

项目主要成果之二：

诊断分析了全球和区域 STE 特征以及一些过程对 STE 和平流层内重要化学成分时空分布的影响。

诊断分析了我国江淮流域梅雨期平流层对流层物质交换特点。结果表明，梅雨发生前，梅雨区对流层顶附近存在由频繁的对流层顶折卷活动导致的空气的向下传输。入梅前第三天，梅雨区上空对流层顶高度最低，随后，该地区对流层顶开始抬升，且持续约 6 天。入梅前，由梅雨区对流层顶附近大的经向气压梯度引起的向下的跨越对流层顶的质量输送活动明显；入梅后，由于对流活动开始加强，梅雨区向上的跨越对流层顶的质量输送开始增强。轨迹模式结果也表明，入梅前，有下平流层的空气进入对流层，入梅后，对流层中层存在明显的上升运动。而枯梅年由于对流活动弱，上对流层西风急流轴远离梅雨区，梅雨区跨越对流层顶的物质输送较丰梅年弱。详细的研究结果 2013 年发表在《Journal of Geophysical Research》。

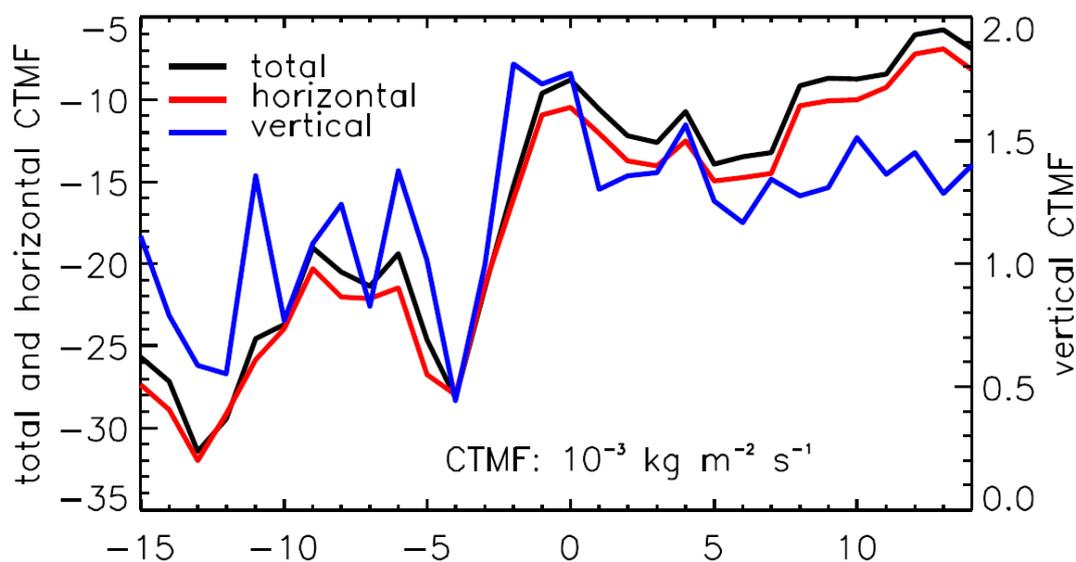


图 1.由 ERA-Interim 再分析资料计算得出的入梅前 15 天到入梅后 15 天梅雨区平均的跨越

对流层顶的物质通量值 (CTMF; 单位, $10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), 黑色线, 红色线和蓝色线分布代表总的 CTMF, 由水平输送引起的 CTMF 和由垂直运动引起的 CTMF。

利用 ECMWF 再分析资料研究了青藏高原及其周边地区平流层对流层物质交换 (STE) 时跨越对流层顶的物质通量 (CTMF) 特征及其长期趋势。青藏高原地区总的 CTMF 表现出一个明显的波列结构, 这种结构主要与沿着对流层顶空气的水平交换有关。青藏高原地区 STE 的季节变化表现为在北半球冬季 CTMF 是向下的, 在北半球夏季 CTMF 是向上的。通过 Wei 方法发现青藏高原地区总的 CTMF 占全球 STE 过程中总的 CTMF 的 2.96%。1979-2009 年间, 冬季青藏高原地区向上和向下的 CTMF 均呈现出正的趋势, 这种正趋势是由抬升的对流层顶、增强的西风以及减弱的高原冬季风共同造成的。在夏季, 青藏高原北部地区向上和向下的 CTMF 呈现出明显的负趋势, 而其南部地区呈现出正趋势, 这种正趋势也一致于最近几十年增强的亚洲夏季风。详细的研究结果 2016 年发表在《International Journal of Climatology》。

