

文章编号 1001-8166(2006)07- 09

关于平流层异常影响对流层天气系统的研究进展

胡永云

(北京大学物理学院大气科学系暴雨与旱涝灾害实验室,北京 100871)

摘要:人们认为大气平流层很少能对对流层产生重要影响,但是,最近几年的观测研究表明这种自上而下的影响是显著的和非常重要的,特别地,近几年关于北极涛动的研究大大推动了这一问题的研究进展。这方面的研究发现平流层异常可以对对流层天气系统产生重要影响,也就是冬季平流层北极涛动(AO)的负异常可以诱发中高纬度地区寒潮天气,而AO的正异常则导致中高纬度地区的温暖晴朗天气。由于观测分析表明平流层AO的异常信号总是领先对流层AO异常,一些学者甚至建议冬季北半球平流层的异常信号可以作为预报对流层天气变化的先行指标,并可以把对流层天气预报的时限提高到3个星期以上。综述这一领域在最近几年的研究进展,阐述平流层异常影响对流层天气系统的物理机制和总结各种不同的学术观点,并对将来研究中应注意的问题提出了建议。

关键词:平流层—对流层相互作用,北极涛动,波—流相互作用,行星波,天气系统,天气预报
中图分类号: P467 **文献标识码:** A

1 引言

大气平流层指的是地球大气10~50 km高的一层,粗略地估计,它的质量仅占地球大气总质量的15%左右^[1]。对流层是从地面到大约10 km高的一层,其质量大约是大气总质量的85%。由于观测事实表明天气现象主要发生在大气对流层,又由于如此大的质量差别,人们传统上一般认为平流层仅被动地接受对流层变化的影响,而很难驱动或很少能够将对流层的天气和气候产生重要的影响,所以,人们过去在研究天气和气候变化时主要关心的是对流层的变化以及对流层变化对平流层的影响,而很少关心平流层变化对对流层的影响。

最近几年,这种“平流层仅被动地接受对流层变化的影响”的传统观点由于两大问题的研究进展而有所改变,第一是关于平流层臭氧损耗的问题,自

20世纪70年代末,平流层臭氧系统性地减少,尤其是在两极地区^[2~4]。观测分析研究建议平流层两极的臭氧损耗通过动力学过程造成了近二三十年来两个半球中高纬度冬末春初对流层大气环流的改变和地面的增温现象^[5~8]。第二是关于北极涛动(AO)的提出和研究^[9](AO也被称为北半球环状模(NAM),在这里我们将其统称为AO)。在冬季,AO具有深厚的垂直结构,自地面延伸到平流层,反映了对流层和平流层密切的动力学相关性^[5,9~11]。观测分析发现无论正位相或负位相的AO异常,它们总是首先在平流层上层发生,然后向下传播,经过大约3个星期或2个月的时间到达地面^[12],当强的AO异常自平流层下传到对流层后,它们能够引起对流层大气环流的改变并对对流层天气系统产生重要的影响^[10~16]。特别地,一些学者提出平流层AO异常的信号可以作为预报对流层天气变化的先行指

收稿日期:2006-01-26,修回日期:2006-05-25。

* 基金项目:国家自然科学基金重点项目“北平流层异常对亚洲及北太平洋地区的天气气候影响研究”(编号:40533016)、国家自然科学基金面上项目“使用全球气候模式研究冬季早期和晚期相反气候趋向”(编号:40575031)、教育部科学技术研究重点项目“冬季早期和晚期相反气候趋向的研究”(编号:106002)资助。

作者简介:胡永云(1965-),男,河南唐河人,博士,教授,主要从事大气动力学和气候学研究。E-mail: yyh@pku.edu.cn.

标^[15,16]。

关于平流层极地臭氧损耗对对流层大气环流和气候的影响,读者可参见相关的综述文章^[17]。本文所关心的是第二个问题的研究进展,也就是平流层异常对对流层天气系统的动力影响。在本文的第二

部分,我们将简述平流层—对流层动力耦合的基本原理,第三部分介绍最近几年来关于平流层异常影响对流层天气系统的研究进展;第四部分讨论目前该研究领域中存在的问题和不同的学术观点,第五部分是结论。

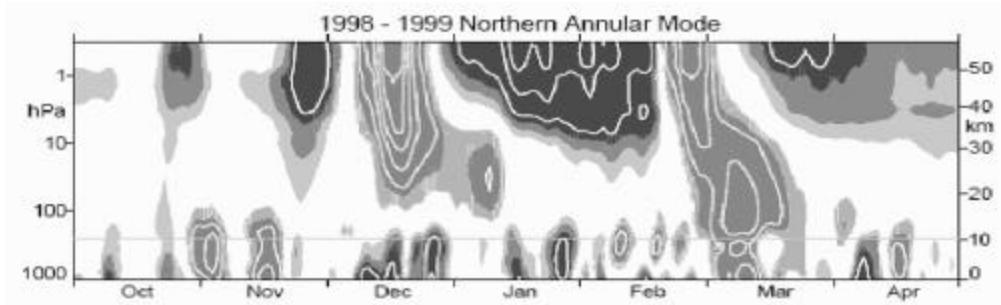


图 1 1998—1999 年冬季北极平流层 2 次爆发性增温过程中 AO 指数在时间-高度剖面图上的演变情况。红色表示负的 AO 指数,也就是爆发性增温时的 AO 指数,蓝色表示极涡或极夜急流恢复时的 AO 指数,白色区域对应的是弱的 AO 指数,也就是 AO 指数介于 -0.5 ~ 0.5 的范围。灰色水平线指的是对流层顶的大致位置^[13]

