

项目主要成果之一：

研究了海温、海冰、太阳活动及人类排放等气候系统外部因子的变化在臭氧层变化和平流层对流层化学-辐射-动力耦合中扮演的角色。

先前的研究表明 El Niño Modoki 事件会加强 BD 环流使得更多的低浓度臭氧气团从对流层传输到平流层，导致 90°S-90°N 中下平流层臭氧含量降低。进一步的研究表明在 El Niño Modoki 事件期间，平流层臭氧柱总量的降低在赤道东太平洋要强于赤道其他地区，这主要是由于在 60°W-120°W 区域南北两个半球中低浓度臭氧气团从中高纬向低纬的传输最强。同时由于 El Niño Modoki 事件期间平流层臭氧柱总量的减少会使得更多的紫外辐射到达热带对流层，导致对流层臭氧柱总量明显增加。同时我们还发现 El Niño Modoki 事件比经典 El Niño 事件对全球臭氧变化影响更大，这些结果意味着 El Niño Modoki 事件对 1980-2010 年全球臭氧年际变化有重要的影响。详细的研究结果 2014 年发表在《Advances in Atmospheric Sciences》。

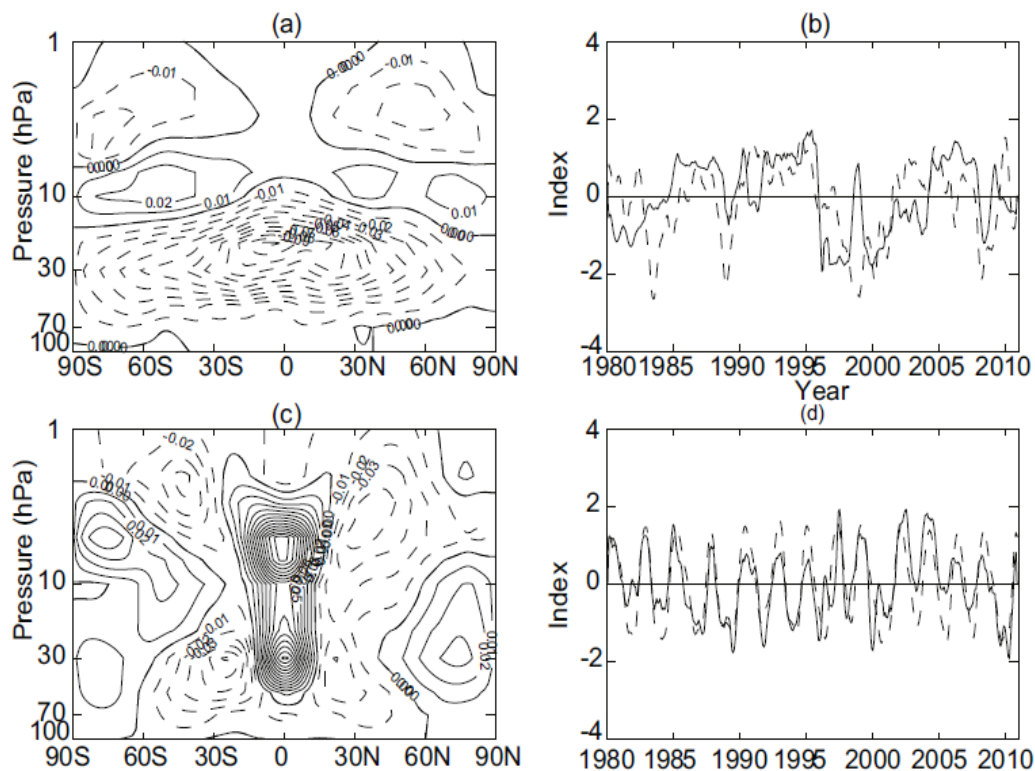


图 1. 1980-2010 年平流层纬向平均臭氧时间序列 EOF 分析结果 ,臭氧异常去除了原始时间序列在每个格点的季节变化和线性趋势 , (a) EOF 分解主模态 (EOF1) 的空间形态 , 等值线间隔 ± 0.01 ppmv , 实线代表正值 , 虚线代表负值 ; (b) 第一主成分 (PC1 , 实线) 和 EMI (虚线) 的时间系数 ; (c) 与 (a) 一样 , 但是为 EOF2 的空间形态 ; (d) PC2 (实线) 和 QBO 指数 (虚线) 的变化。

利用多种观测资料和大气化学气候模式分析了 ENSO 对于北半球 1 月、2 月和 3 月中纬度臭氧的影响。研究表明 , 在 El Niño 年 , 北太平洋、美国南部、北非东部和东亚地区的臭氧柱总量相比气候平均值异常偏强 , 而在中欧和北大西洋地区则异常偏弱 ; 在 La Niña 年 , 北半球中纬度臭氧的异常正好与 El Niño 年的异常符号相反。北半球中纬度臭氧对于 ENSO 的最大响应信号出现在 3 月份 , 这与平流层波活动造成的臭氧累积正倾向在 3 月份达到最大有关。ENSO 对于北半球中纬度臭氧柱总量的年际变化率的贡献可达 20-30 % , 其中在北太平洋区域

甚至可到 50 %。ENSO 对中纬度臭氧柱的影响主要是通过在对流层高层激发异常的行星波传向中纬度地区以及改变天气尺度的 Rossby 波破碎事件频率实现的。详细的研究结果 2015 年发表在《Journal of Climate》。

