

魏麟骁, 陈权亮, 程炳岩, 等. 2014. 平流层强、弱极涡事件的演变过程及其对我国冬季天气的影响 [J]. 大气科学, 38 (3): 551–562, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13233. Wei Linxiao, Chen Quanliang, Cheng Bingyan, et al. 2014. Variabilities of the stratospheric polar vortex and the influence on the weather of China during the boreal winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (3): 551–562.

平流层强、弱极涡事件的演变过程 及其对我国冬季天气的影响

魏麟骁^{1,2} 陈权亮² 程炳岩¹ 刘晓冉¹

¹ 重庆市气候中心, 重庆 401147

² 成都信息工程学院大气科学学院, 高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

摘 要 本文利用 1979~2010 年的 NCEP 再分析资料, 通过北半球环状模 NAM 指数挑选出的强、弱极涡个例, 分析了北半球平流层异常变化过程中行星波的演变以及与之相联系的我国天气的变化特征。结果表明, 在强极涡事件前, 行星波 1 波会被反射回对流层, 极地波导减弱, 低纬波导增强, 中高纬地区的 E-P 通量矢量有着从平流层传播到对流层的趋势; 强极涡事件后, 极地波导增强, 低纬波导减弱。在弱极涡事件前, 中、高纬度行星波 1 波沿着极地波导的传播明显增强; 弱极涡事件后, 极地波导明显减弱。与此对应的我国天气也有明显变化, 在强极涡事件前, 我国大部分地区温度偏低, 南方地区偏湿而新疆西北部和云南西部地区偏干; 在强极涡事件后, 东亚冬季风进一步增强, 冷空气加强南下, 南方地区可降水量减少, 新疆西北部仍然偏干, 而云南大部分地区可将水量增加。在弱极涡事件前, 东亚冬季风显著增强, 使我国气温偏冷, 降水减少, 而弱极涡事件后, 我国气温明显回升, 中、东部地区和新疆西北部地区降水明显增加。

关键词 平流层极涡 北半球环状模 行星波 波动耦合事件

文章编号 1006-9895(2014)03-0551-12

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13233

Variabilities of the Stratospheric Polar Vortex and the Influence on the Weather of China during the Boreal Winter

WEI Linxiao^{1,2}, CHEN Quanliang², CHENG Bingyan¹, and LIU Xiaoran¹

¹ Chongqing Climate Center, Chongqing 401147

² College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610225

Abstract NCEP reanalysis datasets are used to analyze planetary wave activity in the Northern Hemisphere that occurs during the stratospheric abnormal processes and associated characteristics of weather variations over China based on selected strong and weak polar vortices according to the Northern Hemispheric annular mode (NAM) index. The analysis reveals that a downward wave coupling event occurs prior to the strong polar vortex events. During this period, the planetary wavenumber 1 is reflected to the troposphere, the polar wave guide weakens, and the low-latitude wave guide strengthens. Meanwhile, the E-P flux vector in the middle-high latitudes spreads from the stratosphere to the troposphere.

收稿日期 2013-07-30, 2013-12-04 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金项目 41005021, 成都信息工程学院科研人才基金项目 J201112, 重庆市科委之自然科学基金“三峡库区极端气候事件预估研究”项目

作者简介 魏麟骁, 男, 1988 年出生, 硕士, 助理工程师, 主要从事平流层气候的研究. E-mail: quiet7@126.com

通讯作者 陈权亮, E-mail: chenql@cuit.edu.cn

Following the strong polar vortex events, the polar wave guide strengthens, and the low-latitude wave guide weakens to some extent. The upward wave coupling event that occurs prior to the weak polar vortex events strengthens the polar wave guide. Following the events, the planetary wave-1 and the polar wave guide both weaken, and in accordance, the weather of China changes dramatically. Prior to the stratospheric vortex intensification events, temperatures in most parts of China are cooler than normal. The southern region of China is wetter, whereas northwestern Xinjiang and western Yunnan Province are drier. Following the events, the East Asian winter monsoon becomes stronger, and the cold air spills southward. The precipitable water vapor in southern China decreases and the northwestern region of Xinjiang remains dry, whereas most parts of Yunnan become wetter. In contrast, prior to the stratospheric vortex weakening events, the East Asian winter monsoon is significantly strengthened, the temperature of China is colder than normal, and precipitable water vapor clearly decreases. Following these events, temperatures in China increase sharply, and precipitation in central and eastern China and in northwestern Xinjiang increases significantly.

Keywords Stratospheric polar vortex, Northern Hemisphere annular mode, Planetary wave, Wave-coupling events

1 引言

在过去,人们常常认为平流层与对流层的动力耦合是一个单向过程,亦即对流层通过上传的罗斯贝波和重力波对平流层施加影响,然而,观测资料和模式模拟都发现平流层并不一直都处于受对流层影响的被动状态,在某些情况下,平流层环流的异常也可以影响到对流层冬季的天气和气候。Baldwin et al. (2001, 2003a, 2003b) 通过计算对流层—平流层的耦合模态指数(AO 或 NAM 北极涛动或北半球环状模指数)发现,平流层的异常往往领先于对流层的异常,并经过大概三周的时间到达对流层底,这对于天气预报准确性的提高具有重要意义。但是,也有研究指出欧亚大陆前期的雪盖异常是冬季平流层 AO 异常的原因之一,因此,北半球的雪盖异常要领先于平流层(Cohen et al., 2007)。

平流层与对流层的动力耦合是研究北半球冬季天气、气候变化的关键点之一,然而,它们的耦合机制并不是很清楚。Thompson and Wallace (1998) 提出的北极涛动(Artic Oscillation)概念为研究平流层影响对流层提供了一个重要途径,人们发现这种振荡现象在对流层和平流层的各层都有体现,并且平流层 AO 还可以下传影响到对流层(Thompson and Wallace, 2000; Thompson et al., 2002; Thompson et al., 2003)。平流层 AO 异常时常伴随着急流的南北移动以及纬向风的增强和减弱,这是由于大气内部的异常波动造成的(Zhou et al., 2002),很多模式试验和观测分析都证明了这一点,因此,波动异常对 AO 的形成和维持至关重要,尤其是行星尺度波动的贡献最大。Dunkerton and

Baldwin (1991) 和 Perlwitz and Harnik (2003) 都指出了准定常行星波的活动在平流层影响对流层中的关键作用。E-P 通量是诊断行星波活动的重要工具,Limpasuvan et al. (2004) 的工作表明,平流层异常的下传也伴随着 E-P 通量的下传,伴随着这种异常下传至对流层顶,能够使对流层的热量、动量通量产生异常变化,进而对近地面产生影响。我国研究人员专门针对行星波进行了研究,兰晓青和陈文(2013)以及兰晓青等(2012)利用再分析资料和模式输出资料对比分析后发现,冬季的准定常行星波活动最强,45°N 以北的欧亚大陆和北太平洋是行星波活动的源地,平流层极涡通过和行星波的相互作用对东亚地区大气环流有明显的影响。邓淑梅等(2006)和李琳等(2010)对 SSW(平流层爆发性增温)现象做了研究,在 SSW 发生后,平流层高纬地区出现的异常变化会以 AO 型振荡向对流层中、高纬传播,而且前期行星波的扰动也会使东亚冬季风增强。综述前人的研究,平流层异常向上传播影响对流层的可能途径主要有两个方面:第一,通过影响经圈环流(Haynes et al., 1991; Thompson et al., 2006)或者通过平流层的位涡异常造成的静力适应和地转适应过程来影响对流层(Hartley et al., 1998; Black et al., 2002; Ambaum et al., 2002);第二,通过反射对流层上传的行星波来影响对流层,Perlwitz and Harnik (2003), Perlwitz and Harnik (2004) 和 Shaw and Perlwitz (2013) 指出平流层上的波动反射现象可以影响对流层的波动结构,进而对对流层产生影响,他们把这一过程称之为向下的波动耦合。在平流层中,向下的波动耦合过程非常适合于行星波 1 波,而这个过程起源于从对流层上传至平流层的行星波,称之为向上的