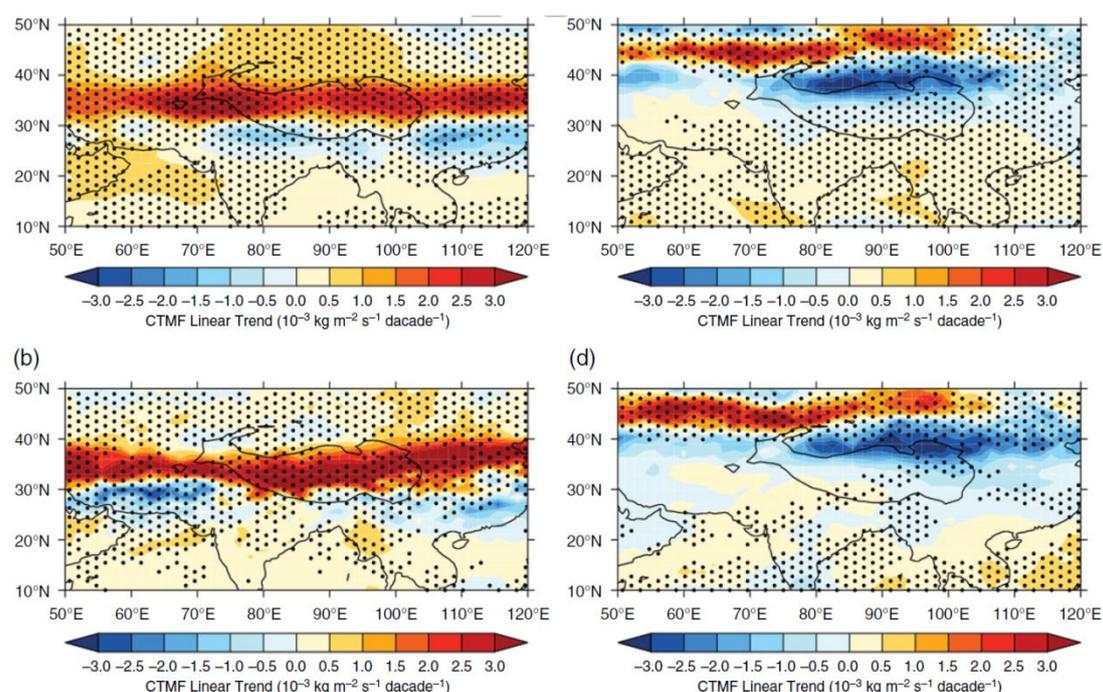


图 2. 1979-2009 年 TST (a, c) 和 STT (b, d) 质量通量 ($10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ decade}^{-1}$) 分别在冬季 (a, b) 和夏季 (c, d) 的线性趋势。点区代表通过 95% 的显著性检验。

利用多种再分析资料以及臭氧廓线资料,结合区域大气化学模式 WRF-Chem 对中国春季一次高空冷槽过境引起的对流层顶折卷过程 (2012 年 3 月 19-21 日) 进行了分析。并从平流、湍流混合、对流输送等几个方面诊断分析了平流层臭氧向对流层的传输的特征。结果表明,发生于青藏高原西北侧的平流层对流层物质交换 (STE) 比对流层顶东西方向折卷引起的物质交换要强烈和持久,跨越等熵面的物质交换和湍流混合对平流层对流层物质交换有很大的贡献。大地形对平流层对流层物质交换过程有显著的影响,且具有明显的日变化特征。地形的湍流混合作用在 2.5 km 高度以上凸显,此高度之上地形平均高度每升高 100 m,湍流混合的贡献增加约 1%。详细的研究结果 2015 年发表在《气象学报》。

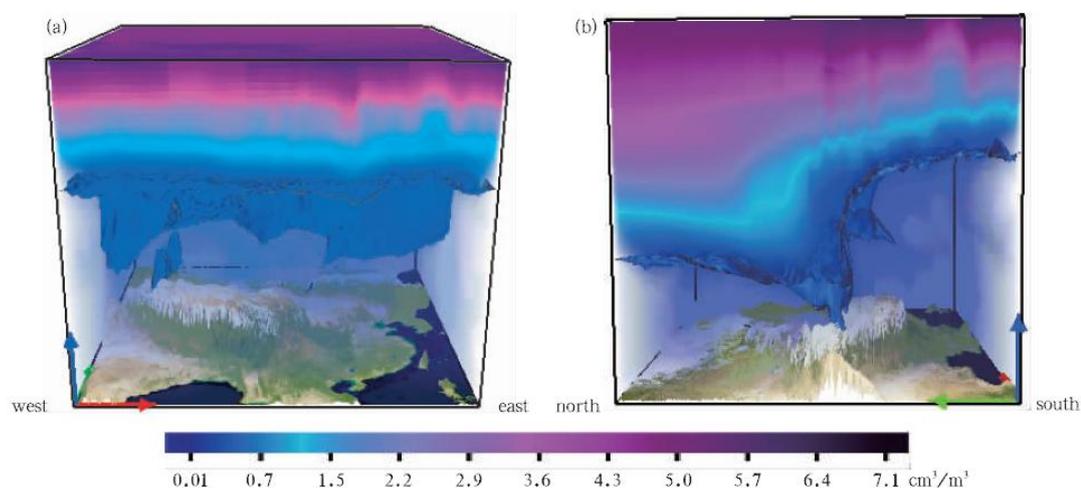


图 3. 模拟的 2012 年 3 月 20 日 06 时臭氧浓度 (填充色, $\text{cm}^3 \text{ m}^{-3}$) 不同视角下的三维空间分布 ((a) 视角自南向北, (b) 视角自西向东; 蓝色等值面表示臭氧浓度为 $0.16 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$)

利用全球化学气候模式 WACCM3 模拟研究了 CO 地表排放,化学和动力过

程对热带上对流层下平流层 (UTLS) 区域 CO 时间变化的影响。结果表明，热带上对流层 CO 的半年周期主要由 CO 地表源排放导致，化学和动力过程的共同作用仅贡献一小部分。下平流层 CO 的年周期主要是化学和动力过程共同作用的结果，且动力过程对 CO 的年周期变化为正贡献，化学过程为负贡献。同时，不同高度上 CO 年周期的振幅的变化也与不同的动力和化学过程有关。此外，热带上对流层以及对流层顶附近 CO 的时空分布主要是热带深对流活动和亚洲夏季风环流对 CO 动力传输的共同结果。详细的研究结果 2015 年发表在《Tellus B》。

