中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 4 期: 389 ~ 401
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

# 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

胡景高[①②], 任荣彩[②*], 徐海明[①②], 杨双艳[①]

① 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心和气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044;
② 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029
* 联系人, E-mail: rrc@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2014-08-23; 接受日期: 2014-12-15; 网络版发表日期: 2015-03-27
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB428603)、南京信息工程大学人才启动基金(编号: 2014R010)和江苏高校优势学科建设工程项目资助

**摘要** 利用 1958~2012 年 NCEP-NCAR 逐日再分析资料, 对平流层冬季强、弱爆发性增温事件(SSW)的发生和春季最后增温事件(SFW)爆发的早晚进行了统计、对比和合成分析. 结果表明, 冬季 SSW 事件的强、弱以及发生与否, 可关系到后期春季 SFW 事件爆发的早晚. 具体地, 在发生(未发生)冬季强 SSW 事件之后的春季, SFW 事件的爆发趋于偏晚(早); 而在冬季弱 SSW 事件之后的春季, 出现 SFW 事件爆发早和爆发晚的几率相当. 对比冬季强、弱 SSW 过程中环流以及行星波活动异常的演变发现, 在冬季强 SSW 事件爆发约 30 天之后, 平流层会出现相反的强极涡(强极夜急流)型异常环流, 伴随的行星波活动强度的负异常可持续到 SSW 爆发后约 45 天; 不同的是, 冬季弱 SSW 事件所伴随的环流异常持续时间短, 不存在后期的强极涡型环流异常和行星波活动的显著异常. 为了进一步证实冬季强 SSW 事件的发生对春季 SFW 事件爆发早晚的可能影响, 针对冬季强、弱 SSW 年以及无增温事件发生的普通年份分别进行了合成分析, 平均而言, 在有强 SSW 事件(无 SSW 事件)发生年的冬季月份, 热带外平流层行星波活动异常偏强(弱), 极夜急流和平流层极涡异常偏弱(强), 但在后期的春季月份, 行星波活动则异常偏弱(强), 平流层极涡异常偏强(弱). 在有冬季弱 SSW 事件发生年的后期春季, 平流层极夜急流以及极涡的强度无显著异常, 与气候平均状况接近.

**关键词**
平流层
强爆发性增温事件
弱爆发性增温事件
最后增温事件

自 Matsuno(1971)提出对流层行星波向平流层传播, 与平流层基本气流的相互作用作为平流层爆发性增温事件(SSW)发生的动力机制以来, 人们更多地认为平流层仅被动地接收对流层变化的影响. 直至 20 世纪 90 年代末和 21 世纪初, 随着北极涛动(AO)和北半球环状模(NAM)(Thompson 和 Wallace, 1998, 2000; Baldwin 和 Dunkerton, 1999; Cai 和 Ren, 2006, 2007; Ren 和 Cai, 2007, 2008)等研究的深入, 平流层

中文引用格式: 胡景高, 任荣彩, 徐海明, 等. 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
英文引用格式: Hu J G, Ren R C, Xu H M, et al. 2015. Seasonal timing of stratospheric final warming associated with the intensity of stratospheric sudden warming in preceding winter. Science China: Earth Sciences, 58: 615–627, doi: 10.1007/s11430-014-5008-z

与对流层之间的动力耦合和相互作用关系才逐渐被人们所接受. Baldwin 等(2001, 2003)研究还指出, 强的平流层 NAM 信号随着时间可以下传至对流层, 对对流层系统产生重要影响, 并可以作为预测对流层天气气候事件的先行指标.

平流层爆发性增温是冬季平流层特有的现象, 是冬季平流层-对流层耦合的重要体现(Limpasuvan 等, 2004; Charlton 和 Polvani, 2007; Kolstad 和 Charlton-Perez, 2011). 在爆发性增温期间, 极区平流层的温度快速上升, 极区外围纬向平均气流快速减弱, 在强度较强的 SSW 事件中, 纬向平均气流可出现方向反转(Andrews 等, 1987). 自从 Scherhag(1952)发现这种现象以来, 人们对此作了许多研究. Labitzke(1977)根据平流层极区外围纬向平均纬向风是否发生反转, 将爆发性增温事件划分为强增温事件和弱增温事件两类, 并选择 1965~1976 年间的典型个例, 比较了两者的一些区别. Limpasuvan 等(2004)、Manney 等(2005)和 Charlton 等(2007)分析了 SSW 事件从发生、发展到消亡的整个过程的气候特征; 另外, Charlton 等(2007)还首次将 SSW 事件分为极涡偏心型和极涡分裂型, 并且认为不同类型的 SSW 事件对对流层环流的影响是一致的; 陈文等(2009)和李琳等(2010)对 SSW 事件与我国冬季天气气候的关系进行了一定的分析.

每年春季, 当平流层极涡崩溃时, 会伴随有与冬季类似的增温现象, 称为平流层最后增温(SFW). SFW 以平流层极夜急流减弱消失并从此转为东风气流为最主要特征, 它的发生标志着平流层由冬季环流型转为夏季环流型(Andrews 等, 1987; Black 等, 2006; Black 和 Mcdaniel, 2007a). 尽管 Labitzke(1977)和 Bancala 等(2012)认为可以将 SFW 事件划归为强 SSW 事件, 但鉴于春季 SFW 事件与冬季强 SSW 事件在发生季节、发生过程以及对对流层环流影响等方面的不同, 以往针对 SSW 事件的研究, 都将春季的 SFW 事件排除在外(Charlton 和 Polvani, 2007; 李琳等, 2010; Bancala 等, 2012). Black 等(2006, 2007b)的研究还发现, 春季 SFW 爆发过程与冬季 SSW 事件有一定的区别, 其中最主要的不同包括, SFW 爆发时所对应的对流层环流异常出现的位置较 SSW 过程而言更为偏北, 更接近于极区. 他指出对 SFW 的研究将有助于进一步加深对春季平流层-对流层动力耦合过程的理解.

另外, 研究还表明, 春季 SFW 爆发的早晚(爆发日期, SFWOD)具有显著的年际和年代际变化. 最早的 SFW 事件发生在 3 月中旬, 而最晚的 SFW 事件在 5 月中旬才出现(胡景高等, 2014); 20 世纪 80 年代中期至 90 年代末, 平流层极涡在春季的持续时间更长, SFW 事件爆发有偏晚趋势(Waugh 等, 1999; Labitzke 和 Naujokat, 2000; Zhou 等, 2000; Waugh 和 Rong, 2002; Haigh 和 Roscoe, 2009). 胡景高等(2014)的研究进一步表明, SFW 的这种年代际偏晚趋势在近 10 年仍然存在. 对春季 SFW 发生早、晚年环流特征的对比研究表明, 爆发较早的 SFW 事件主要受行星波活动影响, 其环流异常的演变特征与强 SSW 事件更为相近, 而爆发较晚的 SFW 事件其环流转换的过程更为平缓, 可能主要受辐射非绝热加热季节变化的主导, 更多地反映了极涡的季节变化特征(魏科等, 2007; Li 等, 2012; 胡景高等, 2014).

SFW 事件的爆发早晚, 与春季平流层行星波的活动异常有关, 因而也必然受到前期平流层环流背景条件的制约. 那么, 前冬 SSW 事件的发生是否可通过影响后期春季平流层的环流背景而对春季 SFW 事件发生的早晚产生影响? 这种影响是否还与冬季 SSW 事件的强弱有关? 目前, 对这些问题还没有明确的结论. 另外, 为了揭示冬季 SSW 事件与春季 SFW 事件爆发早晚的联系, 我们还有必要进一步了解冬季强、弱 SSW 过程与春季 SFW 过程中环流及波动演变的异同特征. 本文在前人研究基础上, 拟针对冬季的强、弱 SSW 过程, 进一步揭示其与后期春季 SFW 过程的异同特征, 并试图说明冬季强、弱 SSW 事件的发生与春季 SFW 爆发早晚的联系. 对这些问题的研究不仅有助于揭示造成春季 SFW 事件爆发早、晚的原因, 也有助于我们理解平流层-对流层环流在冬、春季节间的相互联系及联系的途径和机理. 因此, 对进一步利用早期平流层信号, 去把握季节转换期间对流层环流及气候的异常有重要意义.