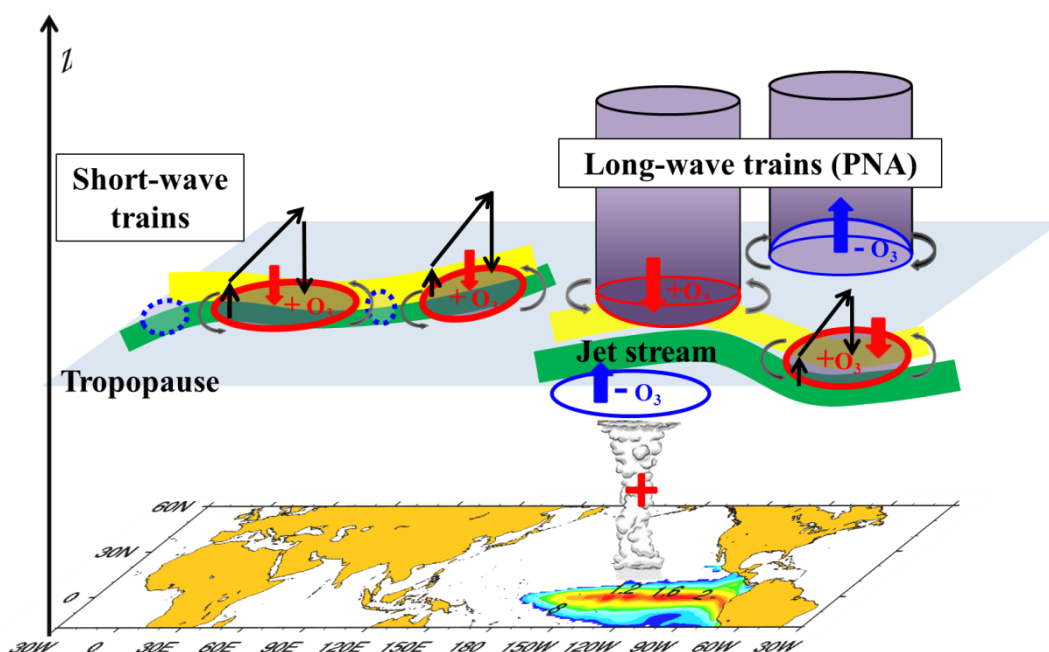


图2.厄尔尼诺事件影响北半球中纬度臭氧的机制示意图，绿粗线代表北美和北非-东亚急流，黄色粗线代表天气尺度Rossby波破碎事件。其中线越粗，表示的急流强度越强或Rossby波破碎频率越大。弯曲箭头表示ENSO期间行星尺度的异常水平环流。红色和蓝色圆圈表示异常下沉和上升的对流层顶高度，红色和黑色的细箭头分别表示的是伴随对流层顶高度变化产生的向下和向上的臭氧传输；黑色细直箭头表示的因Rossby波破碎产生的次级环流异常。

利用多种资料和大气化学气候模式研究了 ENSO 对于中国地区臭氧柱总量 (TOC) 和晴空紫外线的影响，发现在 El Niño 年中国大部分地区 TOC 相比常年平均值异常偏高，La Niña 年 TOC 则明显偏低。值得注意的是，TOC 对 ENSO 事件的最大响应区域从冬季位于中国南部到夏季向北移动至中国北方。TOC 异常中心的这种季节性移动与东亚急流的季节性移动有密切的联系。由急流的移动

造成的对流层顶高度的变化和由急流内传播的 Rossby 波列引起的上对流层下平流层区域环流的变化，共同造成了 ENSO 期间中国地区臭氧的变化。El Niño 年与 La Niña 年 TOC 的差值可以引起冬季长江中下游和春季青藏高原西北部 6-10 %晴空紫外线的变化。详细的研究结果 2015 年发表在《Atmospheric Environment》。

