

# 2005年夏季亚洲季风区下平流层水汽的对流源区<sup>\*</sup>

陈斌<sup>\*\*</sup> 徐祥德 施晓晖

中国气象科学研究院 灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

**摘要** 利用高分辨三维 Lagrange 输送模式的数值模拟, 确定了 2005 年夏季亚洲季风区下平流层水汽的对流源区, 并初步探讨了其可能机制. 三维轨迹分析结果表明, 虽然青藏高原及其周边区域不是对流层向平流层质量输送的主要源区, 但却对下平流层水汽具有重要影响, 该区域贡献占整个亚洲季风区水汽垂直输送的三分之一强. 一方面, 夏季高原上空深厚的湿对流系统为对流层向平流层水汽输送提供了基础条件. 另一方面, 和其他区域相比, 高原区域上空对流层顶温度较高, 使得大气穿越对流层顶附近时避免了类似于热带对流层顶附近“冷点”的“冻干”脱水过程, 这是该区域成为对流源区的关键因素.

**关键词** 亚洲季风区 对流层顶 水汽输送 对流源区

最新的卫星资料分析表明, 夏季南亚高压系统控制下上对流层一下平流层(upper troposphere and lower stratosphere, 简称为 UT/LS)区域是水汽分布的异常大值区, 并在时间变化上呈现出一种所谓的“季风信号”特征<sup>[1]</sup>. 亚洲季风区进入平流层的水汽约占全球夏季进入平流层水汽输送的四分之三<sup>[2]</sup>, 该区域构成了全球夏季对流层向平流层水汽输送的一个重要“窗口”<sup>[3-5]</sup>, 对全球平流层水汽平衡具有重要的影响. 而水汽是一种极为重要的温室气体, 平流层水汽含量变化产生的辐射强迫将改变地气系统的能量平衡, 进而影响全球气候变化<sup>[6,7]</sup>. 近年来北半球夏季亚洲季风区 UT/LS 水汽输送过程及其机制研究引起了很多学者的注意, 已成为当前大气科学领域一个热点问题<sup>[2,5,8-14]</sup>.

夏季亚洲季风区是全球对流活动最为旺盛的区域, 垂直方向的输送过程尤其显著, 且由于南亚高压闭合环流的存在, 使得水平方向的输送对 UT/LS 水汽贡献相对较小. 就目前研究状况而言, 对流活动的抬升、加湿作用在夏季亚洲季风区 UT/LS 水汽分布和输送过程中的重要性已经获得了学者们的广泛认同<sup>[5,9,11]</sup>. 但

是, 亚洲季风区夏季进入平流层的水汽对流源区在哪里? 对于该问题的研究, 目前还存在争议. 如 Dethof 等<sup>[8]</sup>认为低纬热带区域对流活动是 UT/LS 大气加湿的主要原因, Dessler 和 Sherwood<sup>[9]</sup>认为是通过热带外区域的深对流抬升, 还有一种观点认为是这两者的共同作用<sup>[2,15]</sup>. 最近基于卫星资料分析结果, Fu 等<sup>[5]</sup>进一步强调了青藏高原区域对流的重要性, 认为夏季青藏高原热源驱动湿对流比季风区更为深厚, 可直接穿越对流层顶进入到平流层中, 其水汽输送总量甚至比低纬热带区域更大. 最近研究发现<sup>[6-18]</sup>, 平流层中水汽含量有增加的趋势, 而其原因和机制目前还不清楚. 亦有研究<sup>[19]</sup>指出, 季风对流活动的加强有可能是平流层水汽的增加原因之一. 因此, 正确的认识亚洲季风区夏季下平流层区域水汽的对流源区, 是正确评估平流层水汽变化对亚洲乃至全球气候影响的基础, 对于气候变化预测具有重要科学价值和现实意义.