波动耦合。

已经有越来越多的证据表明, 平流层的动力作用在影响对流层气候变率方面扮演了非常重要的角色, 一些研究者把对流层与平流层之间相互作用的事件称之为 TST (troposphere-stratosphere-troposphere events)事件 (Reichler et al., 2005)。但是, 目前国内关于其动力机制方面的研究并不是很多, 因此, 在前人工作的基础上, 本文将对平流层异常事件中行星波的传播做一些详细分析, 并利用合成分析等方法揭示与此相联系的我国天气的异常。

2 资料和方法

本文所使用的数据是 NCEP/DOE 全球再分析资料的逐日数据, 这套资料是美国国家环境预测中心和美国能源部合作提供的再分析资料, 它采用的是和 NCEP/NCAR 再分析资料相同的同化系统, 修复了上一套资料模式中的错误, 并升级了大气中物理过程的参数化方案, 分辨率和垂直层次与上一套资料相同, 不同点在于它的时间始于 1979 年 1 月 (Kanamitsu et al., 2002)。

本文采用了 Baldwin et al. (2009) 计算 NAM 指数的第二种方法来表现平流层的异常下传对于对流层的影响, 即把纬向平均位势高度场做 EOF 分析, 得到的第一模态时间系数作为 NAM 指数。当 NAM 指数为正时, 对应着极涡较强, 而 NAM 指数为负时, 对应着极涡较弱。Baldwin and Dunkerton (2009) 将 10 hPa 上的 NAM 指数大于+1.5 时定义为强极涡, 小于-3 时定义为弱极涡, 然而冬季平流层 NAM 指数出现大于+1.5 的年份有很多, 还有些正、负异常事件持续的时间也很短, 因此, 本文挑选强、弱极涡的标准是: 选取 11 月至次年 4 月 10 hPa 上 NAM 指数的最大值大于+2.5, 并且大于+1 超过 30 天为一次强极涡事件; 选取 11 月至次年 4 月 10 hPa 上 NAM 指数的最小值小于-3, 并且小于-1 超过 20 天为一次弱极涡事件, 共挑选出 10 个强极涡事件 (表 1) 和 14 个弱极涡事件 (表 2)。选取强、弱极涡的 NAM 指数分别达到最大、最小值的那一天为第 0 天, 分别对强、弱极涡事件做第-60 天到+60 天的合成。

由于 1 波经向热通量 (VT) 在北半球冬季与行星波的垂直群速度成正比, Shaw and Perlwitz (2013) 定义了一个波动耦合指数 (即对 20°N 以

北每一层的逐日 1 波经向热通量做 EOF 分析的第一模态时间系数) 来确定和分析向下的波动反射事件, 当波动耦合指数为正时对应的是向上的波动耦合事件 (行星波上传至平流层与基本气流产生相互作用, 例如: 爆发性增温事件), 当其为负时, 对应的是向下的波动耦合事件 (上传至平流层的行星波 1 波会被反射回对流层), 这个指数不仅包含了时间变化还包含了空间场的信息。本文也采用这个指数来分析强、弱极涡事件中行星波的变化。接下来, 进一步探讨在波动耦合事件中与之相联系的我国天气的异常变化, 例如, 对 500 hPa 位势高度场、850 hPa 风场和温度场以及整层可降水量场等的影响。下文中所用到的气候平均态指的是 1980~2009 年的气候平均场, 这里约定 1980 是指 1980/1981 年冬季。

表 1 10 hPa 上强极涡事件的北半球环状模 (NAM) 指数达到最大值的日期

Table1 The dates of the maximum Northern Hemisphere annular mode (NAM) indexes at 10 hPa

序列	日期	NAM 指数
1	1980-02-07	3.46
2	1981-01-09	3.26
3	1983-01-10	3.04
4	1984-01-28	3.35
5	1988-02-13	3.70
6	1989-01-19	3.39
7	1997-03-19	2.94
8	2000-01-13	2.79
9	2005-01-18	2.84
10	2011-02-21	2.77

表 2 10 hPa 上弱极涡事件的 NAM 指数达到最小值的日期

Table 2 The dates of the minimum NAM indexes at 10 hPa

序列	日期	NAM 指数
1	1985-01-02	-4.59
2	1987-01-26	-4.07
3	1995-02-05	-3.28
4	1998-01-08	-3.47
5	1998-12-18	-4.96
6	1999-03-08	-3.66
7	1987-12-12	-4.18
8	2001-02-18	-3.70
9	2002-01-01	-3.74
10	2004-01-09	-4.61
11	2006-01-26	-4.85
12	2008-02-24	-3.47
13	2009-01-29	-5.21
14	2010-01-30	-3.02

在研究行星波活动与平流层极涡的关系时用了二维 E-P 通量, 即定义

$$\begin{cases} F_{\phi} = -\rho_0 a \cos \phi [v^* u^*] \\ F_z = f \rho_0 a \cos \phi [v^* \theta^*] / [\theta]_z \end{cases}, \quad (1)$$

其中, F_{ϕ} 为 E-P 通量的水平分量, 它表示涡动动量的经向通量部分; F_z 是垂直分量, 它表示涡动热量的垂直通量部分; f 是科氏参数; a 为地球半径; ϕ 为纬度; θ 为位温; u^* 、 v^* 和 θ^* 分别是纬向风、经向风和位温对于纬向平均的扰动量; “[]” 表示纬向平均。在计算 NAM 和波动耦合指数时也用了 EOF 方法。

3 强、弱极涡事件的环流对比

表 1 和表 2 是以本文定义的标准选取的 1979 年 1 月至 2011 年 12 月的强、弱极涡事件。在 2000 年以后, 弱极涡事件发生的次数多于强极涡。从表中可以看到, 强极涡的 NAM 指数达到最大值最早是在 1 月份, 而最晚是在 3 月份; 弱极涡的 NAM 指数达到最小值最早是在 12 月份, 而最晚也是在 3 月份。图 1 是合成的 NAM 指数的时空分布图, 左边为强极涡事件, 右边为弱极涡事件。无论是强极涡还是弱极涡, 它们都出现了下传现象, 不同点在于: 强极涡不一定在强度达到最大时才会下传, 当其不是很强的时候也出现了下传现象, 在 0 天前, 强极涡事件出现了两次下传现象, 而在 0 天后出现了一次; 对于弱极涡, 在其发展的前期, NAM 指数的最大值出现在对流层, 从 -20 天开始, 平流层的负异常现象发展得非常迅速, 并在第 0 天左右传

播至对流层底层, 共出现了三次下传现象。由上图可见, 平流层的异常的确可以下传至对流层并对对流层产生影响, 但是垂直下传的现象普遍较弱, 本文主要探讨的是强、弱极涡事件中行星波的传播特征, 以期对平流层影响对流层的动力学过程做出一些说明, 其对于延伸期预测的提高仍需要深入研究。

