中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 10 期: 2315 ~ 2327
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

东亚一次典型切断低压引起的平流层空气深入侵过程的分析

李丹[①②], 卞建春[①*], 范秋君[①②]

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, 北京 100029;
② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: bjc@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2013-07-23; 接受日期: 2014-02-18; 网络版发表日期: 2014-09-23
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB428602)和国家自然科学基金项目(批准号: 41175040)资助

摘要 利用 ERA-Interim 再分析资料、卫星资料以及轨迹模式, 对 2010 年 6 月 19~23 日东亚夏季一次典型切断低压(COL)过程中的动力、热力及化学结构进行了分析, 并详细分析了平流层空气深入侵过程和路径. AIRS 臭氧资料与臭氧探空资料分析表明, 在 COL 发展成熟阶段, 由极区高位势涡度、高臭氧库区脱离出来的空气在 COL 的中心形成一个局地高位势涡度与高臭氧浓度区域, 并在对流层中上部出现臭氧次峰结构. 前向轨迹模式模拟结果表明: COL 形成前期, 高空槽加深, 槽后偏北风急流可以引起极区下平流层空气向中纬度对流层中低层侵入, 从而使对流层中低层臭氧浓度升高; COL 发展成熟阶段, 可以引起平流层空气的"旋转式"入侵. 最后, 应用后向轨迹模式对成熟阶段 COL 内部及周围空气块源地做进一步模拟分析. 结果表明: (1) COL 中心高浓度臭氧空气块源地有两个, 一是中西伯利亚北部上空的副极地涡旋, 这部分气块对 COL 中心的高臭氧浓度起主要作用; 二是 90°E 以西, 50°N 附近的温带急流轴左侧的气旋式风速切变区. (2) COL 周围低臭氧浓度的气块源地也有两个, 一是 COL 底部臭氧浓度相对较低的空气块主要来自急流轴右侧反气旋式风速切变区, 以平流运动为主; 二是 COL 前部及后部的空气块主要来自 COL 南侧低层暖区, 以上升运动为主.

关键词
切断低压
平流层-对流层交换
平流层侵入

当极区附近的高空槽向中纬度地区延伸得足够长时, 对流层中上层冷槽与高纬冷空气的联系会被暖空气切断, 形成孤立的闭合气旋性环流, 称之为切断低压(cut-off low, COL)(Palmén 和 Newton, 1969). COL 的移动比较缓慢, 可在局地维持数天, 有些甚至可维持 2~3 周(Price 和 Vaughan, 1992; Baray 等, 2003). Nieto 等(2005)对北半球 COL 进行气候统计时指出, 典型 COL 演变过程大致可分为四个阶段: 高空槽发展阶段、分离阶段、切断过程和最终阶段. 统计结果显示, 中国北部-西伯利亚、北太平洋东岸与欧洲南部-大西洋东岸是北半球 COL 的三大频发区, 中国北部-西伯利亚 COL 位置比北太平洋东岸和欧洲南

中文引用格式: 李丹, 卞建春, 范秋君. 2014. 东亚一次典型切断低压引起的平流层空气深入侵过程的分析. 中国科学: 地球科学, 44: 2315–2327
英文引用格式: Li D, Bian J C, Fan Q J. 2014. A deep stratospheric intrusion associated with an intense cut-off low event over East Asia. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4977-2

部-大西洋东岸 COL 偏北 10~15 个纬距, 因其主要发生在中国东北地区, 并在对流层中高层伴随冷中心, 因此我国学者又称之为“东北冷涡”. COL 形成之前, 东亚大槽槽前和槽内不断向下游输送冷空气, 使东北冷涡持续并得到加强(王东海等, 2007). 冷涡前北上的暖平流十分有利于高层扰动的维持, 对流层中高层冷涡后冷平流的加强, 有利于冷涡的加深发展(钟水新和张人禾, 2011). 对流层高层高值位涡大气在高空急流的输送下向下移动, 对冷涡加强发展起重要作用.

20 世纪 40 年代, Palmen(1949)对北美西风带大尺度扰动的结构和形成机制进行了探讨, 首次提出了冷涡“cutting-off”概念, 指出冷涡的切断是槽南冷空气从槽北冷空气库分离出来的过程. Hsieh(1949)从理论和个例分析中提出了 COL 的水平和垂直环流模型, 在过 COL 中心的纬向剖面图上, 冷涡东西两侧的经向风分布趋于对称. Sato(1951)从角动量守恒、涡度和能量守恒推导出冷涡三维结构, 并给出冷涡轴对称的垂直剖面图, 指出漏斗状对流层顶以上为暖心结构, 以下为冷心结构. 中纬度 COL 内部空气通常来自极区的高位涡库区, 因此, 在跨越中纬度对流层顶的等熵面上(~330 K), 成熟阶段的 COL 是独立的闭合高位涡区(Hoskins 等, 1985). 在等位温面上, COL 系统内对流层顶比周围低 2~3 km, 形成了平流层空气的“垂挂”结构(Gouget 等, 2000). 干侵入是冷涡发展过程中的典型特征(Browning 和 Golding, 1995; Browning, 1997). Sakamoto(2005)指出冷涡的近地层锋前有上升运动, 易诱发深对流, 而对流层云的潜热释放对冷中心的减弱起了重要的作用. 国内对 COL 的结构在观测、理论及个例模拟方面做了较为详尽的研究(Zhao 等, 2007; 孙力等, 2002), 但研究多集中在对流层, 下平流层区域 COL 的结构研究并不多.

COL 形成初期高空急流附近的湍流过程易引起平流层、对流层空气发生混合(Price 和 Vaughan, 1993), 对流层顶折叠过程可以输送平流层空气到对流层(Anecellet 等, 1994). COL 演变过程中的分离阶段的双曲点(鞍点)流场的快速拉伸与折叠形变导致空气细丝状结构形成和大气成分梯度变大, 进而引起平流层、对流层物质大尺度准等熵混合(Bowman 等, 2007). Bamber 等(1994)通过飞机观测发现对流层上部成熟的 COL 内部气体浓度兼具有对流层和平流层示踪气体的性质, 表明平流层与对流层空气发生混合. 对此, WMO(1986)给出解释是, 积雨云云砧穿越对流层顶并与平流层臭氧富集的空气发生混合回到上对流层, 然后对流层顶在更高高度上重建. COL 发展的最终阶段, 对流云引起对流层顶抬升及急流附近小尺度湍流混合过程, 从而使得平流层空气向对流层输送(Ancellet 等, 1994). COL 消亡过程中, 通过低压底部的对流侵蚀过程以及 COL 外围的细丝状结构引起平流层-对流层交换(Gouget 等, 2000).

臭氧作为示踪气体, 常被用于平流层-对流层交换的研究. 与 COL 相伴随的对流层顶折叠可引起平流层臭氧向对流层的输送(Langford 等, 1996; 杨健和吕达仁, 2003), 而且平流层入侵过程也可引起对流层臭氧浓度增加(杨健和吕达仁, 2004; Kuang 等, 2012)及近地面臭氧浓度升高(Langford 等, 2012; Lin 等, 2012). 臭氧是对流层中一种有效的温室气体, 由于其对太阳短波辐射和地球长波辐射的调制而产生对于天气、气候重大的辐射强迫(陈洪滨等, 2006). 热带外地区平流层向对流层输送的臭氧是对流层臭氧的重要来源, 中纬度 COL 对此起重要作用. 由 COL 引起的输送过程的时间尺度约为几天, 而在对流层中, 臭氧的光化学寿命约为 22 d(Stevenson 等, 2006), 因此由平流层向对流层输送的臭氧可以引起中纬度中低对流层臭氧浓度明显的扰动. 中国北部-西伯利亚是北半球 COL 的三大频发区之一(Nieto 等, 2005), 因此, 此区域的 COL 对平流层-对流层交换起到非常重要作用. 前人对 COL 引起的平流层-对流层交换过程及交换机制做了详尽研究, 并且应用轨迹模式对气块输送路径做了初步研究, 但研究多限于二维路径, 对交换过程中平流层气块输送到对流层的三维路径研究较少, 对 COL 及其周围空气块源地也没有做详尽研究. 因此本文利用 AIRS 观测资料及臭氧探空资料, 借助拉格朗日轨迹模式, 对发生于 2010 年 6 月 19~23 日的 COL 引起的平流层深入侵过程和路径进行分析, 并对 COL 影响区域内的高臭氧浓度空气块源区做了初步模拟.