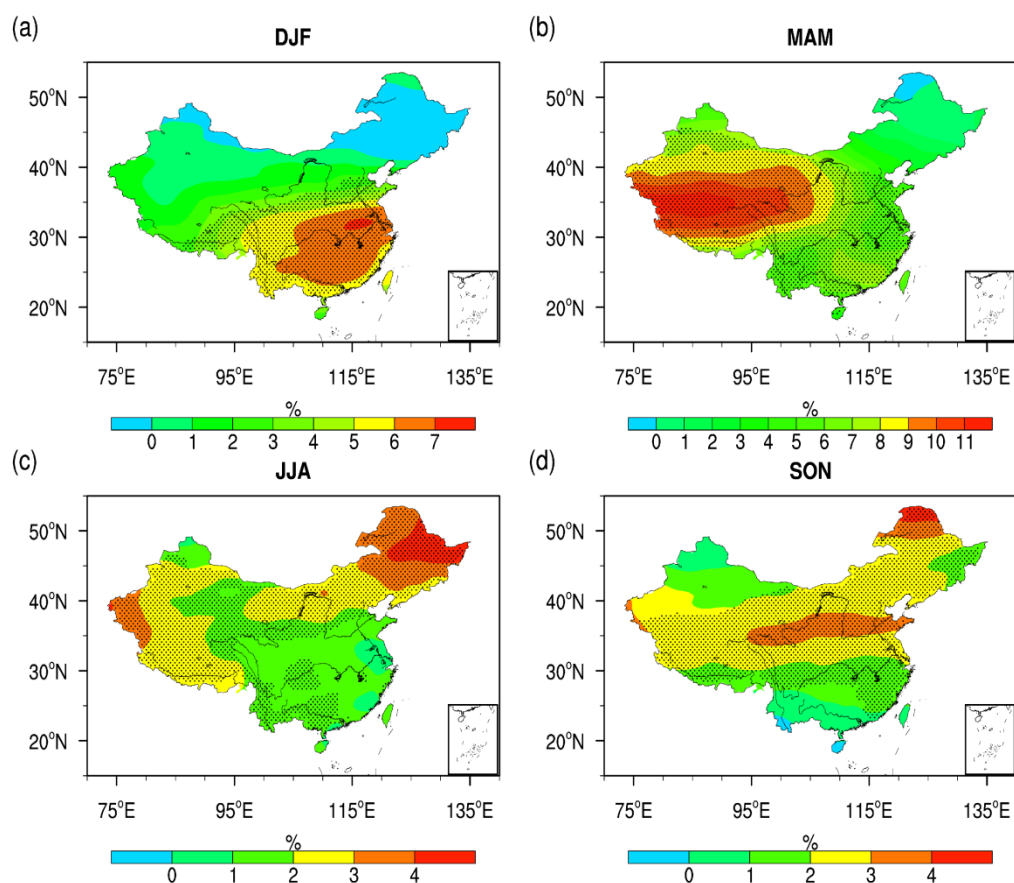


图3. (a) 冬季 ,(b) 春季 ,(c) 夏季和 (d) 秋季，厄尔尼诺年和拉尼娜年晴空紫外线 (波长280-400 nm) 的百分比差值。图中黑点区域代表合成异常超过了95%的显著性水平。

热带冰点对流层顶温度，是表征全球气候变化的重要指标，对于理解平流层水汽层变化至关重要。自 20 世纪 80 年代以来，热带冰点对流层顶温度不仅有明

显的年际尺度的变化，也呈现出显著的下降趋势。我们的研究发现自上世纪 80 年代以来，印度洋-太平洋暖池区域的持续扩张导致暖池的总能量增加，对对流层大气的加热也在不断增强，其影响范围也可能在进一步扩张。上述过程抬升了热带冰点对流层顶高度，导致观测到的热带冰点对流层顶温度降低。此外，我们的分析还表明，Modoki 活动通过影响穿透性对流活动，也可显著影响热带冰点对流层顶温度。详细的研究结果 2014 年发表在《Scientific Reports》。

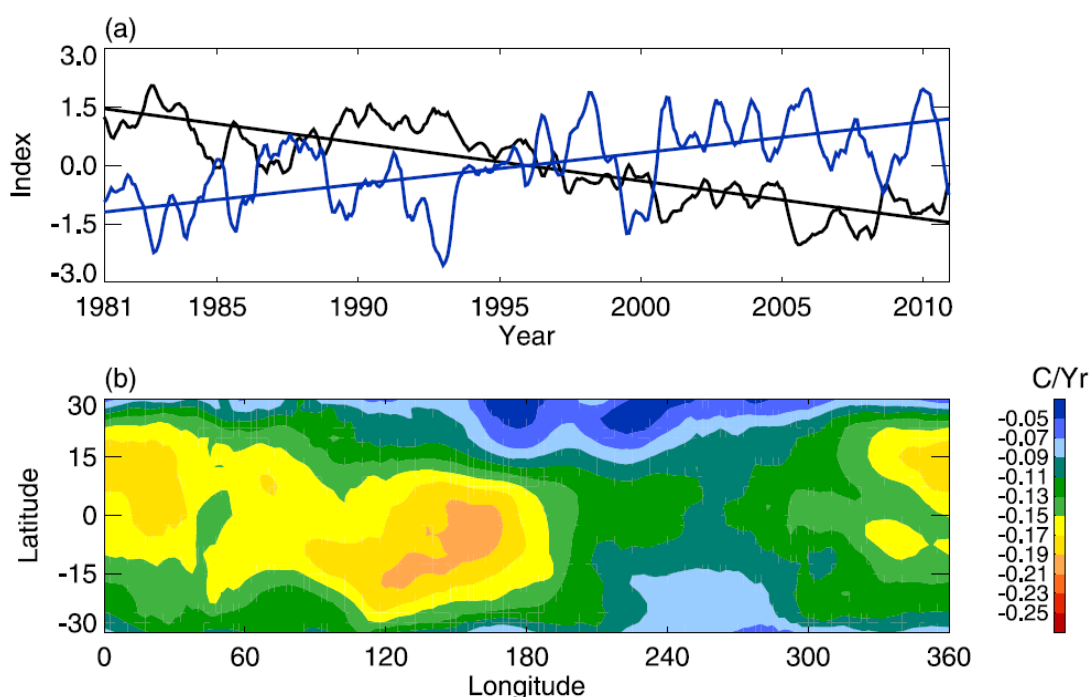


图4.热带冰点对流层顶温度趋势 (a) 1981-2010年热带 (15°S-15°N) 平均的冰点对流层顶温度 (黑线) 和冰点对流层顶高度 (蓝线) 的变化。直线为相应变量的线性趋势。

(b) 1981年-2010年热带冰点对流层顶温度线性趋势的空间分布。

利用大气化学气候模式 WACCM 分析了平流层大气对不同经向梯度的海温变化的响应。研究发现海温均匀增加和海温梯度增加都会使得副热带西风急流增强且使北半球极涡减弱。全球海温均匀增加对南半球平流层的影响更为显著，但海温梯度增加对北半球平流层的影响更大。南北半球极地平流层对海温经向梯度

变化的非对称响应主要与南北半球中不同类型的波活动及其不同传输过程有关。虽然海温增加使得波活动增强,但是海温增加波活动垂直传输的影响随着高度和纬度有所不同,且对海温梯度的变化敏感。另外,不同经向梯度的海温增加都会使得大尺度 BD 环流增强。详细的研究结果 2014 年发表在《Advances in Atmospheric Sciences》。