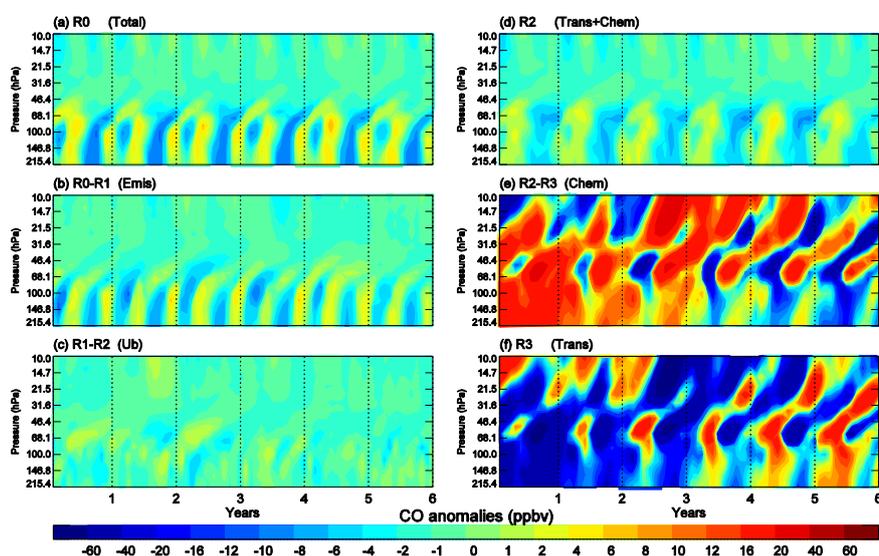


图 4. 模拟所得 10°N-10°S 纬向平均 CO 异常的时间-高度分布图，其中 (a) 为 CO 地表排放，CO 上边界条件，与 CO 有关的化学和动力过程共同作用造成的 CO 异常，(b)、(c)、(d)、(e) 和 (f) 分别代表季节变化的 CO 地表排放，季节变化的 CO 上边界条件，与 CO 有关的化学和动力过程共同作用，化学过程，和动力过程造成的 CO 异常。

诊断分析了平流层长寿命大气成分 CH_4 和 N_2O 在中低纬度平流层内呈双峰结构的机制及其与平流层准两年振荡 (QBO) 和半年振荡 (SAO) 的联系。分析发现 1993 和 1995 年四月附近出现的双峰结构与当年 SAO 第一周期中较强的西风有关，而数值模拟结果表明重力波活动对 SAO 西风的发展及强度有很大的

贡献。 CH_4 和 N_2O 双峰结构中较低的赤道地区槽并不一定伴随着较高的北半球副热带地区峰。北半球的峰与副热带的上升相关，且主要受 SAO、QBO 及年度振荡谐波分量的调节。模拟结果显示赤道地区 CH_4 的化学反应率有明显的准半年变化周期，最小值发生在 SAO 西风盛行时。最大的 CH_4 化学损耗异常的发生位置低于双峰结构槽的高度，这表明 CH_4 的双峰结构主要受 QBO 和 SAO 有关的平流和涡动传输的影响。详细的研究结果 2013 年发表在《Journal of the Atmospheric Sciences》。

