

夏季青藏高原对流层—平流层交换过程及其气候效应的若干问题

卞建春¹ 范秋君^{1, 2} 严仁嫦^{1, 2}

(1 中国科学院大气物理研究所中层大气和全球环境探测重点实验室 (LAGEO), 北京 100029;

2 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 亚洲是目前世界上经济发展最快的地区, 其所带来的区域气候环境问题以及对全球气候环境的可能影响成为当前科学界关注的一个重要课题。一些研究表明, 夏季亚洲季风区是边界层大气成分(包括污染物)进入全球平流层的一个重要通道, 其中青藏高原由于高大地形的作用而具有重要的地位。从以下几个方面介绍了研究进展及存在的问题: 夏季亚洲季风区上对流层/下平流层(UTLS)大气成分及对流层顶气溶胶层的分布特征、卷云及深对流活动特征、夏季南亚高压反气旋环流特征及其对大气成分分布的作用。指出南亚高压反气旋控制区不仅是对流层示踪物的高值区和平流层示踪物的低值区, 同时也是气溶胶和卷云覆盖率的大值区, 因而是全球比较特殊的地区, 从而可以进一步通过大气辐射、微物理、异相化学等过程对区域甚至全球气候环境产生重要影响。比较了亚洲季风区与北美季风区大气成分在UTLS区域分布的异同, 讨论了深对流快速输送和大尺度缓慢输送这两种不同尺度过程在大气成分分布的可能作用, 尤其对于不同大气成分输送作用的差异, 并讨论了南亚高压两种不同模态对UTLS区域大气成分分布的重要作用。最后提出了未来青藏高原对流层—平流层相互作用及其气候效应研究中需要关注的一些关键科学问题。

关键词: 平流层—对流层交换, 青藏高原, 亚洲夏季风, 南亚高压, 深对流, 大气化学

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2013.02.002

Summertime Stratosphere–Troposphere Exchange over the Tibetan Plateau and Its Climatic Impact

Bian Jianchun¹, Fan Qiujuan^{1,2}, Yan Renchang^{1,2}

(1 Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

Abstract: Currently, Asia is the world's fastest growing economic region, which will lead to regional and even global climatic and environmental issues, and these issues are becoming an important topic of concern for the scientific community. Some studies indicate that the Asian summer monsoon region provides a key pathway for the boundary layer species transport into the global stratosphere, in which the Tibetan Plateau plays an important role due to its tall and huge terrain. In this review, a few key scientific aspects and related issues are discussed as follows: atmospheric composition distribution in the upper troposphere and lower stratosphere (UTLS), tropopause aerosol layer, cirrus and deep convection activity over the Asian summer monsoon region, and variation of South Asia high and its impact on UTLS species distribution. It is pointed out that the region controlled by the Asian summer monsoon anticyclone is special in the boreal summer for its enhanced tropospheric tracers, aerosol, and cirrus fraction, and enhanced stratospheric tracers, which will have an important impact on regional and even global climate and environment through atmospheric radiation, microphysical and out-of-phase chemical processes. Inter-comparison is conducted between the Asian summer monsoon and the North American summer monsoon on the distribution of various species in the UTLS region, and the respective transportation roles of deep convection activity and large-scale circulation are discussed in determining the distribution of atmospheric species, particularly the variance on different species. Finally, a few critical scientific topics are put forward for future investigation on the stratosphere-troposphere interaction over the Tibetan Plateau and its impact on climate and environment.

Keywords: stratosphere-troposphere exchange, Tibetan Plateau, Asian summer monsoon, South Asia high, deep convection, atmospheric chemistry

收稿日期: 2012年1月10日; 修回日期: 2012年6月11日

第一作者: 卞建春(1969—), Email: bjc@mail.iap.ac.cn

资助信息: 国家重点基础研究发展计划(2010CB428602);

国家自然科学基金资助项目(40830102, 41175040)

1 引言

夏季亚洲季风环流是边界层水汽和大气成分进入全球平流层的一个重要途径, 自然或人为污染物通过该通道进入平流层后, 通过大气化学、微物理、

辐射等过程对臭氧层和全球气候产生重要影响,这已经成为目前国际科学界关注的热点问题。卞建春等^[1]对亚洲夏季风是低层污染物进入全球平流层的重要途径做了比较全面的综述。文中指出,周秀骥等^[2]根据卫星观测资料发现夏季青藏高原上空一直维持臭氧总量低谷,后来一系列研究围绕这样一个观点,即夏季青藏高原是对流层低空物质向平流层输送的一个重要渠道^[3]。但是,后来的分析研究表明,夏季青藏高原臭氧低谷现象的形成有两个方面的原因:一是青藏高原高大地形使得高原上空空气柱比平原地区少45%左右,相应地臭氧总量少约20DU;二是整个南亚高压控制区的上对流层/下平流层(UTLS)臭氧浓度低于同纬度其他地区^[4],同样造成臭氧总量偏少约20DU。因此,目前出现了一个新观点,即夏季整个亚洲季风区是对流层污染物进入全球平流层的一个重要通道^[5],而不仅仅局限于青藏高原地区^[1]。