最近, Lagrange 模式气块轨迹方法已被广泛应用于下平流层大气的近地层源区研究<sup>[20-22]</sup>. 过去研究多侧重于全球或半球尺度, 并没有特别针对亚洲

2009-04-30 收稿, 2009-06-02 收修稿稿

<sup>\*</sup> 中日政府间合作 JICA 计划、科技部国际合作项目(编号: 2007DFB20210, 2009DFB20540)、中国气象科学研究院基本科研业务费专项资金重点项目(批准号: 2008Z006)和灾害天气国家重点实验室自主研究项目(编号: 2008 LASWZ104)联合资助

<sup>\*\*</sup> E-mail: cbsdly792@126.com

©1994-2018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

季风区的研究,但是多数研究结果最后都强调了亚洲季风区的重要性.另外需要指出的是,以上多数研究考察的目标是通过对流层顶附近气块后向轨迹确定近地层的源区,其实际是大气质量输送源区,而不是水汽输送的源区.因为,在对流层向平流层气块输送过程中,决定进入平流层水汽多寡的因素除了总的质量输送以外,还和气块在对流层顶附近高度所历经的最小温度有关.气块穿越冷的对流层顶高度时,要经历一个冻干脱水的过程<sup>[23]</sup>,若气块脱水后水汽含量很小,虽然气块对质量输送会有较大贡献,但它对下平流层水汽的贡献则可以忽略不计.因此,对流层向平流层的质量输送过程和水汽输送过程相关,两者差别却较大.

针对目前亚洲季风区下平流层水汽的主要对流源区还存在较大争议,且基于轨迹模式的研究多侧重于质量输送的源区,很少考虑到输送过程中气块水汽的变化.因此,本文利用高分辨三维 Lagrange 输送模式 FLEXPART,采用“Domain filling”技术,考察气块的三维输送轨迹,且同时考虑气块输送的过程中进入平流层后水汽的多寡,以期确定亚洲季风区对流层向平流层水汽输送的主要对流源区,并初步探讨其可能的机制.

## 1 数值模式和方案设置

和 Euler 模式相比,新一代的 Lagrange 模式 FLEXPART,在积分过程中不受数值离散的影响,保持了较高的精度.同时,该模式亦有别于其他的轨迹模式,它可以通过“Domain Filing”技术,将所要研究的整个三维区域大气划分为足够多的小空气块( $10^5-10^7$ ),在模式积分过程中记录每一气块的三维运动轨迹,进而实现对整个区域大气输送和扩散过程的描述.另外,此模式优于轨迹模式之处还在于模式对中小尺度的对流和湍流过程加以考虑,减少了模式的误差.模式详细的说明可以参见文献[24].

模式输入资料为 NCEP/NCAR 全球预报系统模式分析资料,其空间分辨率  $1^\circ \times 1^\circ$  经纬度、时间分辨率为 6h 一次.模拟范围为  $0^\circ-180^\circ\text{E}$ ,  $0^\circ-70^\circ\text{N}$ ,垂直方向上高度范围为 0.1—22 km,整个模拟三维区域划分为 200 万个相对均匀分布的气块.模拟积分时间开始于 2005 年 5 月 15 日 00 时,结束于 2005 年 9 月 15 日 00 时,积分步长 60 s,模式输出

每 12 h 一次,记录所有气块的三维空间位置(经度、纬度和高度)、温度、比湿及对流层顶高度等信息.

## 2 方法

考察对象为模拟时段内(2005 年夏季 6 月 1 日至 8 月 31 日)整个广义亚洲季风区范围( $40^\circ-140^\circ\text{E}$ ,  $0^\circ-50^\circ\text{N}$ )内的所有气块.源区确定方法如下:

(1) 质量输送源区 首先,挑选出在模拟时段内,先后穿越大气行星边界层高度和对流层顶高度的气块.依次对每个气块,通过后向轨迹追踪方法,确定其在大气边界层高度的位置.那么,所有挑选出的气块在大气边界层的位置分布可近似表示整个区域对流层向平流层质量输送的源区.

(2) 水汽输送源区 考虑进入平流层的水汽的对流源区,则需要进一步剔除那些对平流层水汽贡献不大的气块.这里采用的标准是,进入平流层后气块比湿大于  $10^{-4}\text{g/kg}$ .虽然此标准具有相对的任意性,但基本上涵盖了绝大部分对平流层水汽具有足够贡献的气块.这些进一步挑选出的气块在大气边界层的位置分布则近似表征了整个区域对流层近地层向平流层水汽的对流源区.