## 1 资料和方法

选用 1958~2012 年 NCEP-NCAR(Kalnay 等, 1996)逐日再分析资料, 包括温度、纬向风、经向风以及位势高度场等. 水平分辨率为 2.5°×2.5°经纬格距, 垂直方向从 1000~10 hPa 共 17 层. 在求取环流异常场时, 首先对 1958~2012 年各要素的多年气候平均场进行

31 天滑动平均得到年循环场, 然后从原始场中去除年循环场, 从而得到历年逐日的要素异常场. 文中采用 *t* 检验对各要素场合成分析进行显著性检验.

本文采用类似于胡景高等(2014)的方法确定 1958~2012 年 SFW 事件的爆发日期, 即以北半球平流层 30 hPa、65°N 极夜急流处纬向平均纬向风最后一次转为东风并维持至当年秋季(如果转为东风之后, 又恢复至西风, 则西风大小不超过 5 m $s^{-1}$, 且西风维持不超过 5 天)的日期, 定义为该年 SFW 的爆发日期. 该方法中"恢复的西风"维持时间不超过 5 天的限制条件, 将使我们更容易区分 SFW 事件与冬末春初的 SSW 事件, 但同时会使少数年份的 SFWOD 较以往研究(Black 等, 2006; 魏科等, 2007; Ayarzaguena 和 Serrano, 2009)略偏晚, 从而使 SFW 平均爆发时间有所偏晚.

依据世界气象组织(WMO)规定, 如果在平流层 10 hPa, 60°N 与 90°N 的纬向平均温度的经向梯度(90°N 的纬向平均温度减去 60°N 的纬向平均温度值)发生反转并维持 5 天以上, 则认定为一次 SSW 事件, 如果此时 10 hPa 层次上, 60°N(Manney 等, 2005; Charlton 和 Polvani, 2007)的纬向平均纬向风由西风转变为东风, 则认定为强 SSW 事件, 否则为弱 SSW 事件. 与 WMO 的定义略微不同, 本文将选用平流层 30 hPa 来确定 SSW 事件, 这一方面是为了和 SFW 事件的定义保持一致, 更重要的是我们发现在 10 hPa 上, 60°~90°N 纬向平均温度经向梯度的扰动比较频繁, 导致在该层次上确定弱 SSW 事件比在 30 hPa 上较为困难. 由于选择了 30 hPa, 本文中统计的强、弱 SSW 事件发生的频次与 10 hPa 相比较将有所减小, 但需要指出的是, 本文的基本结论在 10 hPa 上依然成立. 同时, 本文将 65°N(Limpasuvan 等, 2004)纬向风转为东风的第 1 天定义为强 SSW 事件的爆发时间, 将不发生纬向风反转但 60°N 与 90°N 间经向温度梯度反转的第 1 天, 定义为弱 SSW 事件的爆发时间, 并规定两次独立 SSW 事件的时间间隔必须大于 20 天(Charlton 和 Polvani, 2007).

另外, 需要强调的是, 在本文中某一年的冬季是指上一年 12 月至当年 2 月份, 比如 1959 年前期冬季和春季的增温事件, 分别是指发生在 1958 年 12 月至 1959 年 2 月的增温事件以及发生在 1959 年 3 月之后的增温事件.

## 2　SSW 与 SFW 的爆发时间的确定

表 1 给出了 1958~2012 年平流层 30 hPa 强、弱 SSW 和 SFW 事件的爆发日期. 与魏科等(2008)所给出的 1979~2002 年及 Ayarzaguena 等(2009)给出的 1958~2002 年的 SFW 爆发时间相比, 表 1 中所确定的 SFWOD 只在少数年份(如 1971, 1984 年等)存在较大的差异, 这主要是因为本文附加了 SFW 爆发后西风恢复的维持时间需不超过 5 天的条件. 另外, 将表 1 中所确定的强 SSW 事件与 Charlton 等(2007)中给出的 1958~2002 年 10 hPa 层次上的强 SSW 事件相比可以看出, 表 1 中所给出的强 SSW 事件爆发次数略偏少, 一些在 10 hPa 发生的强 SSW 事件(如 1960, 1980, 2002 年)无法下传至更低的层次, 在 30 hPa 上没有增温事件发生或被定义为弱 SSW 事件, 不过需要再次强调的是, 本文所揭示的 SSW 事件的爆发与 SFWOD 早晚之间的联系并不因层次的选择而有所改变.

图 1 给出了 1958~2012 年 SFW 事件和强、弱 SSW 事件的爆发时间序列. 可以看出, 强、弱 SSW 事件主要爆发于冬季 11 月中至 3 月中(图 1(b)和(c)), 平均爆发日期分别为 1 月 25 日和 1 月 17 日; SFW 事件主要爆发于春季 3 月中之后至 5 月中期, 平均爆发日期为 4 月 17 日(图 1(a)). 55 年中共有 24 年发生了强 SSW 事件 27 次, 其中有 3 年发生了两次强 SSW 事件(图 1(b)), 发生频率为每年 0.49 次, 较以往研究略偏少. 共有 18 年发生了弱 SSW 事件 23 次, 其中有 4 年发生了多于 1 次的弱 SSW 事件(图 1(c)), 发生频率为每年 0.42 次, 与强 SSW 事件相当. 比较图 1(b)和(c)我们不难发现, 在有强 SSW 事件发生的年份, 弱 SSW 事件几乎不会发生, 而有弱 SSW 事件发生的年份, 同样很少发生强 SSW 事件. 统计显示, 55 年中仅有 3 年既有强 SSW 又有弱 SSW 事件发生, 仅有强 SSW 事件发生的年份为 21 年, 仅有弱 SSW 事件发生的年份为 15 年, 剩余有 16 年没有增温事件发生.

另外, 由图 1(a)可以看出, 1958~2012 年期间共有 9 次 SFW 事件的爆发日期早于气候平均日期超过一个标准差, 分别为 1961, 1964, 1972, 1974, 1975, 1978, 1983, 1985 和 1998 年, 平均日期为 3 月 22 日; 同样, 共有 9 次 SFW 事件的爆发日期晚于气候平均日期超过一个标准差, 分别为 1963, 1971, 1973, 1981, 1990, 2001, 2002, 2006 和 2009 年, 平均日期为 5 月 10 日. 在后文中, 我们将以 SFWOD 超过一个标准差的年份

**表 1　1958~2012 年 30 hPa 层次上平流层增温事件的爆发日期 [a)]**

| 年份 | 强 SSW | 弱 SSW | SFW | 年份 | 强 SSW | 弱 SSW | SFW |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1958 | – | – | 5.1 | 1988 | 12.8 | – | 4.15 |
| 1959 | 12.1 | – | 4.2 | 1989 | 3.11 | – | 4.14 |
| 1960 | – | 1.14 | 4.13 | 1990 | – | 2.10 | 5.12 |
| 1961 | – | 11.28 | 3.18 | 1991 | – | 2.3 | 4.13 |
| 1962 | – | – | 4.28 | 1992 | – | 1.12 | 4.11 |
| 1963 | 2.11 | – | 5.5 | 1993 | – | 2.15 | 4.13 |
| 1964 | – | – | 3.16 | 1994 | – | – | 4.2 |
| 1965 | – | – | 4.21 | 1995 | – | 1.21 | 4.20 |
| 1966 | 12.16 | – | 4.6 | 1996 | – | – | 4.8 |
| | 2.21 | – | | 1997 | 11.23 | – | 4.30 |
| 1967 | – | – | 4.28 | 1998 | – | 12.23 | 3.26 |
| 1968 | – | 1.6 | 5.1 | | – | 2.19 | |
| 1969 | 11.28 | 3.5 | 4.11 | 1999 | 12.17 | – | 5.2 |
| 1970 | 1.2 | – | 4.11 | | 3.1 | – | |
| 1971 | 1.18 | – | 5.9 | 2000 | – | – | 4.21 |
| | 3.18 | – | | 2001 | 2.11 | 11.21 | 5.14 |
| 1972 | – | 2.22 | 3.25 | 2002 | – | 12.28 | 5.8 |
| 1973 | 2.3 | – | 5.12 | | – | 2.13 | |
| 1974 | – | – | 3.24 | 2003 | – | 1.16 | 4.17 |
| 1975 | – | – | 3.18 | | – | 2.15 | |
| 1976 | – | – | 4.5 | 2004 | 1.4 | – | 4.30 |
| 1977 | 1.9 | 11.20 | 4.1 | 2005 | – | – | 4.4 |
| 1978 | – | – | 3.26 | 2006 | 1.24 | – | 5.11 |
| 1979 | 2.22 | – | 4.4 | 2007 | 2.24 | – | 4.26 |
| 1980 | – | 11.26 | 4.6 | 2008 | 3.13 | – | 4.28 |
| 1981 | 3.2 | – | 5.15 | 2009 | 1.27 | – | 5.9 |
| 1982 | – | 12.1 | 4.12 | 2010 | 2.4 | – | 4.30 |
| 1983 | – | – | 3.20 | 2011 | – | – | 4.10 |
| 1984 | 2.26 | – | 4.26 | 2012 | – | 1.13 | 4.17 |
| 1985 | 1.17 | – | 3.28 | | – | 2.13 | |
| 1986 | – | – | 4.13 | | – | 3.21 | |
| 1987 | 1.24 | – | 4.29 | | | | |

a) #.#表示某月某日. 表中 11~12 月为上一年的日期, 1~5 月为当年的日期, 比如 1966 年冬季的两次强 SSW 事件爆发的日期分别为 1965 年 12 月 16 日和 1966 年 2 月 21 日, 以此类推