1 数据和方法介绍

1.1 臭氧探空资料及 AIRS 臭氧资料

臭氧探空资料由大气臭氧探空仪(GPSO3)于 2010 年 6 月, 在长春(43.54°N, 125.14°E)地区进行观

测实验获得. GPSO3 由中国科学院大气物理研究所研制, 关于仪器更详尽描述参见王庚辰等(2003)和宣越健等(2004). 卫星臭氧数据来自 AIRS 红外探测器. AIRS 搭载在太阳同步卫星 Aqua 上, 有 2378 个通道的跨轨道红外探测仪, 可提供地球上每个地区一日两次(白天/夜间)的大气成分和温度数据. 本文使用数据 AIRS-Level2 V5. AIRS 臭氧数据同北京(39.8°N, 116.47°E)GPSO3 臭氧探空数据相比, 在热带外下平流层上对流层区域有较好的一致性. 在夏秋季, AIRS 臭氧数据在上对流层区域(150~400 hPa)为负偏差, 约为–2%~–30%, 而在下平流层区域(50~150 hPa)为正偏差, 最大正偏差出现在 70~100 hPa, 为 19%(Bian 等, 2007).

1.2 再分析资料

ERA-Interim 数据为欧洲中期天气预报中心(ECMWF)研制的最新的全球大气再分析产品. 资料包括分辨率为 2.5°×2.5°/1.0°×1.0°/0.75°×0.75°每日 00/06/12/18 UTC 数据. 本文使用的数据水平分辨率为 0.75°×0.75°, 垂直方向为从 1000 hPa 到 1 hPa 共 37 层, 在对流层顶附近垂直分辨率大概为 0.8~1.4 km. 数据用于计算 WMO 定义的热力学第一、第二对流层顶高度(Reichler 等, 2003). 在计算第二对流层顶高度时, 将 WMO 定义的第二对流层顶温度递减率 3 K km^{-1} 改为 2 K km^{-1} 标准(Randel 等, 2007). 风场资料用于驱动轨迹模式.

1.3 模式及模拟方法

TRAJ3D 通过计算空气块的 3D 轨迹来研究空气块的运动状态与流体的动力学结构; 空气块的轨迹通过求解如下方程得到

$$\frac{\mathrm{d}x}{\mathrm{d}t} = \boldsymbol{v}(\boldsymbol{x}, t), \tag{1}$$

$$\boldsymbol{x}(t_0) = x_0, \tag{2}$$

式中, $\boldsymbol{x}(t)$为 t 时刻空气块的空间位置, $\boldsymbol{v}(\boldsymbol{x}, t)$为速度矢量, $\boldsymbol{v}$ 输入场来自 ERA-Interim 再分析资料, 垂直运动通过计算等压坐标系上的垂直速率 ω 得到, 目标空气块的位置通过空间和时间线性内插得到. 关于 TRAJ3D 更详细讨论见 Bowman 等(1993, 2002).

前向轨迹模拟实验区域为 25°~75°N, 80°~150°E, 100~700 hPa, 模式水平分辨率为 0.75°, 垂直分辨率为 25 hPa. 模拟初始时间 6 月 17 日 18 时及 6 月 18 日 18 时, 进行 5 天前向轨迹模拟. 平流层-对流层交换可以分成浅交换和深交换. 实际上浅交换是部分可逆的, 只是改变对流层顶区域大气成分的重新分布, 但在气候平均角度上, 这样的可逆浅交换并不会对大气化学成分改变产生影响. 而深交换过程在很大程度上是不可逆的, 通过从下平流层到低对流层甚至地面之间的交换, 对大气化学产生特别显著、持久的影响(Stevenson 等, 2006). Wernli 等(2002)和 Sprenger 等(2003)使用 ECMWF 再分析资料分析全球深入侵事件频率分布特征时给出了深入侵判别标准, 定义空气块跨越动力学对流层顶 2 PVU(1 PVU=10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}), 并下沉到 700 hPa 等压面的时间不超过 5 d. 本文通过以下几个标准来选择平流层深入侵气块: (1) 气块起始位置的位势涡度大于 2 PVU, 并且比湿小于 1 g kg^{-1}. (2) 气块在 5 d 内分别跨越 2 PVU 等位涡面, 以及 600 hPa 等压面. (3) 剔除跨越 2 PVU 等位涡面和 600 hPa 等压面, 但不在 COL 发展区域内气块.

比湿的判别标准剔除对流层低层位势涡度异常区域空气块(Bourqui 和 Trépanier, 2010), 保证空气块都来自动力学对流层顶 2 PVU 以上(Holton 等, 1995), 因 Wernli 等(2002)统计北半球全年深入侵个例, 本文只对东亚夏季 COL 做研究, 所以将深入侵判别标准中 700 hPa 改为 600 hPa, 通过以上标准选取前向轨迹模拟的特定空气块, 根据每个气块的轨迹, 将其划分成簇, 研究各簇气块侵入到对流层过程及其路径. 结合 COL 位势高度及臭氧浓度分布选取后向轨迹模拟目标气块, 研究 COL 影响范围内气块源地分布特征.

2 COL 演变过程

根据 300 hPa 环流形势, 将 COL 演变过程划分为 4 个阶段: 高空槽发展阶段(19 日 00~20 日 06 UTC, 世界时, 下同), 分离阶段(20 日 06~20 日 18 UTC), 成熟阶段(20 日 18~22 日 00 UTC)和减弱阶段(22 日 00~23 日 00 UTC). 选取其中的 19 日 18 UTC、20 日 18UTC、21 日 18 UTC 和 22 日 18 UTC 作为各阶段代表对 COL 的发展演变过程中动力、热力及化学结构做分析.

(ⅰ) 高空槽发展阶段. ERA-Interim 资料分析可知, 300 hPa 上 COL 的发展始于 6 月 19 日 00 时中西

伯利亚中部一个高空浅槽向我国东北地区的伸长, 系统向东缓慢移动同时高空槽加深(图略). 至 19 日 18 时, 整个槽位于东亚 115°~130°E. 在 330 K 等熵面上, 高空槽发展为高位涡(pv>2 PVU)区域. 位涡脊线沿 122°E 经线从 63°N 延伸到 44°N(图 1(a)). 这一过程使高空西风急流发生扭曲, 槽后偏北风急流由高纬度一直延伸到中纬度. 极区附近高臭氧浓度大气在高空急流的作用下向中纬度输送, 形成了与低压槽匹配臭氧高值区(图 2(a)). 低压槽内动力学、热力学对流层顶高度比槽外对流层顶高度低(图 3(a)左). 在 COL 影响时段内, 19 日 16 时施放的探空球测得的臭氧廓线显示, 对流层整层臭氧浓度没有出现峰值结构, 因此时系统还未到达测站上空(图 3(a)右). 臭氧体积浓度剖面显示, 同一高度上槽内(45°N 以北)臭氧浓度比槽南侧要高(图 3(b)).