## 3 下平流层水汽的对流源区

根据前文所述方法,首先根据质量输送源区定义确定的 2005 年夏季所有气块,然后根据气块的位置计算其空间密度分布.图 1 给出了气块的空间密度分布,此分布表征了进入平流层的质量输送源区.从中可以看到,对流层顶高度附近区域的空气大致有三个主要源区域:一个是热带西太平洋;二是以孟加拉湾、印度半岛组成的广义南亚区域;最后一个就是青藏高原及其周边区域.这些源区分布和文献[21, 22]通过轨迹方法研究的结果大体一致,和北半球夏季深对流所主导的区域相一致.

和质量输送源区类似,图 2 给出了 2005 年夏季所有根据质量输送源区定义而挑选的气块的空间密度分布.从图 2 中可以看到,下平流层区域水汽的对流源区分布和图 1 给出的质量输送的源区具有显著差异.比较而言,水汽的对流源区最大区域已经不是热带西太平洋和孟加拉湾及其印度半岛,而是青藏高原区.另外一个次大值区和质量输送的大值区相符合,为孟加拉湾及其印度半岛区域.

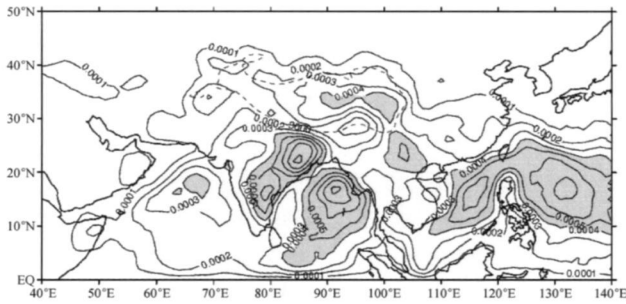


图 1 2005 年夏季所有根据质量输送源区定义而挑选的气块的空间密度分布  
网格大小为  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。其中阴影区表示密度分布大于 0.0004，虚线表示 3000 m 地形高度

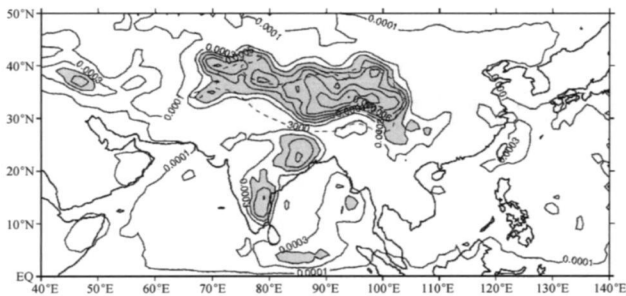


图 2 同图 1，但是为水汽输送的对流源区

为了便于比较，粗略定义了三个区域(图 3): 即热带西太平洋区域 ( $110^{\circ}-140^{\circ}\text{E}$ ,  $10^{\circ}-27^{\circ}\text{N}$ ), 南亚季风区 ( $70^{\circ}-105^{\circ}\text{E}$ ,  $10^{\circ}-26^{\circ}\text{N}$ ) 和青藏高原区 ( $70^{\circ}-105^{\circ}\text{E}$ ,  $27^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ )。分别统计这三个不同区域对进入平流层的质量输送和水汽输送的贡献。表 1 给出了依据气块空间密度分布计算的不同区域对对流层向平流层质量输送和水汽输送的贡献百分率。可以发现, 对质量输送源区而言, 热带西太平洋区最大, 南亚季风区次之, 青藏高原区域最小,

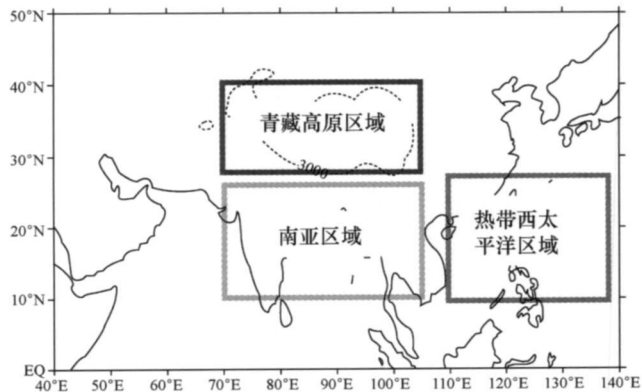


图 3 热带西太平洋、南亚和青藏高原三个不同区域范围示意图

其贡献百分率分别为 32.9%、23.3% 和 19.4%。

表 1 不同区域对整个亚洲区质量输送和水汽输送的贡献率(%)