Fig.1 Time-height daily evolution of AO indices during the 2 stratospheric sudden warming events in the Arctic. Red color corresponds to negative AO indices (sudden warmings), while blue color corresponds to positive AO indices (strong polar vortex). AO indices between -0.5 and 0.5 are not shaded (white color). The horizontal grey line approximately indicates tropopause^[13]

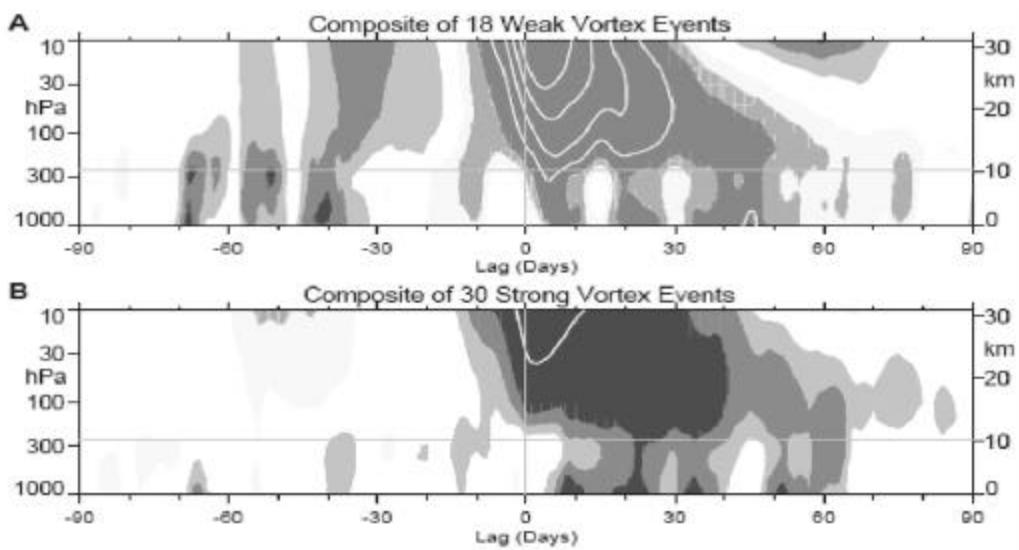


图 2 18 个弱极涡(或爆发性增温)以及 30 个强极涡分别合成的 AO 指数的时间-高度剖面图。图中的红色代表负的 AO 指数,蓝色代表正的 AO 指数,白色区域对应的是弱的 AO 指数,也就是 AO 指数介于 -0.25 ~ 0.25 的范围,等值线表示的是 AO 指数的大小

Fig.2 Composites of time-height evolution of AO indices for (A) 18 weak polar vortex events (negative AO) and (B) 30 strong polar vortex events (positive AO). The color shading is the same as in Figure 1, except for that weak AO indices between -0.25 and 0.25 are not shaded^[13]

2 平流层—对流层的动力耦合

关于平流层 - 对流层动力耦合的详细讨论,有兴趣的读者可以参考 Andrews 等^[1]的经典教科书,该书主要讨论了平流层的动力学问题以及对流层对平流层的动力影响,限于当时的研究进展,该书并没有涉及太多平流层对对流层影响的问题。简单地讲,大气的平流层和对流层主要是通过行星波的活动而动力地耦合在一起的,这是因为只有行星波(波数为 1 和 2 的波动)才可以自对流层向上传播进入平流层^[1]。较小尺度的天气尺度波仅存在于对流层。大气的这两层中任何一层的改变都会对行星波的传播产生影响并通过行星波的变化而影响另一层。根据观测事实和 Charney 等^[19]的理论,行星波只能在西风气流中传播,那么平流层—对流层的动力耦合应仅发生在冬半年(球),在夏半年(球)平流层盛行东风气流,对流层的行星波将无法进入平流层。所以,本文所讨论的平流层—对流层的动力耦合问题均指的是冬半球,尤其是北半球的冬季。在南半球,行星波相对较弱,平流层—对流层的动力耦合也比较弱,平流层南极之所以很少出现爆发性增温便是因为南半球的行星波较弱。