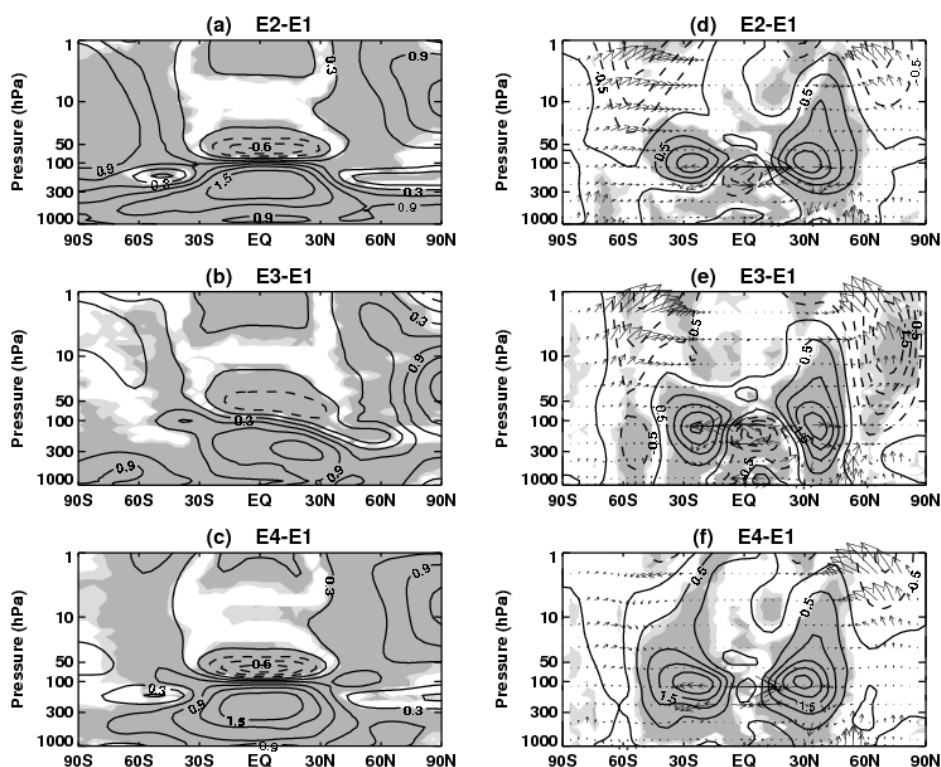


图 5. (a) 试验 E2 和 E1, (b) 试验 E3 和 E1, 和 (c) 试验 E4 和 E1 间的纬向平均温度的年平均变化。(d-f) 纬向平均纬向风的年平均变化(等值线)和 EP 通量(箭头), (d) 试验 E2 和 E1, (e) 试验 E3 和 E1, 和 (f) 试验 E4 和 E1。实线和虚线分别代表正的和负的变化。浅色(深色)阴影代表通过 95%(99%) 显著性检验水平。其中温度和纬向风等值线间隔分别是 0.3 K 和 0.5 m s^{-1} 。单位长度水平和垂直箭头分别是 10^9 kg s^{-2} 和 $0.5 \times 10^7 \text{ kg s}^{-2}$ 。

利用多种观测资料和大气化学气候模式(CCM)分析了青藏高原上空臭氧柱总量(TCO)的长期变化趋势及其影响因子。结果表明,与 20 世纪 90 年代中

后期高原年平均 TCO 开始恢复不同，近十年高原冬春季臭氧低谷显著加深。在 1979-2009 年冬季期间，臭氧低谷强度以 1.4 DU/10a 的速率加深，其面积以 50,000 km²/10a 的速率扩大。这与近十年来热带对流层高层更多的低浓度臭氧空气进入到高原上空的低平流层以及高原增暖引起的对流层顶抬升有关。分析还表明，在 1979-2009 年冬季期间，高原增暖引起的热力、动力过程变化引起 TCO 约 50% 的减小；东亚地区氮氧化物排放和全球对流层 N₂O 浓度的增加造成 TCO 不超过 20% 的减小。同时，1995-2009 年期间太阳常数的变化进一步加剧了高原臭氧的减小。详细的研究结果 2014 年发表在《Tellus B》。

