. 不过尽管在MJO事件发生的过程中, 信号的正负和幅值都不断变化, 但是在时间上MJO的相位变化模式总体上是一致的. 由于它的具有周期性的季节内时间尺度变化和缓慢的向东传播速度(平均速度为 5 m s^{-1})(例如, Madden和Julian, 1971, 1972), MJO活动对于进行地球系统季节内尺度的预报工作具有重要意义(Waliser等, 2003). 除了热带地区, MJO事件的影响可以扩展到赤道以外的区域(Vitart和Molteni, 2010; Zhang, 2013). 通过激发准静止行星波列, 热带的对流活动变化可以影响到中高纬度地区(Hoskins和

中文引用格式: 孙聪, 杨成昀, 李陶. 2021. Madden-Julian振荡对北半球冬季中间层影响的动力学过程. 中国科学: 地球科学, 51(8): 1227–1239, doi: 10.1360/N072020-0339

英文引用格式: Sun C, Yang C, Li T. 2021. Dynamical influence of the Madden-Julian oscillation on the Northern Hemisphere mesosphere during the boreal winter. Science China Earth Sciences, 64(8): 1254–1266, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9779-2>

Karoly, 1981; Sardeshmukh和Hoskins, 1988; Hoskins和Ambrizzi, 1993; Jin和Hoskins, 1995; Trenberth等, 1998; Lau和Zhou, 2012). 在之前的研究中已经发现了MJO可以影响中高纬度大气的一些变化, 例如北半球环状模(Northern Annular Mode, NAM)(Zhou和Miller, 2005; L'Heureux和Higgins, 2008)、南半球环状模(Southern Annular Mode, SAM)(Carvalho等, 2005)、北大西洋涛动(Northern Atlantic Oscillation, NAO)(Cassou, 2008; Lin等, 2009)和太平洋-北美型遥相关(Pacific-North America Pattern, PNA)(Mori和Watanabe, 2008; Johnson和Feldstein, 2010).

一方面, 对流层环流的季节内振荡, 包括MJO, 可以调制热带中间层和低热层区域的风场和/或温度场(Isoda等, 2004; Yi等, 2019)变化. 比如之前的研究中(例如, Eckermann等, 1997; Sridharan等, 2007), 发现热带地区中间层和低热层区域的纬向风的季节内振荡周期与热带对流层的季节内振荡(例如MJO)一致. 另一方面, 特定的MJO相位也可以影响南半球冬季中高纬度中间层的温度场和纬向风场(Yang等, 2017). 然而, MJO引起的行星波对北半球中间层的可能影响以及行星波与重力波在中高纬度中间层可能的相互作用过程仍不明确. 因此, 有必要对行星波和重力波在MJO与北半球冬季中间层大气联系中起到的作用进行仔细研究. 通过触发异常行星波和重力波活动, MJO事件也可以调制北半球平流层大气变化(Žagar和Franzke, 2015; Moss等, 2016). 在之前的研究中表明, MJO引起的北半球极区平流层大气温度变化($\sim 4\text{K}$)和厄尔尼诺南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)以及准两年振荡(Quasi-Biennial Oscillation, QBO)(约 $2\sim 3\text{K}$)对大气的温度影响相当(Garfinkel和Hartmann, 2007, 2008; Garfinkel等, 2012; Li等, 2013, 2016; Yang等, 2015). MJO导致的平流层纬向风扰动还可能通过重力波临界层滤波机制(当重力波的相速度与纬向风的速度相等时, 重力波的动量会释放到背景平均流中, Fritts和Alexander, 2003)影响中间层重力波(Li等, 2016). 从另一个方面讲, 相速度与背景纬向风速度相等的重力波会被过滤掉, 而相速度方向相反的重力波则可以上传. 同时, MJO导致的行星波也可能会上传进入北半球冬季中间层(Pancheva等, 2008; Zülicke和Becker, 2013; Liu等, 2015), 也可能对中间层大气产生影响.

此外值得说明的是, 平流层突然增温事件(Strato-

spheric Sudden Warming, SSW)可能受特定的MJO相位调制(Garfinkel等, 2012, 2014). 有超过一半的SSW事件发生于MJO第6和第7相位之后(Schwartz和Garfinkel, 2017). 由于SSW事件发生时平流层变化剧烈, 因此MJO和SSW同时发生时, 很难区分这两个事件对大气的影响. 而且北半球极区平流层对所有MJO事件的响应不同于对与SSW发生时间不重叠的MJO事件的响应(Yang等, 2019).

本研究的主要目的是调查北半球冬季中间层对MJO事件的响应, 特别关注MJO活动期间平流层上层到中间层的垂直耦合机制.

2 数据和方法

2.1 微波探测仪观测

2004年7月15日发射的美国国家航空航天局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)“Aura”卫星上搭载了地球观测系统(Earth Observing System, EOS)微波观测仪(Microwave Limb Sounder, MLS), 该仪器使用了微波探测技术来探测大范围的地球大气(Schwartz等, 2008). MLS是昼夜不间断连续观测的, 每天沿轨道测量约3500条垂直剖面(Schwartz等, 2008). 从 $118\sim 240\text{GHz}$ 的 O_2 光谱辐射中反演得到温度剖面, 高度范围为 $261\sim 0.001\text{hPa}$ ($\sim 92\text{km}$). 本研究使用了2004~2019年MLS 4.2版本观测数据, 用以研究MJO活动各阶段的北半球冬季中间层温度异常.