(ii) 分离阶段. 随着系统发展演变, 高空槽逐渐从极区分离出来. 直至 20 日 18 时分离过程比较明显, 在(48°N, 125°E)附近形成一个闭合低压中心. 同时刻, 平流层位涡分离现象也发生, 分离区域位势涡度最大值达到 14 PVU(图 1(b)). AIRS/Aqua 卫星此时

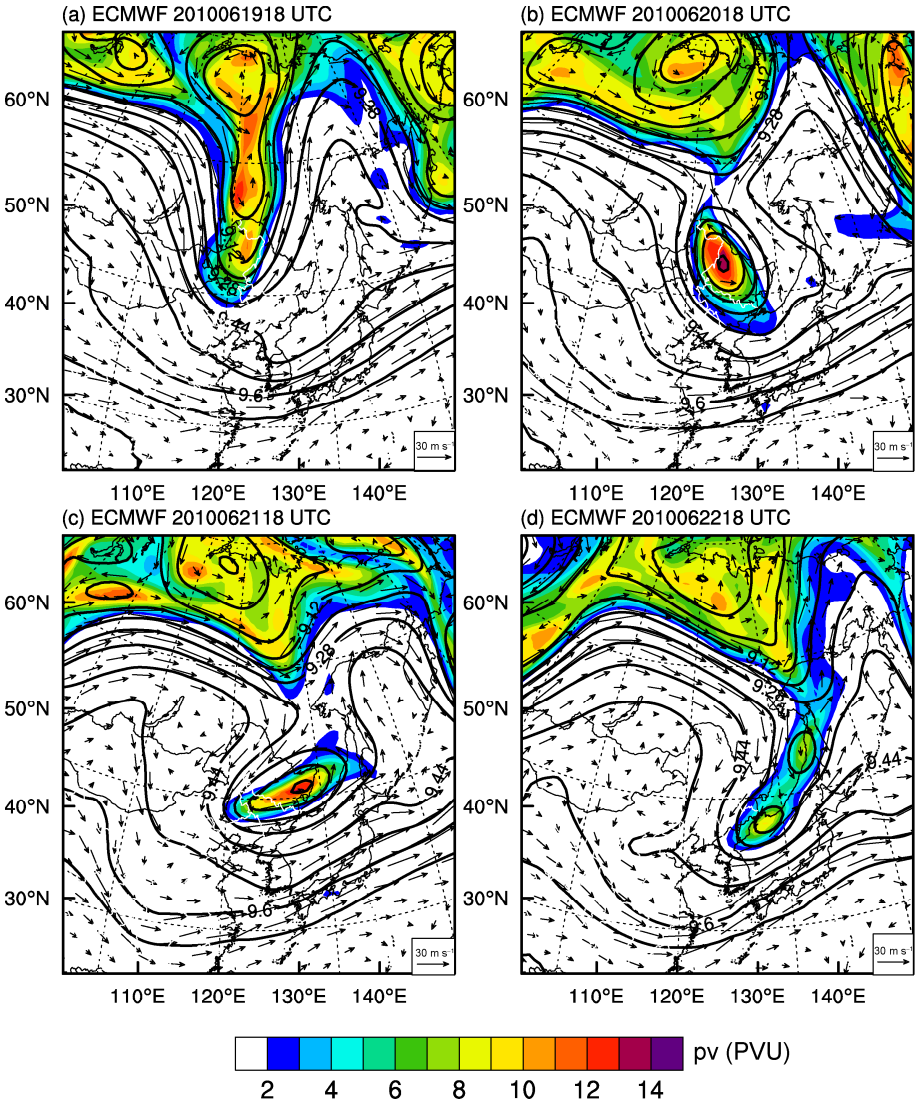

图 1　330 K 等熵面上 PV 和 300 hPa 上位势高度、水平风场分布图

(a) 19 日 18 时; (b) 20 日 18 时; (c) 21 日 18 时; (d) 22 日 18 时. 黑色实线示位势高度(gpkm)

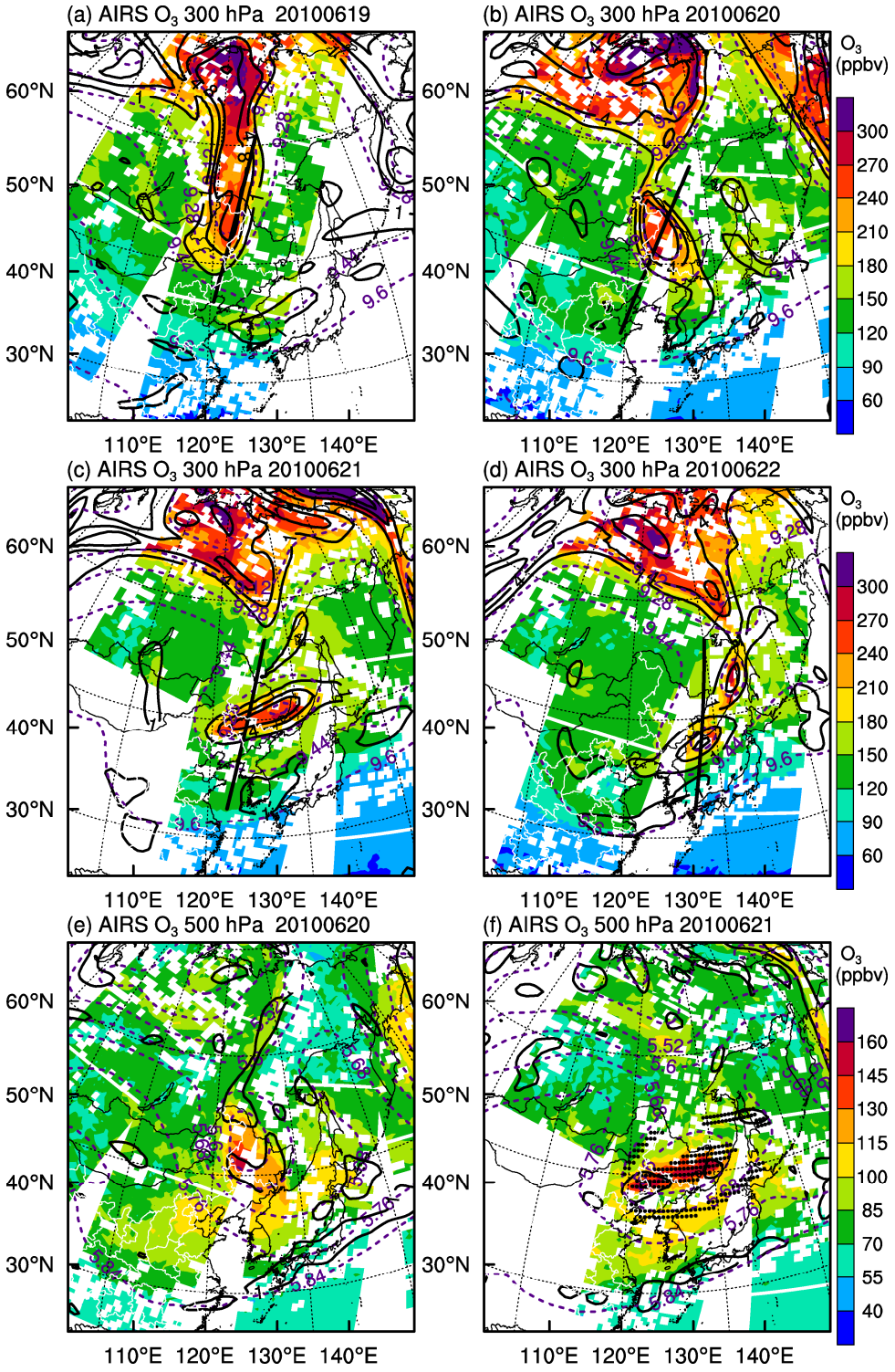

图 2　AIRS 卫星降轨(18 时前后)观测臭氧体积混合比、对应等压面位势涡度和位势高度分布图

(a) 6 月 19 日; (b) 6 月 20 日; (c) 6 月 21 日; (d) 6 月 22 日; (e) 6 月 20 日; (f) 6 月 21 日. (a)~(d)中粗黑实线为沿着卫星轨道的并尽可能过 COL 中心附近的轨迹线. (f) 黑点为切断低压内部及周围选定目标气块. 阴影示臭氧体积混合比(ppbv), 黑色实线示位势涡度(1, 4, 8 PVU); 紫色断线示位势高度(gpkm)