	热带西太平洋区域	南亚区域	青藏高原区域	合计
质量输送	32.9	23.3	19.4	75.6
水汽输送	12.3	22.8	38.5	73.6

而不同区域对水汽贡献的大小则和质量输送贡献不同, 从表 1 中可见, 青藏高原贡献最大 (38.5%), 其次为南亚区域 (22.8%), 而热带西太平洋区的贡献最小 (12.3%)。三个区域的水汽和质量总贡献相差不多, 约占亚洲区域的 75% 左右, 这和 Gettleman 等<sup>[2]</sup>通过数值模拟研究的结果相差不多。以上结果表明, 夏季亚洲区域对流层向平流层的质量输送和水汽输送的近地层源区差异显著, 青藏高原区域的对流输送对亚洲季风区下平流层附近水汽贡献具有相当重要的地位。

#### 4 青藏高原为关键对流源区的可能机制

上面分析表明, 亚洲季风区夏季质量输送的近地层源区主要分布在孟加拉湾、印度半岛以及西太平洋区域, 而水汽输送近地层对流源区最大值在青藏高原区域。造成这种差异的原因是什么呢? 下面对此问题, 也即青藏高原为关键对流源区的可能机制进行一些初步探讨。

##### 4.1 青藏高原夏季对流抬升

过去的研究<sup>[25, 26]</sup>中早就指出, 北半球夏季青藏高原有较强的对流活动。外逸长波辐射 (OLR) 可以作为季风对流的强弱的指标, 但其主要适用于热带区域, 而文中考察的青藏高原主体位于副热带区域。因此, 这里同时选取了 2005 年 6—8 月的 OLR 资料和同期 AIRS 卫星资料反演云顶高度来近似表示对流强弱和高度。图 4 和图 5 分别为 2005 年 AIRS 卫星资料反演的夏季平均的云顶高度分布和同期的 OLR 分布。可以发现, 云顶高度和 OLR 表征的对流区域大体上比较符合, 即青藏高原上空、热带区域的孟加拉湾、热带西太平洋地区是对流旺盛区域。尤其是青藏高原上空, 夏季对流较为深厚, 这种和对流相关的上升运动为对流层向平流层水汽输送提供了前提条件。

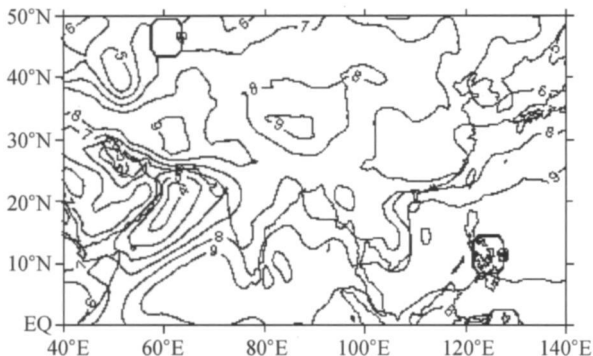


图 4 2005 年 AIRS 卫星资料反演的夏季平均的云顶高度分布(单位: km)