在分析行星波传播特征之前首先给出极地地区气候要素的变化, 以上 3 组图分别是强、弱极涡事件中, 极地地区的位势高度距平场、气温场和相对湿度场区域平均的时空分布图。出现强极涡 (图 2a) 时, 位势高度异常出现了明显的下传现象, 在第 40 天以前, 平流层和对流层都为负距平值, 其最小值出现在 10 hPa 上, 在 -2000 gpm 左右; 出现弱极涡 (图 2b) 时, 最大正距平中心同样出现在 10 hPa 上, 在 +600 gpm 左右, 正距平持续的时间很短 (在 0 天附近) 和范围也很小 (仅延伸至 50 hPa 左右)。从温度场上 (图 2c, d) 可以看到, 强极涡的第 0 天对应着温度的最低值 (大概在 195 K 左右), 出现在 30 hPa 上; 弱极涡时, 极地地区的温度在短时间内剧烈升高, 其最大值在 235 K 以上。湿度场 (图 2e, f) 与平流层强、弱极涡也有很好的对应关系, 强极涡时, 湿度场的最大值也出现在第 0 天, 且位于平流层低层 (70 hPa 左右), 最大可达到 45% 以上; 弱极涡时, 平流层在第 0 天的相对湿度在 5% 以下。以上的分析表明, 强的平流层极涡是一个冷性和偏湿的气旋性涡旋, 而弱极涡事件会使极涡所在区域内的气压迅速升高、升温并且变干。

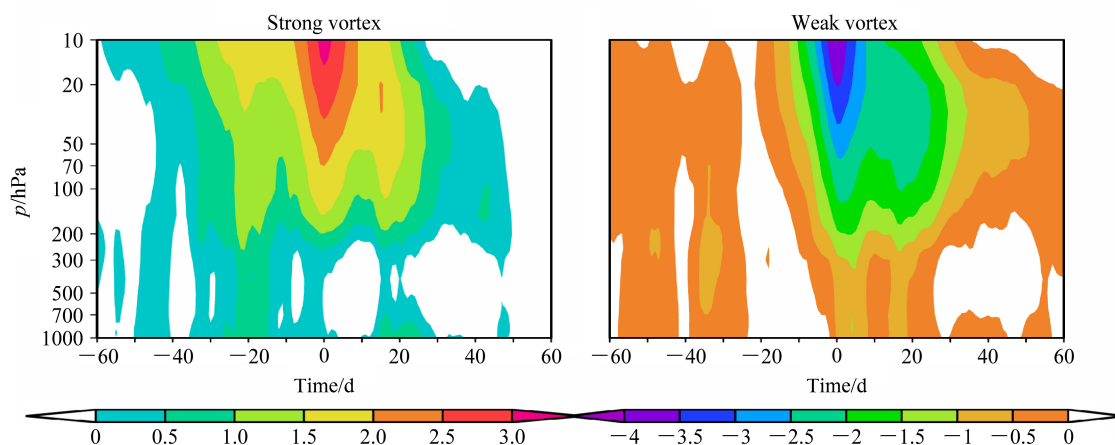


图 1 合成的强 (a)、弱 (b) 极涡事件中 NAM 指数的时间—高度分布

Fig. 1 Time-height distribution of the composite NAM indexes for strong and weak polar vortex events

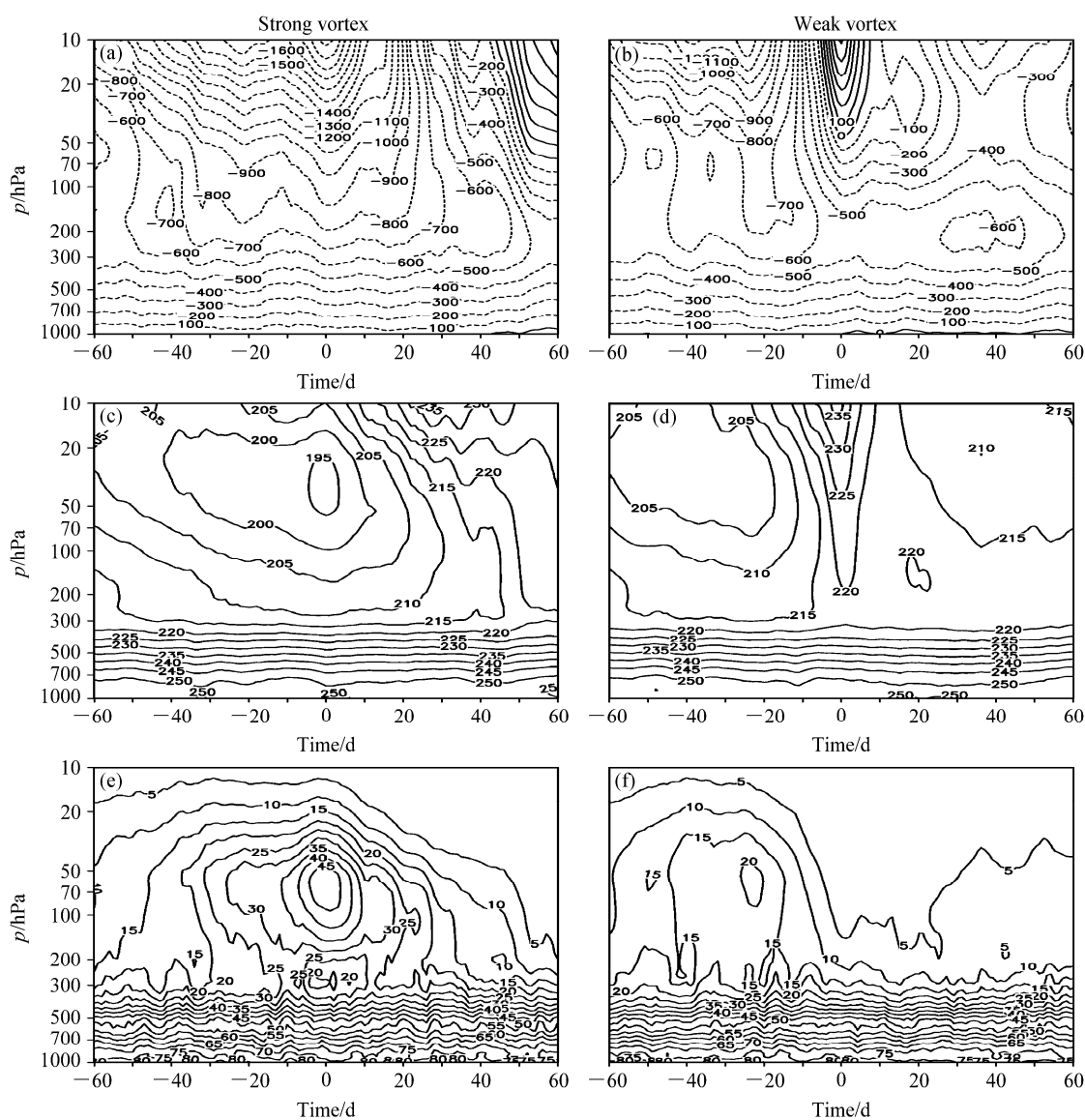


图 2 合成的强、弱极涡事件中 70°N 以北区域平均的位势高度距平 (a, b, 单位: gpm)、气温 (c, d, 单位: K) 和相对湿度 (e, f, 单位: %) 的时间—高度分布