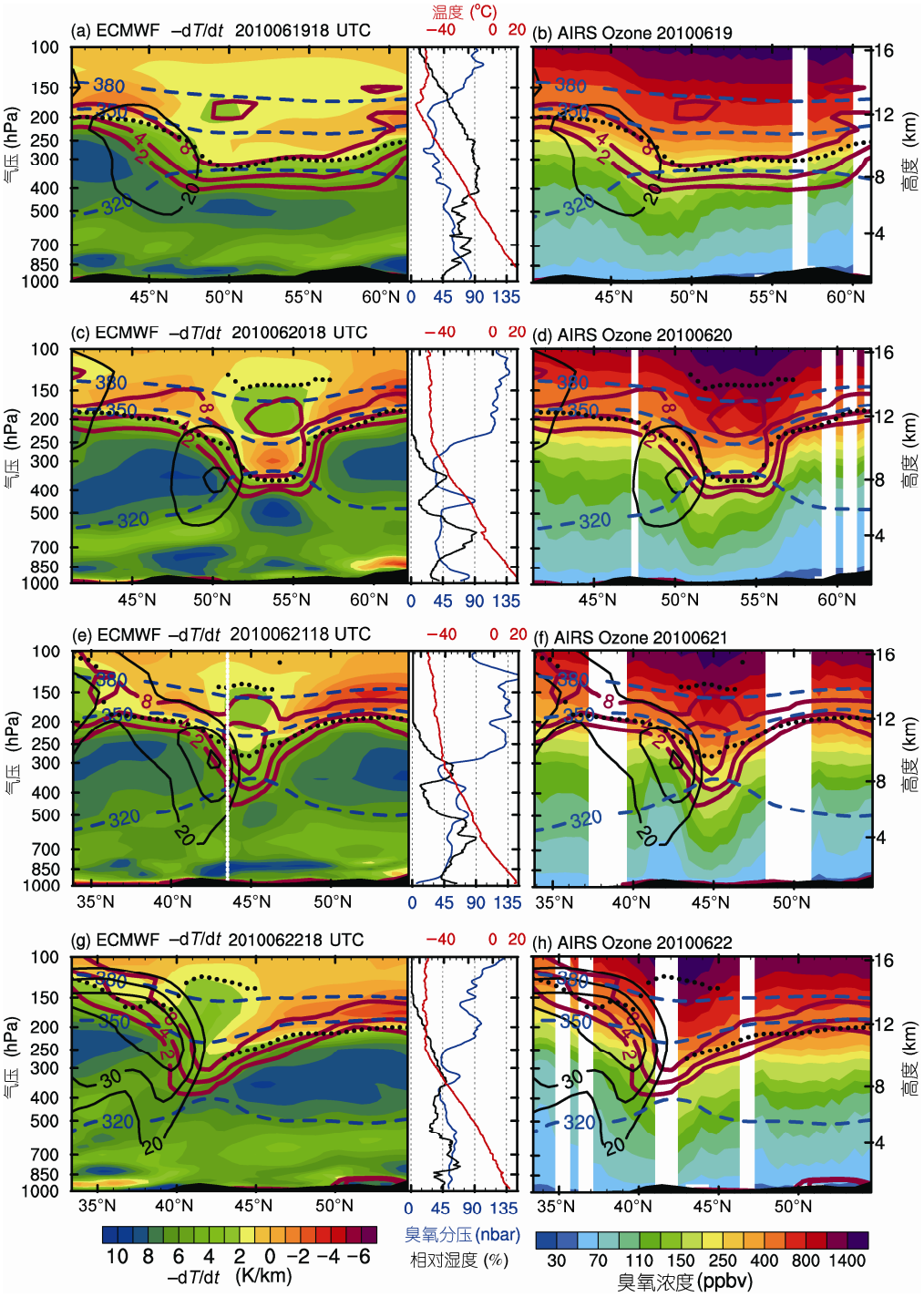

图 3　温度递减率剖面、以及 AIRS 观测的臭氧体积混合比垂直剖面图

(a), (c), (e), (g)中自上至下为 19~22 日 18 时温度递减剖面(左图), 以及臭氧体积混合比、温度和相对湿度廓线(右图). (b), (d), (f), (h)为 AIRS 观测的臭氧体积混合比垂直剖面. (a)和(b), (c)和(d), (e)和(f), (g)和(h)分别为过图 2(a)~(d)中黑色粗实线的剖面图. 剖面图中黑点示热力学第一、第二对流层顶高度(hPa); 黑色实线示纬向风速(m s^{-1}); 蓝色断线示等熵线(320, 350, 380 K); 棕色实线示 PV(2, 4, 8 PVU). 廓线图中蓝色实线示臭氧体积混合比(ppbv); 红色实线示温度(℃); 黑色实线示相对湿度(%). (b), (d), (f)和(h)中白色竖条示无效观测数据. (e)左图中白色断线示图右探空气球经过纬度

恰好经过 COL 上空, 测得臭氧柱浓度呈现了与位涡类似的结构, 有一个臭氧高值中心从极区高臭氧库区脱离出来. 300 hPa 等压面上层结臭氧浓度比周围偏高至少 60 ppbv(图 2(b)), 500 hPa(图 2(e))等压面上层结臭氧浓度比周围高 30~45 ppbv.

在上对流层-下平流层区域, 发展阶段切断低压系统内对流层顶比周围低 2~3 km, 形成了平流层空气的“垂挂”结构. 2 PVU 动力学对流层顶高度比热力学对流层顶高度更低, 达到 400 hPa. 300 hPa 上暖下冷的结构使切断低压区内热力学第一对流层顶上部出现逆温层, 在逆温层之上出现了热力学第二对流层顶(图 3(c)左). 探空廓线显示 350~500 hPa 相对湿度小, 臭氧浓度偏高, 出现臭氧次峰结构(图 3(c)右). 切断低压内部臭氧浓度比外部高出很多, 平流层臭氧在切断低压内部形成了类似于地形学中“地势低洼的盆地”结构, 这种特征在 46°~47°N 附近即切断低压西南边缘尤其显著(图 3(d)).

(iii) 成熟阶段. 21 日 18 时, 低压与极区冷空气联系完全被切断, 演变成孤立椭圆形涡旋系统. 呈东北-西南走向. 低压中心位于我国黑龙省东北部上空. 高位涡区域也从极区位涡库区切断出来, 位置几乎与位势高度低值中心重合. 呈椭圆形, 长轴直径大约为 19 个经度, 短轴直径大约为 8 个纬度(图 1(c)). AIRS/Aqua 卫星下降轨道探测 300 hPa(图 2(c))和 500 hPa(图 2(f))各有一个与位涡高值中心匹配的臭氧浓度高值中心从极区高臭氧库切断出来.

COL 平流层高位涡舌向下伸展, 2 PVU 等位势面由原来所在的 230 hPa 高度下传至 500 hPa 高度, 出现漏斗状对流层顶(图 3(e)左), 这种结构与 Liu 等(2013)研究结果相一致. 热力学第一对流层顶高度开始抬升, 第二对流层顶范围缩小. 21 日 16 时臭氧探空廓线显示 300~500 hPa 整层臭氧浓度偏高(图 3(e)右). 由图 3(e)左大气层的精细化结构可以看出, 臭氧次峰范围位于中高纬度动力学对流层顶 2 PVU 和 WMO 定义的热力学第一对流层顶之间的特殊地带(Pan 等, 2007), 此处气体兼具有平流层和对流层性质, 表明平流层和对流层空气在此处发生了混合. 臭氧分布也出现了舌状结构, 在冷涡南部风速大值区, 大气臭氧梯度变大(图 3(f)).

(iv) 减弱阶段. 22 日 18 时, 脱离位涡区域开始减小, PV 峰值也减弱, 随后与极区高位涡库区合并. COL 北部的偏东气流和西部的偏北急流最先减弱, 经向风对称结构迅速瓦解(图 1(d)). 臭氧大值中心也随之减弱东移, 并由原来一个大值中心, 分裂为两个弱中心(图 2(d)). 高位涡区域靠近低纬度一侧的对流层顶发生变形折叠, 热力学对流层顶断裂并与动力学对流层顶发生分离. 折叠发生在 40°~45°N 附近, 毗邻副热带西风急流. 急流中心最大风速达到了 40 m s^{-1}, 对流层顶折叠下来的舌状部分伸展到对流层中层(图 3(g)左). 因此平流层的高臭氧浓度空气随着这个对流层顶折叠, 向下延伸至对流层中层 500 hPa 高度(图 3(h)). 22 日 16 时臭氧浓度廓线显示对流层顶附近臭氧出现次峰结构(图 3(g)右).