一般认为,准定常行星波是由于地球表面的地形和海陆温差造成的,行星波在对流层生成后向上传播进入平流层,由于大气的密度随高度呈指数递减,行星波的振幅随高度的增加而增大,当行星波传播至平流层的某一高度时,它们便会因为太大的振幅而破碎。根据波流相互作用的理论^[1],行星波破碎后释放的能量(表现为 EP 通量辐合)将导致西风气流减速,如果行星波足够强,其破碎后释放的能量甚至可以使平流层正常情况下的西风气流转变为东风。在北半球,每隔 2 年左右的平流层极地爆发性增温便是由强行星波在平流层破碎后造成的,在爆发性增温事件中,极涡崩溃,极地温度可在数日之内增加三四十度,平流层西风转换为东风,而且东风可从极地延伸至 60°N 以南的地区。相反,如果某一个冬季的对流层行星波活动较弱,平流层的西风便较强,形成强的极夜急流和异常寒冷的极涡;另一种情况是,如果平流层极夜急流较强,它将不利于行星波垂直发展以及自对流层向平流层的传播,以至于对流层的行星波较弱。当行星波破碎造成平流层西风减速后,太阳辐射产生的经向温度梯度则趋于加速平流层西风气流,但辐射的热力恢复过程比较缓慢,每一次强的行星波破碎或爆发性增温之后,平流

层中高纬度的风场和温度场大约需要 1 ~ 2 个月的时间过程恢复到接近于正常的状态。这两种过程的相互交替使得平流层风速出现 1 ~ 2 个月的振荡,这便是 Holton 等^[19]所提出的平流层振荡现象。

当行星波在某一层次破碎并造成那里的西风气流发生变化后,这种变化将向下传播。例如,爆发性增温造成平流层中高层高纬度风向转换为东风,东西风之间的转换区(也就是 0 风速线附近)对于准定常行星波来说是一个临界层,后来的行星波在该临界层附近的破碎将导致东风区域向下扩展,使得东风区随时间不断地向下传播,这种向下传播的现象不仅出现在强的爆发性增温事件中,也出现在弱的行星波破碎事件中。同样的是,在行星波破碎或爆发性增温之后,西风气流由于辐射作用而加速的过程也会从平流层高层向下传播。这里的平流层中高纬度风场异常的向下传播机制有点类似于热带平流层低层的准两年振荡(QBO),它们的能量均来自于对流层大气波动,通过波—流相互作用自高层向下层传播,它们之间的不同是热带 QBO 的能量来源是热带重力波在平流层中层的破碎,而中高纬度冬季西风异常下传是由于行星波在平流层中上层破碎造成的。当平流层风场发生变化后,它将影响大气行星波的向上发展和传播,由于行星波具有深厚的垂直尺度,它将受平流层异常的影响而产生变化,其变化将进一步影响对流层,这便是我们在这篇文章中关心的中心问题。平流层 AO 异常的与这里所讨论的风场异常的向下传播在道理上是一样的,都是行星波和气流之间的相互作用的结果。

3 平流层 AO 异常和对流层天气系统

最早发现平流层环流异常可以对对流层天气系统产生影响的是 Quiroz^[20],他通过对 1977 年 1 月一次爆发性增温过程的分析发现当平流层北极出现爆发性增温时,平流层中高纬度纬向环流出现反气旋性异常(西风气流减速),而且该反气旋异常从平流层一直延伸到地面并影响对流层的天气系统。针对这一问题的系统性分析和研究是由近几年关于 AO 的研究开始的。AO 是经验正交函数(EOF)的第一个模态,它描述的是气压场或其它气象要素场在中纬度和极地之间类似于一个“跷跷板”的空间分布,也就是当北极地区的气压偏低时,中纬度地区存在着一个环状的高压区,这种分布被称之为 AO 的正位相,反之则为负位相,这种空间结构不仅存在于近地面层,而且一直延伸至平流层。在近地面, AO 有 2

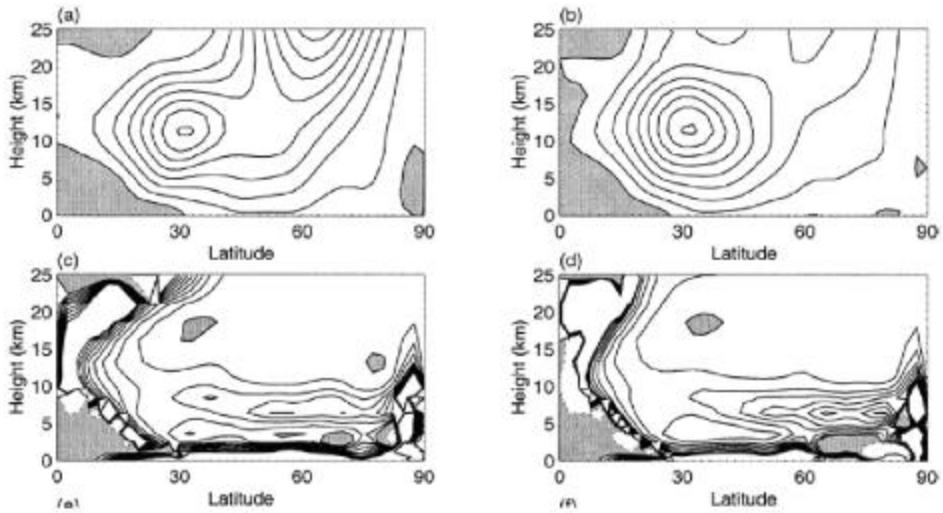


图3 (a)和(b)分别是1989年和1987年1月的平均纬向风分布,阴影部分代表东风,等值线依次为0、5、10、15 m/s。1989年1月对应正位相的AO,纬向风的分布特征是极夜急流较强,副热带急流较弱。1987年1月对应负位相的AO,风速分布特征与1989年1月相反,极夜急流较弱,副热带急流较强。(c)和(d)分别是对应1989和1987年1月的第1波的折射指数分布(a^2n^2 , a 为地球半径, n^2 为折射指数),两图相比较可以看出折射指数在1987年1月较大,最大值位于 $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{N}$,这说明在1987年1月行星波更易于自对流层向平流层极地传播^[30]