作为 SFW 的异常年份进行合成分析. 比较图 1(a)和(b)不难发现, 在 9 个 SFW 偏晚年中, 共有 7 年发生了 8 次强 SSW 事件, 而在 9 个 SFW 偏早年中, 仅有 1 年发生了强 SSW 事件; 这说明, 在 SFW 偏晚年的冬季通常有强 SSW 事件的发生, 而 SFW 偏早年的冬季一般不会发生强 SSW 事件, 我们将在第 4 节对该方面内容进行详细讨论.

## 3　冬季强、弱 SSW 过程与春季偏早 SFW 过程期间环流和行星波演变的异同特征

本节将对 55 年中的 27 次强 SSW 事件和 23 次弱 SSW 事件分别进行合成分析, 以揭示冬季强、弱 SSW 事件爆发过程中的环流和波动的气候特征, 并与 SFW 事件进行比较. 由于发生较早的 SFW 事件主要受波动驱动, 与冬季 SSW 事件类似, 而发生较晚的 SFW 过程中行星波活动特征不明显, 因此, 我们主要将强、弱 SSW 过程与偏早年 SFW 过程进行比较.

### 3.1　原始环流场的演变特征

图 2 给出了合成的强、弱 SSW 事件和 SFW 偏早事件纬向平均纬向风场和温度场的时间演变, 其中, 纬向风场为极夜急流核心纬度带 65°~75°N 的平均, 温度为 70°~90°N 的平均. 由图 2(a)可见, 强 SSW

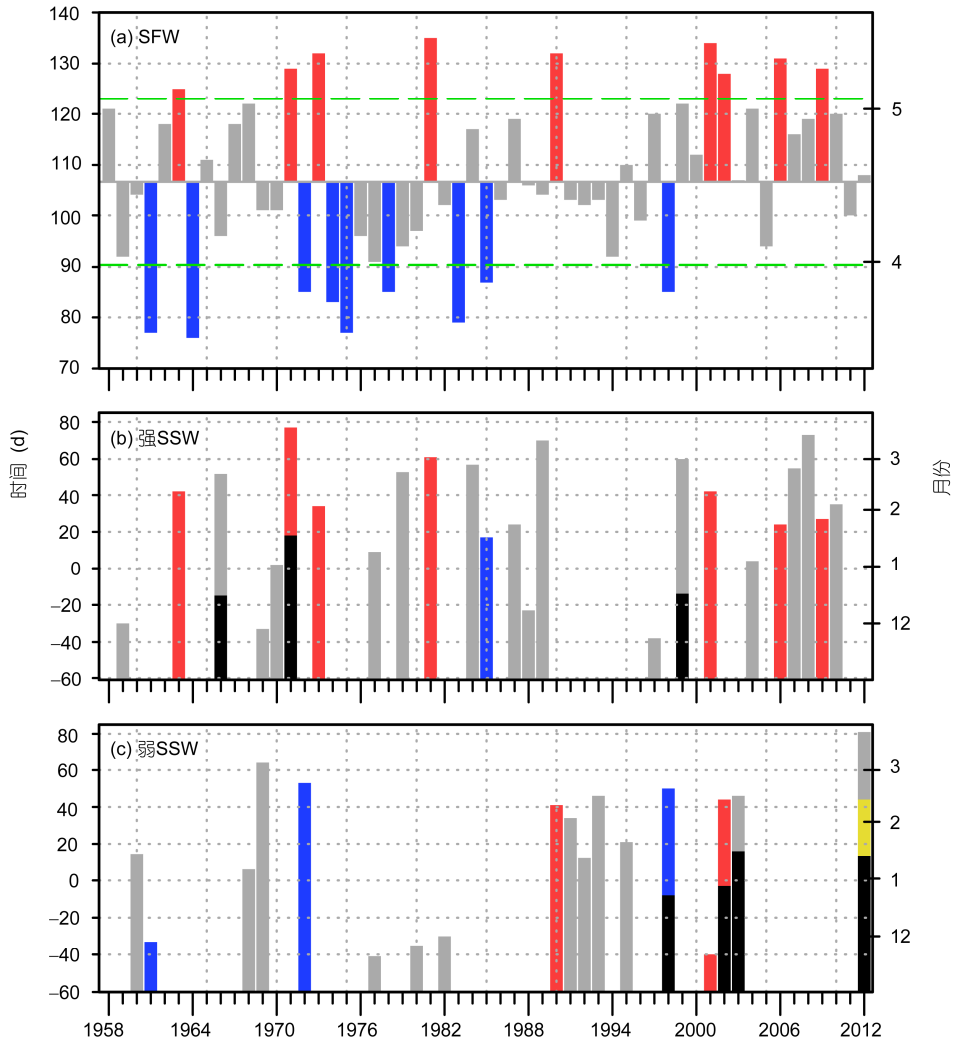



**图 1　1958~2012 年 SFW 事件(a)、强 SSW 事件(b)和弱 SSW 事件(c)的逐年爆发日期**

各色柱顶端所对应的值为相应增温事件的爆发日期, 第 0 天表示上一年 12 月 31 日, 第 1 天为当年 1 月 1 日, 以此类推. (a)中蓝色和红色柱分别表示 SFW 爆发日期早于和晚于 1 个标准差(绿色虚线所示)的异常年份; 灰色柱表示 SFW 爆发日期在一个标准差之内的普通年份. (b)和(c)中蓝色和红色柱分别表示 SFW 异常偏早年和偏晚年前期发生的 SSW 事件; 灰色柱表示 SFW 爆发普通年份前期发生的 SSW 事件; 黑色和黄色柱分别表示有多次 SSW 事件发生的年份中第一次和第二次发生的 SSW 事件

事件时, 自爆发前 20 天开始, 平流层 10~50 hPa 纬向风即开始不断减弱; 至爆发前 2 天, 10~50 hPa 纬向风依次转变为东风; 至爆发后第 3 天, 东风风速增至最强; 爆发 3 天之后, 环流开始缓慢恢复, 由低层至高层依次恢复至西风; 约在爆发后第 10 天, 10 hPa 恢复至西风环流; 直至爆发 20 多天以后, 西风环流才开始出现明显增强. 在弱 SSW 事件中(图 2(b)), 平流层极区没有纬向风向的转变, 一直为西风环流所控制, 主要的减速过程发生在弱 SSW 事件爆发前 5 天至爆发后 3 天. SFW 偏早年(图 2(c)), 平流层环流的主要特征是由爆发前的西风环流转变为爆发后的东风环流; 其中爆发前一候至爆发后 3 天, 纬向平均纬向风减弱最为迅速, 不同于强 SSW 事件, 环流在爆发 3 天以后开始缓慢恢复, 但并不恢复至西风.