3　模拟结果分析

图 4 给出深入侵气块三维轨迹, 根据气块的轨迹将气块划分为五簇 A1~A5. 起源于中西伯利亚北部下平流层的气块簇 A1 快速入侵到中国东北地区对流层中部. A2~A5 同 A1 源区相同, 但侵入路径略不同. A2~A5 先侵入到 COL 内部, 在其内部旋转一周后再向下侵入. 为了进一步分析深入侵气块的特性, 表 1 给出每簇中气块的经度、纬度、高度、位涡、位温及比湿在各个时刻的平均值. 6 月 17 日 18 时 5 天前向轨迹模式模拟结果表明, 源于(102°E, 69°N, 342 hPa)附近的气块簇(A1)只用了 3 天时间就由极区下平流层快速向南入侵到中纬度对流层 610 hPa 附近(表 1 中的(A1). A1 过长春测站西部上空时间大约在 6 月 20 日 06 时左右(图 4(a)). 源于(103°E, 63°N, 322 hPa)附近且数量最多的一簇气块(A2), 在最初的 36 h 内, 在极地涡旋内旋转一周. 在随后 36 h 内(图 4(b)), A2 簇气块在快速的向南运动同时跨越动力学对流层顶, 并侵入到 COL 内部. 由于 COL 在对流层中层的强旋转作用, 这类气块跟随 COL 旋转一周后, 受 COL 后部强烈下沉运动影响, 气块继续向对流层中下部侵入, 我们将此过程称为“旋转式”入侵. 气块过长春测站北部上空时间在 20 日 18 时左右, 对应时刻臭氧探空观测显示, 测站上空臭氧出现次峰结构. A2 比 A1 需要更长时间到达对流层, 从下平流层到达 600 hPa 高度需要~4 天(表 1 中的 A2). 6 月 18 日 18 时气块的 5 天前向轨迹模式模拟结果表明跨越对流层顶下沉到对流层中低层的气块一共有三簇. 各簇气块轨迹同 A2 簇气块 24 h 后轨迹类似, 只是气块在 COL 内部所处高度不同. 气块簇 A3(A4)在切断低压内高层(低

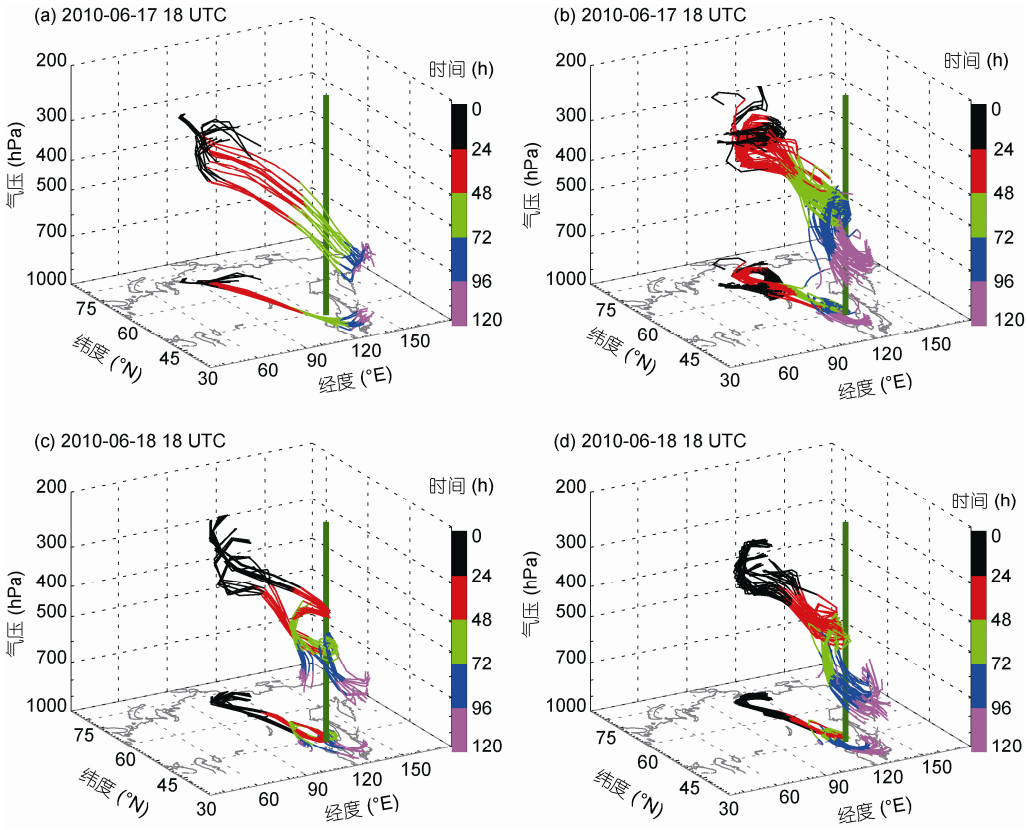

图 4　17 日 18 时((a), (b))、18 日 18 时((c), (d))平流层深入侵的三维结构及其在经度-纬度平面上投影图

颜色代表气块从起始时刻(17 日 18 时, 18 日 18 时)开始随时间的运动轨迹(24 h), 绿色直线代表臭氧探空气球释放站点

层)旋转一周向下侵入, 过测站上空的时间在 20 日 06 时左右(在 21 日 06 时左右)(图 4(c)); A5 在 COL 内部所处高度位于 A3, A4 所在高度之间(图 4(d)). COL 在对流层中高层的旋转速度是不同的, 高层旋转速度快, 低层旋转速度慢, 所以高层气块最先到达测站, 低层气块迟于高层气块到达测站上空.

因 A5 为 A2 气块簇 24 h 后演变, 在此不对其做进一步分析. A1~A4 气块簇都由高纬度向低纬度运动, 各自平均纬度减小了 29°, 23.07°, 31.52°和 27.87°, 下降平均高度分别为 307.06, 351.35, 363.52 和 344. 61 hPa, 跨越 2 PVU 动力学对流层顶各自需要 24 h, 54 h, 12 h 和 24 h(表 1). 在最初两天, 气块簇平均位温递减率均维持在 1 K day^{-1}. 该量级与对流层内无云区大气辐射冷却值相当(Zierl 和 Wirth, 1997). 该位温递减率与 Bourqui 等(2010)研究结果近似. 但是在对流层低层时, 位温递减率远小于 1 K day^{-1}. 造成这个结果原因可能有两个: 一是模式模拟误差, 二是对流层低层云潜热释放使位温增加. 平均比湿值在 600 hPa 以上高度都非常低, 尤其在平流层, 但当气块侵入到对流层中下部时, 比湿略增长, 可能是入侵的平流层气块与周围对流层空气发生混合原因.

由成熟阶段 COL 的垂直结构(图 3(e))可知, 500 hPa 等压面层是 COL 影响区域内的上对流层. 而 300 hPa 等压面层则是一个特殊区域, 此处兼具有平流层和对流层的特点. 因此我们选取这 2 个等压面上的 COL 中心、前部、后部和底部目标气块进行 3 天后向轨迹模拟, 以此来分析高臭氧浓度空气块源地.