Fig. 3 (a) and (b) are monthly zonal-mean zonal winds in January, 1989 and January, 1987, respectively. Dark shading areas indicate easterly winds. Solid contours indicate westerly wind velocity. Contours are 0, 5, 10, 15 m/s, and so on. In January, 1989, the AO was in the positive phase while in January, 1987, the AO was in the negative phase. Comparing (a) with (b), one can find that westerly wind distribution in Figure 3a is characterized by a stronger polar night jet and a weaker subtropical jet. (c) and (d) are spatial distributions of the refractive index multiplied by the square of the earth radius, a^2n^2 (a is the earth radius, n^2 is the refractive index) for wavenumber-1 for January, 1989 and January, 1987, respectively. The refractive indices in both 1989 and 1987 have maxima in the upper troposphere. However, the maxima in 1987, located between $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{N}$, are greater. This means that in January, 1987, it is more readily for planetary waves to propagate into the stratospheric polar region^[30]

个中心,一个位于北大西洋,另一个相对较弱的中心位于北太平洋,随着高度的升高,AO的中纬度部分更趋近于一个环状空间分布。虽然关于AO是否是一个物理模式还是由统计方法产生的模式还存在争论^[21],但大量的研究表明该模式确实可以有效地用于刻画和描述中高纬度地区环流变化的重要特征,Thompson等^[3]指出在北半球AO可以解释对流层方差的25%~30%和平流层方差的50%。

Baldwin等^[10]发现无论正位相或负位相的AO异常,它们总是在平流层上层首先发生,然后向下传播,经过大约3个星期到达地面,但并不是所有的AO异常都可以传至对流层,只有相当强的平流层AO异常才可以向下传播至对流层甚至地面。他们又发现当平流层AO异常传播至平流层的最低层时,该异常在那里持续将近2个月的时间,与此同

时,对流层AO也出现明显的异常。在大部分情况下,对流层和平流层AO异常有着相同的符号,但并不都是这样。例如,在1998-1999冬季平流层北极发生了2次爆发性增温,时间分别为12月份和2~3月份(见图1),在12月份的爆发性增温过程中,平流层是负的AO异常(红色),对流层相对应的是正的AO异常(蓝色),但在2~3月份的爆发性增温中,对流层相对应的也是负的AO异常。当把18个弱极涡或爆发性增温事件(也就是AO的指数小于-3.0)以及30个强极涡事件(AO指数大于1.5)分别合成在一起时(见图2),对流层AO异常与平流层的AO异常有着相同的符号,也就是负的平流层AO异常在对流层相对应的也是负的AO异常,而正的平流层AO异常在对流层相对应的也是正的AO异常。从图1和2中我们还可以看到平流层和对流

层天气过程在时间尺度上的不同,平流层“天气过程”的时间尺度大约是 1 - 2 个月,而对流层天气过程的时间尺度大约是 10 天左右。

通过分析北大西洋和欧洲大陆的天气系统对平流层 AO 异常下传的垂直对应关系, Baldwin 等^[10]发现正的平流层 AO 异常向下传播常伴随着较强的北大西洋西偏南气流,这样的流场把温暖的海洋空气吹向欧洲大陆中南部,又由于欧洲大陆中南部被高压控制,该区域温暖晴朗,而北部欧洲多风暴和寒冷天气。与此相反的是,当负的平流层 AO 异常下传至对流层时,欧洲大陆盛行偏西北气流,欧洲大陆被低压控制,西北气流把极地冷空气带往欧洲大陆中北部,该区域多寒冷风暴天气,与此同时,北美大陆的东北部也同样受偏西北气流影响而较寒冷^[22, 23]。Wallace 等^[23]特别强调了冬季平流层和对流层的动力耦合对对流层天气系统发展的重要性,他们指出当平流层极夜急流较强时,对流层中高纬度盛行平直西风气流,阻塞系统不容易发展,相反当平流层极夜急流较弱时,对流层西风气流常呈现大槽大脊,阻塞系统容易发展。Thompson 等^[14]的统计分析也给出了类似的结果,他们尤其注意到当平流层和对流层 AO 均处于正位相时,北美和欧亚大陆的阻塞事件较少,中纬度大陆地区较温暖,而当 AO 处于负位相时,阻塞事件较多,阻塞高压的崩溃把极地冷空气带往中纬度地区,所以中纬度地区偏冷。Thompson 等^[14]给出的统计结果是在 1958—1997 年这 40 年里北大西洋阻塞在 AO 正负位相期间的数目分别是 1 和 225,俄境内的阻塞在 AO 正负位相期间的数目分别为 29 和 82。