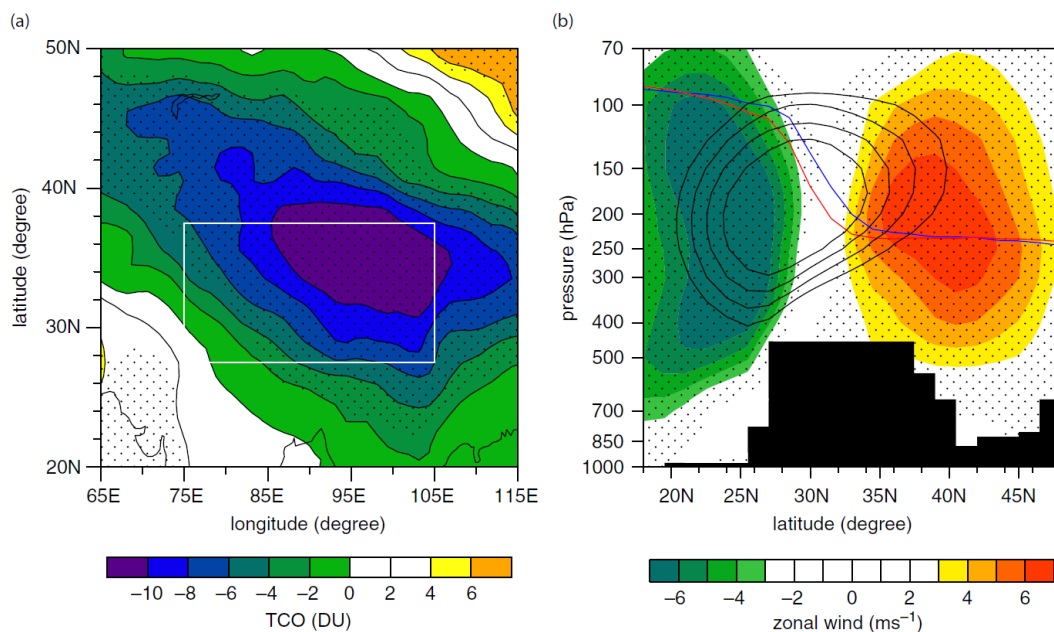


图6. (a) 冬季高原地温暖冷年份TOC 合成异常的差值分布。(b) 冬季高原地温暖冷年份 90% 纬向风合成异常的差值分布，同时叠加在图中的还有暖（蓝色）冷（红色）冷年份合成的动力对流层顶以及1979-2009 年常年平均风速大于30 m/s 纬向风场。图中黑点区域代表合成差值通过95%的显著性检验，白色矩形框表示青藏高原地区，黑色阴影区表示高原地形。

利用全球化学气候模式 WACCM3 研究了地面甲烷 (CH₄) 排放增加，尤其

是东亚和北美地区地面 CH₄ 排放增加，对大气温度、环流和臭氧（臭氧）的影响。模拟结果表明，地面 CH₄ 排放增加会导致北半球中纬度地区西风加强，BD 环流加速，以及穿越对流层顶的物质通量增加。但是，不同地区 CH₄ 排放增加导致 BD 环流的变化也不同。当东亚地区 CH₄ 排放增加 50 % 和全球地面 CH₄ 排放增加 15 %，平流层降温可达 0.15 K，臭氧浓度增加最大可达 45 和 60 ppbv。当增加相同的 CH₄ 排放量，北美地区 CH₄ 增加对平流层臭氧的影响更大，臭氧增加最大值达 60 ppbv。东亚地区和北美地区 CH₄ 排放增加均会导致北半球对流层中臭氧增加。对流层不同高度臭氧浓度变化的极大值出现的时间却并不相同。详细的研究结果 2015 年发表在《Advances in Atmospheric Sciences》。

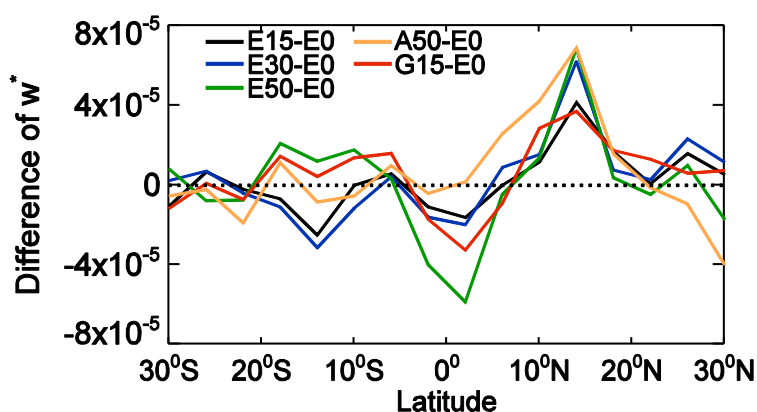


图 7. 100hPa 高度处 BD 环流垂直速度 w^* 的差异，黑线、蓝线、绿线、桔黄色线和红线分别代表 E15 试验、E30 试验、E50 试验、A50 试验和 G15 试验相对于 E0 试验的差异。单位为 Pa/s 。E15，E30，E50 是东亚地区甲烷增加 15%，30% 和 50%。A50 是北美地区甲烷增加 50%。A15 是全球甲烷增加 15%。

利用 WACCM3 研究了 11 年太阳活动周期对平流层温度和臭氧的直接和间接影响。结果表明，即使在模式中不考虑平流层 QBO 及海温的年际变化，模式

也能较好的模拟出低平流层温度和臭氧对太阳活动的响应。在热带低平流层，太阳活动的间接效应（化学效应）对温度和臭氧的影响比其直接辐射效应大。化学效应导致残余环流显著变化，从而引起热带低平流层臭氧异常。上平流层太阳活动对温度和臭氧的影响存在负反馈。化学效应对上平流层温度中的太阳周期信号有最大的贡献，但是上平流层温度中太阳周期信号是由太阳活动的直接辐射效应和间接臭氧反馈效应共同造成的。详细的研究结果 2013 年发表在《Chinese Science Bulletin》。