2.2 指定动力学全大气社区气候模式

全大气公共气候模式(Whole Atmosphere Community Climate Model, WACCM)第4版是一个气候-化学耦合模式(Garcia等, 2007; Marsh等, 2013; Hurrell等, 2013), 是地球系统公共模式(Community Earth System Model, CESM)的高层大气部分. 在本研究中, 我们使用WACCM模式第4版(WACCM4)的指定动力学版本(SD-WACCM4)的模拟结果来研究北半球中间层对MJO事件的响应. 在该模式模拟过程中, 在模式的每一个的时间步(例如每30min)都利用观测或同化的气象数据对模拟进行“微调”, 其中模拟的气象场 M_{sim} , 使用如下的方式进行计算:

$$M_{\text{sim}} = M_{\text{merra}} \cdot \alpha + (1 - \alpha) \cdot M_{\text{int}}, \quad (1)$$

M_{int} 和 M_{merra} 分别表示模式模拟结果和Modern-Era Ret-

rospective Analysis for Research and Applications (MERRA)再分析观测数据(Smith等, 2017; Gelaro等, 2017). 在此研究中 M_{merra} 的系数 α 是0.01(1%的 M_{sim} 场来自于MERRA数据集). 用于“微调”过程中的观测气象数据场每6h更新一次, 而两次更新时间之间的观测数据场通过插值得到. 通过这样的微调过程, WACCM模拟结果受到MERRA气象数据的约束(Kunz等, 2011), 使得模拟结果中的MJO信号以及对流层和平流层大气中对其的响应与再分析气象场基本一致. 本研究利用SD-WACCM4模式的1979~2014年的模拟结果来研究中间层大气对MJO“活跃”相位的响应.

2.3 判断MJO事件日期

根据Wheeler和Hendon(2004)的方法, 利用来自实时多变量MJO指数(the real-time multivariate MJO, RMM)的幅值和相位信息, 将MJO事件分为8个响应对流活动位置的阶段. RMM指数数据可从以下网址获得: <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm.74toRealtime.txt>.

当RMM指数振幅连续5天超过1.5, 这些自然日就被判定为MJO活跃天. 一个独立的MJO事件被定义为一段至少持续5天为MJO活跃日, 且与其他同相位的MJO活跃日之间至少间隔7天. 当振幅的阈值设定为1.0~2.0时, 北半球冬季中间层对MJO事件不同相位的响应基本一致. 此外, 我们也使用了基于全季节向外长波辐射的MJO指数来核实结果, 该指数可以在以下网站获得: <https://psl.noaa.gov/mjo/mjoindex/>.

2.4 MJO事件合成

为了聚焦于季节内时间尺度, 首先从MLS观测数据和SD-WACCM4模拟数据中去除长期趋势和气候平均的季节周期. 为了排除年际变化(如QBO或ENSO)的线性影响, 在计算MJO事件合成之前, 还从数据中剔除了每个北半球冬季(11月至3月)的平均状态. 这里值得说明的是, 用于计算MJO事件合成的MLS观测数据的时间跨度是2004~2019年, 用于计算的SD-WACCM4模拟数据的时间跨度是1979~2014年. 此外, 为了排除SSW事件的影响, 在SSW事件的中心日前后50天的时间段(以下简称SSW周期)的MJO事件被剔除出合成数据. SSW事件的中心日由极盖平均位势高度异常定义(Gerber等, 2010), 如表1所示. 在SD-WACCM4模拟的

时间跨度内识别出21次SSW事件, 在MLS观测的时间范围内识别出7次SSW事件. 通过排除SSW事件, SD-WACCM4数据识别出30个独立的MJO第4相位事件, MLS卫星观测数据识别出12个独立的MJO第4相位事件(具体MJO事件统计参考网络版附表S1, <http://earthcn.scichina.com>).

研究中使用了蒙特卡罗检验来评估MJO事件合成结果的统计显著性. 对于冬季合成结果的特定MJO相位, 我们从MJO相位可能发生的时间中随机的挑选MJO事件, 所选择的MJO事件总数与实际的MJO事件数量相同. 通过3000次的蒙特卡罗取样检验, 我们得到了随机取样的特定MJO相位的数据合成分布. 将某一MJO相位的合成值与3000次蒙特卡罗模拟得到的值进行比较, 从而确定该变量的统计显著性.

3 结果

3.1 极区大气温度响应

图1a展示了MLS卫星数据中2004~2019年北半球扩展冬季(11月-3月)期间, 不同MJO相位对北极中间层(0.1~0.01hPa, 65°N到极区)平均温度的影响. 在SSW事

表 1 1979~2018年SSW事件日期

年份	SSW事件日期
1979~1980	1980-02-29
1981~1982	1981-12-04
1983~1984	1984-02-24
1984~1985	1985-01-02
1986~1987	1987-01-23
1987~1988	1987-12-08, 1988-03-14
1988~1989	1989-02-22
1998~1999	1998-12-15, 1999-02-25
1999~2000	2000-03-20
2000~2001	2001-02-11
2001~2002	2002-01-02
2002~2003	2003-01-18
2003~2004	2004-01-07
2005~2006	2006-01-21
2006~2007	2007-02-24
2007~2008	2008-02-22
2008~2009	2009-01-24
2009~2010	2010-02-09
2012~2013	2013-01-07
2017~2018	2018-02-12

图1 北半球极区(65°N到北极)中间层温度距平在不同MJO相位滞后时间的变化关系

(a)数据来自MLS卫星观测; (b)数据来自SD-WACCM4模拟结果。其中MLS数据时间序列从2004年开始到2019年; SD-WACCM4模拟从1979年开始到2014年。SSW事件中心天前后50天的MJO事件被排除出MJO数据合成。图中等高线的间隔为0.5K。浅蓝和浅红区域表示置信度大于90%, 深蓝和深红区域表示置信度大于95%, 信度数值为蒙特卡罗检验的结果