也有学者从位势涡度的观点指出平流层异常可以对对流层天气系统产生重要影响, Hartley 等^[24]以及 Black^[25]通过对平流层 - 对流层位势涡度场相关性的分析发现,平流层位势涡度异常可以诱发对流层位势涡度的变化并对对流层的天气系统产生重要影响。他们特别指出不仅这些由于对流层准定常行星波上传造成的平流层变化(如爆发性增温)可以反过来影响对流层天气系统,平流层自身的移动波也可以对对流层天气系统变化产生明显的影响。

我们知道,对流层中高纬度的天气变化由于受到不同尺度波动的影响而较为负杂,其时间尺度大约为 7 - 10 天,有效数值天气预报的时间尺度也大约在这个时间范围。相比较而言,平流层“天气系统”是仅仅和行星波联系在一起的,平流层的“天气过程”也就是从一个行星波的破碎到辐射热力恢

复)也因而相对单纯,持续时间也较长,如前面所述,平流层“天气过程”的时间尺度大约是 1 - 2 个月。如果平流层变化确实对对流层有着重要的动力学影响的话,那么从理论上讲,平流层“天气”变化的信号确实可以扩展对流层天气预报的有效时间尺度。由于 AO 异常首先在平流层的中上层(10 mb 以上的层次)产生,又由于它需要 3 个星期传播至地面以及在平流层底层持续近两个月的时间, Baldwin 等^[13]、Thompson 等^[14]、Baldwin 等^[15, 16]建议平流层的 AO 异常信号有可能把对流层天气预报时效提高到 3 个星期以上。

Baldwin 等^[15, 16]又进一步指出热带平流层中低层的 QBO 有可能为对流层中高纬度冬季的天气或气候预报提供更早的信息。我们知道, QBO 的准周期大约是 27 个月,所以,我们差不多可以提前一年预报热带平流层中低层的风向。当 QBO 处于东风位相时,热带平流层低层的东风和中高纬度的西风之间形成一个零风速临界层,在冬季,准定常行星波将被该临界层反射向极地方向^[1, 26, 27],其结果是造成平流层中高纬度地区较强的行星波动^[26, 28],较强的行星波易于造成平流层北极爆发性增温的发生^[27]或极涡减弱(负的平流层 AO 异常),中高纬度地区也因而易于出现阻塞系统和寒潮天气。相反,当热带 QBO 处于西风位相时,由于不存在零风速临界层,行星波可以向赤道方向传播,中高纬度地区的行星波因而相对较弱,极夜急流或极涡较强(正的平流层 AO 异常),在这种情况下,对流层中纬度地区的西风气流也较强,阻塞和寒潮天气较少。这样,我们差不多可以提前一年预测下一年冬季的气候。Thompson 等^[12, 14]的统计结果表明当热带 QBO 是东风时,北半球中高纬度地区冬季的寒冷天气的确比 QBO 处于西风时明显偏多。根据以上这些研究, Baldwin 等^[16]提出了平流层变化的信息是天气预报中不可或缺的部分,将来的天气或气候数值预报模式应包括平流层,至少包括较为真实的平流层底层。

4 争论和需要解决的问题

上面的讨论说明平流层异常对对流层天气系统有着重要的影响,但是,这方面的研究才刚刚起步,关于平流层异常影响对流层天气系统的物理机制还存在争论,能否使用平流层的异常信号预报对流层天气变化以及如何把这一信号运用到实际的天气预报中等基本问题还需要深入的研究。Baldwin 等^[15, 16]提出平流层 AO 异常影响对流层天气系统是

平流层环流(风场)的变化直接作用在对流层的天气尺度波(斜压波)上造成的,他们认为天气尺度波可以延伸到对流层顶以上几公里的地方,这些天气尺度波可以感应到平流层底层风场的变化,可是他们并没有提出这方面的明确证据。现有的研究结果表明即使大气第3波在平流层底层已相当微弱^[29],天气尺度波应很难延伸入平流层并对平流层变化有强烈的感应。虽然平流层环流(风场)的变化直接作用在对流层的天气尺度波是有可能的,但它是否是导致对流层天气变化的主要原因还值得商榷。

Hu等^[7]以及Hu等^[8]认为平流层变化对对流层的影响是通过行星波垂直传播的影响而起作用的。他们通过分析和计算行星波的折射指数发现行星波自对流层向平流层的传播对对流层顶附近的风速变化非常敏感,也就是当 60°N 对流层顶附近的风速较大时,行星波倾向于向赤道方向传播,对流层中高纬度的波动较弱,相反,较弱的对流层顶附近的风速有利于中纬度地区的行星波向上和向极地传播。这一观点可以利用行星波折射指数与西风气流的关系式加以阐述,方程(1)是折射指数公式,

$$n^2(y, z) = \frac{u^2}{a^2} - \frac{(k)^2}{\cos^2} - \frac{(f)^2}{2NH} \quad (1)$$

这里

$$\frac{u^2}{a^2} = \frac{2}{a} \cos - \frac{1}{a^2} \left[\frac{(\partial \phi / \partial \lambda)}{\cos} \right] - \frac{f}{2} \left(\frac{\partial \phi}{\partial N} \right) \quad (2)$$