由初始时刻 21 日 18 时(图 5(a)), 及模拟时刻 20 日 18 时(图 5(b)), 19 日 18 时(图 5(c))和 18 日 18 时(图 5(d))目标气块后向轨迹可知, 300 hPa 等压面上 COL 内部及其周围空气块的源地分布特征. 根据空气块源地将气块分为五类并标记不同颜色, 具体分布如下:

表 1　气块簇(A1~A4)经度、纬度、高度、位势涡度、位温和比湿在 *t* 时刻的平均值 [a)]

时间(h)	经度(E)	纬度(N)	气压(hPa)	位涡(PVU)	位温(K)	比湿(g/kg)
A1						
0	102.35°	68.90°	341.67	4.80	316.84	0.09
18	91.85°	68.86°	371.80	2.30	316.35	0.13
24	95.36°	67.51°	408.36	1.08	317.55	0.20
48	115.75°	47.36°	474.24	0.74	317.03	0.31
72	127.23°	37.54°	609.61	0.63	316.82	0.70
96	136.19°	37.53°	629.68	0.66	315.33	2.03
120	144.12°	39.90°	648.73	0.52	314.04	2.68
A2						
0	102.86°	62.90°	322.50	4.01	315.00	0.07
24	117.17°	68.96°	350.19	3.37	313.76	0.08
48	118.76°	58.93°	411.81	2.25	313.02	0.12
54	120.65°	55.00°	439.70	1.67	312.91	0.16
72	127.87°	47.84°	480.70	1.00	311.12	0.48
96	121.58°	45.89°	593.88	0.67	309.60	0.72
120	127.65°	39.83°	673.85	0.71	309.89	2.09
A3						
0	115.25°	74.63°	279.17	2.66	322.71	0.07
12	108.02°	66.38°	353.03	1.60	320.10	0.07
24	118.07°	50.75°	350.64	1.82	320.27	0.08
48	127.07°	53.32°	433.22	0.84	320.69	0.43
72	115.98°	46.61°	518.78	0.54	319.88	1.09
96	114.44°	42.71°	582.51	0.44	318.69	1.42
120	115.26°	43.11°	642.69	0.33	317.51	1.87
A4						
0	119.20°	68.58°	339.06	3.58	314.62	0.07
18	112.70°	64.45°	400.22	2.52	313.76	0.09
24	118.85°	61.26°	398.96	1.99	313.20	0.10
48	123.08°	50.45°	531.38	1.10	311.21	0.36
72	128.92°	48.30°	554.31	0.74	310.90	1.74
96	125.16°	41.88°	638.07	0.70	312.25	1.97
120	134.08°	40.71°	683.67	0.60	312.57	2.64

a) 位涡、位温和比湿值由气块空间位置插值到对应时刻 ECMWF 再分析资料获得. A1, A2(A3, A4)*t*=0 对应 2010 年 6 月 17 日 18 时(18 日 18 时)

一类: COL 中心, 臭氧浓度最高, 气块(蓝色)几乎都来自中西伯利亚北部上空副极地涡旋内.

二类: COL 中心偏东, 臭氧浓度较高, 空气块(红色)则来自 90°E 以西, 50°N 附近的温带急流轴左侧气旋性风度切变区.

三类: COL 南侧, 臭氧浓度较低, 空气块(橙色)主要来自急流轴右侧反气旋性风速切变区.

四、五类: COL 前、后部, 臭氧浓度最低, 气块(绿、紫色)来自 COL 南侧低层暖区, 空气块以上升运动为主.

对流层顶的定义有很多种方法, 包括热力学、动力学和化学成分(卞建春, 2009). 在统计臭氧探空数据的垂直分布时, 热力学坐标常被使用, 关于此坐标的优点更进一步的讨论可参考 Pan 等(2004)的文章. 图 6 给出了图 5 中五类气块相对热力学对流层顶高度的 3 天后向轨迹分布. 轨迹模拟结果表明: 300 hPa 等压面上 COL 后部气块(绿色), 以上升运动为主(图 6(a)), 而 500 hPa 等压面上空气块一部分来 COL

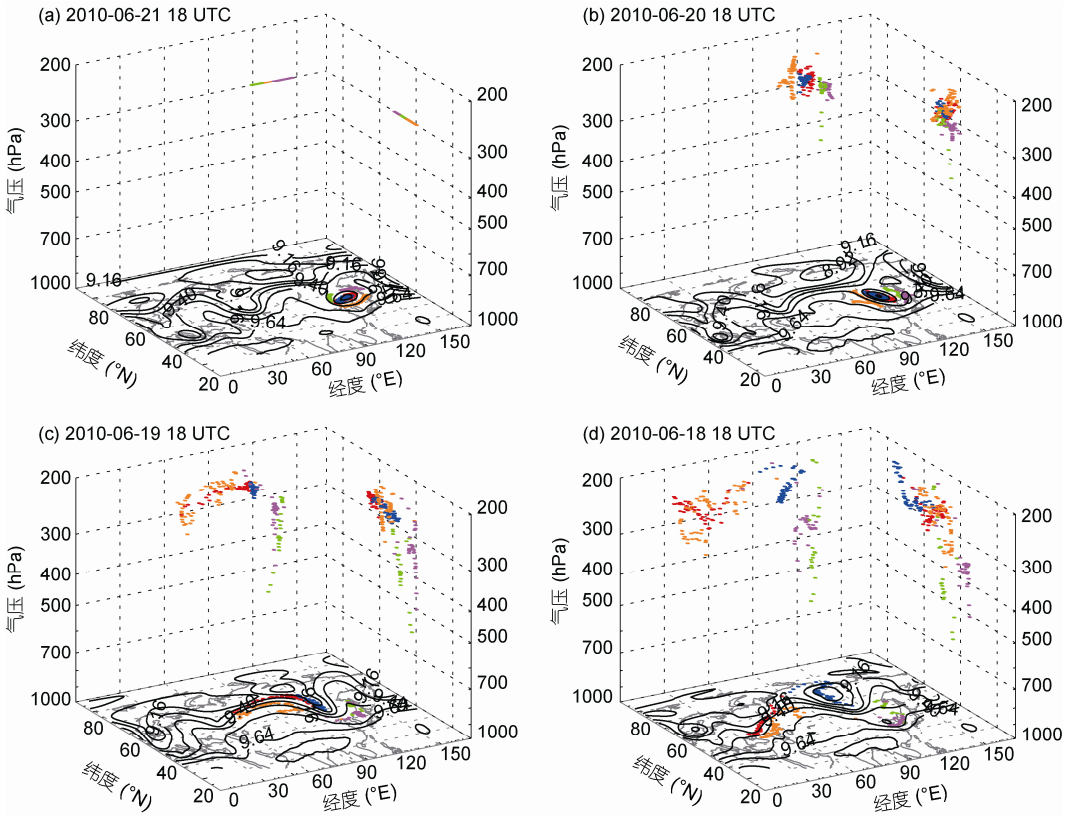

图 5　300 hPa 上目标气块初始位置(a)和 3 天后向轨迹((b)~(d))在经度-纬度、经度-高度、纬度-高度平面上投影图

黑色实线示 300 hPa 位势高度场(gpkm). 不同颜色标注不同气块簇, 绿色示 COL 后部气块; 橙色示 COL 底部气块; 红色示 COL 中心外围气块; 紫色示 COL 前部气块; 蓝色示 COL 中心气块

南侧低层暖区, 另一部分来自温带急流带, 表明来自不同源地的空气块在此处发生混合(图 6(b)). COL 底部气块(橙色)主要以平流运动为主(图 6(a)和 6(b)). COL 前部气块(紫色)以上升运动为主(图 6(c)和 6(d)). COL 中心气块, 300 hPa 等压面上来自温带急流带(图 6(c)红色)与副极地涡旋内(图 6(e)蓝色)气块个数相当, 而 500 hPa 等压面上空气块主要来自副极地涡旋内部(图 6(f)蓝色).

500 hPa 等压面上, COL 内部空气块几乎全部来自副极地上对流层附近区域(图 6(f)). 这与干侵入过程密切相关, Danielsen 在 1964 年就给出了干侵入的三维结构特征图. Browning 在 1997 年对干侵入的结构和特征进行了深入分析, 指出干侵入是指源于对流层顶附近的气流侵入到低层的现象, 具有高位势涡度, PV 值通常在 0.5~2.0 PVU. 王东海等(2009)指出东北地区干侵入具有低相对湿度、冷平流、高位势涡度等特征. 模式模拟表明, 干侵入过程将极地涡旋内上对流层高臭氧浓度空气块, 输送到中纬度对流层中层, 使得 COL 内部臭氧浓度比周围高出几十个 ppbv.