为避免重复,本文将重点介绍以下几个方面的国内外进展及相关问题。

2 夏季亚洲季风区上对流层/下平流层大气成分分布特征

许多卫星观测资料分析研究表明:在UTLS区域,南亚高压系统内部的反气旋中心对应于大气成分极值中心。图1a是100hPa高度臭氧浓度分布,反气旋区是臭氧浓度的“低谷”,这也是夏季青藏高原臭氧低谷形成的一个重要因素^[4]。在UTLS区域,源于对流层的大气成分(如水汽、CO、CH₄、HCN)浓度明显高于其他地区^[5-7],图1b和图1c分别给出了100hPa高度

上CO和水汽的分布,可见南亚高压反气旋区是高浓度CO的“污池”和高浓度水汽的“湿池”;相反,平流层示踪物(如O₃、HNO₃、HCl)浓度明显偏低^[8]。

这里首先比较亚洲季风区与北美季风区的异同,其实这个问题早在2004年Gettelman等^[9]和Dessler等^[10]就已经指出。由MLS观测到的2005—2009年北半球夏季(6—8月)100hPa高度全球水汽分布(图1c)来看,全球存在两个水汽高浓度区,分别位于亚洲季风区与北美季风区上空,且两者浓度接近,分别为5.6和5.4ppmv(1ppmv=10⁻⁶)。但是其他大气成分并不存在这样的分布,例如CO,全球只存在一个高浓度区,即位于亚洲季风区上空(图1b);相类似,100hPa高度上的臭氧分布也只出现了亚洲季风区上空的低浓度区,北美季风区上空不存在大气成分极值中心(图1c)。亚洲季风区上空高浓度水汽、高浓度CO和低浓度O₃,这与该区域深对流系统中近地层空气向上输送的理论分析是一致的。但是在北美上空,我们只看到了高浓度水汽闭合中心,而没有看到季风系统输送的低浓度臭氧和高浓度CO的闭合区域。

Gettelman等^[9]和Dessler等^[10]都认同Randel等^[11]提出的观点,即北美与亚洲季风区上空的大值水汽中心都是低层水汽通过季风区深对流向上输送而造成的。但是对于其他成分的分布,Gettelman等^[9]认为由于亚洲季风环流更加强盛、更加深厚^[12],UTLS区域强大的反气旋环流抑制了反气旋核心内部与外界空气的混合,从而导致该区域水汽和CO浓度比较高而臭氧浓度较低;而北美季风区,由于季风环流比较弱,平流

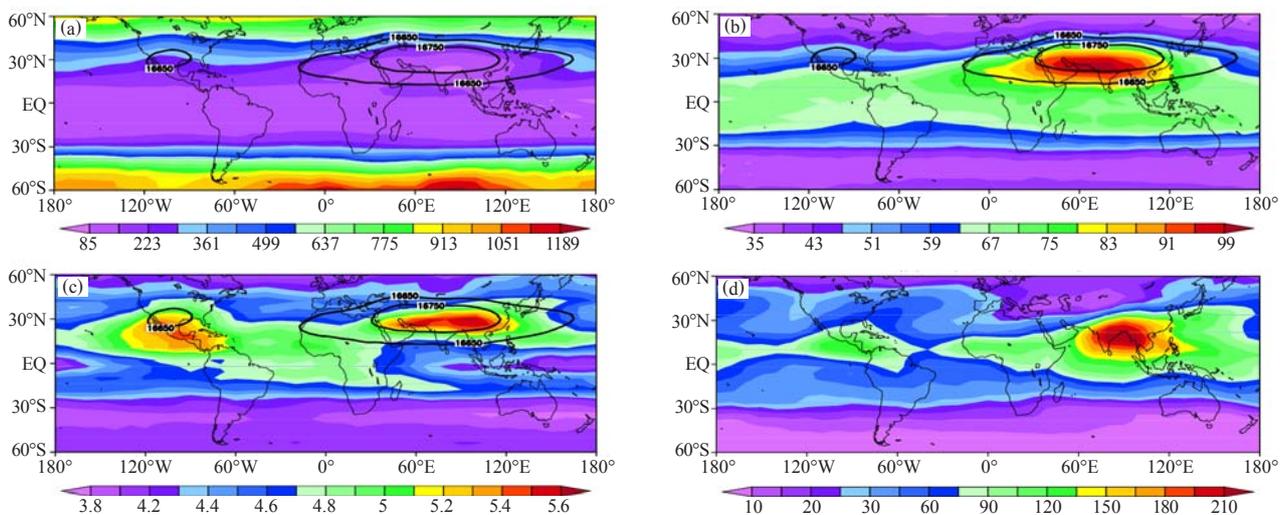


图1 北半球夏季(6—8月)平均UTLS区域大气成分分布:
(a—c)分别为100hPa高度的臭氧、CO和水汽分布;(d)为215 hPa高度的水汽分布;
(a—c)中的黑色等值线为夏季100hPa高度的位势高度(2005—2009年6—8月的平均);
资料来源于Aura星载MLS探测仪(2005—2009年)