在温度场上, 强 SSW 事件时(图 2(d)), 在增温事件爆发前 1 个月, 平流层极区温度已经开始快速升高, 至爆发后 2~3 天已达到最大值, 之后温度开始降低. 弱 SSW 事件时(图 2(e)), 爆发 5 天前, 主要的增温现象集中在 20 hPa 以上的层次, 在 20 hPa 以下的层次平流层极区的温度没有明显的变化; 在爆发前 5 天至

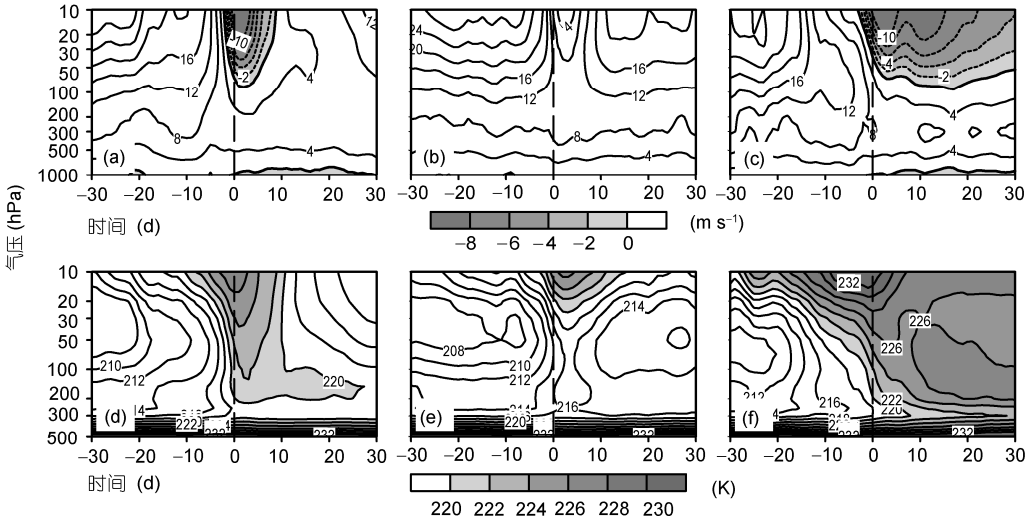



**图 2　平流层增温事件爆发前后 60 天内 65°~75°N 纬向平均纬向风及极区 70°~90°N 纬向平均温度场的时间演变**

(a)和(d) 强 SSW 事件; (b)和(e) 弱 SSW 事件; (c)和(f) SFW 偏早事件. 第 0 天表示增温事件爆发当天, 下同

爆发后 3 天, 平流层极区整层温度快速升高, 但强度仍明显弱于强 SSW 事件. 对于发生偏早的 SFW 过程(图 2(f)), 平流层极区温度从爆发前 1 个月已经开始升高; 最大温度中心出现在 SFW 事件爆发前 5 天, 比纬向风场极值中心略提前(图 2(c)). 由于 SFW 事件发生在春季, 因此最后增温过程中平流层极区的平均温度较前冬的爆发性增温事件明显偏高.

### 3.2　环流异常场的演变特征

由强、弱 SSW 事件和偏早 SFW 事件爆发前后高纬度纬向风异常、温度异常以及位势高度异常场的演变(图 3)可见, 强 SSW 事件时, 平流层极区各环流异常场的变化表现为明显的 3 个阶段: 第一阶段为爆发前 45 天至前 20 天, 平流层极涡及极夜急流异常加强; 第二阶段为爆发前 20 天至爆发后 30 天, 这一阶段强 SSW 事件的爆发导致平流层极涡崩溃, 极区被负的纬向风异常、正的温度和位势高度异常所覆盖, 各异常场的最大值大约出现在爆发后第 3 天, 之后随时间不断减弱. 另外可见, 显著的异常值存在随时间由平流层高层向平流层低层的传播特征, 这与 Baldwin 等(2001, 2003)、陈文等(2009)的结果是一致的; 第三阶段大约从爆发后 30 天开始, 主要表现为纬向风场和位势高度场异常的迅速减弱(图 3(a), (g)). 事实上, 平流层极区温度从爆发后第 15 天即开始从高层至低层逐渐转变为负异常, 在爆发后 25 天开始负异常更加显著(图 3(d)), 并且可维持至增温时间爆发两个月之后(图略), 表明在强 SSW 事件爆发约 1 个月之后, 平流层极涡趋于异常偏强、偏冷, 且可能持续至春季.

在弱 SSW 事件爆发前, 平流层极区为西风异常和位势高度的负异常所控制, 但并不显著; 增温事件的爆发伴随平流层纬向风场和位势高度场异常符号出现反转, 但反转后, 显著的异常中心主要集中在 10~100 hPa 的平流层, 仅持续至爆发后大约 10 天, 且异常值中心强度较强 SSW 事件时明显偏弱(图 3(b)和(h)). 虽然 30 hPa 以上温度异常在爆发前 20 天已经出现符号反转, 但显著的温度异常值仍然在临近爆发当天才出现, 并在爆发后一候内达到最大(图 3(e)). SFW 偏早事件爆发过程中, 平流层各环流异常场与强 SSW 事件时基本类似, 但与冬季强 SSW 事件不同的是, 春季时极涡崩溃后不再恢复, SFW 爆发 35 天后, 平流层极区环流比较接近于气候态(图 3(c), (f), (i)).

由此可见, 无论是强、弱 SSW 事件还是 SFW 偏早事件, 在增温事件爆发前后, 平流层极区环流异常都有明显的反位相变化, 并且反转后的环流异常都是在增温事件爆发后 1 候内达到最大值, 之后异常中心开始减弱; 需要强调的是, 与弱 SSW 事件不同, 强 SSW 事件发生 1 个月后, 平流层会相继出现相反的强极涡(强极夜急流)型异常环流过程, 并且能持续至

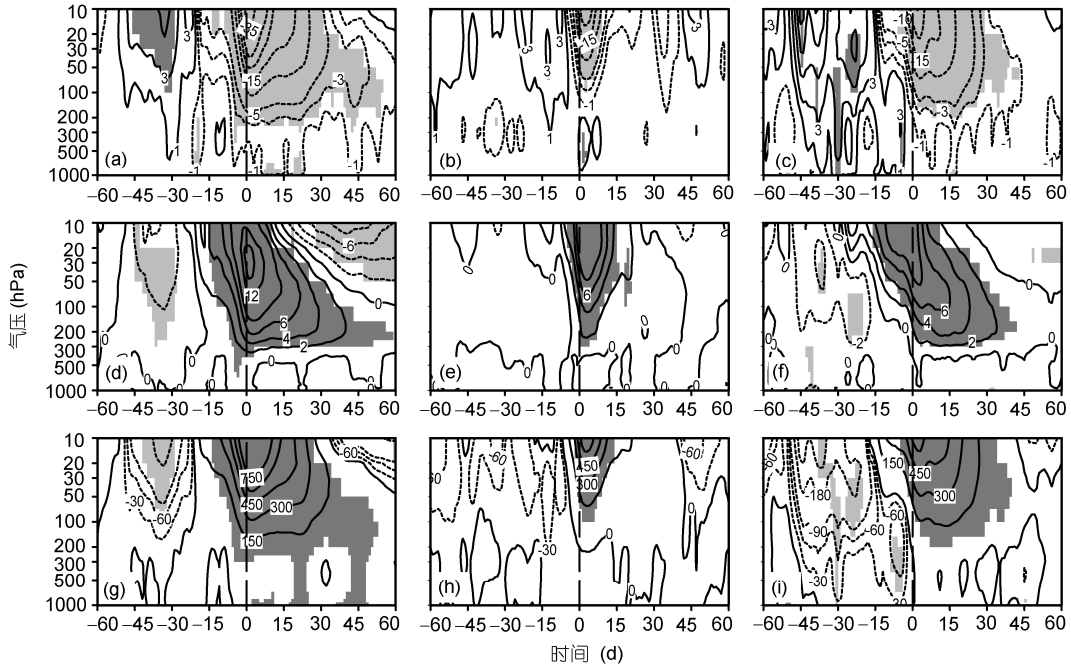



**图 3　平流层增温事件爆发前后各两个月内环流异常的时间演变**

(a) (d) (g) 强 SSW 事件; (b) (e) (h) 弱 SSW 事件; (c) (f) (i) SFW 偏早事件. (a)~(c) 65°~75°N 纬向平均纬向风异常(m $s^{-1}$); (d)~(f) 极区 70°~90°N 平均温度异常(K); (g)~(i) 极区 70°~90°N 平均位势高度异常(gpm). 阴影区为通过 95%显著性检验的区域

春季月份.

### 3.3　行星波活动异常的演变特征

平流层增温事件受到波动活动的影响, 来自对流层高层的行星波活动异常可以作为平流层增温事件发生的前期信号(Polvani 和 Waugh, 2004). 图 4 给出了强、弱 SSW 和 SFW 偏早事件爆发前后各两个月内, 平流层 10~50 hPa, 55°~75°N 纬带内行星波(1~3 波)Eliassen-Palm(EP)通量垂直分量异常的时间演变. 由图可以看出, 强 SSW 事件时(图 4(a)), EP 通量垂直分量在增温事件爆发前一个月开始出现显著的正异常, 主要的峰值出现在爆发前 20 天和爆发前夕; 增温事件爆发后, 波动迅速减弱, 表现为显著的负异常, 并且负异常能持续至爆发后 45 天, 这与 Limpasuvan 等(2004)、Charlton 等(2007)的结果是一致的. 此时平流层极涡在冬季辐射作用下逐渐恢复, 并不断加强, 极区温度进一步降低(图 3(d)). 热带外平流层显著偏弱的行星波活动将不利于早期春季增温事件的发生, 使 SFW 事件爆发易偏晚.