是纬向平均位势涡度的经向梯度, $\frac{\partial \phi}{\partial \lambda}$ 、 N 、 H 、 f 、 a 和 f 分别代表纬向风的纬向平均风速、纬向波数、浮力频率、标高、科氏力参数、大气密度、地球半径、地球自转角速度和纬度,下标表示在经向和垂直方向的微分。折射指数所反映的意义是某一个区域的 n^2 愈大,波动愈易于向该区域传播。相反,某一区域的 n^2 愈小,波动愈不容易朝该方向传播。方程(1)的第2项取决于波数 k ,第3项基本是常数,所以,对于某一波数 k ,折射指数基本由第1项决定。从第1项中可以看出,折射指数与水平位势涡度梯度成正比,与位向风速成反比,也就是说强的西风不利于行星波的传播(尤其是在西风急流中心区域)。在方程(2)中,虽然位势涡度梯度取决于纬向风在经向和垂直方向的一阶和二阶微分,但Hu等^[7]的计算表明风速本身的大小对折射指数的影响最大。行星波的传播对基本流的敏感性可以从图3所示的第1波的折射指数的空间分布及其与纬向风的关系中看到。在1989年1月(图3a), AO 处于正位相,极夜急流较强,对流层顶附近的纬向风也较大。相

反,1987年1月(图3b)对应 AO 的负位相,极夜急流较弱,对流层顶附近的西风也较弱。在这两种情况下,折射指数的最大值均位于对流层上层,但图3d中的最大值显然比图3c中的最大值大得多。Hu等^[7]发现这主要是因为1987年1月对流层顶附近的纬向风相对较弱。Hartmann等^[31]的使用EP通量阐述了行星波传播和纬向风之间的关系,他们的结论(见Hartmann等^[31]的图3)与这里折射指数所表示的意义是一样的。Kushner等^[32]的数值模拟结果也建议平流层变化主要是通过对行星波的影响来影响对流层的,他们同时也指出对流层天气尺度波和西风气流之间的正反馈作用加强了平流层变化对对流层的动力影响。综上所述,有两种观点解释平流层环流或 AO 异常对对流层天气系统的影响,一种是平流层变化首先对行星波活动产生影响,再通过行星波和天气尺度波如斜压波之间的相互作用来影响对流层天气系统。另一种是当平流层异常传播至平流层底层时,平流层异常直接作用于对流层天气系统或天气尺度波。

Polvani等^[33]不太赞成Baldwin等^[13]以及Thompson等^[14]的观点。他们认为平流层 AO 异常源于对流层行星波的活动情况,强的对流层行星波可以导致负的平流层 AO 异常,而弱的对流层行星波对应于正的平流层 AO 异常,所以,那些看似由于平流层 AO 异常下传诱发的对流层天气变化实际上仍是由于对流层行星波活动造成的,他们指出Baldwin等^[13]的关于对流层 AO 异常或天气变化源于平流层高层的观点有误导的弊端。Polvani等^[33]的分析结果表明对流层上层中高纬度地区EP通量的平均垂直分量与平流层极涡的负相关系数达到-0.8(对流层顶附近EP通量垂直分量的大小代表着进入平流层的行星波的强弱),所以,他们建议与其使用平流层 AO 异常的信号作为预报对流层天气变化的先行指标,还不如使用对流层高层EP通量的垂直分量作为先行指标,他们发现对流层高层强的EP通量垂直分量异常通常领先对流层天气系统异常60天左右。Polvani等^[33]与Baldwin等^[13]以及Thompson等^[14]的不同点实际上是强调了一个问题的不同方面,前者强调天气变化的来源,而后者意味着行星波上传后造成的平流层风场的变化,该变化对对流层天气系统产生影响,这与对流层行星波变化直接对天气系统造成的影响是不一样的。

尽管Baldwin等^[13]的合成分析给出了相当强的 AO 异常下传以及对流层 AO 对平流层 AO 异常的

响应,但是 Charlton 等^[34]发现平流层 AO 异常仅能解释近地面 AO 变化的 5%,也就是说近地面 AO 变化与平流层 AO 异常的相关性相当小,平流层和对流层 AO 异常的垂直相关主要表现在平流层的最低层和对流层高层这样一个区域(250 ~50 mb)。使用简单的统计预报模式,他们发现在模式中加入平流层 AO 的信息仅能使近地面层 AO 的预报率提高 5%。他们还发现平流层和对流层 AO 异常的相关性主要发生在冬季晚期(2 ~3 月份)这一时期是北半球极涡趋于崩溃的时期,在冬季早期并没有显著的垂直相关性。

Black 等^[35]指出并不是所有的平流层 AO 异常都能诱发对流层天气系统变化,有些平流层 AO 异常仅存在于平流层,只有那些非常强的而且能够传至平流层底部的 AO 异常,在对流层有合适条件的配合下才能够对对流层的天气系统产生重要影响。Kodera 等^[36]根据观测分析的结果把 AO 分为 2 类,一类是仅存在于对流层的 AO,这类 AO 较弱,主要发生在冬季早期(11 ~12 月);另一类较强的 AO 是对流层 - 平流层耦合型的,具有深厚的垂直结构,当这一类 AO 出现时,平流层变化将会影响对流层的天气系统,这类 AO 主要发生在 2 ~3 月份,这与 Charlton 等^[34]的结论相类似。