层侵入现象比较频繁，从而与对流输送上来的空气混合更为频繁，冲淡了对流输送的效果，因而在北美上空并未形成极值闭合中心。而Dessler等^[10]则认为，深对流活动对大气成分的影响决定于该大气成分的“对流比照差”，即该成分在对流出流处与周边环境的浓度差异。由于在UTLS区域水汽“对流比照差”非常大，因此对流效应比较显著，即水汽浓度主要决定于深对流输送作用；而臭氧、CO等“对流比照差”较小，因此对流活动的效果比较弱，它们的浓度主要决定于水平平流以及Brewer-Dobson环流输送。

在继续探讨这个问题之前，再来看看水汽分布在垂直方向上的差异。图1d显示全球水汽浓度在215hPa高度上存在三个大值区，分别是非洲季风区、北美季风区以及亚洲季风区，其中亚洲季风区上空水汽浓度明显大于其他区域，大值中心位于孟加拉湾上空（15°—22°N，75°—105°E），中心浓度超过200ppmv，差不多是另两个大值区中心浓度的2倍。很多研究表明，这是季风区深对流活动向上输送水汽造成的。Park等^[13]分析该高度上亚洲季风区水汽浓度变化与对流强度变化的相关关系时，发现它们之间有非常明显的一致性，相关系数达到0.86。

再向上看，在100hPa高度，尽管水汽总体分布特征大致相似，但是出现了一些明显的变化，主要有两个方面。一是尽管亚洲季风区仍然是水汽浓度最高的区域，但是优势明显下降了，北美季风区水汽浓度大值区范围与亚洲季风区相当，中心浓度值（5.4ppmv）也仅比与亚洲季风区（5.5~5.6ppmv）略小一些。二是水汽浓度大值区中心明显北抬，其中亚洲季风区大值区具有明显的纬向扩展，中心位置北移至30°N附近；北美季风区水汽浓度大值区则有经向扩展，中心位置也向北移动了5°~10°。很显然，100hPa高度水汽浓度高值区偏离了深对流活动区域，受到了大尺度环流的影响。Park等^[13]的分析也表明，100hPa高度上的亚洲季风区水汽浓度与对流强度的相关关系明显减弱；但是该高度CO浓度与对流活动仍然保持很高的相关。这些反映了在上对流层随着高度的抬升，由于深对流活动出现频数的显著减少，其对水汽的直接输送作用明显减弱，大尺度环流（以及温度分布）尤其是大尺度抬升冷却引起的脱水过程等开始占据主导作用。

接下来再讨论一下UTLS区域水汽同位素的分布结构。Randel等^[14]分析ACE-FTS观测水汽中的氢同位素（HDO）资料，看到北美夏季季风区UTLS区域HDO浓度存在一个大值中心，而季风系统更强大且深厚的

亚洲季风区则没有任何体现。我们知道，在UTLS区域HDO浓度的增大意味着深对流活动对水汽的强烈垂直输送作用，因为在缓慢的大尺度抬升冷却造成的脱水过程中，水汽中的HDO会首先凝结成液态水滴或冰相粒子而降落，从而到达UTLS区域的HDO浓度会明显减少；而深对流系统中的上升气流会将云中的冰相粒子（HDO含量较高）输送至UTLS区域，部分细小冰晶粒子会停留在该区域或蒸发，从而提高了该区域水汽中的HDO含量。但是不能据此就认为，亚洲季风区深对流对水汽的输送比北美季风区弱。我们注意到，在UTLS区域，亚洲季风区大气温度比北美季风区要低一些，而卷云覆盖率要明显高于北美季风区^[15]，一种可能就是亚洲季风区这些冰晶粒子含有较多的HDO（因为H₂O比HDO更易蒸发，而HDO比H₂O更易凝结），但由于温度低而未能蒸发出来，因而卫星遥感观测不能看到这些固态的HDO。

3 夏季亚洲季风区对流层顶气溶胶层的分布

前面已经看到，CO、HCN等不可溶性气相污染物可以通过夏季亚洲季风对流系统输送到上对流层甚至下平流层。那么是否也有大量细微气溶胶粒子进入上对流层呢？

李维亮等^[16]利用1985—1993年的SAGE II资料，发现北半球夏季在100hPa高度以孟加拉湾为中心延伸至青藏高原东南部为一气溶胶大值区。后来，周任君等^[17]利用1991—2005年HALOE资料分析了青藏高原上空气溶胶数密度、体积密度和面积密度的垂直分布及变化特征，发现一年四季高原上空气溶胶在对流层顶附近都存在一个极大值区，但是夏季浓度明显大于其他几个季节；与同纬度带中国东部地区和北太平洋上空相比较，青藏高原上空气溶胶数密度要大一些，差异主要出现在140~60hPa，其中夏季差异最突出，120hPa附近数密度约为中国东部的1.8倍，约为海洋上的5.5倍。Kim等^[18]利用1999年夏季在拉萨开展的地基激光雷达观测看到在14~19km高度范围气溶胶浓度明显高于背景气溶胶。Tobo等^[19]分析探空气球球载光学粒子计数器观测资料看到，该气溶胶层主要是由于有效半径小于0.6 μ m小粒子浓度的增强。Li等^[7]通过数值模拟，也在青藏高原上空看到气溶胶烟羽围困在150hPa高度附近的反气旋内。