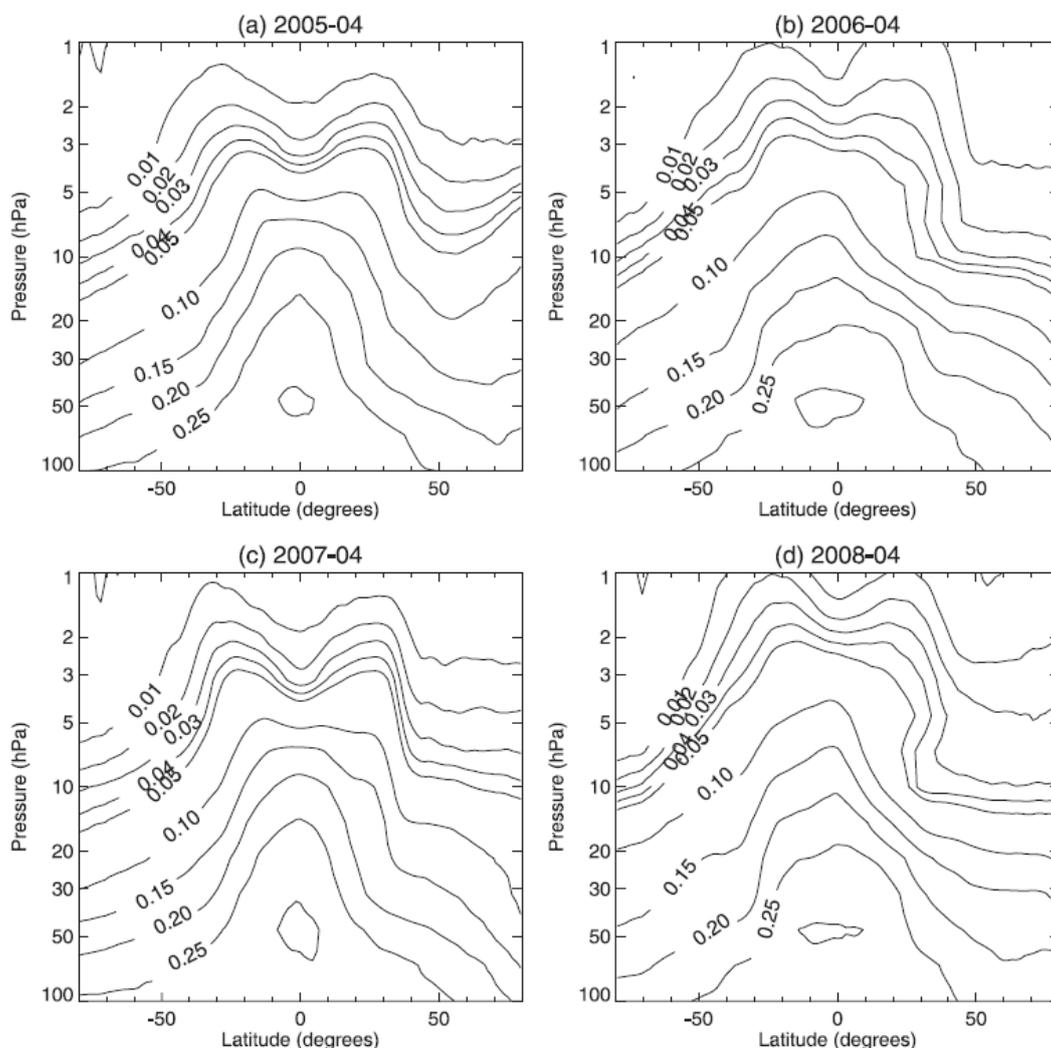


图5. MLS 卫星观测的四月份纬向平均的 N_2O (ppmv) 纬度—气压垂直剖面图 (a) 2005年，
(b) 2006年，(c) 2007年，(d) 2008年。

用于构建气候指标的中层大气颗粒物的传输和干湿沉降特征还存在很大的不确定性，所以利用化学气候模式模拟了 1964 年上平流层内~11 S 钚-238 纳米氧化物的动力传输和沉降过程。模式再现了观测到的钚-238 半球不对称的动力传输和沉降特征及传输的时间尺度。关于中高层大气内彗星烟气粒子 (MSPs) 的传输研究表明，模式预测最强的 MSPs 沉降发生在中纬度地区，是南部海域 Fe 的一个重要来源。模式还预测格陵兰 MSPs 的沉降通量比南极洲的沉降通量大 15 倍，此模拟结果与冰芯测量结果一致。详细的研究结果 2013 年发表在《Geophysical Research Letters》。

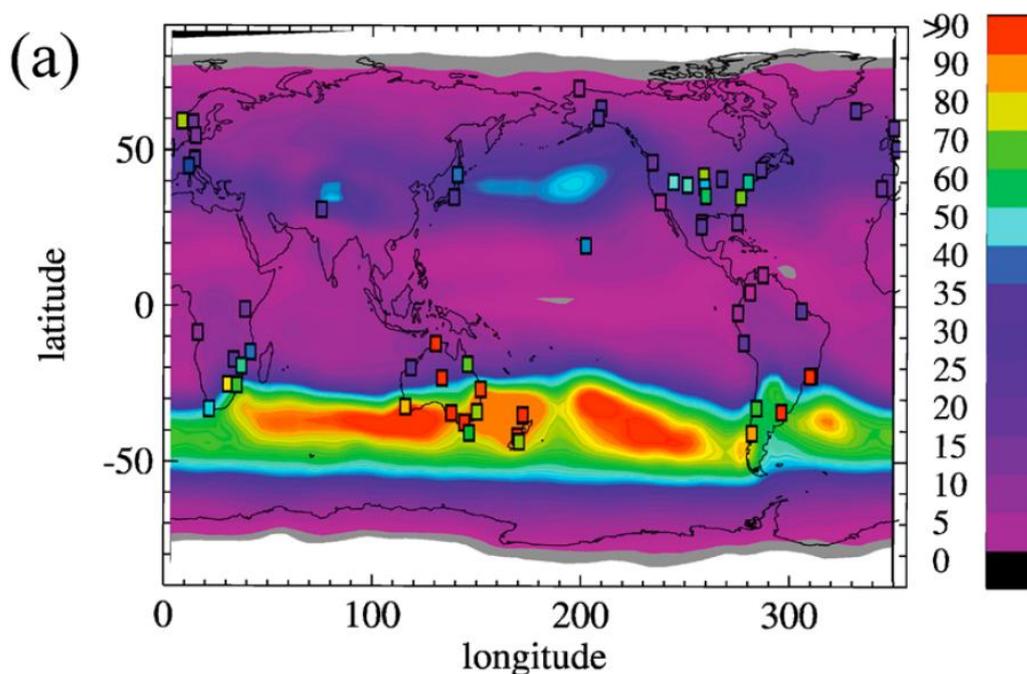


图 6.模式模拟的大气烟雾粒子沉降分布(单位： mCi km^{-2})，不同颜色的方块表示观测站点。

利用多种再分析资料和 MODIS 卫星资料分析了发生于青藏高原北侧上空的一次地形重力波事件，同时使用中尺度预报模式 WRF 对其进行了数值模拟，并诊断分析了此次地形重力波在上对流层下平流层区域造成的物质和能量垂直传输特征。分析结果表明这一中尺度地形重力波信号的水平波长约为 600 km，与

地形扰动水平尺度接近，重力波在对流层中传播的垂直波长约为 3 km，在垂直方向上随着高度的增加呈现出由东向西倾斜的结构特征。此次地形重力波上传进入平流层并在 150 hPa 附近破碎，波破碎后动量通量在短时间内发生了强烈的衰减，重力波携带的能量在破碎高度附近释放，同时由波破碎引起的剧烈湍流混合过程导致了对流层上层的空气进入平流层，使下平流层空气出现了位势涡度和臭氧的低值区。详细的研究结果 2016 年发表在《地球物理学报》。