根据以上讨论,我们建议将来对于平流层异常影响对流层天气系统的研究需要着重于以下几个方面:(1)通过对观测资料的诊断分析,详细和全面地揭示平流层异常对对流层天气系统影响的事实,如当平流层环流发生异常时,对流行星波和天气尺度波的活动特征,地面风暴的数目、强度和路径等的变化情况。Baldwin 等^[10, 33]等的分析注重于 AO,可是 AO 的变化只能解释地面月平均方差的 25%,将来的研究可以对平流层异常下传和对流层响应进行完整的分析。现有的关于平流层 AO 异常对对流层天气系统影响的工作更着重于欧美地区, AO 有一个中心位于北太平洋,尽管这个中心相对于北大西洋的中心较弱,它仍有可能反映平流层变化对该区域天气系统的影响,所以,将来的工作还应研究平流层异常过程对亚洲及北太平洋地区天气系统的影响,这对我国北方地区冬季的中长期天气预报尤其重要。(2)如上面所述,现有两种物理机制来解释平流层异常影响对流层天气系统的影响,直接的和间接的(通过行星波斜压波相互作用),到底哪一种机制起主要作用还需要进一步的详细的分析。如果是第二种,这将涉及行星波与天气尺度波的相互作

用的问题,这是大气动力学的一个经典问题,我们需要从理论上研究不同尺度波相互作用的问题。另外,几乎所有的研究都肯定平流层变化影响对流层的关键区域是对流层上层或对流层顶附近,而近地面层和平流层的直接相关非常弱。一个可能的解释是对流层上层是斜压波活跃的区域,当斜压波受到平流层变化影响时(直接或间接的)对流层上层的斜压波再进一步影响近地面层天气系统的发展,这意味着平流层和近地面层并非是直接相关的,对流层上层斜压波的变化起着枢纽作用,是否是这样需要将来的工作来验证。(3)最后,现有的研究主要以观测分析为主,这些工作还不能有效地揭示平流层异常影响对流层天气系统的物理机制,数值模拟可以帮助我们澄清这些问题。

5 结 论

近几年的研究表明平流层和对流层的动力耦合是非常密切的,在冬季,平流层并非仅被动地接受对流层变化的影响,强的平流层异常也有可能对对流层中高纬度天气系统产生重要的影响,平流层的异常信号可能对预报冬季对流层中高纬度的天气变化有着指标性作用。鉴于这一领域的研究才刚刚开始,有些基本问题没有解决,特别是平流层异常影响对流层天气系统的物理机制还不太清楚,这方面还需要进一步的观测分析、理论研究和数值模拟工作。另外,多大强度的平流层异常能够将对流层天气系统产生重要影响,在多大程度上平流层的异常信号可以作为预报对流层天气变化的先行指标,这些问题还需要更详细和定量的研究。从统计预报的观点来看,平流层异常信号有可能为对流层天气预报提供一个先行指标,但是如何把这一统计预报指标与数值预报相结合来延长天气预报时效还需要进一步探索。

参考文献(References):

- [1] Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. Middle Atmosphere Dynamics[M]. Academic Press, 1987: 489.
- [2] Solomon S. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history[J]. Review of Geophysical, 1999, 37: 275-316.
- [3] Randel W J, Wu F. Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratosphere due to ozone depletion[J]. Journal of Climate, 1999, 12: 1467-1479.
- [4] Ramaswamy V, et al. Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations[J]. Review of Geophysical, 2001, 39: 71-122.
- [5] Hartmann D L, Wallace J M, Limpasuvan V, et al. Can ozone