Fig. 2 Time-height distribution of the composite (a, b) geopotential height anomalies (unit: gpm), (c, d) temperature (unit: K), (e, f) relative humidity (units: %) average over the region north of 70°N during strong and weak polar vortex events

北半球平流层极涡并不一直局限在极地地区, 它常常会向南移动, 而且环流形态通常并不对称, 易明建 (2009) 对平流层极涡的形态及其影响做了研究, 而本文只探讨极涡强度的影响, 重点关注强、弱极涡事件在 0 天前、后行星波的传播和与此相联系的我国天气异常。

4 强、弱极涡事件中行星波的传播特征

Rossby 波是指发生在地球大气和海洋等流体中的波动, 它是由地球的旋转和球面效应产生的, 按

照波长的长短可以分为天气尺度波和行星尺度波, 后者对于天气和气候的变化有着重要影响 (谭本植, 2008)。准定常行星波的异常变化与季风的变异有很大关系, 在冬季, 行星尺度波动只能在西风气流中传播, 并且只有 1 波和 2 波才能够上传至平流层, 它通常沿着两只波导传播, 一支是极地波导; 另一支是低纬波导 (陈文和黄荣辉, 2005)。我国学者论证了平流层异常下传过程中行星波的关键作用, 陈文等 (2008) 指出 NAM 通过影响准定常行星波的传播从而造成了东亚冬季气候的异常变化, 他们发现行星波不仅可以影响西伯利亚高压的

强度, 而且对阿留申低压也有重要影响。

图3为强极涡事件的波动耦合指数在-20天到+20天之间的时间-高度分布图。在平流层上, 波动耦合指数在0天前、后呈相反分布, 其最小值出现在70 hPa, 而对流层上的指数也都为负值, 由Shaw and Perlwitz (2013) 的定义可知, 第0天前对应的是向下的波动耦合事件, 在前一阶段上传至平流层的行星波会被反射回对流层, 极地波导明显减弱, 行星波向低纬度对流层顶的传播增强(图4b), 第0天后, 平流层上的波动耦合指数由正转负, 极地波导增强, 低纬波导减弱(图4d)。图4是强极涡事件合成的1波振幅和E-P通量分布图。可以看到, 冬季行星波1波振幅(图4a, c)的最大值出现在平流层, 位于60°N附近, 对流层顶上

也有一个极大值, 位于30°~40°N之间。第0天前, 对流层顶上的1波振幅达到了150 gpm, 第0天后, 这个极值中心向下和向北移动, 而平流层上1波振幅增强, 这说明上传至平流层的行星波增强。从E-P通量图上可以看到, 第0天前, 平流层高纬地区的E-P通量矢量(图4b)有着从平流层下传至对流层的趋势, 而0天后, 没有再出现这种下传现象。

同图5, 图6是弱极涡事件波动耦合指数的分布图, 在0天前, 对流层和平流层上的波动耦合指数均为正值, 正值中心出现在70~100 hPa之间, 这一阶段对应的是向上的波动耦合事件, 行星波强烈发展, 极地波导增强, 低纬波导减弱(图6b); 在0天后, 平流层上的波动耦合指数转为负值, 而对流层低层仍然为正。从E-P通量图(图6b, d)上

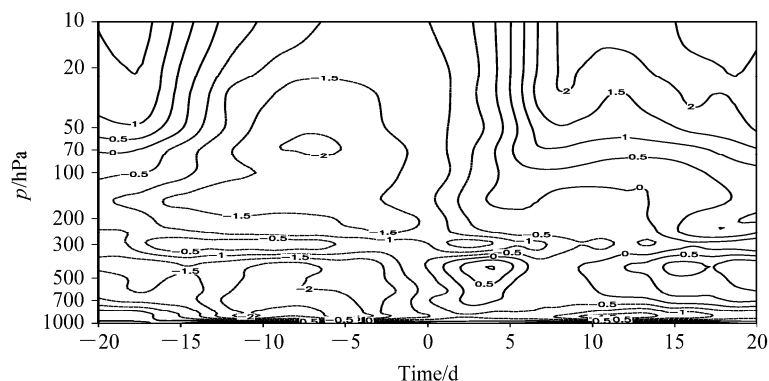


图3 合成的强极涡事件波动耦合指数的时空分布

Fig. 3 Time-height distribution of the composite wave-coupling index during strong polar vortex events

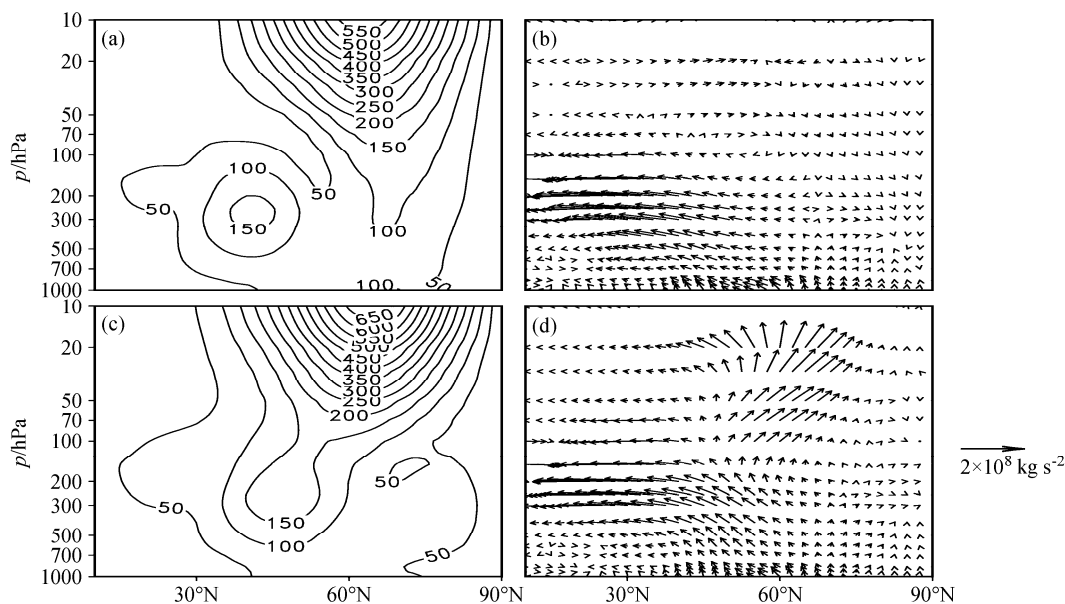


图4 合成的强极涡事件-10天到-1天(a, b)、0天到9天(c, d)1波振幅(a, c, 单位: gpm)和E-P通量分布(b, d, 单位: kg s^{-2})

Fig. 4 Composite distribution of (a, c) amplitudes for wavenumber 1 and (b, d) E-P fluxes during (a, b) day -10 to day -1 and (c, d) day 0 to day 9 in strong polar vortex events