4　讨论与结论

应用 ERA-Interim 再分析资料、AIRS 臭氧资料及 GPSO3 臭氧探空资料对东亚夏季一次典型 COL 演变过程中的动力、热力及化学结构进行了研究. 并应用拉格朗日前向轨迹模式对 COL 影响下的平流层空气深入侵过程和路径做分析. 最后, 我们还应用后向轨迹模式对成熟阶段 COL 内部及其周围空气块源地做了初步分析, 选取 300 hPa 及 500 hPa 等压面上特定的空气块为研究目标, 模拟其三维空间后向轨迹. 总结可得如下结论:

(1) 高空槽发展阶段: 高空槽发展为高位涡、高臭氧浓度区域, 槽区动力学对流层顶高度较低. 槽后

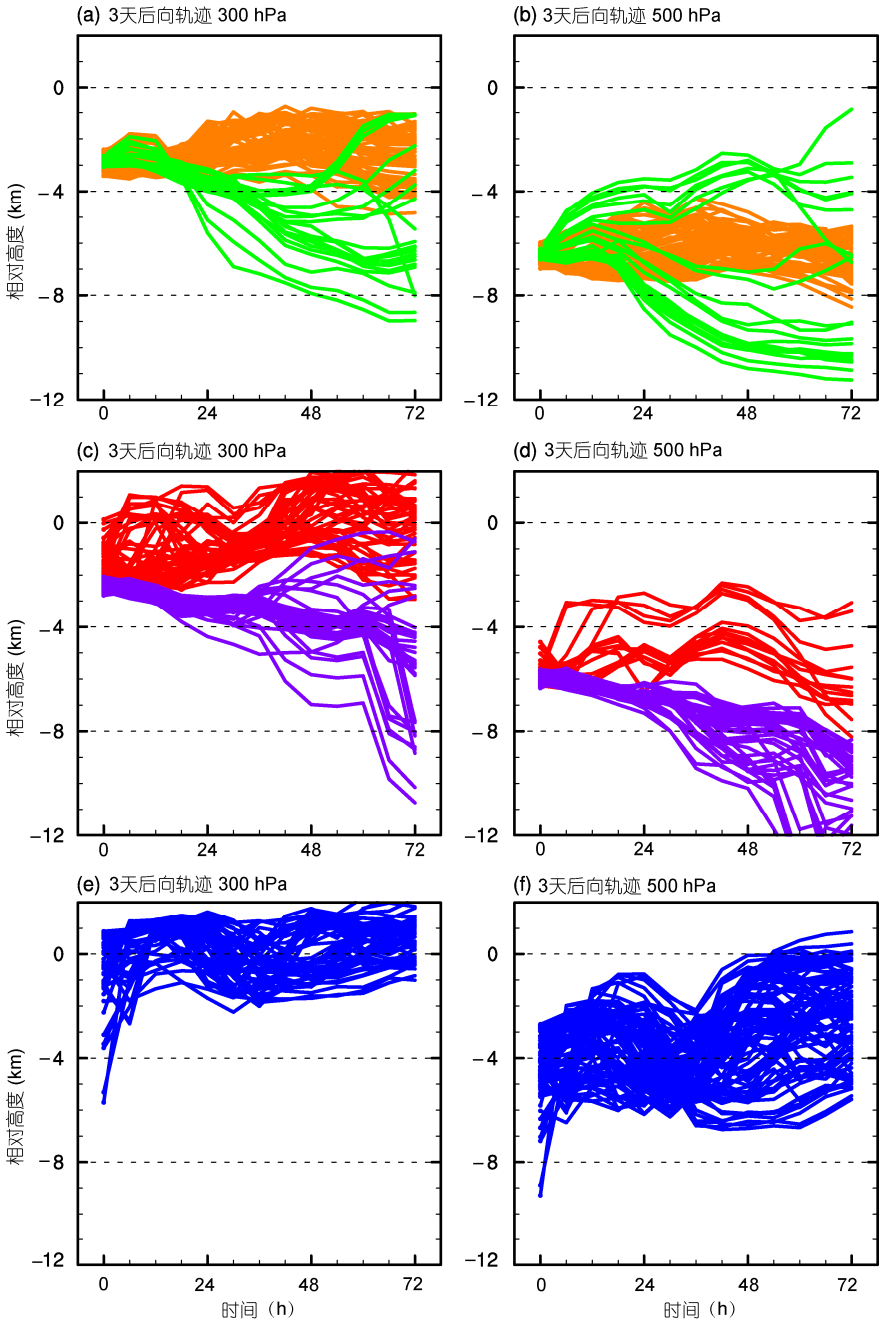

图 6　21 日 18 时 300 hPa((a), (c), (e))和 500 hPa((b), (d), (f))上目标空气块 3 天后向轨迹分布

纵坐标为相对热力学对流层顶的高度. 气块颜色标注同图 5

偏北风急流引起极区下平流层空气块侵入到中纬度对流层中低层.

(2) 分离阶段: 有一个高位涡、高臭氧浓度中心从极区脱离出来. 过切断低压中心的温度垂直递减率剖面图上, 300 hPa 以下为一深厚冷中心, 以上为暖中心. 在上对流层下平流层区域, 切断低压系统内对流层顶比周围低 2~3 km, 形成了平流层空气的“垂挂”结构, 并在切断低压上空出现了热力学第二对流层顶.

(3) 成熟阶段: 出现孤立闭合椭圆形涡旋系统并

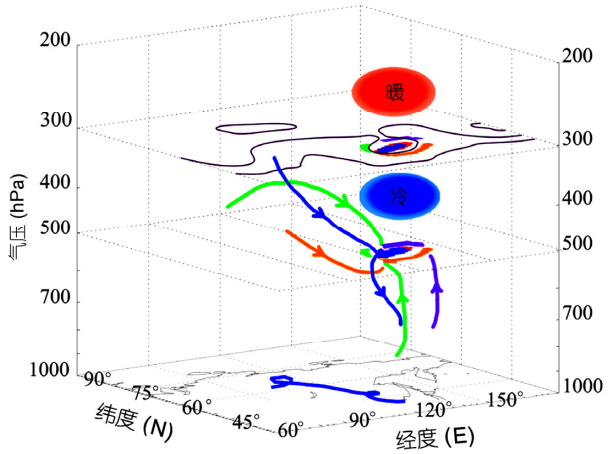

图 7　COL 气块源地示意图

紫色实线示 300 hPa 位势高度. 红色(蓝色)椭球示 300 hPa 以上(以下)代表暖心(冷心)结构. 蓝色宽实线示深入侵路径投影. 不同颜色示 COL 中心及周围不同气块簇. 箭头指示气块运动方向

有高位涡、高臭氧浓度中心配合. 漏斗状对流层顶的出现使平流层高臭氧浓度空气下侵. COL 独特环流结构使极区下平流层的空气块入侵到中纬度 COL 内部, 并在 COL 内部"旋转式"侵入对流层中低层(图 7 蓝色宽实线, 箭头指示气块运动方向). COL 内部空气块主要有两个源地, 一个是中西伯利亚北部副极地涡旋, 一个是 90°E 以西, 50°N 附近的温带急流轴左侧气旋性风速切变区. COL 底部气块主要来自温带急流轴右侧反气旋性风速切变区(图 7 橙色宽实线), COL 前、后部气块主要来自 COL 南侧低层暖区(图 7 紫色、绿色宽实线).

(4) 减弱阶段: 对流层顶发生变形折叠, 热力学对流层顶断裂并与动力学对流层顶发生分离, 对流层顶折叠下来的舌状部分伸展到对流层中层.

TRAJ3D 模式模拟计算误差来源有两个: 一是模式本身误差, 二是模式输入场的气象资料时空分辨率不够而产生的时间、空间插值误差. 模式本身不包含辐射、湍流及分子扩散等物理过程, 研究平流层、对流层大气之间的不可逆混合对于大气化学成分的影响是不够的. 但时间分辨率 6 h、空间分辨率 0. 75 度的再分析资料基本上能够满足天气尺度的平流层-对流层交换.