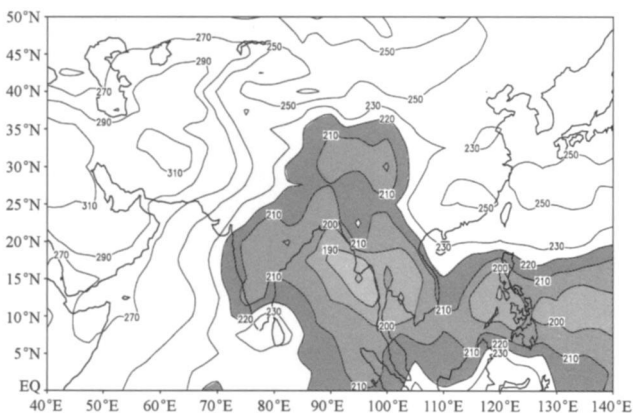


图 5 2005 年夏季平均的云顶高度分布 OLR 分布(单位:  $W/m^2$ )  
其中阴影区表示小于  $220 W/m^2$  区域

#### 4.2 对流层顶温度的控制作用

从向上穿越对流层顶的过程中, 气块所历经的最小温度是控制进入平流层水汽多寡的决定性因素<sup>[23]</sup>. 因此, 针对前文中质量输送源区标准挑选出气块, 根据气块的三维轨迹追踪计算每个气块在对流层顶高度附近的 Lagrange 温度最小值的空间位置. 同理, 可根据气块位置计算其空间密度分布. 图 6(a), (b)和 (c)分别给出根据热带西太平洋、南亚季风和青藏高原区域的气块历经 Lagrange 温度最小值位置计算的气块空间密度分布. 可见, 源于热带西太平洋对流源区的空气块, 在对流抬升作用下向上输送, 然后在热带东风急流的作用下, 西向输送, 在北纬  $20^\circ$  以南的中国南海和孟加拉湾上空经历温度最小值, 也即气块在此区域脱水冻干. 对源于南亚区域的气块而言, 其脱水冻干主要发生在

孟加拉湾和阿拉伯海区域. 而源于青藏高原区域的气块, 虽然一部分气块抬升后向低纬热带地区输送, 然后在孟加拉湾上空历经 Lagrange 温度最小值, 但是更大一部分是在高原区域的东侧和南侧进入到平流层中, 此区域位于北纬  $30^\circ$  附近热带外地区.