弱 SSW 事件时(图 4(b)), 波动在增温事件爆发前 20 天也有小幅增加, 最大异常值出现在爆发当天, 同样, 在增温事件爆发后, 波活动强度迅速下降, 但与强 SSW 事件不同的是, 波活动并没有出现显著的负异常, 这可能与弱 SSW 事件中纬向西风不发生反转(图 2(b)), 从而对行星波上传影响较小有关.

SFW 偏早事件时(图 4(c)), 平流层行星波活动特征与强 SSW 事件时比较类似, 主要表现为爆发前一个月波活动的异常增加和爆发后的异常减少. 但与强 SSW 事件不同的是, 在 SFW 偏早事件爆发前 50 天到爆发前 35 天, 平流层表现为更为显著的负的波活动异常, 这显然不利于前期冬季 1 月末至 2 月初发生增温事件. 虽然 SFW 偏早事件爆发后, 平流层也为显著的波动负异常, 与强 SSW 时一致, 但此时春季辐射加热的变化已经不能使极涡再恢复.

## 4　冬季强、弱 SSW 事件与春季 SFW 事件爆发早晚的联系

### 4.1　统计分析

前文对图 1 的分析表明, 在 SFW 偏晚年的冬季通常可能伴随强 SSW 事件的发生, 而 SFW 偏早年的

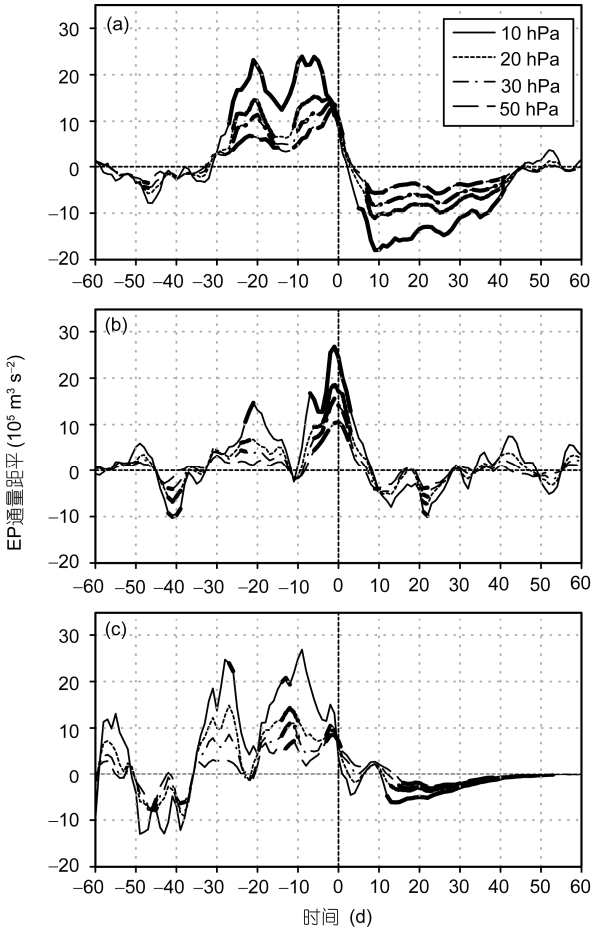



**图 4　增温事件爆发前后各两个月内平流层 10~50 hPa、55°~75°N 平均行星波(1~3 波)EP 通量垂直分量异常的时间演变**

(a) 强 SSW 事件, (b) 弱 SSW 事件, (c) SFW 偏早事件. 加粗部分表示通过 95%显著性检验的区域

冬季一般不会发生强 SSW 事件. 而对图 3 和 4 的分析也表明, 冬季强 SSW 事件的发生将有利于后期春季 SFW 事件的爆发偏晚. 为了进一步揭示强、弱 SSW 事件与 SFW 事件爆发的联系, 我们对强、弱 SSW 事件发生年份的次数, 及 SFW 早、晚年发生的次数进行了统计.

表 2 给出了在有 SSW 事件发生的年份和没有 SSW 事件发生的年份里, SFW 偏早事件和偏晚事件爆发的次数. 由表 2 可以看出, 当前期冬季有强 SSW 事件发生时, 春季 SFW 偏晚事件发生的次数明显多于偏早事件, 而在没有强 SSW 事件发生时, 春季 SFW 偏早事件发生的次数明显多于 SFW 偏晚事件; 且在 SFW 爆发的极端年份里, 这种现象更为明显, 当以一个标准差区分 SFW 早晚事件时, 在前期冬季有(没有)强 SSW 事件发生的年份里, 春季 SFW 偏早事件与偏晚事件之比为 1∶7(8∶2). 另外, 我们注意到, 55 年中共有 24 年前期冬季发生了强 SSW 事件, 但大于 1(0.5)个标准差的 SFW 偏晚事件只发生了 7(15)次; 在 31 年前期冬季没有强 SSW 事件爆发的年份里, 大于 1(0.5)个标准差的 SFW 偏早事件也只发生了 8(12)次. 以上分析表明, 虽然并不是每次前冬强 SSW 事件的发生(未发生)都与后期春季 SFW 事件爆发偏晚(早)相对应, 但在发生(未发生)强 SSW 事件的冬季之后, 春季 SFW 偏晚(早)事件发生的频次明显偏高.

相比而言, 在有(无)弱 SSW 事件发生的冬季之后, 春季偏早和偏晚 SFW 事件发生的次数却基本相当, 这说明冬季弱 SSW 事件发生与否与后期春季 SFW 爆发的早晚没有显著的关系. 表 2 中对有、无 SSW 事件发生的所有年份进行了统计, 总体而言, 结果与有、无强 SSW 事件发生的年份类似, 具体的, 前期冬季如果有 SSW 事件发生, 后期 SFW 晚事件爆发的频次将多于 SFW 早事件爆发的频次, 相反, 在 16 年无 SSW 事件发生的年份里, 表现为后期 SFW 偏早事件爆发频次的增多, 并且与无强 SSW 年份时比较可以发现, 无 SSW 事件时, 后期 SFW 偏早事件发生的几率更大.

另外, 由表 2 可以看出, 在 SFW 早(晚)事件的前期冬季往往没有(有)强 SSW 事件发生, 具体的, 在爆发日期小于 1(0.5)个标准差的 9(17)个 SFW 偏早年中, 前期冬季有强 SSW 事件发生的年份与没有强 SSW 事件发生的年份之比为 1∶8(5∶12); 而在超过 1(0.5)个标准差的 9(21)个 SFW 偏晚年中, 前期冬季有强 SSW 事件发生的年份与没有强 SSW 事件发生的年份之比为 7∶2(15∶6). 与 SFW 与强 SSW 事件的关系不同, 无论是在 SFW 偏早年还是偏晚年, 没有弱 SSW 事件发生的年份始终多于有弱 SSW 事件发生的年份; 在绝对值超过 1 个标准差的 9 个 SFW 偏早年和 9 个偏晚年中, 没有弱 SSW 事件发生的年份与有弱 SSW 事件发生的年份之比都为 6∶3, 这可能是由于有无弱 SSW 事件发生的样本总数决定的, 因为 1958~2012 年没有弱 SSW 事件发生的年份是前期冬季有弱 SSW 事件发生的年份的 2 倍, 比率为 37∶18, 同时又一次表明, SFW 爆发的早晚与前冬弱 SSW 事件的发生无显著联系.