件中心日前后50天的发生的MJO事件被从数据合成中剔除。具体的数据合成方法参考网络版附图S1。在MJO第3相位后30~38天和MJO第4相位后约30天的时间中, 北极中间层明显降温, 最大温度变化为 -3.5K 。在MJO第6相位后10~15天和MJO第8相位后很短时间内, 则观察到显著的温度正距平。与MLS观测到的响应类似, SD-WACCM4模拟结果中, 在1979~2014年冬季中间层温度也在MJO第3相位、第4相位和第5相位之后30~35天有显著的冷却现象(图1b)。负温度距平也发生在MJO第6相位后20天和第7相位后15天左右。综上所述, MLS卫星观测和SD-WACCM4模拟结果均表明, 中间层北极平均温度对特定的MJO相位存在响应, 响应滞后MJO第4相位约35天。即使去除了包含较弱/持续时间较短MJO第七相位的MJO周期, 北半球中间层温度距平在滞后MJO第4相位同样时间存在显著冷却现象与图1b中结果一致(网络版附图S2)。这说明MJO第4相位后约35天发生的中间层冷却现象主要与该相位有关。MJO第3相位和第4相位的发生频率在北半球中间层降温发生前的25到36天左右显著增加(网络版附图S3), 这和图1b的结果一致。此外, 在不同的QBO相位或ENSO/非ENSO条件下, 北半球中间层极区也都出现了类似的滞后MJO第4相位约35天的冷却响应(网络版附图S4, 附表S2)。北半球中间层的响应对所选择的

MJO指数不敏感(网络版附图S5), 使用基于向外长波辐射(outgoing longwave radiation, OLR)的全季节MJO指数(all-season OLR-based MJO Index, OMI)或RMM指数判定MJO事件得到的中间层响应结果是一致的。在本研究接下来的部分中, 我们将利用SD-WACCM4模拟结果研究不同滞后时间大气在MJO第4相位后的响应过程和机制。Yang等(2019)研究中发现北半球冬季MJO第4相位滞后约15天的时间, 北半球中纬度平流层出现显著西风异常, 根据Murphy等(2012)的垂直耦合机制, 平流层纬向风场的变化可能会引起中间层大气的响应。然而北半球极区中间层温度异常在这一滞后时间不显著, 显著的中间层温度响应反而是出现在滞后约35天时。

3.2 大气响应

为了说明不同高度和纬度北半球中间层对MJO第4相位响应的演变过程。在计算MJO第4相位后的某一时间滞后的合成时, 采用了5天平均计算纬向平均温度和纬向平均纬向风距平的合成(如图2所示)。在MJO第4相位后约15天(图2a), 在 20°N ~ 40°N 、10hPa附近区域温度偏高, 而在0.3~0.1hPa温度偏低。温度正距平在0.1~0.03hPa的中纬度区域(图2a)温度偏高, 位于0.3~0.1hPa显著降温区域的上方。总体上, 北半球极区

图2 滞后MJO第4相位15~35天的纬向平均温度距平(阴影)和纬向平均纬向风距平(等高线)

(a)表示滞后MJO第4相位15天; (b)表示滞后MJO第4相位20天; (c)表示滞后MJO第4相位25天; (d)表示滞后MJO第4相位30天; (e)表示滞后MJO第4相位35天. 绿色星号区域表示温度异常信度达到95%, 实等高线区域表示纬向风异常达到95%置信度, 信度数值为蒙特卡罗检验的结果

在0.3hPa以上温度偏高, 而在1hPa以下温度偏低. 然而, 这些温度异常距平在北半球极区统计上并不显著. 在MJO第4相位之后20天的时间(图2b), 北半球极区温度正距平正距平在0.1hPa(~65km)附近统计显著, 最大值约为3K, 温度的变化与中纬度平流层(30°N~60°N, 10hPa)附近显著的西风异常有关. 在MJO第4相位之后约25天(图2c), 极地中间层温度正距平距平减弱并不再显著, 而在0.01hPa的中纬度地区(40°N~60°N), 纬向平均纬向西风距平显著. 在30°N~40°N的范围内, 在0.1~0.01hPa(65~80km)高度范围内也出现了显著的温度负距平. 在MJO之后30天(图2d), 极区温度在中间层(0.1hPa以上)为显著负距平而在平流层顶区域(1hPa以下)为显著正距平. 同时, 从平流层上层到中间层(10~0.01hPa)自30°N到北极区域出现了显著的东风距平. 低纬度地区的温度距平与北极地区的温度距平基本相反. 在MJO第4相位之后35天(图2e), 北半球极区温度负距平更为明显, 在0.03hPa最低温度达到-4.5K并从温度最低点向下延伸, 同时平流层上层(10~1hPa)出现温度正距平. 滞后MJO30~35天的温度距平分布特

征与滞后20~25天的温度异常特征几乎反相.

图3中展示了MJO第4相位之后不同滞后时间0.03hPa高度温度距平在北半球的分布. 滞后MJO第4相位约20天时(图3a), 温度负距平出现在30°N~60°N, 150°E向东直到150°W的范围内. 其中温度负距平在北太平洋上统计显著(图3a), 而在北极区上空则出现了温度正距平. 在MJO之后25天(图3b), 欧亚大陆北部为温度负距平, 北美地区为温度正距平, 温度距平分布在30°N~60°N的纬度范围呈现出纬向1波结构. 在MJO之后的30天, 欧亚大陆北部和北极地区(60°N直到极区)的温度显著为负(最低为-4.7K)(图3c). 在MJO之后35天, 温度负距平向东传播至北美上空, 并向北延伸至北极, 最低为-5K, 对应于图1所示的显著降温.