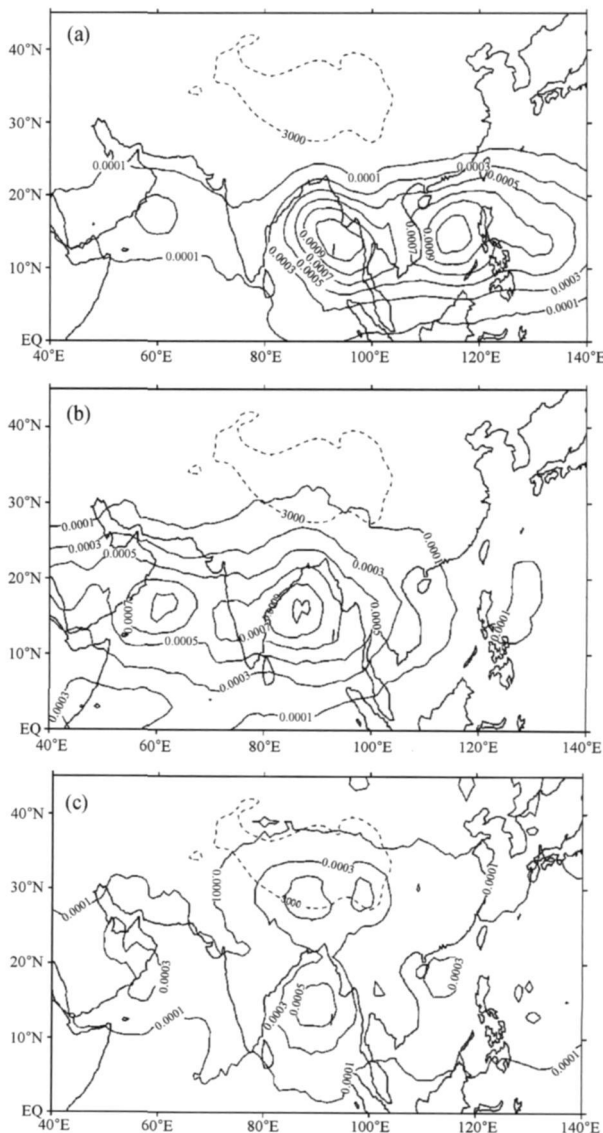


图 6 源于热带西太平洋区域(a)、南亚季风区(b)和青藏高原(c)大气边界层高度向上穿越对流层顶后气块的 Lagrange 温度最小值空间密度分布

网格大小为  $1^\circ \times 1^\circ$

为进一步说明问题, 图 7 给出了源于热带西太平洋区域、南亚区域和青藏高原区的近地层气块向

上经历的 Lagrange 最小温度的概率密度分布。可见, 源于近地层对流源区的气块在穿越对流层顶冻干脱水时所历经的最小温度要高。热带西太平洋和南亚区域的 Lagrange 温度最小值一般集中在 190—205 K 左右, 而青藏高原区的温度最小值大体在 193—210 K。且该温度区间也不像南亚地区和热带西太平洋区域那么集中, 甚至有许多空气块历经的温度最小值在 210 到 230 K 之间。文献[9]指出, 如果对流层顶温度较高, 即使有很少的对流活动能够到达对流层顶, 亦可对平流层输送大量的水汽。青藏高原地区较高的对流层顶温度可能使得该区域较多的水汽进入到季风区平流层中。计算结果显示, 青藏高原、南亚区域、热带西太平洋区域气块温度最小值平均分别为 202.3, 195.8 和 196.2 K。根据文献[27]的推断标准, 这种温度偏差大小可以使得水汽质量混合比相差约 2—4 ppmv。

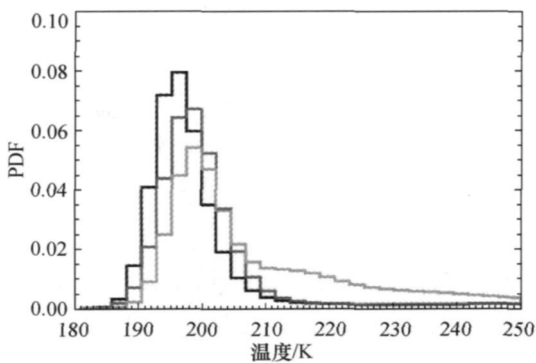


图 7 源于热带西太平洋区域、南亚区域和青藏高原区的近地层气块向上经历的 Lagrange 最小温度的概率密度分布

其中绿色为青藏高原区域, 红色为南亚季风区, 黑色代表热带西太平洋区

## 5 结论和讨论

本文利用高分辨三维 Lagrange 输送模式, 确定了亚洲季风区夏季下平流层区域水汽的对流源区, 并初步探讨其可能机制。综合分析结果, 主要结论如下:

亚洲季风区夏季对流层向平流层质量输送的主要源区分布在热带西太平洋、孟加拉湾、印度半岛东及其北部区域青藏高原及其周边区域。虽然青藏

高原及其周边区域在对流层向平流层质量输送过程中并不占重要地位, 但该区域却是下平流层区域水汽的关键对流源区, 贡献了亚洲季风区夏季对流层向平流层水汽输送的三分之一多。

一方面, 由于夏季青藏高原上空本身加热而驱动的深厚的湿对流系统, 为对流层向平流层水汽输送提供了前提基础条件; 另一方面, 由于青藏高原的近地层源区的气块进入平流层的过程中, 历经的最小温度值要高, 水汽凝结少, 大量水汽可以进入平流层中。而热带西太平洋、孟加拉湾、印度半岛等区域则要受到热带对流层顶附近“冷点”的控制, 发生冻干和脱水过程, 进入平流层中的水汽大大减少。上述机制是造成青藏高原区域虽然不是对流层顶附近区域大气质量输送的重要源区, 但却是下平流层水汽输送关键源区的主要原因。

另外需要指出的是, 本文研究结论是基于 2005 年夏季的模拟的个例得到的, 虽然和气候平均态相比而言, 年际变化的幅度较小, 本文研究结论具有一定的代表性。但这些结论是否具有普适性还有待于更长时间资料的进一步验证。尤其大气环流具有多尺度的变化特征, 如受到 ENSO 循环影响, 具有典型的年际变化特征。进一步分析其他年份的水汽对流源区, 无疑会进一步丰富我们对夏季亚洲季风区对流层—平流层水汽输送过程的认识。

## 参 考 文 献

- 1 Park M, Randel WJ, 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
- 2 Gettelman A, Kinnison DE, Dunkerton TJ, et al. Impact of monsoon circulations on the upper troposphere and lower stratosphere. *J Geophys Res*, 2004, 109, D22101, doi: 10.1029/2004JD004878
- 3 丛春华, 李维亮, 周秀骥. 青藏高原及其邻近区域上空平流层—对流层之间大气的质量交换. *科学通报*, 2001, 46(22): 1914—1918
- 4 杨 健, 吕达仁. 2000 年北半球平流层、对流层质量交换的季节变化. *大气科学*, 2004, 28(2): 294—300
- 5 Fu R, Hu Y, Wright JS, et al. Shortcircuit 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