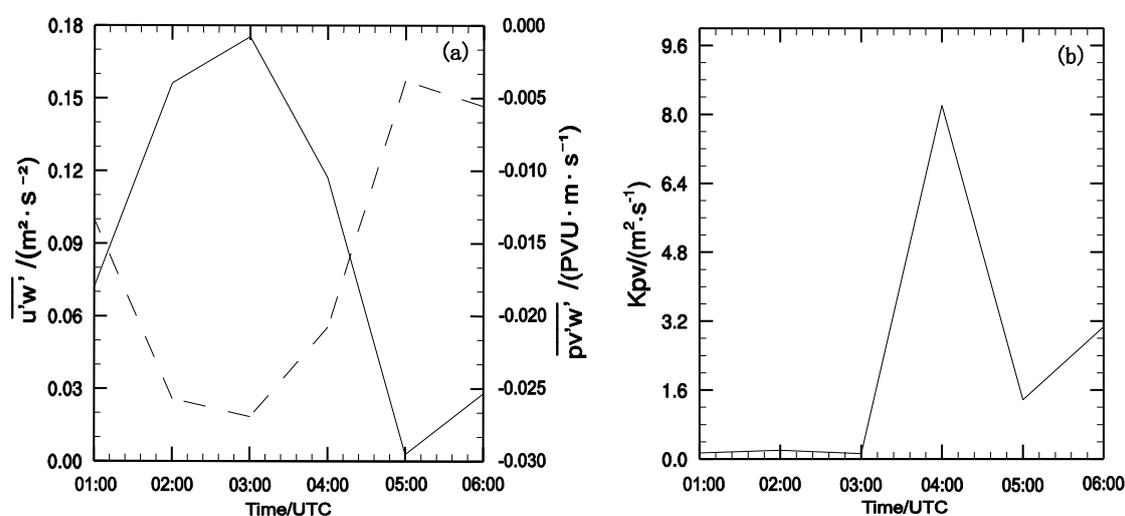


图 7. (a) 实线为模式模拟的纬向动量通量 $\overline{u'w'}$ 随时间的变化 (单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)。虚线为模式模拟的垂直位涡通量 $\overline{pv'w'}$ 随时间的变化, (单位: $\text{PVU} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); (b) 模式模拟的垂直扩散系数 K_{pv} (单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)

利用 UARS 卫星卤素掩星试验 (HALOE) 的观测资料结合同时期的 ERA-Interim 再分析资料分析了 1994-2005 年热带对流层顶温度异常与低平流层水汽异常的关系。结果表明，1994-2005 年期间大部分年份都是热带对流层顶温度异常偏高(偏低)对应平流层水汽异常增加(减小)的温度-水汽的“匹配”现象，但是在 1996 年则出现了温度-水汽的“不匹配”现象。对比同年中所出现的“不匹配”月份与“匹配”月份，“不匹配”月份的对流活动发生频率低于“匹配”月份，对流活动

月平均强度弱于后者，但“不匹配”月份的对流活动瞬时强度较大，在四个时段内发生了强而深厚的深对流活动，地面气旋活动与海温升高则是造成这四个时段发生强深对流活动的主要因素。在较强上升气流的作用下，水汽能够从对流层低层直接传输至低平流层，使平流层水汽增加。另一方面，较强的深对流活动抬升对流层顶，使对流层顶温度降低。因而，短时强烈的深对流活动是造成 1996 年温度-水汽“不匹配”的关键因素。此外，“不匹配”月份期间 BD 环流的异常增强使得低平流层的水汽更进一步增加，加剧了温度-水汽的“不匹配”现象。详细的研究结果 2016 年发表在《热带气象学报》。

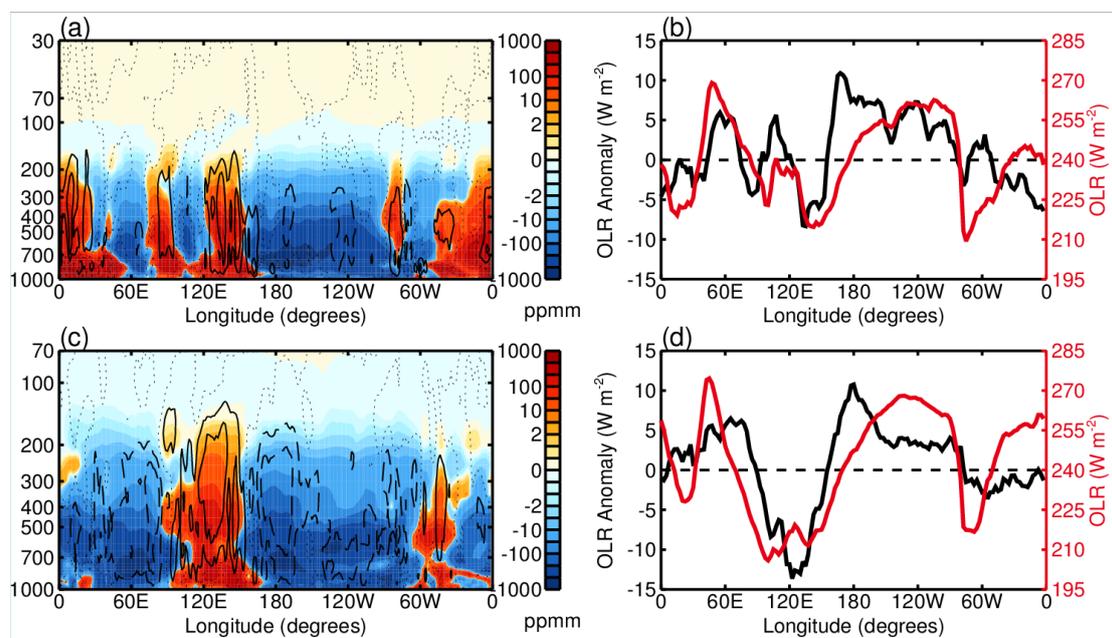


图 8.月平均水汽异常、垂直速度异常 (a、c) 的纬向垂直剖面以及 OLR (红线) 和 OLR 异常 (黑线)(b、d) 的纬向分布，填充色代表水汽异常，黑线为垂直速度异常，单位：m/s。a-b：1996 年“不匹配”月份合成；c-d：1996 年“匹配”月份合成。