4 机制

以往研究表明(Garfinkel等, 2012, 2014; Schwartz和Garfinkel, 2017), 由于气候尺度行星波的干扰和平流层风场的扰动, MJO可以调制热带区域外向上传播

图3 滞后MJO第4相位不同时间北半球中间层(0.03hPa)温度场距平变化

(a)表示滞后MJO第4相位20天温度异常; (b)表示滞后MJO第4相位25天; (c)表示滞后MJO第4相位30天; (d)表示滞后MJO第4相位35天. 图中纬度间隔为 30° . 浅黄色的曲线内为置信度大于95%的区域, 信度数值为蒙特卡罗检验的结果

的行星波. 这些MJO激发的行星波可能传播到冬季半球的中间层低层(Pancheva等, 2008; Zülicke和Becker, 2013; Liu等, 2015). 图4中所示的Eliassen palm(EP)通量的气候平均, 表明行星波在北半球冬季从高纬度向上传播至中间层并向赤道方向偏转. 行星波的耗散主要发生在高纬度的高平流层低中间层区域和中纬度的高中间层. 图5显示了MJO第4相位之后北半球平流层高层和中间层的EP通量及其散度距平的演化. 由于EP通量是由波数为1到4的大尺度波数主导的(网络版附图S6), 可见图5中的EP通量距平主要来源是行星波扰动而不是小尺度重力波. MJO第4相位之后15天(图5a), 中纬度地区行星波上传受到抑制, 在 $1\sim 0.1\text{hPa}$, $40^\circ\text{N}\sim 60^\circ\text{N}$ 的范围内尤为显著. EP通量散度的正距平表明, 行星波在中纬度($30^\circ\text{N}\sim 60^\circ\text{N}$) $1\sim 0.1\text{hPa}$ 高度的高平流

层低中间层区域耗散较小. 在MJO第4相位之后20天(图5b), 的EP通量及其耗散的变化不再统计显著. 在MJO第4相位之后25天, 行星波上传与耗散在高平流层低中间层的中高纬度地区($10\sim 0.1\text{hPa}$)显著增强(图5c); 这些行星波向上传播并向赤道方向偏转到至 40°N , $0.1\sim 0.01\text{hPa}$. 这些增强的行星波传播和耗散现象与MJO第4相位之后平流层行星波向上传播的增强(Yang等, 2019)相对应, 这表明MJO引起的行星波扰动可能从对流层向上传播到中间层($\sim 0.01\text{hPa}$). 行星波耗散的增强则表明低平流层高中间层区域对背景纬向风东向动量释放减弱. 如图6a所示, 在MJO第4相位之后约25天, 1979~2014年SD-WACCM4模拟的行星波纬向1波成分主导了高平流层低中间层区域 $40^\circ\text{N}\sim 80^\circ\text{N}$ 范围内行星波变化. 这些行星波异常偏上传播到中间层并

图 4 北半球冬季期间高平流层低中间层(10~0.01hPa)EP通量气候尺度平均(箭头)和EP通量散度(阴影)

图 5 北半球冬季期间高平流层低中间层(10~0.01hPa)滞后MJO第4相位(a)15天、(b)20天、(c)25天、(d)30天、(e)35天的EP通量异常和EP通量散度异常

红色箭头表示置信度在95%以上的EP通量异常, 金色星号表示置信度在95%以上的EP通量散度异常

向赤道偏转. 在中纬度(30°N~60°N)中间层 (图6b), 纬向1波成分在行星波变化中起着重要作用, 而纬向2波

成分的变化则部分抵消了1波成分的变化. MJO之后 25天占主导地位的中层纬向行星波1波分量与图3b

图6 EP通量散度距平纬向波数1和波数2滞后MJO相位4变化曲线

其中浅蓝色点表示总EP通量散度距平; 红色点表示纬向波数1; 蓝色点表示纬向波数2. (a)表示中高纬度(40°N~80°N), 0.3hPa高度平均; (b)表示中纬度(30°N~60°N), 0.03hPa高度平均. 加粗的点或线表示置信度大于95%

中的温度距平1波结构相对应. 相对于在MJO第4相位之后30天(图5d), 行星波的上传和耗散在中高纬度(40°N~80°N)的高平流层低中间层区域相对于MJO之后25天减弱. 在MJO之后35天(图5e), 行星波的上传和耗散变化受到抑制, 并在从平流层上层到中间层的区域变得不再显著.

除了上述行星波活动以外, 重力波驱动也可能对平流层上层到低中间层区域的纬向风和温度起到调制作用(Vincent, 1987; Alexander等, 2011). 根据变换欧拉平均(Transformed Eulerian Mean, TEM)纬向动量方程(Andrew等, 1987), 产生纬向风梯度的力可以分解为几个驱动项. 这里将TEM方程简化如下:

$$\begin{aligned} \bar{u}_t = & -\bar{v}^*[(a\cos\varphi)^{-1}(\bar{u}\cos\varphi)_\varphi - f] \\ & -\bar{w}^*\bar{u}_z + \bar{X} + (\rho_0 a\cos\varphi)^{-1}\nabla \cdot \bar{F}, \end{aligned} \quad (2)$$