最近，Vernier等^[20]利用CALIPSO星载云—气溶胶正交极化激光雷达（CALIOP）4年的观测资料发现，每年夏季亚洲季风区上空对流层顶附近都存在一个气溶胶层，并称之为亚洲对流层顶气溶胶层（ATAL）。ATAL地理范围为从地中海东部（向南至

北非)至中国西部(向南至泰国),垂直高度范围为13~18km(对应于等熵面360~420K),即对应于南亚高压反气旋的西部。他们还指出,该气溶胶层不同于平流层气溶胶层(Junge气溶胶层),后者主要受到火山喷发(尤其是热带火山活动)的影响,而ATAL显然与火山活动没有关系。一些初步分析显示,ATAL的存在似乎与亚洲季风区一级气溶胶及其前体物向上对流层的输送以及微物理与气粒转换过程有密切联系^[20,21]。但是目前对于ATAL的来源及其形成过程尚不清楚。例如,卫星观测无法区分不同类型的气溶胶以及粒子大小分布。要获取这些信息,需要通过气球探空或者高空飞机开展现场采样观测。

每年夏季大范围ATAL的存在会有多方面的效应。与低层气溶胶粒子一样,高空气溶胶层也会通过散射和吸收太阳辐射和地表辐射而影响大气能量收支,进而影响气候。气溶胶还会影响卷云的形成和特性,从而影响气候。例如,Solomon等^[22]的计算表明,过去10年(2000—2010年)平流层气溶胶增加产生的辐射强迫为 $-0.1\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,减弱了温室气体引起的全球变暖。在亚洲地区,由于人口众多以及经济快速增长,地面气溶胶及其前体物排放也快速增长,因而ATAL在将来有望进一步加强。ATAL的存在有可能通过南亚高压反气旋东沿向赤道气流输送到热带低平流层,进而通过全球Brewer-Dobson环流影响全球平流层气溶胶含量。过去十年来,由于没有强的火山喷发活动,Hofmann等^[23]曾把过去十年Mauna Loa和Boulder两站上空观测到(地基激光雷达)的平流层气溶胶(20~30km)增长归因于中国及南亚等煤炭燃烧产生的硫排放增加。不过,Vernier等^[24]则将此变化主要归因于热带地区几次中小型火山喷发。

4 夏季亚洲季风区卷云及深对流活动特征

深对流活动对于平流层—对流层交换很重要,因为深对流在穿越对流层顶的大气成分输送中起着重要

作用。例如,有研究认为1990年代全球平流层水汽增加可能与深对流活动(尤其是中纬地区)有关^[25]。此外,由于深对流能够在半个小时至数小时内将边界层污染物输送到对流主流出(main outflow)高度,这对于短寿命化学成分的输送尤其重要。但是,目前对于亚洲季风区对流活动的分布尤其是主流出高度的认识,具有很大的不确定性,尤其是对流输送在对流层顶附近的作用具有很大争议。在上对流层,主流出高度即使仅相差1~3km也会产生重要差异。因为在此高度大尺度垂直速度非常小,仅为mm/s量级,缓慢爬升1~3km需要数天时间,而对于深对流输送来说仅需要几分钟至几十分钟,这对于短寿命成分以及水汽的输送会有很大差异。

近期卫星观测分析表明:亚洲季风区也是夏季全球卷云出现频率高值区^[15],尤其在15km高度以上,该地区卷云出现频率仍达到50%左右(图2),远大于其他几个主要大值区,例如北美季风区以及非洲季风区。由图可见,卷云频率大值中心位置与南亚高压中心位置有一定的偏移,卷云频率大值中心不在青藏高原上空,而是位于其南面的孟加拉湾上空,并向中印半岛和南海方向扩展。Pan等^[15]分析了热力对流层顶上方云顶出现的频率,结果表明,在孟加拉湾上空云顶出现在对流层顶上方0.5km之上的频率超过20%。这与该地区夏季旺盛的对流活动是一致的。

但是在夏季亚洲季风区,关于深对流活动特征有不同的观点。例如,Fu等^[26]利用TRMM资料,把TRMM PR降雨强度大于0.5mm/h(这也是TRMM PR能够探测的最小值)所处的最高高度定义为对流顶高,他们统计分析了2004年8月和2005年8月的对流顶高随高度的分布,表明青藏高原及其南坡上空深对流(尤其是对流顶大于14km)发生频数比南亚季风区要高。他们认为,这是青藏高原抬升地表加热驱动的结果。相反,Park等^[13]认为最强对流活动发生在南亚季风区,而不是青藏高原及其南坡。不过,Park等^[13]

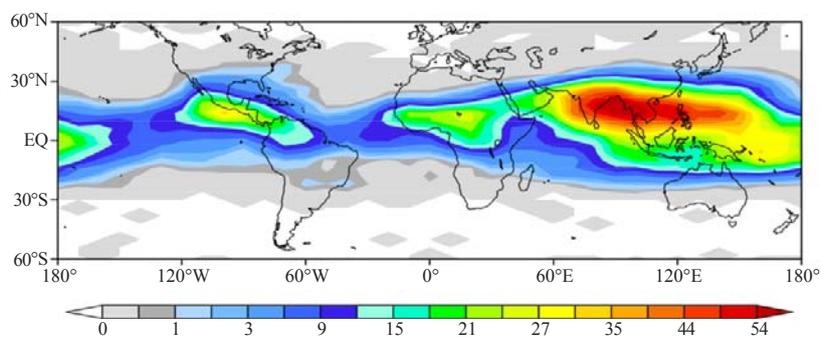


图2 北半球夏季(6—8月)15.5km高度上卷云出现概率分布,资料来源于CALIPSO星载CALIOP(2006—2009年)