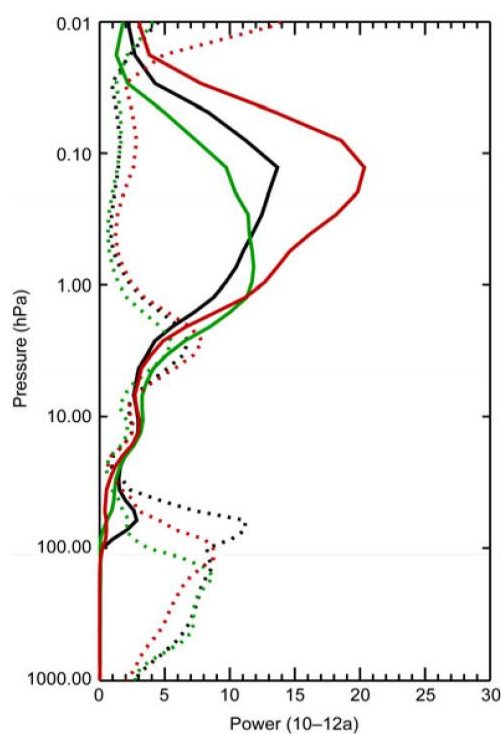


图 8.模式模拟的O3（虚线）和温度场（实线）时间序列中经过尺度平均的小波分析功率谱（10-12 年的周期）随高度的变化。其中黑线代表在控制试验中的结果；绿线代表在敏感性试验R1（只在模式的辐射方案中考虑太阳辐射谱的11 年周期变化）的结果；红线代表在敏感性试验R2（只在模式的化学方案中考虑太阳辐射谱的11 年周期变化）的结果。

利用多种观测资料和数值试验，我们发现过去三十年二月北极平流层极涡偏

向欧亚大陆而偏离北美大陆。极涡的移动主要是由北极地区特别是巴伦支海-喀拉海海冰减少引起的行星 1 波增强造成的。另外，欧亚大陆的积雪增加也可能会进一步加剧极涡的偏移。分析还指出极涡偏移导致欧亚大陆和北美大陆部分地区温度降低，部分抵消了过去三十年这些地区的对流层增暖效应。为了更好地理解未来气候的变化，由海冰持续减少引起的极涡偏移现象及其带来的气候影响值得进一步关注。详细的研究结果 2016 年发表在《Nature Climate Change》。

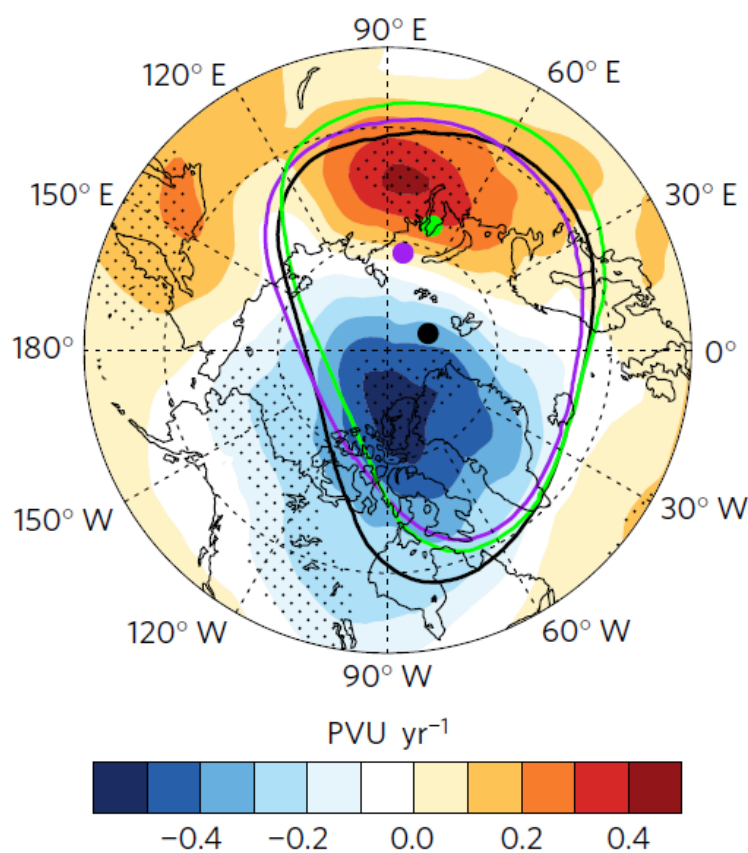


图9.利用ERA-Interim月平均资料得到的二月份430-600K等熵面垂直平均的1980s (黑色), 1990s (紫色)和2000s (绿色)的极涡边界(等值线)和极涡中心(点)。填充色为1980-2009年位涡(PV)的线性趋势。点区代表通过90%的显著性检验。

利用再分析资料和化学气候模式探讨了热带对流层顶层在 1979–2014 年间变化趋势的纬向结构。结果表明：热带冷点对流层顶温度(CPTT)在 1979–2014

年间的变化趋势呈现纬向非对称特征，即在热带中东太平洋区域 (CEP), CPTT 呈现 $0.22 \text{ K decade}^{-1}$ 的变化趋势；而在热带中东太平洋以外的区域 (nonCEP), CPTT 的变化趋势为 $-0.08 \text{ K decade}^{-1}$ 。进一步利用数值模式设计的敏感试验证明，热带 CPTT 变化趋势的纬向非对称结构与纬向非对称的海温 (SST) 变化引起的沃克环流增强有关。冷却的中东太平洋 SST 和增暖的印太暖池 SST 通过影响海平面气压梯度和赤道东风进而影响对流，并使得沃克环流增强。增强的沃克环流引起位于其下沉支的 CEP 区域动力增暖而位于其上升支的 nonCEP 区域动力冷却。CEP 区域的动力增暖导致上对流层下平流层区域温度显著增加，使得热带冷点对流层顶抬升。模式结果还表明上对流层下平流层区域温室气体、臭氧和水汽变化的辐射效应对热带 CPTT 变化趋势的贡献相比 SST 变化引起的热带 CPTT 变化趋势的贡献小得多。详细的研究结果 2016 年发表在《Journal of Climate》。