**表 2　在前期冬季有 SSW 和无 SSW 事件发生的年份里 SFW 偏早事件和偏晚事件发生的次数**

| 划分标准 | 有强 SSW 事件发生 | | | 无强 SSW 事件发生 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | SFW 偏早 | SFW 偏晚 | 总计 | SFW 偏早 | SFW 偏晚 | 总计 |
| 平均日期 | 9 | 15 | 24 | 20 | 11 | 31 |
| 0.5 个标准差 | 5 | 15 | 20 | 12 | 6 | 18 |
| 1 个标准差 | 1 | 7 | 8 | 8 | 2 | 10 |
| 划分标准 | 有弱 SSW 事件发生 | | | 无弱 SSW 事件发生 | | |
| | SFW 偏早 | SFW 偏晚 | 总计 | SFW 偏早 | SFW 偏晚 | 总计 |
| 平均日期 | 11 | 7 | 18 | 18 | 19 | 37 |
| 0.5 个标准差 | 5 | 4 | 9 | 12 | 17 | 29 |
| 1 个标准差 | 3 | 3 | 6 | 6 | 6 | 12 |
| 划分标准 | 有 SSW 事件发生 | | | 无 SSW 事件发生 | | |
| | SFW 偏早 | SFW 偏晚 | 总计 | SFW 偏早 | SFW 偏晚 | 总计 |
| 平均日期 | 18 | 21 | 39 | 11 | 5 | 16 |
| 0.5 个标准差 | 9 | 18 | 27 | 8 | 3 | 11 |
| 1 个标准差 | 4 | 9 | 13 | 5 | 0 | 5 |

### 4.2　强、弱 SSW 年份平流层冬季环流异常及其与春季环流异常的联系

下面我们将从环流和动力特征方面进行分析, 以验证表 2 得到的结果. 图 5 给出了 SFW 偏早年与偏晚年平流层 10~50 hPa 纬向平均纬向风和温度合成场的时间演变, 其中, 风场为极夜急流核心纬度带 65°~75°N 平均, 温度场为极区 70°~90°N 的平均. 由图可以看出, SFW 偏早年时, 平流层纬向风场在前期冬季 12~2 月份没有太多变化, 明显的下降过程发生在 3 月以后, 对应着 SFW 事件的爆发(图 5(a)), 与风场相对应, 温度场在前期冬季变化也比较平缓, 2 月中之后温度突然增加, 并在 3 月中达到最大值(图 5(b)). 与偏早年不同, SFW 偏晚年时(图 5(c), (d)), 纬向风场在 1 月中之后出现第一次明显下降, 同时温度场快速上升, 大约在 2 月中, 30 hPa 纬向风场达到最小值, 同时温度场达到最大值, 表明前期冬季发生了明显的 SSW 事件. 纬向风场在之后没有明显变化, 直至 4 月中之后开始第二次下降, 并在 5 月初转为东风, 标志着 SFW 偏晚事件的爆发.

图 5 的分析和表 2、图 1(a)和(b)的结论是一致的, 再次说明, 当 SFW 事件发生异常偏晚时往往伴随着前期冬季强 SSW 事件的发生, 而 SFW 爆发偏早时, 前期冬季不会发生强 SSW 事件. 魏科等(2007)对极涡崩溃早年和晚年的纬向风场和温度场进行合成分析, 发现极涡崩溃晚年前期冬季纬向风场有快速下降的过程, 并指出这个过程与 SSW 事件有关, 这与本文分析的结论是一致的.

类似地, 我们对 21 个前期冬季仅有强 SSW 发生的年份(强 SSW 年), 15 个仅有弱 SSW 发生的年份(弱 SSW 年)和 15 个既没有强 SSW 事件又没有弱 SSW 事件发生的普通年份(没有增温事件发生的年份共为 16 年, 由于选择资料时间序列的限制, 去除了 1958 年)进行了合成分析, 以进一步证明强、弱 SSW 事件发生与后期春季 SFW 爆发的联系. 图 6 给出了强、弱 SSW 年和普通年份合成的 65°~75°N 平均 30 hPa 纬向平均纬向风场的时间演变. 从图中可以看出, 1 月初至 3 月中: 在没有增温事件发生的普通年份, 纬向风场最强(绿色); 强 SSW 年时, 纬向风场最弱(红色); 而弱 SSW 年时, 纬向风场位于两者之间(蓝色), 与年循环值(黑色)比较接近. 但 4 月初之后, 这种关系发生了明显的变化: 在没有增温事件发生的年份, 纬向风场最弱, 并在 4 月 13 日最先转变为东风, 表明在这些年 SFW 事件爆发最早; 强 SSW 年时, 纬向风最强, 一直持续到 4 月 29 日才发生纬向风的反转, 表明 SFW 事件的爆发较普通年份时偏晚 16 天; 弱 SSW 年时, 纬向风场大小仍然与年循环值比较接近, 在普通年份和强 SSW 年之间, SFW 爆发时间为 4 月 19 日. 强、弱 SSW 年纬向风场在冬季和春季强度的变化与图 3 的分析是一致的.

为进一步了解各不同年份平流层极涡崩溃前后的状态, 图 7 给出了 3 月 21 日至 4 月 5 日及 4 月 16 日至 4 月 30 日两段时期, 强、弱 SSW 年和普通年份合成的平流层 30 hPa 位势高度异常的分布. 在强 SSW 年, 第一阶段时(图 7(a)), 平流层显著的位势高度正异常主要位于欧亚大陆中西部, 显著的负异常

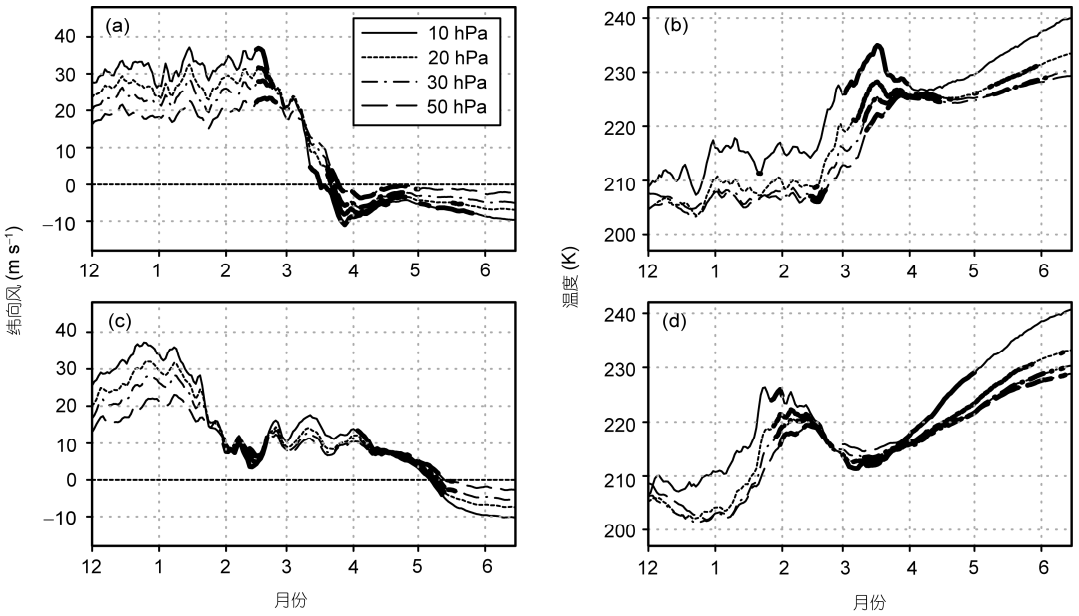



**图 5　SFW 偏早年((a)和(b))和偏晚年((c)和(d))平流层 10~50 hPa 纬向平均纬向风及纬向平均温度场的时间演变**

(a)和(c) 65°~75°N 平均纬向风; (b)和(d) 70°~90°N 平均纬向温度场. 加粗部分表示通过 95%显著性检验的区域

位于北美西北部-东北太平洋区, 这与平流层定常波的槽、脊位置完全相反, 使平流层波动活动异常偏弱, 不利于极涡的崩溃; 4 月 16 日至 4 月 30 日(图 7(d)), 平流层极涡仍然维持, 极区被显著的负位势高度异常所控制. 在没有冬季增温事件发生的年份, 3 月 21 日至 4 月 5 日(图 7(c)), 欧亚大陆东部至东北太平洋区被显著的正位势高度场异常覆盖, 这将使平流层波动加强, 导致极涡崩溃; 4 月 16 日至 4 月 30 日(图 7(f)), SFW 已经爆发, 极涡已不复存在, 平流层极区表现为显著的正位势高度异常. 在发生弱 SSW 事件的年份, 第一阶段期间(图 7(b)), 30 hPa 平流层维持着正的波动异常, 但通过 90%显著性检验的区域明显比强 SSW 年和普通年份时小很多, 至第二阶段时(图 7(e)), 虽然极涡已经崩溃, 但极区的位势高度异常相对很弱, 说明环流场相对于气候态而言没有明显差别.