用来表征对流强度的信息是向外长波辐射(OLR),因此这种深对流可能包含了一些与深对流不直接相关的高云。例如, Luo等^[27]认为热带卷云大约一半与对流卷出的云砧无直接关系。Houze等^[28]与Romatschke等^[29, 30]利用TRMM PR资料分析喜马拉雅山及南亚区域对流系统,也发现青藏高原上空对流活动明显弱于高原南坡以及南亚季风区;深厚强对流活动主要出现在陆地上空,主要分布在喜马拉雅山南侧的恒河流域(季风前)和喜马拉雅山西侧的低洼区域(季风期),在洋面上空出现频数要小得多,仅为陆地上空的1%~6%。此外,陆地上空深对流活动具有显著的日变化,最大频数出现在夜间;而洋面上空对流活动日变化不显著,只是在中午出现频数略微大一些。

由于TRMM PR仅能探测降水性粒子,无法探测云粒子,因此不能全面获取对流活动的结构。而CloudSat卫星携带的一个94GHz云廓线雷达(CPR)对云粒子和降水粒子都很敏感,以及CALIPSO卫星携带的云—气溶胶正交极化激光雷达还能探测很薄的云和云顶,因此综合利用CloudSat和CALIPSO观测可以用来分析亚洲季风区深对流云顶及其内部垂直结构^[31]。Luo等^[31]的分析表明,与南亚季风区以及青藏高原南坡相比较,青藏高原上空深对流活动要浅得多、频率少得多、水平尺度小得多,而青藏高原南坡与南亚季风区深对流出现频率与强度都差不多,只是南亚季风区水平尺度更大一些。需要注意的是,CloudSat与CALIPSO卫星无法提供对流活动的日变化,因为一天只有两次过境时刻(跨越赤道局地时间为1:30和13:30)。

上述这些研究已经给出了亚洲季风区夏季深对流活动的一些基本特征,但是在对流主出流高度分布方面的分析尚没有。因此,要弄清楚夏季亚洲季风区对流活动特征,包括地理分布、日变化、对流主出流高度随高度的分布等,可能需要利用包括地球静止卫星在内的等多源云参数观测资料,甚至需要新的卫星云探测器,以及发展恰当的分析方法来估计深对流活动的垂直输送作用。

5 夏季南亚高压反气旋环流特征及其作用

根据夏季亚洲季风区UTLS大气成分的分布特征,目前提出两个关键过程^[32]。第一个关键过程就是前面讨论的湿对流活动,深对流能够在数小时内将边界层污染物输送到对流主出流高度,这对于短寿命化学成分输送尤其重要。另一个关键过程是南亚高压内大尺度反气旋的缓慢垂直输送和快速水平混合过程。Li等^[7]在分析亚洲季风区UTLS区域存在CO浓度

大值闭合区时,提出南亚高压反气旋具有“围困”作用(trapping),即强大的南亚高压使得UTLS区域内的空气在较长时间内停留在反气旋控制中,无法扩散到反气旋外面。Randel等^[32]的轨迹模式计算表明,反气旋内部的空气块在20d之后有60%以上空气块仍停留在反气旋内。很显然,南亚高压反气旋的这种“围困”作用也是该区域许多其他大气成分极值中心存在的主要原因^[8]。

Zhang等^[33]分析南亚高压中心位置分布时,发现其具有两个主要区域,分别位于伊朗高原和青藏高原上空,并将南亚高压划分为伊朗模态和青藏模态,与这两个模态相对应的热力场结构和环流场结构都有明显不同的特征。这两种模态对应的对流层顶分布也有明显区别:在伊朗模态下,伊朗高原上空对流层顶抬升而青藏高原上空对流层顶下降;相反,在青藏模态下,伊朗高原上空对流层顶下降而青藏高原上空对流层顶抬升^[34]。相应地,这两种模态对臭氧总量以及UTLS区域大气成分也有显著影响^[34-36]。在伊朗模态下,对流层示踪物(例如H₂O、CO等)在伊朗高原上空含量增加而平流层示踪物(例如臭氧)浓度则减少,但在青藏高原上空对流层示踪物浓度减小而平流层示踪物增大;相反,在青藏模态下,在伊朗高原上空对流层(平流层)示踪物含量减小(增多),而在青藏高原上空对流层(平流层)示踪物浓度增加(减小)^[34]。

南亚高压的东缘是一支较强的向赤道气流,该气流将中高纬度大气成分输送至热带下平流层,因而对于平流层大气成分收支具有重要作用^[9, 12, 37-39]。目前看来,南亚高压反气旋环流的东西振荡以及其外缘环流结构的变化对于来自亚洲地区污染物通过反气旋向全球平流层的输送是一个重要的研究课题,目前这方面的研究尚不多,未来需要加强。