- 6 Sinha A, Harries JE. Water vapour and greenhouse trapping: The role of far infrared absorption. *Geophys Res Lett*, 1995, 22(16): 2147—2150
- 7 Oltmans SJ, Hofmann DJ. Increase in lower-stratospheric water vapor at a mid-latitude Northern Hemisphere site from 1981 to 1994. *Nature*, 1995, 374: 146—149, doi: 10.1038/374146a0
- 8 Dethof A, O' Neill A, Slingo JM, et al. A mechanism for moistening the lower stratosphere involving the Asian summer monsoon. *Q JR Meteorol Soc*, 1999, 125: 1079—1106
- 9 Dessler AE, Sherwood SC. The effect of convection on the summertime extratropical lower stratosphere. *J Geophys Res*, 2004, 109, D23301, doi: 10.1029/2004JD005209
- 10 Bannister RN, O' Neill A, Gregory AR, et al. The role of the S. E. Asian Monsoon and other seasonal features in creating the 'taperecorder' signal in the unified model. *Q J R Meteorol Soc*, 2003, 130: 1531—1554, doi: 10.1256/qj.03.106
- 11 Randel WJ, Park M. Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). *J Geophys Res*, 2007, 111, D12314, doi: 10.1029/2005JD006490
- 12 Narayana Rao T, Uma KN, Narayana Rao D, et al. Understanding the transportation process of tropospheric air entering the stratosphere from direct vertical air motion measurements over Gadanki and Kototabang. *Geophys Res Lett*, 2008, 35, L15805, doi: 10.1029/2008GL034220
- 13 吕达仁, 陈泽宇, 卞建春, 等. 平流层2对流层相互作用的多尺度过程特征及其与天气气候关系——研究进展. *大气科学*, 2008, 32(4): 782—793
- 14 Park M, Randel WJ, 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
- 15 Fueglistaler S, Bonazzola M, Haynes PH, et al. Stratospheric water vapor predicted from the Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics. *J Geophys Res*, 2005, 110, D08107, doi: 10.1029/2004JD005516
- 16 Oltmans SJ, Vömel H, Hofmann DJ, et al. The increase in stratospheric water vapor from balloonborne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D. C., and Boulder, Colorado. *Geophys Res Lett*, 2000, 27(21): 3453—3456
- 17 Rosenlof KH, et al., Stratospheric water vapor increases over the past half-century. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 1195—1198
- 18 Smith CA, Haigh JD, Toumi R. Radiative forcing due to trends in stratospheric water vapour. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 179—182
- 19 Bonazzola M, Haynes PH. A trajectory-based study of the tropical tropopause region. *J Geophys Res*, 2004, 109, doi: 10.1029/2003JD004356
- 20 Fueglistaler S, Wernli H, Peter T. Tropical troposphere-to-stratosphere transport inferred from trajectory calculations. *J Geophys Res*, 2004, 109, doi: 10.1029/2003JD004069
- 21 Berthet G, Esler JG, Haynes PH. A Lagrangian perspective of the tropopause and the ventilation of the lowermost stratosphere. *J Geophys Res*, 2007, 112, D18102, doi: 10.1029/2006JD008295
- 22 Levine JG, Braesicke B, Harris NRP, et al. Pathways and time-scales for troposphere-to-stratosphere transport via the tropical tropopause layer and their relevance for very short lived substances. *J Geophys Res*, 2007, 112, D04308, doi: 10.1029/2005JD006940
- 23 Randel WJ, Wu F, Oltmans SJ, et al. Interannual variability of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures. *J Atmos Sci*, 2007, 61: 2133—2148
- 24 Stohl A, Forster C, Frank A, et al. Technical Note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmos. Chem Phys* 2007, 5: 2461—2474
- 25 吴国雄, 刘新, 张琼, 等. 青藏高原抬升加热气候效应研究的新进展. *气候与环境研究*, 2002, 7(2): 184—201
- 26 徐祥德, 周明煜, 陈家宜, 等. 青藏高原地—气过程动力、热力结构综合物理图象. *中国科学, D辑: 地球科学*, 2001, 31(5): 428—440
- 27 James R, Bonazzola M, Legras B, et al. Water vapor transport and dehydration above convective outflow during Asian monsoon. *Geophys Res Lett*, 2008, 35, L20810, doi: 10.1029/2008GL035441