公式中 $\bar{u}_t$ 是纬向平均纬向风的时间梯度, $(0, \bar{v}^*, \bar{w}^*)$ 表示经向剩余环流(Andrew等, 1987), a 表示地球半径, φ 表示纬度, f 是科式力参数, $\bar{X}$ 表示纬向平均重力波拖曳, $\bar{F}$ 表示EP通量. 变量上的横杠表示纬向平均值, 下标表示变量相对于下标的导数. 根据TEM方程(公式(2)), 纬向平均纬向风的时间梯度可以被分解为经向和垂直对流项, 重力波拖曳项和行星波驱动项. 由于上述提到的对流项的作用相对较弱且不太显著(未作展示), 因此这里只展示EP通量散度(图7a~7c)和重力波拖曳(图7d~7f)的作用项. 图7g~7i展示了MJO第4相位之后某一段时间内纬向平均纬向风时间梯度的5天平均(线图)和公式(2)中等式右端所有驱动项的总作用(阴影图). 在MJO第4相位滞后25天(图7a、7d、7g), EP通量散度的驱动项(负极值为 $-9.5 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$)起主要作用, 是低于0.01hPa高度纬向平均纬向风梯度变化的主要原因; 而重力波拖曳项则在调制0.01~0.001hPa的纬向平均纬向风时间梯度的变化中起到了主要作用. 在MJO第4相位滞后约30天(图7b、7e、7h), 0.1hPa高度以下EP通量散度距平的幅值(图7b)小于滞后约25天的幅值. 滞后MJO P4约30天的重力波拖曳距平的幅值(图7e)比滞后25天的更强, 最大为 $7 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$. 值得注意的是, EP通量散度与重力波拖曳距平幅度相当, 并且两者都影响了0.1~0.001hPa北半球中间层风场加速度. 然而, 负向的EP通量散度变化趋向于抵消正向的重力波拖曳在中纬度区域(20°N~60°N)的作用, 其结果使得中间层保持稳定. 在高纬度区域(60°N到极区), EP通量散度和重力波异常拖曳的变化共同作用于背景平均流, 增强了东向(正)动量通量. 实际上, EP通量散度和重力波拖曳造成的动量通量变化在中纬度区域是反相的而在高纬度区域则是同相的. 在风场变化上, 滞后MJO第4相位35天的纬向平均纬向风时间趋势的垂直结构(图7i)和其在滞后25天的结构(图7g)相反, 在高平流层低中间层区域纬向平均纬向风梯度距平为东向(正), 幅度变化的最大值在60°N, 0.1hPa高度上, 约为 $7 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$. 而西向的纬向平均纬向风梯度变化则出现在北半球极区中间层上层(高于0.01hPa).

为了研究MJO第4相位之后, 不同动力学因子对纬向风的调制作用, 图8展示了在0.3和0.01hPa高度上,

图7 变换欧拉纬向动量方程中各驱动项与纬向风场时间梯度滞后MJO第4相位变化

第一行阴影表示EP通量散度距平(a)25天; (b)30天; (c)35天. 第二行阴影表示重力波拖曳距平(d)25天; (e)30天; (f)35天. 第三行阴影表示总驱动项(g)25天; (h)30天; (i)35天. 等高线表示纬向风长时间梯度, 实线为正, 虚线为负. 金色星号表示该区域物理量置信度大于95%

图8 北半球中高纬度(40°N~80°N)USLM区域和中间层区域行星波耗散距平、重力波拖曳距平和这两个驱动项之和与纬向风场距平滞后MJO第4相位不同时间的演化

(a)为0.3hPa高度平均; (b)为0.03hPa高度平均. 粗蓝色线和粗点/加号表示置信度达到95%水平

40°N~80°N纬向平均纬向风距平和各个动力学驱动项的纬向平均变化的演化过程. 0.3hPa高度上的EP通量

散度(图8a)正距平在滞后10~15天左右达到最大值 $2.4 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ (东向), 在滞后约25天变为负值(向西), 最小值为 $-2.7 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ (向西). 在滞后MJO第4相位约25天, 随着中纬度行星波上传增强(图5c), 低中间层行星波出现显著的负耗散. 在MJO第4相位发生后9~16天, 由于北半球平流层西风增强(Yang等, 2019), 西向重力波拖曳显著增强, 最小值达到 $-1 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$. 这样的重力波拖曳变化部分地抵消了行星波变化产生的影响. 行星波耗散和重力波拖曳的变化分别引起的东向和西向动量输送部分抵消后, 对北半球中间层低层纬向风产生东向加速. 在MJO第4相位后25天, EP通量散度距平达到了最小值 ($-2.5 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$). 并且, 由于纬向风变化在平流层不显著, 东向重力波拖曳距平并不显著. 在MJO第4相位后25天, 由于东向重力波拖曳变化较小, 对纬向风的总驱动项由行星波耗散项主导(最小值 $-2 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$), 幅度上明显大于MJO第4相位后15天时(最大值 $1.5 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$), 并导致了滞后30天左右显著的西向纬向风距平. 如图8b所示, 重力波拖曳距平对中间层纬向风调制起到主导作用. MJO第4相位之后, 由于平流层顶到中间层低层西风减弱, 对东向重力波的滤波因而减弱, 导致在0.01hPa高度上出现显著的东向重力波拖曳距平(最大值为 $4.3 \text{ m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$). 在MJO第4相位约30天后, EP通量散度负距平 (-0.6 m

图9 北半球高平流层低中间层滞后MJO第4相位(a)25天、(b)30天、(c)35天的残余经向环流矢量图

$\text{s}^{-1} \text{ day}^{-1}$)表明行星波在北半球中间层破碎和耗散显著增强并会调制纬向风场变化。

总结来说,在MJO第4相位后约25天,平流层顶到中间层低层的行星波耗散距平是我们关注的垂直耦合过程的开始,在其后MJO第4相位后30天,这一区域的纬向风场受到行星波耗散距平的调制,通过上传重力波之间的相互作用,进而影响5天后中间层纬向风场。由于纬向风场对重力波的“关键层”滤波作用,平流层顶低中间层区域(0.3hPa)的增强的东风带中发生临界层滤波过程,导致了0.03hPa高度上重力波拖曳的变化。中间层(0.03hPa)重力波拖曳的变化影响了MJO第4相位后纬向风,并在约37天左右的滞后时纬向风场距平达到最大。

如图9a所示,剩余环流距平显示北半球极区中间层的环流减弱。在MJO第4相位后30天,中纬度中间层行星波耗散增强(图7b)引起的西向动量部分地与重力波拖曳变化导致的东向动量通量(图7e)抵消,总体仍表现出西向动量增强。由行星波耗散和重力波拖曳变化导致的东向动量则作用于北极中间层(图7h)。北半球中间层净西向动量的减少(图8b)导致了中间层经向剩余环流的减弱(图9b)。因此,在MJO第4相位后30