致谢　Kenneth P. Bowman 和 Laura L. Pan 提供 TRAJ3D 轨迹模式, 宣越健、万晓伟、张金强和凌超等对臭氧观测实验所做工作, ECMWF 中心提供再分析资料及 NASA 提供卫星臭氧观测数据, 审稿专家对本文提出建设性修改意见, 在此一并致谢.

参考文献

卞建春. 2009. 上对流层/下平流层大气垂直结构研究进展. 地球科学进展, 24: 262–271
陈洪滨, 卞建春, 吕达仁. 2006. 上对流层-下平流层交换过程研究的进展与展望. 大气科学, 30: 813–820
孙力, 安刚, 高枞亭. 2002. 1998 年夏季嫩江和松花江流域东北冷涡暴雨的成因分析. 应用气象学报, 13: 156–162
王东海, 杨帅. 2009. 一个干入侵参数及其应用. 气象学报, 67: 522–529
王东海, 钟水新, 刘英, 等. 2007. 东北暴雨的研究. 地球科学进展, 22: 549–560
王庚辰, 孔琴心, 宣越健, 等. 2003. 中国大气臭氧探空仪的研制和应用. 地球科学进展, 1: 471–475
宣越健, 马舒庆, 陈洪滨, 等. 2004. 国产 GPSO3 与芬兰 Vaisala 臭氧探空仪的比对实验. 高原气象, 23, 394–399
杨健, 吕达仁. 2003. 东亚地区一次切断低压引起的平流层、对流层交换数值模拟研究. 大气科学, 27: 1031–1044
杨健, 吕达仁. 2004. 东亚地区平流层、对流层交换对臭氧分布影响的模拟研究. 大气科学, 28: 579–589
钟水新, 张人禾. 2011. 东北冷涡结构特征及其强降水形成机理. 博士学位论文. 北京: 中国气象科学研究院
Ancellet G, Beekmann M, Papayannis A. 1994. Impact of a cutoff low development on downward transport of ozone in the troposphere. J Geophys Res, 99: 3451–3468
Bamber D J, Healey P G, Jones B M, et al. 1994. Vertical profiles of tropospheric gases-chemical consequences of stratospheric intrusions. Atmos Environ, 18: 1759–1766
Baray J L, Baldy S, Diab R D, et al. 2003. Dynamical study of a tropical cut-off low over South Africa, and its impact on tropospheric ozone. Atmos Environ, 37: 1475–1488
Bian J C, Gettelman A, Chen H, et al. 2007. Validation of satellite ozone profile retrievals using Beijing ozonesonde data. J Geophys Res, 112: D06305, doi: 10.1029/2006JD007502
Bourqui M S, Trépanier P Y. 2010. Descent of deep stratospheric intrusions during the IONS August 2006 campaign. J Geophys Res, 115:

D18301, doi: 10.1029/2009JD013183
Bowman K P. 1993. Large-scale is entropic mixing properties of the Antarctic polar vortex from analyzed winds. J Geophys Res, 98: 23013–23027
Bowman K P, Carrie G D. 2002. The mean-meridional transport circulation of the troposphere in an idealized GCM. J Atmos Sci, 59: 1502–1514
Bowman K P, Pan L L, Campos T, et al. 2007. Observations of fine-scale transport structure in the upper troposphere from the high-performance instrument airborne platform for environmental research. J Geophys Res, 112: D18111, doi: 10.1029/2007JD008685
Browning K A, Golding B W. 1995. Mesoscale aspect of a dry intrusion within a vigorous cyclone. Quart J Roy Meteor Soc, 121: 463–493
Browning K A. 1997. The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development. Meteorol Appl, 4: 317–324
Danielsen E F. 1964. Project Springfield Report. DASA 1517. Washington D C: Defense Atomis Support Agency. 97
Gouget B H, Vaughan G, Marenco A, et al. 2000. Decay of a cut-off low and contribution to stratosphere-troposohere exchange. Q J R Meteorol Soc, 126: 1117–1141
Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. 1995. Stratosphere-troposphere exchange. Rev Geophys, 33: 403–439
Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Q J R Meteorol Soc, 111: 877–946
Hsieh Y P. 1949. Investigation of a selected cold vortex over North America. J Meteorol, 6: 401–410
Kuang S, Newchurch M J, Burris J L, et al. 2012. Stratosphere-to-troposphere transport revealed by ground-based lidar and ozonesonde at a midlatitude site. J Geophys Res, 117: D18305, doi: 10.1029/2012JD017695
Langford A O, Masters C D, Proffitt M H, et al. 1996. Ozone measurements in a tropopause fold associated with a cut-off low system. Geophys Res Lett, 23: 2501–2504
Langford A O, Brioude J, Cooper O R, et al. 2012. Stratospheric influence on surface ozone in the Los Angeles area during late spring and early summer of 2010. J Geophys Res, 117: D00V06, doi: 10.1029/2011JD016766
Lin M, Fiore A M, Cooper O R, et al. 2012. Springtime high surface ozone events over the western United States: Quantifying the role of stratospheric intrusions. J Geophys Res, 117: D00V22, doi: 10.1029/2012JD018151
Liu C X, Liu Y, Liu X, et al. 2013. Dynamical and chemical features of a cutoff low over Northeast China in July 2007: Results from satellite measurements and reanalysis. Adv Atmos Sci, 30: 525–540
Nieto R, Gimeno L, Torre L. 2005. Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. J Clim, 18: 3085–3103
Palmén E. 1949. Origin and structure of high-level cyclones south of the maximum westerlies. Tellus, 1: 22–31
Palmén E, Newton C W. 1969. Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation. Salt Lake City: Academic Press. 603
Pan L L, Randel W J, Gary B L, et al. 2004. Definitions and sharpness of the extratropical tropopause: A trace gas perspective. J Geophys Res, 109: D23103, doi: 10.1029/2004JD004982
Pan L L, Bowman K P, Shapiro M, et al. 2007. Chemical behavior of the tropopause observed during the stratosphere- troposphere analyses of regional transport experiment. J Geophys Res, 112: D18110, doi: 10.1029/2007JD008645
Price J D, Vaughan G. 1992. Statistical studies of cut-off-low systems. Ann Geophys, 10: 96–102
Price J D, Vaughan G. 1993. The potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off low systems. Q J R Meteorol Soc, 119: 343–365
Randel W J, Seidel D J, Pan L L. 2007. Observational characteristics of double tropopauses. J Geophys Res, 112: D07309, doi: 10.1029/2006JD007904
Reichler T, Damerisand M, Sausen R. 2003. Determining the tropopause height from gridded data. Geophys Res Lett, 30: 2042, doi: 10.1029/2003GL018240
Sakamoto K. 2005. Cut off and weakening processes of an upper cold low. J Meteorol Soc Jpn, 83: 817–834
Sato T. 1951. On the structure of cold vortex. Meteorol Res I, 3: 157–171
Sprenger M, Wernli H. 2003. A northern hemispheric climatology of cross-tropopause exchange for the ERA-15 time period. J Geophys Res, 108(D12): 8521, doi: 10.1029/2002JD002636
Stevenson D S, Dentener F J, Schultz M G, et al. 2006. Multimodel ensemble simulations of present-day and near-future tropospheric ozone. J Geophys Res, 111: D08301, doi: 10.1029/2005JD006338
Wernli H, Bourqui M. 2002. A Lagrangian “1 year climatology” of (deep) cross-tropopause exchange in the extratropical Northern Hemisphere. J Geophys Res, 107(D2): 4021, doi: 10.1029/2001JD000812
WMO. 1986. Atmospheric Ozone, Vol. I, Report No. 16. Geneva: WMO. 264
Zhao S X, Sun J H. 2007. Study on cut-off low pressure systems causing flood in Northeast Asia. Meteorol Atmos Phys, 96: 159–180
Zierl B, Wirth V. 1997. The role of radiation for stratosphere-troposphere exchange in an upper tropospheric anticyclone. J Geophys Res, 102: 23883–23894