6 结语与讨论

根据经典的全球对流层—平流层质量交换图像,对流层空气由热带地区跨越对流层顶进入平流层,然后在Brewer-Dobson全球环流控制下,向极地方向和向中纬度对流层输送^[40];也就是说热带地区是对流层空气进入全球平流层的主要通道。但是由于热带地区下垫面主要是海洋,对流层空气比较清洁,由此进入全球平流层的对流层污染物贡献较小;而在亚洲季风区,由于中国、印度以及东南亚国家工农业发展比较迅速,对流层污染物比较严重,由此进入全球平流层的对流层污染物贡献显著。因此,在对流层污染物进入全球平流层大气过程中,亚洲夏季风可能是一个极

为重要的途径。

过去的研究主要依赖于卫星观测和数值模拟, 而缺乏亚洲季风区的野外观测数据。而且, 卫星产品在该地区的测量性能也缺乏现场观测数据的验证^[41]。为了进一步认识亚洲夏季风的大气成分分布变化特征及其全球气候环境效应, 需要更多开展亚洲季风区 UTLS 区域大气成分的现场观测, 包括气球探空甚至飞机观测。由于常规探空仪主要关注对流层天气, 其测量精度有限, 尤其是对流层中上层湿度测量误差很大^[42], 因此需要采用高精度的感应探头。近两年, 我们利用国际上精度比较高的水汽探空仪配合其他探空仪, 在昆明和拉萨初步开展的水汽/臭氧/卷云联合探空试验发现了一些具有重要价值的新事实, 值得进一步关注和深入分析。

最后, 我们列出未来夏季亚洲季风区平流层—对流层相互作用需要关注的一些关键科学问题:

(1) 深对流活动。前面我们已经指出, 深对流是低层大气成分进入 UTLS 区域的快速有效机制, 尤其对于短寿命成分非常关键。我们需要了解深对流活动特征 (包括地理分布、日变化、强度分布) 和动力结构特征是什么, 如何计算深对流的输送作用、深对流输送与大尺度输送的贡献。

(2) UTLS 区域卷云—气溶胶。对流云和卷云的精细特征是什么? 气溶胶的分布特征是什么, 有什么光学特性和化学特性? 卷云和气溶胶在对流层顶附近的辐射收支如何?

(3) 微物理过程。UTLS 区域气溶胶核化和增长过程以及卷云的形成机制是什么? 水汽脱水过程如何? 气溶胶输送以及气粒转化过程如何? 如何刻画湿沉降过程? 卷云—对流—气溶胶之间的相互作用如何?

(4) 大气化学过程。前面已经指出夏季亚洲季风区 UTLS 区域存在大量卷云和气溶胶层, 那么这些对于该区域异相化学反应的贡献如何? 发生哪些活跃的化学过程?

(5) 大尺度环流结构。前面提到南亚高压反气旋具有“围困”作用, 把反气旋内部及外界空气相对隔离开来, 对于 UTLS 区域大气成分分布具有很大影响; 此外反气旋的外缘也是热带空气与中高纬空气交换的重要路径。我们需要了解反气旋边缘的精细结构以及跨越边缘的重要交换机制是什么。

(6) 气候变率和长期变化。什么因素控制夏季亚洲季风区 UTLS 区域的年际变化? 在全球变化背景下反气旋如何演变? 亚洲季风区变率对全球气候环境的影响如何?