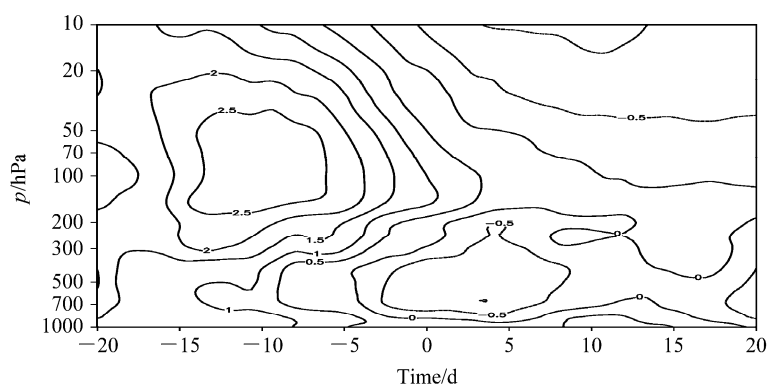


图5 合成的弱极涡事件波动耦合指数的时空分布

Fig. 5 Time-height distribution of the composite wave-coupling index during weak polar vortex events

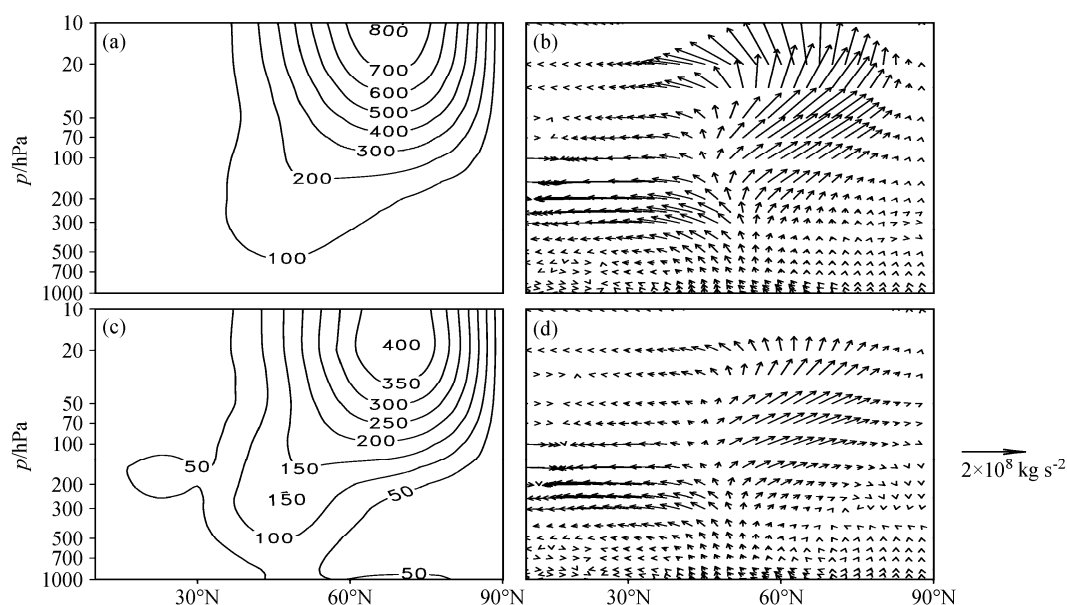
图6 合成的弱极涡事件-10天到-1天(a, b)、0天到9天(c, d) 1波振幅(a, c, 单位: gpm)和E-P通量分布(b, d, 单位: kg s^{-2})

Fig. 6 Composite distribution of (a, c) amplitudes for wavenumber 1 and (b, d) E-P fluxes during day (a, b) -10 to day -1 and (c, d) day 0 to day 9 in weak polar vortex events

可以看到,第0天后上传至平流层的行星波1波与0天前相比明显减弱,1波振幅(图6a, c)强度减少了近一半。

5 强、弱极涡事件对于我国天气的影响

关于正、负位相AO事件对北半球天气、气候的影响,我国很多研究者都做了研究,李崇银等(2006)研究了平流层季节内振荡与对流层季节内振荡的关系,发现通过大气季节内振荡,平流层的异常能够影响到对流层。兰晓青和陈文(2013)分析了2011~2012年冬季发生在欧亚大陆的一次异常低温严寒事件,发现在2~3周左右的时间内,平流层AO异常信号逐渐下传,使得对流层AO也

转为负位相,随后,冷空气不断向南爆发,导致低温严寒事件。2009~2010年北半球也出现了极端低温事件,其影响的范围和灾害的程度比2011/2012年冬季还要大,孙诚和李建平(2012)发现这次过程与负位相的AO联系密切,AO通过影响经向温度平流从而造成了地面气温的异常,最终导致了北半球中纬度异常低温的形成。黄荣辉和刘永等(2012)研究了2009年秋季以来的西南地区出现的异常干旱事件,发现这次干旱事件与AO也有着密切关系,负位相的AO造成了东亚冬季冷空气活动强且路径偏东,使得到达西南地区的冷空气偏弱,从而引起西南地区持续性严重干旱的发生。而在平流层上,从2011年12月起平流层的异常信号就已经出现了下传现象,但是,与以往不同的是,

这一信号并不是很强,这说明平流层上一些比较弱的异常信号也能够向下传播并对对流层产生影响(Wang and Chen, 2010a)。总之,AO与北半球的天气、气候密切相关,在这一节我们重点考察与平流层正、负异常相联系的我国天气的异常变化特征。

5.1 强极涡事件对冬季大气环流的影响

图7是与平流层正异常相联系的环流场和可降水量场。图7a和e分别给出了平流层正异常时, $-10 \sim -1$ 天和 $0 \sim 9$ 天的500 hPa位势高度异常场的分布形式。在强极涡事件前($-10 \sim -1$ 天),从新地岛再到俄罗斯远东地区都被正距平所覆盖,而中低纬度地区被负距平所控制,东亚大槽的平均位置上位势高度距平为负值,这说明东亚大槽是增强的,这时的西风带经向度较大,槽脊开始发展,有利于气流的经向运动,冬季风偏强。在强极涡事件后($0 \sim 9$ 天),欧亚大陆北部的正距平中心向西移动,东亚大槽仍偏强,这虽然与前人的结果(强极涡时,东亚大槽减弱)有所不同,但是并不矛盾,因为在第30天左右,东亚大槽明显减弱,整个欧亚大陆温度的上升趋势非常明显(图略)。

在强极涡事件前,温度异常场(图7b)上欧亚大陆北部的温度为正距平,我国大部分地区温度偏低,欧亚大陆北部出现一异常反气旋,我国东部地区被异常的偏东风控制。 $100^{\circ} \sim 130^{\circ}\text{E}$ 纬向平均风场上表现为一种环状模正异常的分布特征,高纬为异常西风,中低纬为异常东风。200 hPa高度上,纬向风在东亚地区表现为副热带急流核区($30^{\circ} \sim 35^{\circ}\text{N}$)西风减弱,这说明东亚急流减弱,其入口区的次级环流在 $20^{\circ} \sim 35^{\circ}\text{N}$ 的中国南部地区产生异常的上升运动,同时,我国南部沿海地区有异常的南风,这会为我国南方带来更多的水汽,有利于该地区降水的增加(图7c)。在这一阶段,来自高纬度地区的冷空气向南方入侵,使我国大部分地区气温异常偏低,由于冷空气从极地和高纬度地区迅速释放出来,造成了高纬地区的气温与气候值相比较。在强极涡事件后,欧亚大陆上的异常反气旋中心向西移动,主要影响我国新疆和中亚地区,出现在我国上空的温度负值中心南压,这说明冬季风增强,东部沿海地区仍然被异常的偏东风控制(图7f)。纬向风场的环状模特征有所减弱,10 hPa上的西风极大值中心由 65°N 移至 60°N ,强度有所增强,对流层高层的中纬度地区已经转变为异常西风,副热带急流核区西风增强,低纬仍然有异常的上升运动,只是强度减弱,这一阶段对应着平流层极