天,北半球极区的环流下沉支显著的受到抑制,并通过绝热冷却过程引起如图2d所示的温度负距平。随着总驱动力在MJO第4相位35天时变为负距平,剩余环流在北半球极区中间层0.01hPa以上高度下沉增强(图9c),由绝热过程引起的温度负距平则变得不再显著。因此,在滞后MJO第4相位约35天,温度负距平对应的最小值(位于0.03hPa)向下传播。温度距平的演变一般依赖于北半球中间层(0.03hPa)极区(60°N~90°N)经向剩余环流的作用,这个位置对应了最强的温度负距平(图10)。在滞后MJO第4相位25~35天的剩余环流的垂直分量的正变化值(最大为 $8.3 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$)是造成中间层温度负距平(最低为-4K)的原因。这些结果都表明,在MJO第4相位期间异常的行星波和重力波都对大气环流和温度产生了影响,且它们在中纬度和高纬度区域相互作用的关系是不同的。

5 总结

MLS卫星观测和SD-WACCM4模拟的结果都表明,北半球冬季极区存在显著的中间层冷却,在时间上滞后于MJO第4相位约35天。同时根据SD-WACCM4

图 10 MJO第4相位之后温度异常(蓝点)和残余经向环流异常的垂直分量(红点)在0.03hPa高度, 60°N~90°N平均随时间演化

加粗的点表示蒙特卡罗检验置信度达到95%

模拟的结果, 在上述的降温过程中, 存在范围从30°N到北极, 从平流层上层到中间层(10~0.01hPa)的显著异常东风, 其在时间上滞后MJO第4相位约30天。

在本研究中, 首次研究了北半球中间层对MJO活动的响应MJO活动引起的平流层行星波扰动(发生在温度响应约10天前)是在滞后MJO第4相位约35天出现显著降温的原因。由于受到行星波调制, 滞后MJO第4相位约25天的极区中间层温度异常表现出明显的纬向波数1特征。我们研究了MJO活动期间高平流层低中间层区域到中间层上层的垂直耦合机制, 包括中间层行星波与重力波的滞后关系和相互作用过程。行星波对纬向风的调制主要位于平流层顶到中间层低层区域, 其贡献的动量通量略大于重力波的贡献。在滞后MJO第4相位约25天, 增强的行星波活动从平流层中纬度(约60°N)向赤道偏转并向上传播到中间层(~0.01hPa, 40°N), 在中高纬度的行星波耗散显著增加。这些增强的行星波距平主要呈纬向1波结构, 它的耗散对平流层顶到中间层低层区域的纬向风调制起到主要作用。在平流层顶到中间层低层区域, 重力波拖曳距平对纬向风场的作用趋向于抵消行星波耗散的作用。在滞后MJO第4相位约25天后, 行星波耗散距平达到最小值, 而重力波拖曳距平在平流层顶到中间层低层区域为正却基本不显著。因此, 对纬向风的总驱动力距平在滞后MJO第4相位约25天后达到负极值点; 并且由于滞后MJO第4相位20~30天的总驱动力作用于纬向风场, 使得纬向风距平在滞后MJO第4相位30天达到负最小值。由于平流层顶到中间层低层区域弱东风带的临界层

滤波作用, 在滞后MJO第4相位25~35天中间层出现了更强的东向重力波拖曳距平。值得注意的是, 行星波耗散距平对中间层的调制作用与重力波拖曳距平的影响相当。EP通量散度负距平可以抵消重力波拖曳距平的作用, 趋向于维持中纬度中间层的稳定。而在北极中间层高层, 行星波耗散和重力波拖曳变化则都是更为东向(正)并且向背景平均风场中贡献了东向动量通量相当。行星波耗散和重力波拖曳的变化在中间层中纬度区域是反相的, 但是在高纬度区域是同相的。行星波耗散和重力波拖曳导致滞后MJO第4相位约35天时中间层高层中高纬度区域西向风场减弱, 这和25天的纬向风场变化相反。由于行星波耗散和重力波拖曳变化导致的东向(正)动量, 北半球极区中间层净西向驱动力减弱, 抑制了中间层剩余环流。在滞后MJO第4相位的25~35天, 与这个受抑制环流的上升支出现在极区中间层区域。在极区, 由剩余环流上升流引起的绝热冷却过程在中间层产生了明显了温度负距平, 其在时间上滞后MJO第4相位约35天。

本研究表明, 北半球极地中间层对MJO活动有直接响应, 其中行星波和重力波之间的相互作用在响应的动力学过程中起着重要的作用。然而考虑到ENSO和MJO之间的相互作用(例如, Tang和Yu, 2008; Moon等, 2011)以及QBO与MJO演化的联系(Yoo和Son, 2016; Son等, 2017), QBO、ENSO、MJO与平流层响应之间潜在的间接关系等, QBO和ENSO在中间层大气响应MJO活动过程中会起到怎样的作用还需要进一步研究。

致谢 本文使用了MLS团队公开的MLS卫星观测数据以及由美国国家科学基金会和美国能源部办公室支持开发的地球系统模型中的WACCM模式, 计算资源由美国国家大气研究中心的计算和信息系统实验室提供支持。感谢审稿专家提出的宝贵修改意见。

参考文献

- Alexander S P, Klekociuk A R, Murphy D J. 2011. Rayleigh lidar observations of gravity wave activity in the winter upper stratosphere and lower mesosphere above Davis, Antarctica (69°S, 78°E). *J Geophys Res*, 116: D13109
- Andrews D G, Leovy C B, Holton J R. 1987. Middle Atmosphere Dynamics. London: Academic Press