利用 NCEP 客观分析资料、卫星观测资料和中尺度化学模式 (WRF-Chem)，

对 2007 年 4 月 17 日发生在青藏高原（下称高原）北侧塔克拉玛干沙漠地区的一次沙尘过程进行分析，研究了高原及附近地区沙尘气溶胶从地面向上对流层下平流层区域传输的特征和机制，以及不同粒径沙尘粒子在传输中的差异。结果表明，沙尘粒子的垂直传输高度与背景水平风场的垂直分布特征密切相关，在没有云微物理过程参与的情况下，当高原上空出现深厚南北风交汇，形成穿透对流层顶的上升运动时，源于塔克拉玛干沙漠地区的沙尘气溶胶粒子，能到达高原上空，在辐合上升运动的作用下传输至下平流层，且具有明显的倾斜向上传输的特征。进一步分析表明，到达平流层下层的沙尘在空间上并不与地面沙尘源的位置相匹配。不同粒径的沙尘粒子的传输表现出不同的特征，粒径小的沙尘气溶胶粒子更容易在上升气流的作用下传至下平流层，而粒径 $> 8.0 \mu\text{m}$ 的沙尘粒子则在重力沉降作用影响下无法传至下平流层。敏感性数值试验结果表明，降低高原地形会使得高原上空沙尘气溶胶粒子向南和向上的传输变弱。详细的研究结果 2015 年发表在《高原气象》。

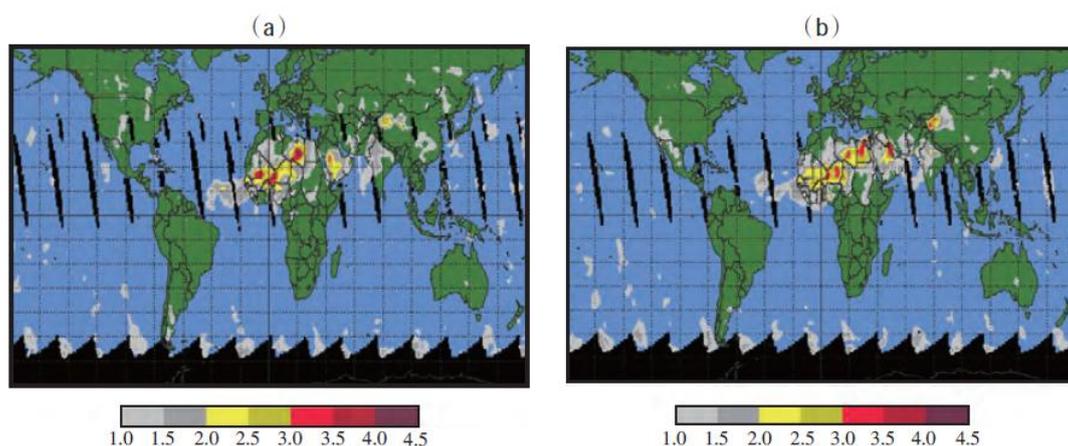


图 9. 2007 年 4 月 16 日 (a) 和 17 日 (b) TOMS 卫星观测得到的气溶胶指数水平分布

利用 2005-2008 年青藏高原(下称高原)地区微波临边探测器 MLS、高光谱分辨率大气红外探测仪 AIRS、ECMWF 的 ERA-Interim 资料,以及 NCEP/NCAR 再分析数据和 NOAA HYSPLIT 轨迹模式资料,讨论了高原上空对流层顶附近的水汽分布和变化特征及高原上空平流层与对流层之间的物质交换。结果表明,3-4 月高原南侧对流层顶附近 100 hPa 存在一个水汽低值带,而 7-8 月和 9-10 月此处存在一个明显的水汽高值区。3-4 月夏季风未发展之前,受高原大地形抬升和西风气流的影响,高原以南地区存在对流层与平流层的物质交换,而 215 hPa 的高原中部地区则由于空气的下沉运动将上层的干空气向下输送而出现一个水汽低值中心。7-8 月,受印度夏季风和高原上空反气旋式环流的影响,高原上空有明显的水汽穿过对流层顶向平流层输送,反气旋环流中心的水汽经过 2-4 天的上升过程可以从对流层进入平流层。高原及其以东、以西地区的水汽在对流层顶附近季节变化基本一致,100 hPa 三个不同区域的水汽在 3 月达到最低。详细的研究结果 2014 年发表在《高原气象》。