涡偏离极地地区,并向南移动。经圈环流场上,在高纬地区的对流层上,北风异常增强,造成了温度负距平向南方移动,同时850 hPa上的异常南风也有所减弱,造成水汽输送减弱,造成了我国南方地区降水有所减少(图7g)。施能(1996)的研究表明我国冬季降水和东亚冬季风的强弱有很大关系,在强冬季风年降水偏少而在弱冬季风年降水偏多,Wang and Chen (2010b)通过对多个东亚冬季风指数的对比分析验证了这一结论。在整层可降水量场上,强极涡事件前(图7d),我国南部沿海地区的降水量为正距平,云南西部和新疆西北部为负距平,都通过了信度检验,而强极涡事件后,南部沿海地区仍然偏湿,只是通过信度检验的地区明显减少,同时云南大部分地区的可降水量距平转为正值,通过了信度检验,新疆西北部持续偏干,这也证实了当东亚冬季风偏强时,降水量偏少。

5.2 弱极涡事件对冬季大气环流的影响

当平流层出现负异常时,在弱极涡事件前,500 hPa位势高度距平场上欧亚大陆的东北部为一负距平中心,通过了信度检验,东亚大槽是明显增强的。在弱极涡事件后,东北地区的负距平中心向太平洋移动,我国大部分地区被正距平所控制。在弱极涡事件前,东亚地区被温度负距平所占据,负距平中心出现在外兴安岭附近。风场上,东北亚地区被一强大的异常气旋控制,我国北方地区为异常的西北风,而华南地区为异常的东北风(图8b)。纬向平均风场在东亚地区表现为环状模负异常的分布特征,高纬为异常东风,中低纬为异常西风。东亚地区的副热带急流核区西风增速,东亚急流偏强,中国东部区域上升运动很弱,在经圈环流场上也可以看到,极地地区的异常北风向南入侵,其范围到达了低纬地区,这表明弱极涡前东亚冬季风异常强盛(图8c)。在弱极涡事件后,温度场上的负距平中心移向太平洋,我国大部分地区温度升高,正距平中心出现在内蒙古中部和新疆西北部,中东部地区被异常的东南风控制(图8f)。纬向平均风场上,10 hPa上的异常东风增强,其中心位置由 70°N 移至 65°N 附近,这种环状模的负异常结构减弱。200 hPa上,副热带急流核区西风减速,东亚急流减弱, $25^{\circ} \sim 45^{\circ}\text{N}$ 之间产生了异常的上升运动,而850 hPa上的异常南风为我国中东部地区带来了更多的水汽。经圈环流场上,极地冷空气收缩,对南部地区影响减少,在对流层的中高纬地区都为异常南风,东亚冬季风减弱,温度异常

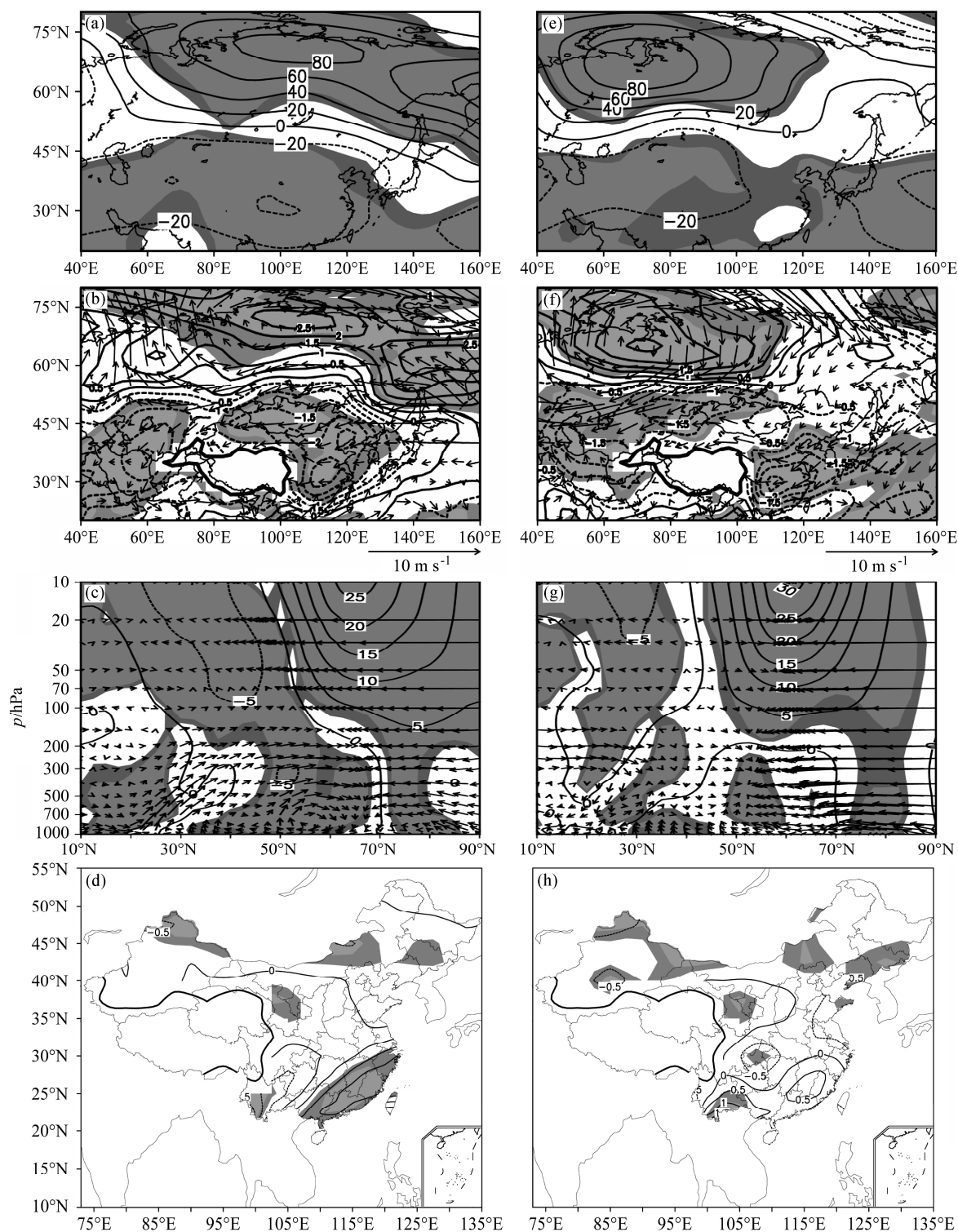


图7 强极涡事件第-10到-1天(左)、0到9天(右)的500 hPa位势高度场距平(a, e, 单位: gpm)、850 hPa的风场距平和温度场距平(b, f, 单位: m s^{-1} 和 K)、100°~130°E 平均的纬向风场距平和经向环流场(箭头)距平(c, g, 单位: m s^{-1})、可降水量距平(d, h, 单位: mm)。深、浅阴影区分别表示通过了99%、95%的信度检验