平流层行星波活动在上述三类年份中的演变的差异可在图 8 中看得更清楚, 图 8(a)给出了强、弱 SSW 年和普通年份合成平流层 30 hPa, 55°~75°N 平均 EP 通量垂直分量异常的时间演变. 由图可以看出, 强 SSW 年与普通年份 EP 通量异常呈相反的变化, 尤其是在前期冬季 1 月中至 2 月初和春季 3 月初至 4 月初两个阶段. 强 SSW 年时, 在 1 月中至 2 月初, 平流层为正 EP 通量异常, 而春季 3 月初至 4 月初时, 转为显著的负的 EP 通量异常, 普通年份时正好相反. 波动异常的变化与图 6 中强 SSW 年和普通年份合成的纬向风场的变化吻合得很好, 也再次说明, 前期冬季有强 SSW 事件发生时往往导致春季 SFW 事件爆发偏晚, 而没有 SSW 事件发生时, 春季 SFW 事件爆发易偏早.

为了更清晰地表明强、弱 SSW 事件发生所伴随的平流层波动的变化, 图 8(b)给出了强、弱 SSW 年分别与普通年份 EP 通量垂直分量差值场的时间演变. 由图可以看出, 前期冬季时, 强 SSW 年与弱 SSW 年的波动异常比较类似, 主要表现为正异常的起伏, 表明平流层增温事件的发生都伴随着波动的显著增强. 两者的最大差异出现在 SFW 开始爆发的春季 3 月中旬之后(1958~2012 年中 SFW 爆发最早日期为 3 月 16 日). 强 SSW 年时, 3 月中以后的 EP 通量异常延续着 2 月末以来的负异常, 且仍然比较显著, 这不利于春季极涡的崩溃, SFW 爆发易偏晚; 而弱 SSW 年, 3 月中旬以后波动异常没有太大变化, 表现为在零值附近的小幅振荡, 这表明弱 SSW 事件的发生对春季 3 月中以后的波动并没有明显影响.

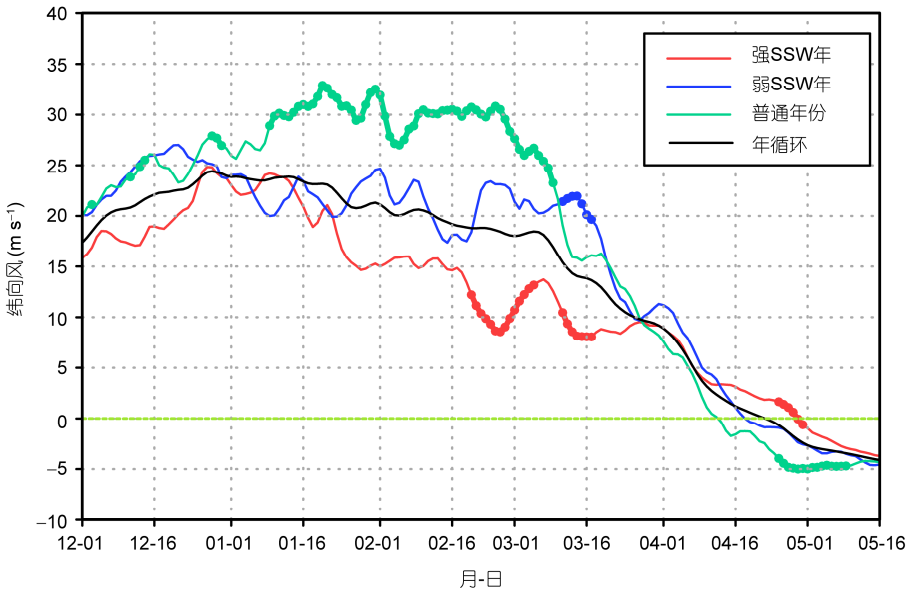



**图 6　强 SSW 年、弱 SSW 年及无 SSW 事件发生的普通年份合成的 30 hPa(65°~75°N)纬向平均纬向风的时间演变**

黑色实线表示年循环场. 带点加粗部分表示通过 95%显著性检验的区域

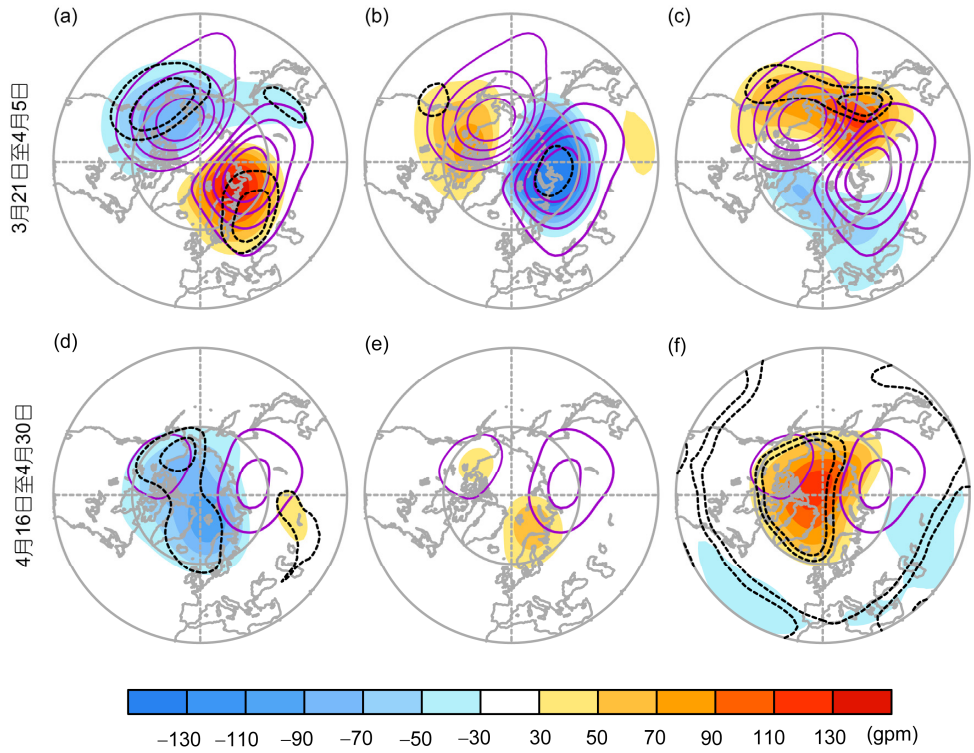



**图 7　强 SSW 年((a), (d))、弱 SSW 年((b), (e))和无 SSW 事件发生的普通年份((c), (f))合成的不同时期平流层 30 hPa 位势高度场异常的分布**

(a)~(c) 3 月 21 日至 4 月 5 日平均, (d)~(f) 4 月 16 日至 30 日平均. 黑色虚线分别表示 90%和 95%显著性水平, 紫色线为气候态纬向偏差场(等值线间隔 50 gpm, 粗线表示正值, 细线表示负值)

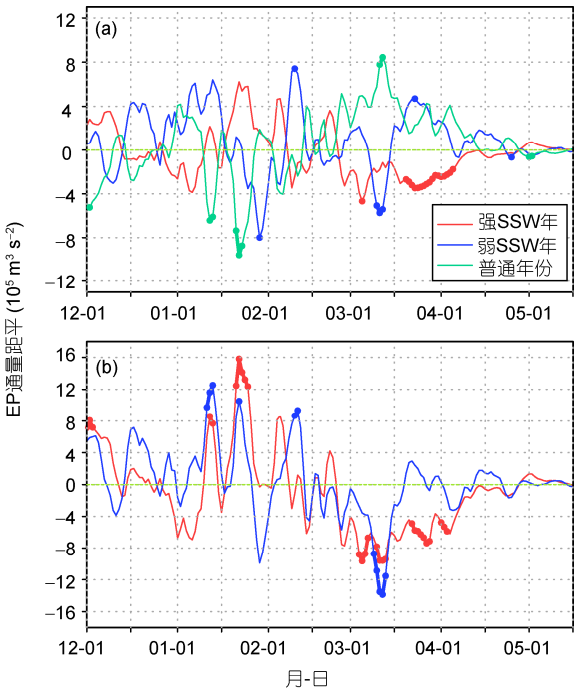



**图 8　强 SSW 年, 弱 SSW 年及无 SSW 事件发生的普通年份合成的 30 hPa、55°~75°N 平均行星波(1~3 波)EP 通量垂直分量异常的时间演变(a)及强 SSW 年、弱 SSW 年与普通年份 EP 通量垂直分量差值场的演变(b)**

带点加粗部分表示通过 95%显著性检验的区域

## 5　结论

本文在确定 1958~2012 年逐年平流层冬季强、弱爆发性增温事件和春季最后增温事件的基础上, 首先对强、弱 SSW 事件过程中环流和波活动的气候特征进行了分析, 并分别将其与春季 SFW 事件进行了比较, 进而对冬季强、弱 SSW 事件的发生与后期春季 SFW 爆发时间早晚的关系进行了研究, 得到以下主要结论:

(1) 平流层(30 hPa)冬季强(弱)SSW 事件一般爆发于 11 月至次年 3 月期间, 平均爆发日期为 1 月 25 日(1 月 17 日), 发生频率约为每年 0.49(0.42)次. 强、弱 SSW 事件一般不会在同一个冬季发生, 55 年中既有强 SSW 又有弱 SSW 事件发生的年份仅为 3 年.