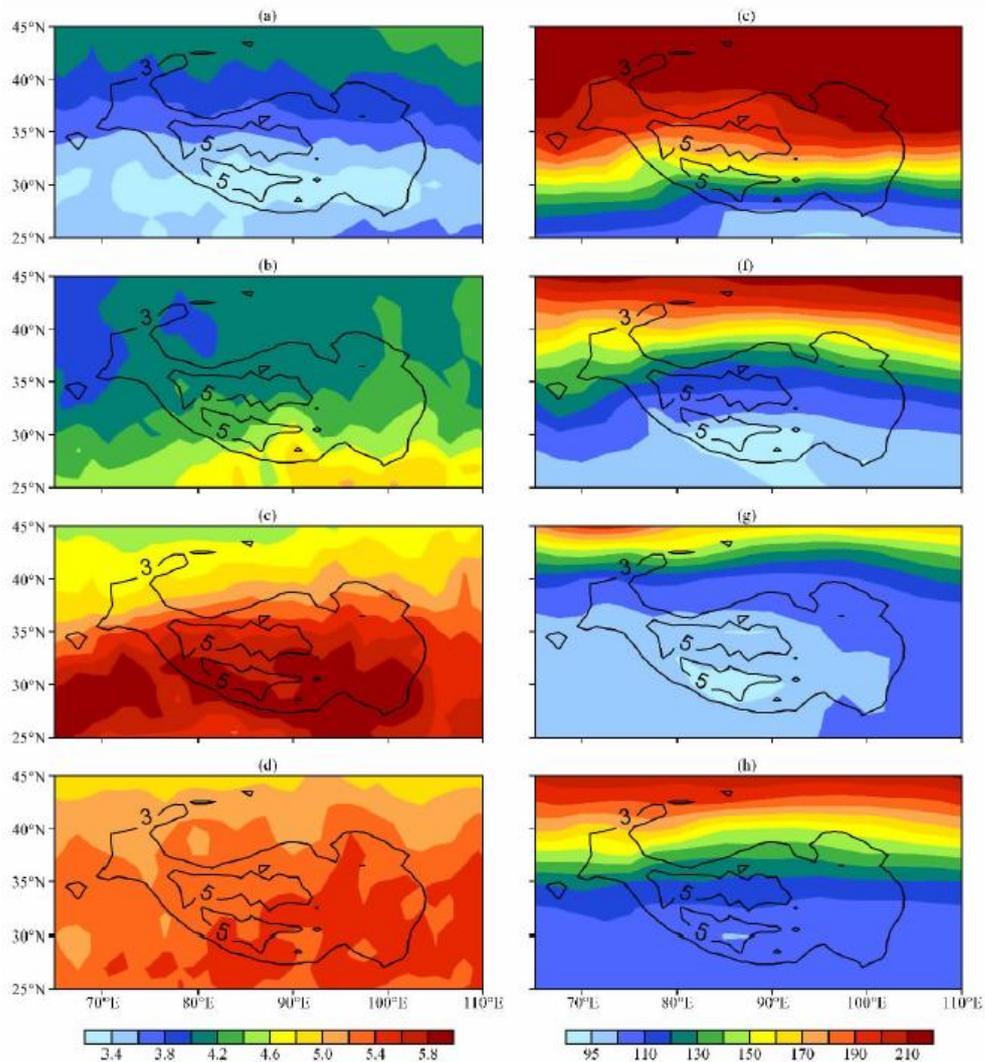


图 10. 2005-2008 年平均高原上空 100 hPa MLS 水汽混合比(左, 单位: 10^{-6}) 和 NCEP 对流层顶气压(右, 单位: hPa) 分布(a)、(e) 3-4 月, (b)、(f) 5-6 月, (c)、(g) 7-8 月, (d)、(h) 9-10 月, 等值线为地形高度(单位: km)。

利用 NCEP 再分析资料和卫星观测资料, 结合耦合了沙尘模块的中尺度模式 WRF, 通过个例分析研究了青藏高原及附近地区沙尘气溶胶从近地面向对流层上部和平流层下部传输的特征和机制以及青藏高原大地形对平流层与对流层之间物质交换的影响。结果表明, 深对流活动可将近地面沙尘气溶胶传输到上对流层下平流层区域, 但是下平流层区域的沙尘气溶胶浓度分布依赖于地面沙尘源

的位置和对流的强度，且与对流系统内是否有降水有关。在没有穿透性对流情况下，垂直上升运动不能直接将沙尘输送到下平流层，但上对流层的沙尘可通过扩散作用和小尺度的混合过程经过数小时缓慢地进入下平流层。在没有明显系统性降水的情况下，夏季青藏高原上空旺盛的对流活动和高地形使得高原上空成为气溶胶进入下平流层的主要区域。上对流层区域的沙尘气溶胶浓度还受到平流层空气入侵的影响，在没有强的地面沙尘排放源的情况下，平流层空气的入侵对上对流层区域气溶胶浓度的分布和演变有较大的影响。详细的研究结果 2014 年发表在《高原气象》。