Fig. 7 Distribution map of (a, e) 500-hPa geopotential height anomalies (unit: gpm), (b, f) 850-hPa wind anomalies and air temperature anomalies (unit: m s^{-1} , K), (c, g) zonal wind anomalies and vertical circulation anomalies (arrows) averaged over 100°~130°E (unit: m s^{-1}), (d, h) precipitable water anomalies (unit: mm) during day -10 to day -1 (left) and (c, d) day 0 to day 9 (right) in strong polar vortex events. Light and dark shadings indicate 95% and 99% confidence levels, respectively

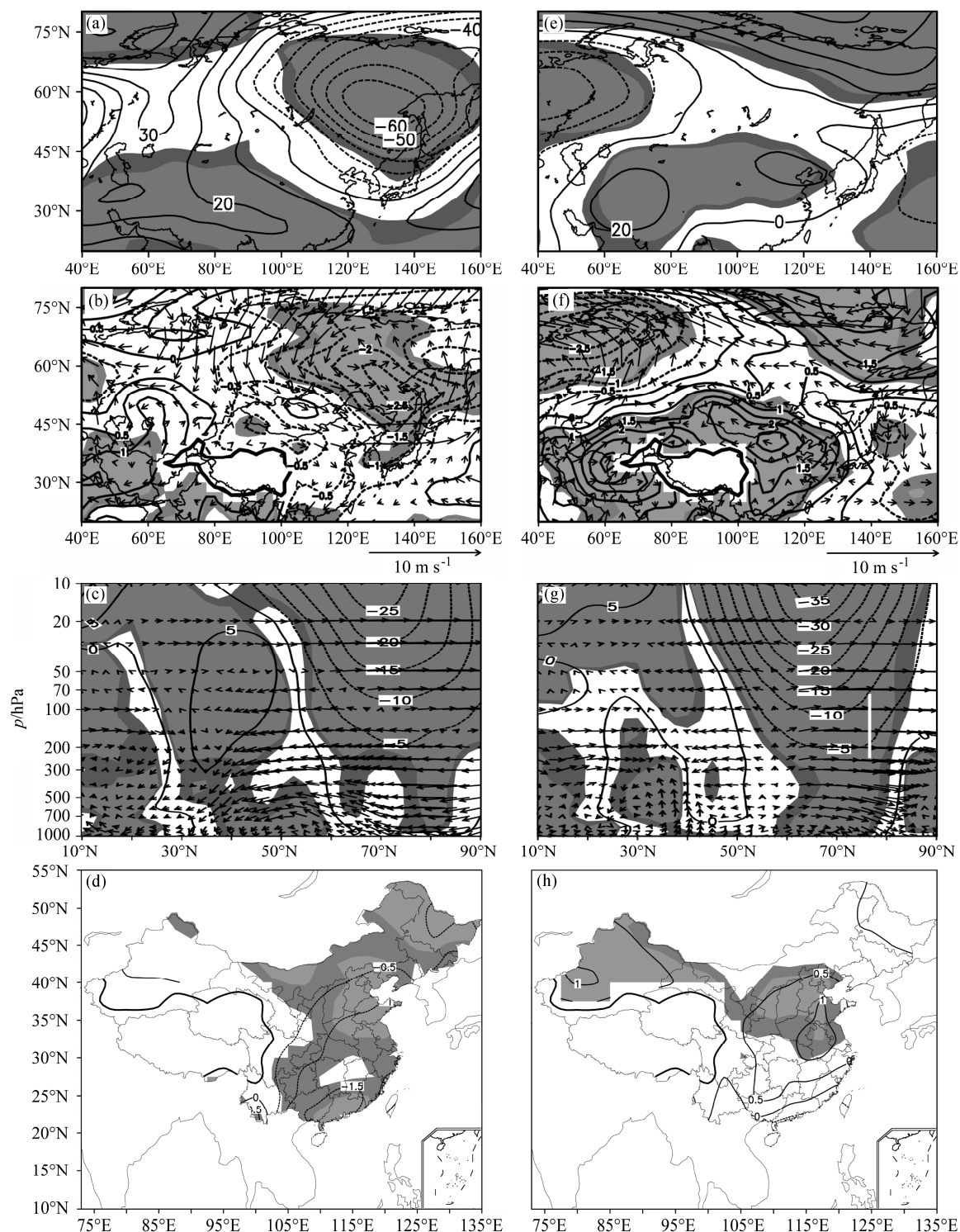


图8 弱极涡事件第-10到-1天(左)、0到9天(右)的500 hPa位势高度场距平(a, e, 单位: gpm), 850 hPa的风场距平和温度场距平(b, f, 单位: m s^{-1} 和 K), 100°~130°E 平均的纬向风场距平和经圈环流场(箭头)距平(c, g, 单位: m s^{-1}), 可降水量距平(d, h, 单位: mm)。深、浅阴影区分别表示通过了99%、95%的信度检验

Fig. 8 Distribution map of (a, e) 500-hPa geopotential height anomalies (unit: gpm), (b, f) 850-hPa wind anomalies and air temperature anomalies (unit: m s^{-1} , K), (c, g) zonal wind anomalies and vertical circulation anomalies (arrows) averaged over 100°~130°E (unit: m s^{-1} , K), (d, h) precipitable water anomalies (unit: mm) during day -10 to day -1 (left) and (c, d) day 0 to day 9 (right) in weak polar vortex events. Light and dark shadings indicate 95% and 99% confidence levels, respectively

偏高,从而使我国中东部地区偏湿和偏暖(图 8g)。图 8d 是弱极涡事件前整层可降水量的空间分布图,我国大部分地区偏干,负值中心出现在广东地区。弱极涡事件后,我国中东部地区以及新疆的西北部都偏湿,它们都通过了信度检验(图 8h)。由以上可知,在弱极涡事件前,东亚冬季风显著增强,我国气温偏低,可降水量减少,而在弱极涡事件后,我国气温明显回升,中东部和新疆西北地区可降水量增加。

6 结论

本文通过 NCEP 资料选取了 1979 年 1 月至 2011 年 12 月间的 10 个强极涡事件和 14 个弱极涡事件,分析了平流层异常时行星波的活动特征,并探讨了与此相联系的我国天气的异常变化。主要结论如下:

(1) 强极涡事件中,位势高度距平场出现了比较明显的负异常下传。随着极涡的增强,平流层气温下降,而湿度上升。极涡达到最强时,气温场和湿度场分别达到了最小值和最大值。弱极涡事件中,位势高度正异常只下传至 50 hPa 左右,气温场和湿度场在弱极涡最强时分别达到了最大值和最小值。

(2) 出现强极涡前,对应的是向下的波动耦合事件,在这一阶段,极地波导减弱,低纬波导增强,中高纬地区的 E-P 通量矢量有着从平流层传播到对流层的趋势;出现强极涡后,平流层上的波动耦合指数由负转正,极地波导增强,低纬波导减弱。出现弱极涡前对应的是向上的波动耦合事件,极地波导明显增强;弱极涡事件后,平流层上的波动耦合指数转变为负值,1 波振幅减弱,极地波导也明显减弱。

(3) 在出现强极涡事件前,我国大部分地区温度偏低,南方地区偏湿,新疆西北部和云南西部地区偏干,而在强极涡事件后,东亚冬季风进一步增强,冷空气进一步加强南下,南方地区可降水量减少,新疆西北部仍然偏干,而云南大部分地区可将水量增加。出现弱极涡事件前,东亚冬季风显著增强,使我国气温偏冷,降水减少,而出现弱极涡后,我国气温明显回升,中东部地区和新疆西北地区可降水量增加。

参考文献 (References)

Ambaum M H P, Hoskins B J. 2002. The NAO troposphere-stratosphere connection [J]. *J. Climate*, 15: 1969–1978.