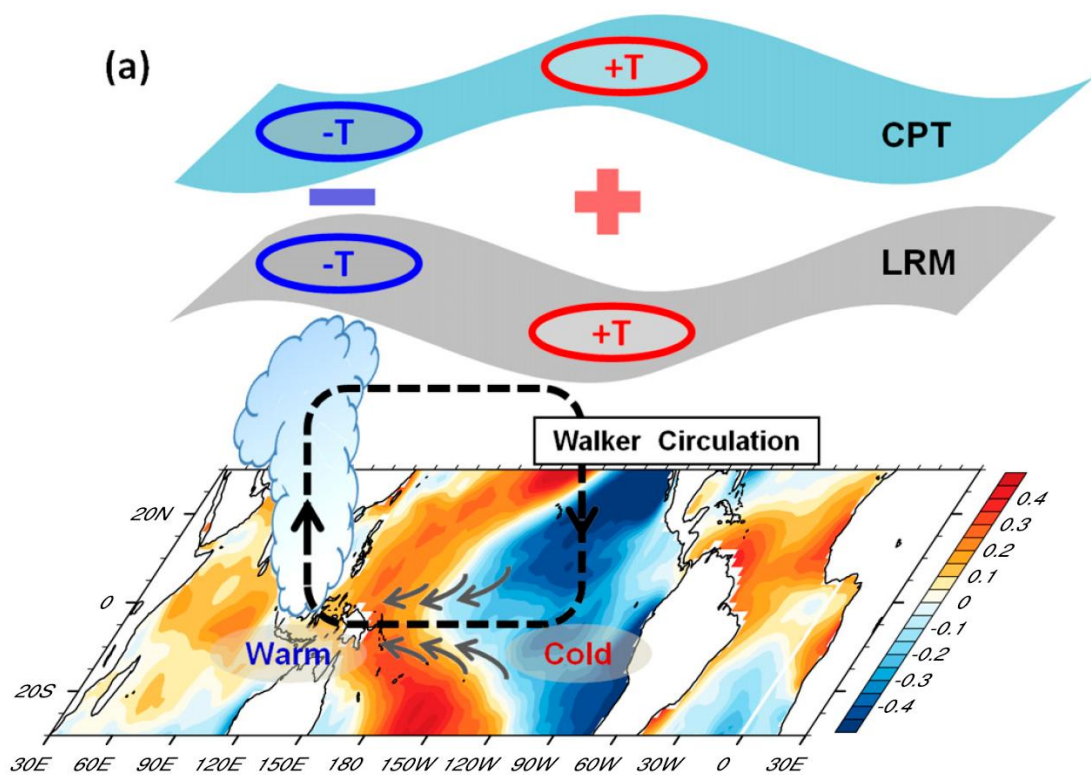


图 10. SST 改变和热带对流层顶变化及相关过程之间联系的机制图。彩色填充表示 1979-2014 年观测的 SST 的趋势 (K/十年)，黑色带箭头的虚线表示在太平洋

海域加速的沃克环流。灰色的箭头表示贸易风趋势。蓝色和灰色的曲面分别表示 CPT 和 LRM 高度的变化，红色和蓝色的圈分别表示对流层顶温度变暖和变冷，加号和减号分别表示 CPTP 和 LRMP 变暖和变冷趋势。

利用大气化学气候模式 WACCM 模拟分析了 N_2O 增加对平流层化学和动力过程的影响。结果显示，尽管在 IPCC A1B 场景平流层变冷的情况下，由 N_2O 分解产生的 NO_y 净产出率出现下降，但是平流层内 NO_y 的浓度依旧在增加。在 2041-2050 年间， N_2O 增加 50% 导致中平流层 10 hPa 高度臭氧混合比和臭氧柱总量最多分别减少了 6% 和 2%，但是全球未来几十年里臭氧柱总量总体上仍呈现恢复的趋势。进一步研究表明， N_2O 增加的化学效应是影响平流层臭氧变化的主要因子，而 N_2O 增加的动力和辐射效应对平流层臭氧和温度的影响并不显著。同时，不同时间段内 N_2O 的臭氧损耗能力主要是受到大气背景场的影响，如 CO_2 的增加会强烈抵消 N_2O 造成的臭氧损耗。详细的研究结果 2014 年发表在《Atmospheric Chemistry and Physics》。