参考文献

- [1] 卞建春, 严仁熹, 陈洪滨. 亚洲夏季风是低层污染物进入平流层的重要途径. 大气科学, 2011, 35(5): 897-902.
- [2] 周秀骥, 罗超, 李维亮, 等. 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心. 科学通报, 1995, 40: 1396-1398.
- [3] 周秀骥, 李维亮, 陈隆勋, 等. 青藏高原地区大气臭氧变化的研究. 气象学报, 2004, 62: 513-527.
- [4] Bian J, Yan R, Chen H, et al. Formation of the summertime ozone-valley over the Tibetan Plateau: The Asian summer monsoon and air column variations. *Adv Atmos Sci*, 2011, 28(6): 1318-1325, doi:10.1007/s00376-011-0174-9.
- [5] Randel W J, Park M, Emmons L, et al. Asian monsoon transport of pollution to the stratosphere. *Science*, 2010, 328: 611-613, doi:10.1126/science.1182274.
- [6] Park M, Randel W J, Kinnison D E, et al. Seasonal variation of methane, water vapor, and nitrogen oxides near the tropopause: Satellite observations and model simulations. *J Geophys Res*, 2004, 109: D03302, doi:10.1029/2003JD003706.
- [7] Li Q, Jiang J H, Wu D L, et al. Trapping of Asian pollution by the Tibetan anticyclone: A global CTM simulation compared with EOS MLS observations. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L14826, doi:10.1029/2005GL022762.
- [8] Park M, Randel W J, Emmons L K, et al. Chemical isolation in the Asian monsoon anticyclone observed in Atmospheric Chemistry Experiment (ACE-FTS) data. *Atmos Chem Phys*, 2008, 8: 757-764, doi:10.5194/acp-8-757-2008.
- [9] Gettelman A, Kinnison D E, Dunkerton T J, et al. Impact of monsoon circulations on the upper troposphere and lower stratosphere. *J Geophys Res*, 2004, 109: D22101, doi:10.1029/2004JD004878.
- [10] Dessler A E, Sherwood S C. Effect of convection on the summertime extratropical lower stratosphere. *J Geophys Res*, 2004, 109: D23301, doi:10.1029/2004JD005209.
- [11] Randel W J, Wu F, Gettelman A, et al. Seasonal variation of water vapor in the lower stratosphere observed in Halogen occultation experiment data. *J Geophys Res*, 2001, 106: 14313-14325.
- [12] Dunkerton T. Evidence of meridional motion in the summer lower stratosphere adjacent to monsoon regions. *J Geophys Res*, 1995, 100(D8): 16675-16688, doi:10.1029/95JD01263.
- [13] Park M, Randel W J, Gettelman A, et al. Transport above the Asian summer monsoon anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers. *J Geophys Res*, 2007, 112, D16309, doi:10.1029/2006JD008294.
- [14] Randel W J, Moyer E, Park M, et al. Global variations of HDO and HDO/H₂O ratios in the UTLS derived from ACE-FTS satellite measurements. *J Geophys Res*, 2012, doi:10.1029/2011JD016632, in press.
- [15] Pan L L, Munchak L A. The Relationship of cloud top to the tropopause/jet structure from CALIPSO data. *J Geophys Res*, 2011, 116: D12201, doi:10.1029/2010JD015462.
- [16] 李维亮, 于胜民. 青藏高原地区气溶胶的时空分布特征及其辐射强迫和气候效应的数值模拟. 中国科学D辑: 地球科学, 2001, 31(S1): 300-307.
- [17] 周任君, 陈月娟, 毕云, 等. 青藏高原上空气溶胶含量的分布特征及其与臭氧的关系. 高原气象, 2008, 27(3): 500-508.
- [18] Kim Y S, Shibata T, Iwasaka Y, et al. Enhancements of aerosols near the cold tropopause in summer over Tibetan Plateau: Lidar and balloon borne measurements in 1999 at Lhasa, Tibet, China. *Proc SPIE*, 2003, 4893: 496-503, doi:10.1117/12.466090.
- [19] Tobo Y, Iwasaka Y, Shi G, et al. Balloon-borne observations of high aerosol concentrations near the summertime tropopause over the Tibetan Plateau. *Atmos Res*, 2007, 84: 233-241, doi:10.1016/j.atmosres.2006.08.003.
- [20] Vernier J P, Thomason L W, Kar J. CALIPSO detection of an Asian tropopause aerosol layer. *Geophys Res Lett*, 2011, 38: L07804, doi:10.1029/2010GL046614.
- [21] Lawrence M G. Asia under a high-level brown cloud. *Nature Geoscience*, 2011, 4: 252-253.

- [22] Solomon S, Daniel J S, Neely III R R, et al. The persistently variable background stratospheric aerosol layer and global climate change. *Science*, 2011, 333: 866-870, doi:10.1126/science.1206027.
- [23] Hofmann D, Barnes J, O'Neill M, et al. Increase in background stratospheric aerosol observed with lidar at Mauna Loa Observatory and Boulder, Colorado. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L15808, doi:10.1029/2009GL039008.
- [24] Vernier J P, Thomason L W, Pommereau J P, et al. Major influence of tropical volcanic eruptions on the stratospheric aerosol layer during the last decade. *Geophys Res Lett*, 2011, 38: L12807, doi:10.1029/2011GL047563.
- [25] Oltmans S J, Hofmann D J. Increase in lower stratospheric water vapour at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981 to 1994. *Nature*, 2002, 374: 146-149, doi:10.1038/374146a0.
- [26] Fu R, Hu Y, Wright J S, et al. Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2006, 103: 5664-5669, doi:10.1073/pnas.0601584103.
- [27] Luo Z, Rossow W B. Characterizing tropical cirrus life cycle, evolution, and interaction with upper-tropospheric water vapor using Lagrangian trajectory analysis of satellite observations. *J Climate*, 2004, 17: 4541-4563.
- [28] Houze R A, Wilton D C, Smull B F. Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM precipitation radar. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2007, 133: 1389-1411, doi:10.1002/gq.106.
- [29] Romatschke U, Houze R A Jr. Characteristics of precipitating convective systems in the South Asian monsoon. *J Hydrometeorol*, 2011, 12: 157-180.
- [30] Romatschke U, Medina S, Houze R A Jr. Regional, seasonal, and diurnal variations of extreme convection in the South Asian region. *J Climate*, 2010, 23: 419-439.
- [31] Luo Y, Zhang R, Qian W, et al. Intercomparison of deep convection over the Tibetan Plateau-Asian monsoon region and subtropical North America in boreal summer using CloudSata/CALIPSO data. *J Climate*, 2011, 24: 2164-2177, doi:10.1175/2010JCLI4032.1.
- [32] Randel W J, Park M. Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). *J Geophys Res*, 2006, 111: D12314, doi:10.1029/2005JD006490.
- [33] Zhang Q, Wu G, Qian Y. The bimodality of the 100 hPa South Asia high and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer. *J Meteor Soc Japan*, 2002, 20: 733-744.
- [34] Yan R, Bian J, Fan Q. The impact of the South Asia high bimodality on the chemical composition of the upper troposphere and lower stratosphere. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2011, 4: 229-234.
- [35] 周任君, 陈月娟. 青藏高原和伊朗高原上空臭氧变化特征及其与南亚高压的关系. *中国科学技术大学学报*, 2005, 35: 899-908.
- [36] 舒斯, 何金海, 刘毅, 等. 夏季青藏高原O₃低值与南亚高压东西振荡的关系. *气候与环境研究*, 2011, 16(1): 39-46, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2011.01.04.
- [37] Chen P. Isentropic cross-tropopause mass exchange in the extratropics. *J Geophys Res*, 1995, 100(D8): 16661-16673, doi:10.1029/95JD01264.
- [38] Bannister R N, O'Neill A, Gregory A R, et al. The role of the South-East Asian monsoon and other seasonal features in creating the 'tape-recorder' signal in the Unified Model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2004, 130: 1531-1554.
- [39] Wright J S, Fu R, Fueglistaler S, et al. The influence of summertime convection over Southeast Asia on water vapor in the tropical stratosphere. *J Geophys Res*, 2011, 116: D12302, doi:10.1029/2010JD015416.
- [40] Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. Stratosphere-troposphere exchange. *Rev Geophys*, 1995, 33: 403-440, doi:10.1029/95RG02097.
- [41] Bian J, Gettelman A, Chen H, et al. Validation of satellite ozone profile retrievals using Beijing ozonesonde data. *J Geophys Res*, 2007, 112: D06305, doi:10.1029/2006JD007502.
- [42] Bian J, Chen H, Vomel H, et al. Intercomparison of humidity and temperature sensors: GTS1, Vaisala RS80, and CFH. *Adv Atmos Sci*, 2011, 28(1): 139-146, doi: 10.1007/s00376-010-9170-8.