- depletion and greenhouse warming interact to produce rapid climate change[J]. *Proceedings of the National Academy Sciences* 2000, 97: 4121-4127.
- [6] Thompson D W J, Solomon S. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change[J]. *Science*, 2002, 296: 895-898.
- [7] Hu Y, Tung K K. Possible ozone induced long-term changes in planetary wave activity in late winter [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16: 3027-3038.
- [8] Hu Y, Tung K K, Liu J. A closer comparison of decadal atmospheric trends between Northern-Hemisphere early and late winter [J]. *Journal of Climate* 2005, 18: 2924-2936.
- [9] Thompson, D W J, Wallace J M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields[J]. *Geophysical Research Letters* 1998, 25: 1297-1300.
- [10] Baldwin M P, Dunkerton T J. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere[J]. *Journal of Geophysical Research* 1999, 104: 30937-30946.
- [11] Kodera K. On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the Northern Hemisphere [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 14077-14087.
- [12] Thompson D W J, Lee S, Baldwin M P. Atmospheric Processes Governing the Northern Hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation, in the AGU monograph on the NAO [M]. ed. by Hurrell J W, Kushnir Y, Visbeck M, Ottersen G, 2002.
- [13] Baldwin M P, Dunkerton T J. Stratospheric Harbingers of anomalous weather regimes[J]. *Science* 2001, 294: 581-584.
- [14] Thompson D W J, Baldwin M P, Wallace J M. Stratospheric Connection to Northern Hemisphere Wintertime Weather: Implications for Prediction [J]. *Journal of Climate* 2002, 15: 421-428.
- [15] Baldwin M P, Stephenson D B, Thompson D W J, et al. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts [J]. *Science* 2003, 301: 636-640.
- [16] Baldwin M P, Thompson D W J, Shuckburgh E F, et al. Weather from the Stratosphere [J]. *Science* 2003, 301: 317-318.
- [17] 胡永云. 平流层极地臭氧损耗对对流层气候的可能影响 [J]. *大气科学* 2006.
- [18] Charney J G, Drazin P G. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower to the upper atmosphere [J]. *Journal of Atmospheric Science* 1961, 66: 83-109.
- [19] Holton J, Mass C. Stratospheric vacillation cycles [J]. *Journal of Atmospheric Science* 1976, 33: 2218-2225.
- [20] Quiroz R S. Tropospheric-stratospheric polar vortex breakdown of January 1977 [J]. *Geophysical Research Letters* 1977, 4: 151-154.
- [21] Wallace J M. North Atlantic Oscillation/Northern Hemisphere annular mode, a phenomenon, two paradigms [J]. *Royal Meteorological Society* 2000, 126: 791-805.
- [22] Thompson D W J, Wallace J W. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode [J]. *Science* 2001, 293: 85-89.
- [23] Wallace J M, Thompson D W J. Annular modes and climate prediction [J]. *Physics Today* 2002, 55: 29-33.
- [24] Hartley D E, Villarin J T, Black R X, et al. A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere [J]. *Nature* 1998, 391: 471-474.
- [25] Black R X. Stratospheric forcing of surface climate in the Arctic Oscillation [J]. *Journal of Climate* 2002, 15: 268-277.
- [26] Holton J R, Tan H C. The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb [J]. *Journal of Atmospheric Science* 1980, 37: 2200-2208.
- [27] McIntyre M E. How well do we understand the dynamics of sudden stratospheric warmings [J]. *Journal of Meteorological Society of Japan* 1982, 60: 37-64.
- [28] Hu Y, Tung K K. Tropospheric and equatorial influences on planetary-wave amplitudes in the stratosphere [J]. *Geophysical Research Letters* 2002, 29: DOI 10.1029/2001GL013967.
- [29] Chen W, Takahashi M, Graf H F. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108: doi: 10.1029/2003JD003834.
- [30] Hu Y, Tung K K. Interannual and decadal variations of planetary-wave activity, stratospheric cooling, and Northern-Hemisphere annular modes [J]. *Journal of Climate* 2002, 15: 1659-1673.
- [31] Harman D L, Wallace J M, Limpasuvan V, et al. Can ozone depletion and greenhouse warming interact to produce rapid climate change [J]. *Proceedings of the National Academy Sciences*, 2000, 97: 4121-4127.
- [32] Kushner P, Pölvani L. Stratosphere-troposphere coupling in a relatively simple AGCM: The role of eddies [J]. *Journal of Climate* 2004, 17: 629-639.
- [33] Pölvani L M, Waugh D W. Upward Wave Activity Flux as a Precursor to Extreme Stratospheric Events and Subsequent Anomalous Surface Weather Regimes [J]. *Journal of Climate* 2004, 15: 3548-3553.
- [34] Charlton A J, O'Neill A, Stephenson D B, et al. Can knowledge of the state of the stratosphere be used to improve statistical forecasts of the troposphere [J]. *Royal Meteorological Society* 2003, 129: 205-224.
- [35] Black R X, Medaniel B A. Diagnostic Case Studies of the Northern Annular Mode [J]. *Journal of Climate* 2004, 17: 3990-4004.
- [36] Kodera K, Kuroda H. Tropospheric and stratospheric aspects of the Arctic Oscillation [J]. *Geophysical Research Letters* 2000, 27: 3349-3352.

On the influence of stratospheric anomalies on tropospheric weather systems

HU Yong-yun

(Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University Laboratory of Severe Storm and
Flood Disasters, Peking University Beijing 100871, China)

Abstract It was traditionally thought that the stratosphere has little influence on the troposphere. However, recent observational studies show that such a downward influence is significant and important. Especially, recent studies on the Arctic oscillation (AO) greatly advanced the research in this problem. It is found that stratospheric anomalies can have important influences on tropospheric weather systems, that is, in winter negative AO anomalies in the stratosphere can trigger extremely cold weather events in the midlatitude troposphere, whereas positive stratospheric AO anomalies can lead to warm weather. It is even suggested that signals of stratospheric anomalies can be used to predict tropospheric weather in Northern-Hemisphere winter time, which can expand the time scale of weather prediction up to 3 weeks. The present paper reviews the progress in this research area, explains the physical mechanisms of stratospheric influences on tropospheric weather systems, summarizes controversial points of views, and suggests some problems for future research.

Key words: Stratosphere-troposphere interaction; Wave-mean flow interaction; Planetary waves; Synoptic-scale systems; Weather prediction; Arctic oscillation.