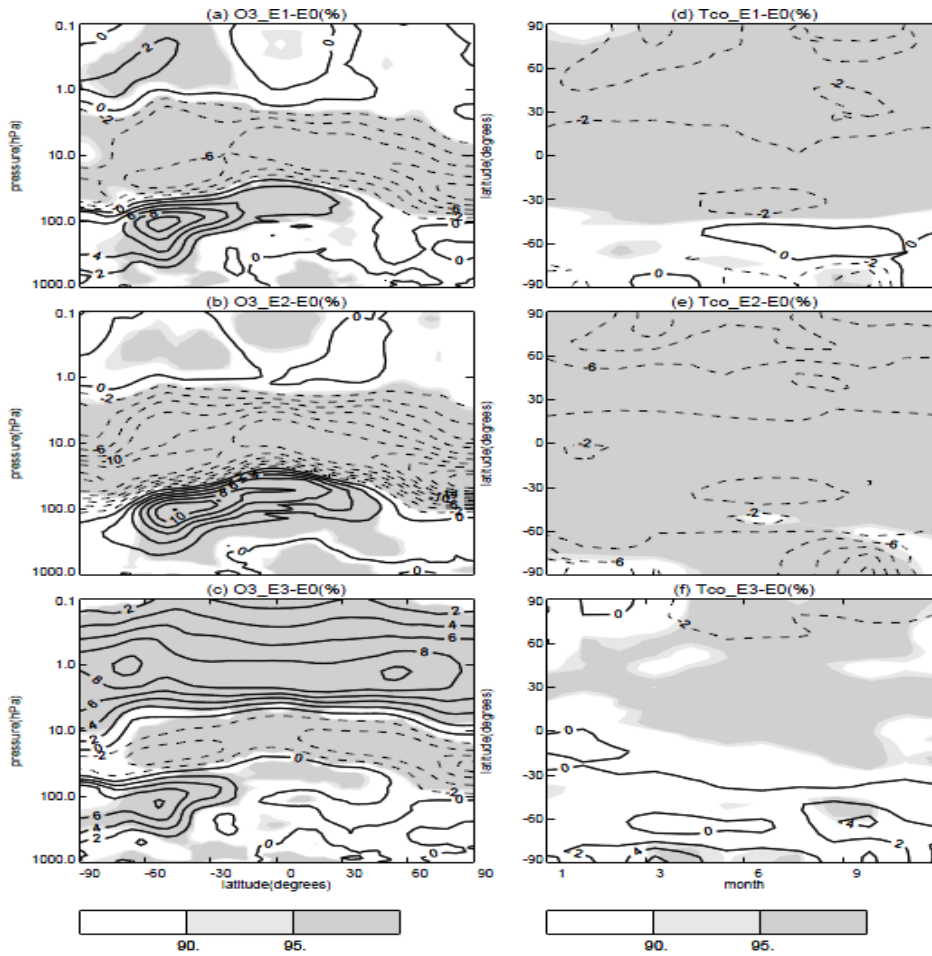


图 11. (a) E1 与 E0 试验 , (b) E2 与 E0 试验 , (c) E3 与 E0 试验差值的 2041-2050 年期间纬向平均的臭氧混合比高度-纬度分布图 ; (d) E1 与 E0 试验 , (e) E2 与 E0 试验 , (f) E3 与 E0 试验差值的 2041-2050 年期间纬向平均的臭氧柱总量纬度-季节分布图。

利用一个耦合的大气化学-气候模式 (WACCM3) 研究了地表甲烷排放增加对平流层水汽和全球臭氧变化的影响。结果表明, 如果地表甲烷的排放量在 2000 年的基础上增加 50%(达到政府间气候变化专门委员会 A1B 排放情景中 2050 年的值), 平流层水汽体积分数将平均增加约 0.8×10^{-6} 。南半球平流层甲烷转化为水汽的效率比北半球高。在北半球平流层中, 1mol 甲烷分子可以转化为约 1.63 mol 的水汽分子, 而在南半球 1 mol 甲烷分子大概可以转化为约 1.82 mol 的水汽分子。甲烷排放增加 50% 将使全球中低纬度地区以及北半球高纬度地区的臭氧柱

总量增加 1%-3%，使南半球高纬度地区臭氧柱总量增加近 8%，而秋季(南半球春季)南极地区臭氧柱总量增加幅度可高达 20%，南极臭氧的这种显著增加主要是由于甲烷增加造成的化学反馈所致。在北半球中高纬度地区，甲烷增加引起的臭氧变化主要与甲烷氧化导致的水汽增加有关。研究还表明，未来甲烷排放增加对臭氧的恢复作用其实与溴化物排放的减少一样重要。详细的研究结果 2013 年发表在《气象学报》。

表 1 甲烷排放增加 50%后不同效应对全球臭氧柱总量的影响

不同效应	90°—60°S	60°—30°S	30°S—30°N	30°—60°N	60°—90°N
CH ₄ 增加	8.0%	2.2%	1.2%	2.5%	3.8%
CH ₄ 辐射效应	-4.3%	0.4%	0.3%	0.4%	0.8%
CH ₄ 化学效应	12.3%	1.8%	0.9%	2.1%	3.0%
CH ₄ 直接化学效应	12.7%	1.5%	0.7%	1.1%	1.2%
CH ₄ 间接化学效应	-0.4%	0.3%	0.1%	1.0%	1.8%

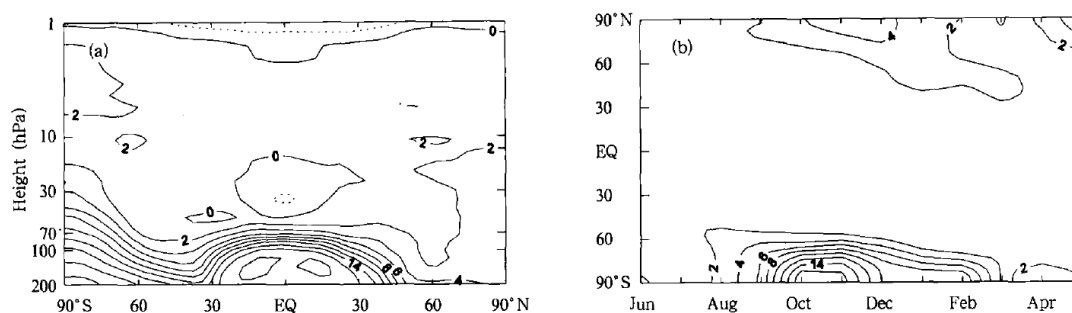


图 12.实验 E2 (甲烷排放相当于 2000 年增加 50%) 相比于 E1 (控制实验, 2000 年温室气体排放量) 在 200 hPa 以上纬向平均的臭氧百分比变化 (a) 和全球臭氧柱总量的季节性百分比变化 (b) (等值线间隔为 2% , 实线为正值 , 虚线为负值)