- Carvalho L M V, Jones C, Ambrizzi T. 2005. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *J Clim*, 18: 702–718
- Cassou C. 2008. Intraseasonal interaction between the Madden-Julian oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 455: 523–527
- Eckermann S D, Rajopadhyaya D K, Vincent R A. 1997. Intraseasonal wind variability in the equatorial mesosphere and lower thermosphere: Long-term observations from the central Pacific. *J Atmos Sol-Terr Phys*, 59: 603–627
- Fritts D C, Alexander M J. 2003. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev Geophys*, 41: 1003
- Garcia R R, Marsh D R, Kinnison D E, Boville B A, Sassi F. 2007. Simulation of secular trends in the middle atmosphere, 1950–2003. *J Geophys Res*, 112: D09301
- Garfinkel C I, Hartmann D L. 2007. Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the quasi-biennial oscillation on polar temperatures in the stratosphere. *J Geophys Res*, 112: D19112
- Garfinkel C I, Hartmann D L. 2008. Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex. *J Geophys Res*, 113: D18114
- Garfinkel C I, Feldstein S B, Waugh D W, Yoo C, Lee S. 2012. Observed connection between stratospheric sudden warmings and the Madden-Julian Oscillation. *Geophys Res Lett*, 39: L18807
- Garfinkel C I, Benedict J J, Maloney E D. 2014. Impact of the MJO on the boreal winter extratropical circulation. *Geophys Res Lett*, 41: 6055–6062
- Garfinkel C I, Schwartz C. 2017. MJO-related tropical convection anomalies lead to more accurate stratospheric vortex variability in subseasonal forecast models. *Geophys Res Lett*, 44: 10054
- Gelaro R, McCarty W, Suárez M J, Todling R, Molod A, Takacs L, Randles C A, Darmenov A, Bosilovich M G, Reichle R, Wargan K, Coy L, Cullather R, Draper C, Akella S, Buchard V, Conaty A, da Silva A M, Gu W, Kim G K, Koster R, Lucchesi R, Merkova D, Nielsen J E, Partyka G, Pawson S, Putman W, Rienecker M, Schubert S D, Sienkiewicz M, Zhao B. 2017. The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *J Clim*, 30: 5419–5454
- Gerber E P, Baldwin M P, Akiyoshi H, Austin J, Bekki S, Braesicke P, Butchart N, Chipperfield M, Dameris M, Dhomse S, Frith S M, Garcia R R, Garny H, Gettelman A, Hardiman S C, Karpechko A, Marchand M, Morgenstern O, Nielsen J E, Pawson S, Peter T, Plummer D A, Pyle J A, Rozanov E, Scinocca J F, Shepherd T G, Smale D. 2010. Stratosphere-troposphere coupling and annular mode variability in chemistry-climate models. *J Geophys Res*, 115: D00M06
- Hoskins B J, Karoly D J. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J Atmos Sci*, 38: 1179–1196
- Hoskins B J, Ambrizzi T. 1993. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J Atmos Sci*, 50: 1661–1671
- Hurrell J W, Holland M M, Gent P R, Ghan S, Kay J E, Kushner P J, Lamarque J F, Large W G, Lawrence D, Lindsay K, Lipscomb W H, Long M C, Mahowald N, Marsh D R, Neale R B, Rasch P, Vavrus S, Vertenstein M, Bader D, Collins W D, Hack J J, Kiehl J, Marshall S. 2013. The community earth system model: A framework for collaborative research. *Bull Am Meteorol Soc*, 94: 1339–1360
- Isoda F, Tsuda T, Nakamura T, Vincent R A, Reid I M, Achmad E, Sadewo A, Nuryanto A. 2004. Intraseasonal oscillations of the zonal wind near the mesopause observed with medium-frequency and meteor radars in the tropics. *J Geophys Res*, 109: D21108
- Jin F, Hoskins B J. 1995. The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J Atmos Sci*, 52: 307–319
- Johnson N C, Feldstein S B. 2010. The continuum of North Pacific sea level pressure patterns: Intraseasonal, interannual, and interdecadal variability. *J Clim*, 23: 851–867
- Kunz A, Pan L L, Konopka P, Kinnison D E, Tilmes S. 2011. Chemical and dynamical discontinuity at the extratropical tropopause based on START08 and WACCM analyses. *J Geophys Res*, 116: D24302
- L’Heureux M L, Higgins R W. 2008. Boreal winter links between the Madden-Julian oscillation and the Arctic Oscillation. *J Clim*, 21: 3040–3050
- Li T, Calvo N, Yue J, Dou X, Russell III J M, Mlynchak M G, She C Y, Xue X. 2013. Influence of El Niño–Southern Oscillation in the mesosphere. *Geophys Res Lett*, 40: 3292–3296
- Li T, Calvo N, Yue J, Russell James M. I, Smith A K, Mlynchak M G, Chandran A, Dou X, Liu A Z. 2016. Southern hemisphere summer mesopause responses to El Niño–Southern Oscillation. *J Clim*, 29: 6319–6328
- Lin H, Brunet G, Derome J. 2009. An observed connection between the North Atlantic Oscillation and the Madden-Julian oscillation. *J Clim*, 22: 364–380
- Liu X, Yue J, Xu J, Yuan W, Russell III J M, Hervig M E. 2015. Five-day waves in polar stratosphere and mesosphere temperature and mesospheric ice water measured by SOFIE/AIM. *J Geophys Res-Atmos*, 120: 3872–3887
- Lau W K M, Zhou Y P. 2012. Observed recent trends in tropical cyclone rainfall over the North Atlantic and the North Pacific. *J Geophys Res*, 117: D03104
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J Atmos Sci*, 28: 702–708
- Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global-scale circulation