会议信息

- ◆ 2013年农业和自然资源工程国际研讨会 (ICANRE 2013), 2013年5月1—2日, 新加坡 (<http://www.icanreconf.org>)
- ◆ 2013年新能源与材料研究国际学术研讨会 (MREE 2013), 2013年5月15—16日, 南京 (<http://www.mree-conf.org/>)
- ◆ 第6届国际雾、雾采集和露水学术会议 (Sixth International Conference on Fog, Fog collection and Dew), 2013年5月19—24日, 日本, 横滨 (<http://www.fogconference.org/>)
- ◆ 第12届国际空气质量大气科学与应用会议 (12th International Conference on Atmospheric Sciences and Applications to Air Quality), 2013年6月3—5日, 韩国, 首尔 (<http://asaaq12.kr>)
- ◆ 第一届气候经济应用国际学术会议 (First International Workshop on Econometric Applications in Climatology), 2013年6月5—7日, 加拿大 (<http://econapps-in-climatology.webs.com/>)
- ◆ 第8届南极气象观测、模拟和预报学术会 (The 8th Antarctic Meteorological Observation, Modeling, and Forecasting Workshop), 2013年6月9—12日, 美国, 威斯康星 (<http://amrc.ssec.wisc.edu/meetings/meeting2013/program.shtml>)
- ◆ ECMWF-WWRP/THORPEX极地预报学术会 (ECMWF-WWRP/THORPEX workshop on polar prediction), 2013年6月24—27日, 法国, 图卢兹 (http://www.ecmwf.int/newsevents/meetings/workshops/2013/Polar_prediction/)
- ◆ 第二届能源和气象国际会议: 能源业的天气和气候 (2nd International Conference Energy & Meteorology: Weather & Climate for the Energy Industry), 2013年6月25—28日, 法国, 图卢兹 (<http://www.icem2013.org>)
- ◆ 气候变化、相关自然灾害和风险的数学学术会议 (Mathematics of Climate Change, Related Natural Hazards and Risks) 2013年7月29—8月2日, 墨西哥, 瓜纳华托 (<http://mpe2013.org/>)
- ◆ 洪水弹性国际会议 (International Conference on Flood Resilience, ICFR), 2013年9月5—7日, 英国, 埃克塞特 (<http://www.icfr2013.org>)
- ◆ 2013年EUMETSAT气象卫星会议暨第19届美国气象、海洋和气候会议 (2013 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference & 19th American Meteorology, Oceanography and Climatology Conference), 2013年9月16—20日, 奥地利, 维也纳 (http://www.eumetsat.int/Home/Main/News/Conferences_and_Events/820209?l=en)
- ◆ 2013年ISEM会议——全球变化背景下生态系统可持续性生态模拟 (The 19th biennial ISEM Conference - Ecological Modelling for Ecosystem Sustainability in the context of Global Change), 2013年10月28—31日, 法国, 图卢兹 (<http://www.meteo.fr/cic/meetings/2013/ISEM/>)
- ◆ 云计算与信息安全国际研讨会 (The International Workshop on Cloud Computing and Information Security), 2013年11月9—11日, 中国, 上海 (<http://www.ccisconf.org/>)