(2) 无论是冬季 SSW 事件还是春季 SFW 事件, 在增温事件爆发前后, 极区环流异常均存在明显的反位相变化, 且反转后的环流异常都是在事件爆发后 1 候内达到最强. 与冬季弱 SSW 事件不同, 强 SSW 事件爆发约 30 天之后, 平流层会相继出现相反的强极涡(强极夜急流)型异常环流过程, 并可显著影响增温事件爆发 2 个月后的平流层环流.

(3) 与环流异常相对应, 冬季强 SSW 事件和春季 SFW 偏早事件时, EP 通量垂直分量在增温事件爆发前后也表现为正负异常的反转, 且爆发后的显著负异常可持续 40~45 天. 而弱 SSW 事件时, 波活动的异常主要集中在事件爆发前后各 10 天, 对后期平流层波活动异常的影响很小.

(4) 在有冬季强 SSW 事件(无 SSW 事件)发生的年份, 冬季热带外平流层波动异常偏强(偏弱), 极夜急流和平流层极涡异常偏弱(强), 而后期春季平流层波动则相反地异常偏弱(偏强), 平流层极涡异常偏强(弱); 而在仅有冬季弱 SSW 事件发生的年份, 后期春季平流层极夜急流以及极涡的强度无显著异常, 与气候平均状况接近.

(5) 尽管并非每次冬季强 SSW 事件的发生(未发生)都与后期春季 SFW 事件爆发的偏晚(早)相对应, 但在发生(未发生)强 SSW 事件的冬季之后, 春季 SFW 偏晚(早)事件发生的频数明显偏高. 反过来, 在 SFW 偏晚事件之前的冬季, 一般有强 SSW 事件的发生, 而在 SFW 偏早事件之前的冬季则很少发生强 SSW 事件. 相比而言, 在有、无弱 SSW 事件发生之后的春季, SFW 偏早和偏晚事件发生的次数却基本相当, 说明冬季弱 SSW 事件是否发生对后期春季 SFW 爆发的早晚没有显著影响.

虽然较气候态而言, 弱 SSW 事件的发生对后期 SFW 事件爆发日期的影响不显著, 但从图 6 中我们仍可以看出, 较没有 SSW 事件发生的普通年份而言, 弱 SSW 年, 春季 SFW 事件爆发日期偏晚, 而强 SSW 年, SFW 事件爆发日期更加偏晚. 因此, 较普通年份而言, 弱 SSW 事件的发生可能会推迟 SFW 事件的爆发日期, 而且强度越强的 SSW 事件之后, 春季 SFW 事件爆发日期可能更加偏晚, 这些推论都有待数值模式的进一步验证. 另外, 本文通过统计和诊断分析, 揭示了平流层冬、春季节两类增温事件的联系, 对于其中详细的物理机制, 将在以后的工作中进一步阐述.

总之, 本文分析表明, 平流层冬季强 SSW 事件与春季 SFW 事件, 乃至平流层冬季和春季的环流有着紧密的联系, 对该方面的进一步研究将有助于我们更加深入了解平流层环流的发展与变化, 以及平流层-对流层环流在冬、春季节的耦合特征.

**致谢**　美国国家环境预测中心(NCEP)提供相关资料以及审稿人提出宝贵意见, 在此表示感谢.

## 参考文献


陈文, 魏科. 2009. 大气准定常行星波异常传播及其在平流层影响东亚冬季气候中的作用. 地球科学进展, 24: 272–285

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. 地球物理学报, 53: 1529–1542

胡景高, 任荣彩, 虞越越, 等. 2014. 北半球春季平流层最后增温过程及其年际和年代际变化特征. 中国科学: 地球科学, 44: 333–342

魏科, 陈文, 黄荣辉. 2007. 北半球平流层极涡崩溃过程的动力诊断分析. 中国科学: 地球科学, 37: 1110–1119

魏科, 陈文, 黄荣辉. 2008. 涡动在南北半球平流层极涡崩溃过程中作用的比较. 大气科学, 32: 206–219

Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. 1987. Middle Atmosphere Dynamics. San Diego: Academic Press. 489

Ayarzaguena B, Serrano E. 2009. Monthly characterization of the tropospheric circulation over the Euro-Atlantic area in relation with the timing of stratospheric final warmings. J Clim, 22: 6313–6324

Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the arctic oscillation from the stratosphere to the troposphere. J Geophys Res, 104: 30937–30946

Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science, 294: 581–584

Baldwin M P, Stephenson D B, Thompson D W J, et al. 2003. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. Science, 301: 636–640

Bancala S, Kruger K, Giorgetta M. 2012. The preconditioning of major sudden stratospheric warmings. J Geophys Res, 117: D04101, doi: 10.1029/2011jd016769

Black R X, Mcdaniel B A. 2007a. Interannual variability in the Southern Hemisphere circulation organized by stratospheric final warming events. J Atmos Sci, 64: 2968–2974

Black R X, Mcdaniel B A. 2007b. The dynamics of northern hemisphere stratospheric final warming events. J Atmos Sci, 64: 2932–2946

Black R X, McDaniel B A, Robinson W A. 2006. Stratosphere-troposphere coupling during spring onset. J Clim, 19: 4891–4901

Cai M, Ren R C. 2006. 40–70 day meridional propagation of global circulation anomalies. Geophys Res Lett, 33: L06818, doi: 10.1029/2005GL025024

Cai M, Ren R C. 2007. Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part I: Northern Hemisphere cold season variability. J Atmos Sci, 64: 1880–1901

Charlton A J, Polvani L M. 2007. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. J Clim, 20: 449–469

Haigh J D, Roscoe H K. 2009. The final warming date of the Antarctic polar vortex and influences on its interannual variability. J Clim, 22: 5809–5819

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77: 437–471

Kolstad E W, Charlton-Perez A J. 2011. Observed and simulated precursors of stratospheric polar vortex anomalies in the Northern Hemisphere. Clim Dyn, 37: 1443–1456

Labitzke K. 1977. Interannual Variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere. Mon Weather Rev, 105: 762–770

Labitzke K, Naujokat B. 2000. The lower arctic stratosphere in winter since 1952. ECMWF Newsl, 15: 11–14

Li L, Li C Y, Pan J, et al. 2012. On the differences and climate impacts of early and late stratospheric polar vortex breakup. Adv Atmos Sci, 29: 1119–1128

Limpasuvan V, Thompson D W J, Hartmann D L. 2004. The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. J Clim, 17: 2584–2596

Manney G L, Kruger K, Sabutis J L, et al. 2005. The remarkable 2003–2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since the late 1990s. J Geophys Res, 110: D04107, doi 10.1029/2004jd005367

Matsuno T. 1971. A dynamical model of the stratospheric sudden warming. J Atmos Sci, 28: 1479–1494

Polvani L M, Waugh D W. 2004. Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. J Clim, 17: 3548–3554.

Ren R C, Cai M. 2007. Meridional and vertical out-of-phase relationships of temperature anomalies associated with the Northern Annular Mode variability. Geophys Res Lett, 34: L07704, doi:10.1029/2006GL028729

Ren R C, Cai M. 2008. Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part II: Southern Hemisphere cold season variability. J Atmos Sci, 65: 2343–2359

Scherhag R. 1952. Die explosionsartigen Stratosphärenerwärmungen des Spätwinters 1951–52. Ber Dtsch Wetterdienst, 6: 51–63

Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. Geophys Res Lett, 25: 1297–1300

Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. J Clim, 13: 1000–1016

Waugh D W, Rong P P. 2002. Interannual variability in the decay of lower stratospheric Arctic vortices. J Meteorol Soc Jpn, 80: 997–1012

Waugh D W, Randel W J, Pawson S, et al. 1999. Persistence of the lower stratospheric polar vortices. J Geophys Res, 104: 27191–27201

Zhou S T, Gelman M E, Miller A J, et al. 2000. An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex. Geophys Res Lett, 27: 1123–1126