- cells in the tropics with a 40–50 day period. *J Atmos Sci*, 29: 1109–1123
- Marsh D R, Mills M J, Kinnison D E, Lamarque J F, Calvo N, Polvani L M. 2013. Climate Change from 1850 to 2005 Simulated in CESM1(WACCM). *J Clim*, 26: 7372–7391
- Moon J Y, Wang B, Ha K J. 2011. ENSO regulation of MJO teleconnection. *Clim Dyn*, 37: 1133–1149
- Mori M, Watanabe M. 2008. The growth and triggering mechanisms of the PNA: A MJO-PNA coherence. *J Meteorol Soc Jpn*, 86: 213–236
- Moss A C, Wright C J, Mitchell N J. 2016. Does the Madden-Julian Oscillation modulate stratospheric gravity waves? *Geophys Res Lett*, 43: 3973–3981
- Murphy D J, Alexander S P, Vincent R A. 2012. Interhemispheric dynamical coupling to the southern mesosphere and lower thermosphere. *J Geophys Res*, 117: D08114
- Pancheva D, Mukhtarov P, Mitchell N J, Merzlyakov E, Smith A K, Andonov B, Singer W, Hocking W, Meek C, Manson A, Murayama Y. 2008. Planetary waves in coupling the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004. *J Geophys Res*, 113: D12105
- Sardeshmukh P D, Hoskins B J. 1988. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J Atmos Sci*, 45: 1228–1251
- Schwartz C, Garfinkel C I. 2017. Relative roles of the MJO and stratospheric variability in North Atlantic and European winter climate. *J Geophys Res-Atmos*, 122: 4184–4201
- Schwartz M J, Lambert A, Manney G L, Read W G, Livesey N J, Froidevaux L, Ao C O, Bernath P F, Boone C D, Cofield R E, Daffer W H, Drouin B J, Fetzer E J, Fuller R A, Jarnot R F, Jiang J H, Jiang Y B, Knosp B W, Krüger K, Li J L F, Mlyneczek M G, Pawson S, Russell Iii J M, Santee M L, Snyder W V, Stek P C, Thurstans R P, Tompkins A M, Wagner P A, Walker K A, Waters J W, Wu D L. 2008. Validation of the Aura Microwave Limb Sounder temperature and geopotential height measurements. *J Geophys Res*, 113: D15S11
- Smith A K, Pedatella N M, Marsh D R, Matsuo T. 2017. On the dynamical control of the mesosphere-lower thermosphere by the lower and middle atmosphere. *J Atmos Sci*, 74: 933–947
- Son S W, Lim Y, Yoo C, Hendon H H, Kim J. 2017. Stratospheric control of the Madden-Julian oscillation. *J Clim*, 30: 1909–1922
- Sridharan S, Tsuda T, Gurubaran S. 2007. Radar observations of long-term variability of mesosphere and lower thermosphere winds over Tirunelveli (8.7°N, 77.8°E). *J Geophys Res*, 112: D23105
- Tang Y, Yu B. 2008. MJO and its relationship to ENSO. *J Geophys Res*, 113: D14106
- Trenberth K E, Branstator G W, Karoly D, Kumar A, Lau N C, Ropelewski C. 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J Geophys Res*, 103: 14291–14324
- Vincent R A. 1987. Planetary and gravity waves in the mesosphere and lower thermosphere. *Adv Space Res*, 7: 163–169
- Vitar F, Molteni F. 2010. Simulation of the Madden-Julian Oscillation and its teleconnections in the ECMWF forecast system. *Q J R Meteorol Soc*, 136: 842–855
- Waliser D E, Lau K M, Stern W, Jones C. 2003. Potential predictability of the Madden-Julian oscillation. *Bull Am Meteorol Soc*, 84: 33–50
- Wheeler M C, Hendon H H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon Weather Rev*, 132: 1917–1932
- Yang C, Li T, Dou X, Xue X. 2015. Signal of central Pacific El Niño in the Southern Hemispheric stratosphere during austral spring. *J Geophys Res-Atmos*, 120: 11, 438
- Yang C, Li T, Smith A K, Dou X. 2017. The response of the Southern Hemisphere middle atmosphere to the Madden-Julian oscillation during austral winter using the specified-dynamics whole atmosphere community climate model. *J Clim*, 30: 8317–8333
- Yang C, Li T, Xue X, Gu S, Yu C, Dou X. 2019. Response of the northern stratosphere to the Madden-Julian oscillation during boreal Winter. *J Geophys Res-Atmos*, 124: 5314–5331
- Yi W, Xue X H, Chen J S, Chen T D, Li N. 2019. Quasi-90-day oscillation observed in the MLT region at low latitudes from the Kunming meteor radar and SABER. *Earth Planet Phys*, 3: 136–146
- Yoo C, Son S W. 2016. Modulation of the boreal wintertime Madden-Julian oscillation by the stratospheric quasi-biennial oscillation. *Geophys Res Lett*, 43: 1392–1398
- Žagar N, Franzke C L E. 2015. Systematic decomposition of the Madden-Julian Oscillation into balanced and inertia-gravity components. *Geophys Res Lett*, 42: 6829–6835
- Zhang C. 2005. Madden-Julian oscillation. *Rev Geophys*, 43: RG2003
- Zhang C. 2013. Madden-Julian oscillation: Bridging weather and climate. *Bull Am Meteorol Soc*, 94: 1849–1870
- Zhou S, Miller A J. 2005. The interaction of the Madden-Julian oscillation and the Arctic Oscillation. *J Clim*, 18: 143–159
- Zülicke C, Becker E. 2013. The structure of the mesosphere during sudden stratospheric warmings in a global circulation model. *J Geophys Res-Atmos*, 118: 2255–2271

(责任编辑: 张人禾)