- Baldwin M P, Thompson D W J. 2009. A critical comparison of stratosphere-troposphere coupling indices [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135: 1661–1672.
- Baldwin M P, Gray L J, Dunkerton T J, et al. 2001. The quasi-biennial oscillation [J]. *Rev. Geophys.*, 39 (2): 179–229.
- Baldwin M P, Stephenson D B, Thompson D W J, et al. 2003a. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts [J]. *Science*, 301 (5633): 636–640.
- Baldwin M P, Thompson D W J, Shuckburgh E F, et al. 2003b. Weather from the stratosphere? [J]. *Science*, 301: 317–319.
- Black R X. 2002. Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic oscillation [J]. *J. Climate*, 15: 268–277.
- 陈文, 黄荣辉. 2005. 北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年际变化 [J]. *大气科学*, 29: 137–146.
- Chen Wen, Huang Ronghui. 2005. The three-dimensional propagation of quasi-stationary planetary waves in the Northern Hemisphere winter and its interannual variations [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29: 137–146.
- 陈文, 顾雷, 魏科, 等. 2008. 东亚季风系统的动力过程和准定常行星波活动的研究进展 [J]. *大气科学*, 32 (4): 950–966.
- Chen Wen, Gu Lei, Wei Ke, et al. 2008. Studies of the dynamic processes of East Asian monsoon system and the quasi stationary planetary wave activities [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 950–966.
- Cohen J, Barlow M, Kushner P J, et al. 2007. Stratosphere-troposphere coupling and links with Eurasian land-surface variability [J]. *J. Climate*, 20: 5335–5343.
- 邓淑梅, 陈月娟, 陈权亮, 等. 2006. 平流层爆发性增温期间行星波的活动 [J]. *大气科学*, 30 (6): 1236–1248.
- Deng Shumei, Chen Yuejuan, Chen Quanliang, et al. 2006. Planetary wave activity during stratospheric sudden warming [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (6): 1236–1248.
- Dunkerton T J, Baldwin M P. 1991. Quasi-biennial modulation of planetary-wave fluxes in the Northern Hemisphere winter [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48 (8): 1043–1061.
- Hartley D E, Villarín J T, Black R X, et al. 1998. A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere [J]. *Nature*, 391: 471–474.
- Haynes P H, McIntyre M E, Shepherd T G, et al. 1991. On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48: 651–678.
- 黄荣辉, 刘永, 王林, 等. 2012. 2009 年秋至 2010 年春我国西南地区严重干旱的成因分析 [J]. *大气科学*, 36 (3): 443–457.
- Huang Ronghui, Liu Yong, Wang Lin, et al. 2012. Analyses of the causes of severe drought occurring in Southwest China from the fall of 2009 to the spring of 2010 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (3): 443–457.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DEO AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83: 1631–1643.
- 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 [J]. *大气科学*, 37 (4): 863–872.
- Lan Xiaoqing, Chen Wen. 2013. Strong cold weather event over Eurasia during the winter of 2011/2012 and a downward Arctic Oscillation signal from the stratosphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*

- Chinese), 37 (4): 863–872.
- 兰晓青, 陈文, 王林. 2012. 北半球平流层准定常行星波与平均流的相互作用及其对 ENSO 事件的响应 [J]. 中国科学, 42 (1): 10–23. Lan X Q, Chen W, Wang L. 2012. Quasi-stationary planetary wave-mean flow interactions in the Northern Hemisphere stratosphere and their responses to ENSO events [J]. Sci. China Earth Sci., 55 (3): 405–417.
- 李崇银, 程胜, 潘静. 2006. 冬季北半球平流层季节内振荡与对流层季节内振荡的关系 [J]. 大气科学, 30 (5): 744–752. Li Chongyin, Cheng Sheng, Pan Jing. 2006. The relationship between the intraseasonal oscillations in the Northern Hemisphere during the boreal winter in the stratosphere and troposphere [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (5): 744–752.
- 李琳, 李崇银, 谭言科, 等. 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 [J]. 地球物理学报, 53: 1529–1542. Li L, Li C Y, Tan Y K, et al. 2010. Stratospheric sudden warming impacts on the weather/climate in China and its role in the Influences of ENSO [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 53: 1529–1542.
- Limpasuvan V, Thompson D W J, Hartmann D L. 2004. The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings [J]. J. Climate, 17 (13): 2584–2597.
- Perlwitz J, Harnik N. 2003. Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection [J]. J. Climate, 16: 3011–3026.
- Perlwitz J, Harnik N. 2004. Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes [J]. J. Climate, 17: 4902–4909.
- Reichler T, Kushner P J, Polvani L M. 2005. The coupled stratosphere–troposphere response to impulsive forcing from the troposphere [J]. J. Atmos. Sci., 62: 3337–3352.
- Shaw T A, Perlwitz J. 2013. The life cycle of Northern Hemisphere downward wave coupling between the stratosphere and troposphere [J]. J. Climate, 26: 1745–1763.
- 施能. 1996. 近 40 年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与气候的关系 [J]. 应用气象学报, 7 (2): 175–182. Shi Neng. 1996. Features of the East Asian winter monsoon intensity on multiple time scale in recent 40 years and their relation to climate [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 7 (2): 175–182.
- 孙诚, 李建平. 2012. 2009/2010 年北半球冬季异常低温分析 [J]. 气候与环境研究, 17 (3): 259–273. Sun Cheng, Li Jianping. 2012. Analysis of anomalously low surface air temperature in the Northern Hemisphere during 2009/2010 winter [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (3): 259–273.
- 谭本旭. 2008. 大气 Rossby 波动力学的研究进展 [J]. 气象学报, 66 (6): 870–879. Tan Benkui. 2008. Advances of atmospheric of Rossby waves dynamics [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (6): 870–879.
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. Geophys. Res. Lett., 25(9): 1297–1300.
- Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability [J]. J. Climate, 13 (5): 1000–1016.
- Thompson D W J, Baldwin M P, Wallace J M. 2002. Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction [J]. J. Climate, 15 (12): 1421–1428.
- Thompson D W J, Lee S, Baldwin M P. 2003. Atmospheric processes governing the Northern Hemisphere annular mode/North Atlantic oscillation [J]. Geophys. Mon., 134: 81–112.
- Thompson D W J, Furtado J C, Shepherd T G. 2006. On the tropospheric response to anomalous stratospheric wave drag and radiative heating [J]. J. Atmos. Sci., 63: 2616–2629.
- Wang L, Chen W. 2010a. Downward arctic oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009 [J]. Geophys. Res. Lett., 37, L09707, doi:10.1029/2010GL042659.
- Wang L, Chen W. 2010b. How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon? [J]. Adv. Atmos. Sci., 27 (4): 855–870.
- 易明建. 2009. 平流层极涡异常及其对对流层的影响研究 [D]. 北京: 中国科学技术大学地球和空间科学学院博士学位论文, 136pp. Yi Mingjian. 2009. Stratospheric polar vortex's anomaly and its influence on the troposphere [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), College of Earth and Space Science, University of Science and Technology of China, 136pp.
- Zhou S T, Miller A J, Wang J, et al. 2002. Downward-propagating temperature anomalies in the preconditioned polar stratosphere [J]. J. Climate, 15 (7): 781–792.