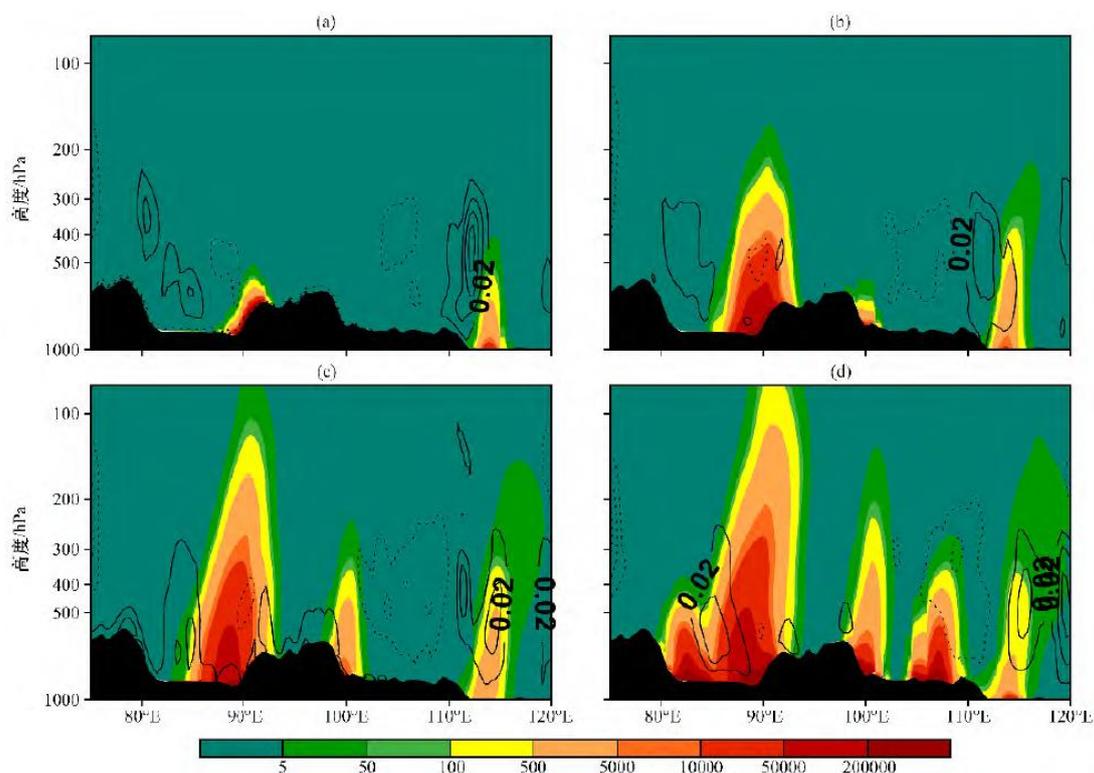


图 11.控制试验模拟的不同时刻沿 38°N 沙尘气溶胶浓度(彩色区，单位: $10^{-2}\mu\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) 和垂直速度(等值线，单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，间隔 $0.02\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，实线为正值，虚线为负值)的纬向垂直剖面。

利用 2005 -2014 年 10 年的卫星微波临边探测仪 (MLS)资料分析了热带平

流层一氧化碳 (CO) 的年际变率，发现热带平流层 CO 准两年振荡 (QBO) 在 30 hPa 高度附近存在明显的位相变化特征。大气化学气候模式模拟结果表明，热带平流层 CO 的准两年振荡信号是化学和动力过程共同作用的结果，而动力作用主要是 QBO 引起的次级经向环流引起的物质传输。化学和动力过程共同作用导致热带平流层 CO 浓度的垂直梯度在 30 hPa 高度处发生反转，进而产生 CO QBO 信号的位相变化。此外，化学气候模式模拟结果还表明，与 CO 有关的化学过程不但可以减弱 CO QBO 信号的振幅，还可以在热带 30 hPa-10 hPa 高度范围内造成 CO QBO 和纬向风 QBO 信号之间约 3 个月的时间差。详细的研究结果 2016 年发表在《大气科学》。

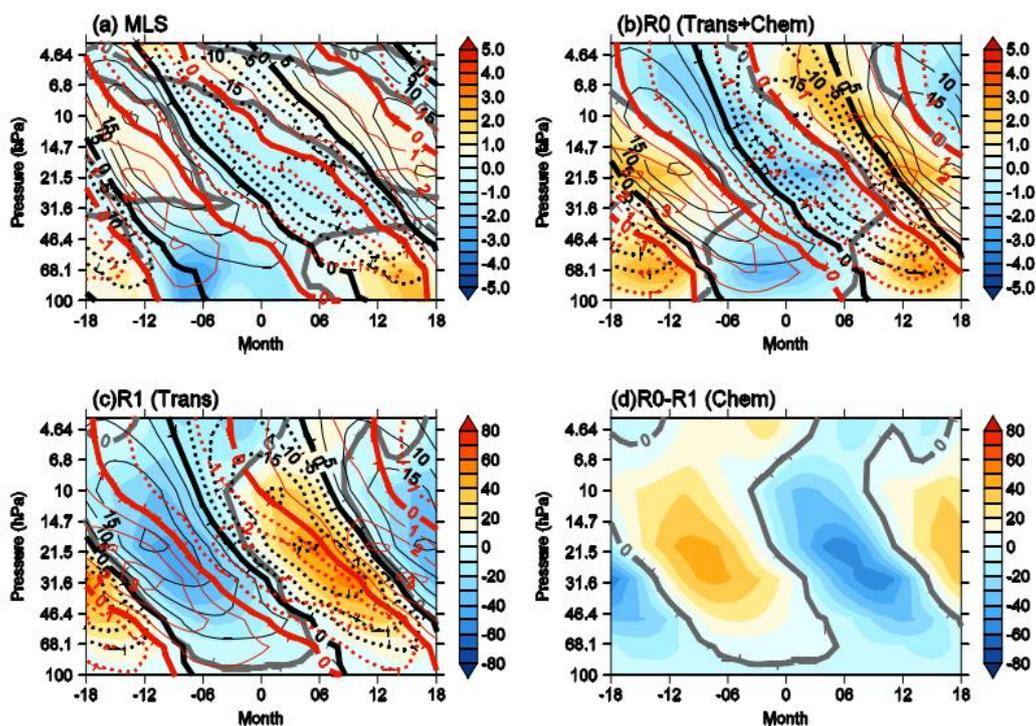


图 12.合成的热带纬向平均 CO，风和温度异常（去除季节变化）随时间和高度的变化。填充色为 CO 异常（单位为 ppbv），灰色粗实线为 CO 异常值的零线；黑线为纬向风异常，等值线间隔为 5 m/s，实线为西风异常，虚线为东风异常，黑色粗实线为纬向风零风速线；红线为纬向温度异常，等值线间隔为 1 K，实线

为正异常，虚线为负异常，红色粗实线为温度零值。其中，(a) 为 MLS 卫星观测 CO 异常和 ERA-Interim 再分析资料中的纬向风和温度异常；(b) 和 (c) 分别为与 (a) 相对应的试验 R0 和 R1 的模拟结果；(d) 为试验 R0 和 R1 的 CO 异常值的差值。