

贾诗卉,徐晓斌,林伟立,等. 华北平原夜间对流天气对地面 O_3 混合比抬升效应. 应用气象学报, 2015, 26(3): 280-290.
doi:10.11898/1001-7313.20150303

华北平原夜间对流天气对地面 O_3 混合比抬升效应

贾诗卉¹⁾ 徐晓斌^{1)*} 林伟立¹⁾²⁾ 王 瑛¹⁾ 何心河¹⁾ 张华龙³⁾

¹⁾(中国气象科学研究院大气成分研究所, 中国气象局大气化学重点开放实验室, 北京 100081)

²⁾(中国气象局气象探测中心, 北京 100081) ³⁾(广东省气象台, 广州 510080)

摘 要

2013 年 6—9 月在河北省固城站观测到多次夜间对流性天气伴随地面 O_3 混合比快速抬升的过程, 并引起次日清晨到中午 O_3 混合比升高。大多数对流过程中, O_3 混合比在半小时内升高至 $60 \times 10^{-9} \sim 80 \times 10^{-9}$, 同时 NO_x 等反应性气体混合比下降, θ_{se} 值降低, 说明下沉气流将高空气团带到地面, 造成了 O_3 混合比的升高。通过再分析资料得到下沉气团基本来源于对流层中下层, 这一结论与当地进行的一次飞机观测结果吻合。多数对流过程中固城站和北京城区地面 O_3 混合比和 θ_{se} 值有相同的变化趋势和程度。根据观测结果, 推测华北地区在夏季和初秋时, 对流层中下层存在 O_3 高值区, 混合比约为 $60 \times 10^{-9} \sim 80 \times 10^{-9}$ 。对流性天气对地面 O_3 抬升的影响区域与对流系统的影响范围有关, 可达中尺度范围。华北地区光化学污染严重, 对流性天气引起的地面 O_3 混合比抬升程度比较强, 对环境的影响值得关注。

关键词: O_3 混合比抬升; 对流性天气过程; 下沉气流; 华北平原

引 言

对流层臭氧 (O_3) 是反映和影响大气氧化性的重要微量成分, 主要来自对流层光化学反应生成和平流层向下输送。 O_3 在自由大气里的生命周期比近地面长, 因此, 在对流层中高层可出现 O_3 高值区。受光化学生成和消耗及干沉降的影响, 边界层内 O_3 的寿命相对较短, 具有明显的白天高、夜间低的日变化特征。日出后, 夜间稳定的边界层被破坏, 边界层上空的 O_3 通过垂直混合输送到地面, 光照增强也使 O_3 通过光化学反应迅速产生; 夜间 O_3 通过干沉降和与 NO 等的化学反应逐渐被清除, 其地面混合比逐渐下降到次日凌晨的最低点。

很多地区的观测表明, 锋面过境和对流性天气对地面 O_3 混合比和对流层 O_3 分布有显著影响。近地面空气含有较高混合比的反应性气体如氮氧化

物 (NO_x)、一氧化碳 (CO)、挥发性有机化合物 (VOCs) 以及气溶胶等污染物, 在通常气象条件下不易进入对流层中上层, 而锋面引起气团抬升或对流系统中的上升气流可将近地面的污染气团直接输送至对流层中上层甚至平流层底, 其中, NO_x 和 VOCs 等 O_3 前体物被输送到高空后, 经过光化学反应可生成 O_3 [1-5]。锋后或对流系统中的下沉气流又会将高空富含 O_3 的空气输送到对流层低层和地表。Kunz 等 [6] 在观测期间发现, 约 30% 的冷锋会伴随地面 O_3 混合比升高; 位涡分析表明, 一些锋面引起的对流层顶折叠将对流层顶富含 O_3 的空气直接输送到对流层低层甚至是近地面 [7]。对流系统中由于降水拖曳和蒸发冷却形成下沉气流, 外围也会有补偿性的下沉气流, 也经常伴随地面 O_3 混合比的迅速升高 [7-10]。由于 O_3 在高空和地面的生命周期相差较大, 对流过程对于 O_3 及其前体物垂直分布的影响会改变对流层中的 O_3 总量, 使其减少 20%,

2014-09-30 收到, 2015-02-10 收到再改稿。

资助项目: 公益性行业 (气象) 科研专项 (GYHY201206015), 国家自然科学基金项目 (41330422, 41175114), 中国气象科学研究院基本科研业务费 (2011Z003)

* 通信作者, email: xuxb@cams.cma.gov.cn

但会使大气氧化性升高 10%~20%^[11]。目前对相关问题的研究主要集中在热带地区,对中高纬度地区该现象的研究还比较少。Weber 等^[10]在意大利北部观测到沿阿尔卑斯山向下的气流使地面 O₃ 混合比显著升高。我国已有研究工作关注到了 O₃ 变化与下沉气流的关系。刘小红等^[12]在北京气象塔的观测捕捉到冷锋经过时近地面 O₃ 混合比的升高。在持续的冷空气影响下北京冬季会出现 O₃ 持续高值且日变化不明显的特征^[13]。在珠穆朗玛峰绒布河谷地区出现雪雹天气时,近地面温度在短时间内下降 3℃,而 O₃ 混合比同时上升 25×10^{-9} ^[14]。中国香港在热带气旋期间地面 O₃ 混合比也有显著增加^[15]。但受观测时间和气象条件的制约,还缺少系统深入的研究。此外,我国就污染物对流输送也进行了少量模拟研究^[3,16]。

华北平原地区污染严重^[17-18],夏季地面 O₃ 污染通常较重,昼夜变化较大。该地区夏季经常出现对流性天气过程,其对地面 O₃ 的影响尚未系统研究。本文主要利用在河北省农村地区取得的地面 O₃ 等相关污染气体的观测资料,并结合气象分析,探讨华北平原地区对流性天气对地面 O₃ 的影响及潜在的环境效应。

1 观测与资料

1.1 观测站点和仪器

2013年5月15日—9月25日在中国气象科学研究院固城生态与农业气象试验站(39°08′57″N, 115°44′02″E,以下简称固城站)对 O₃, NO_x, CO 等微量气体进行现场观测。该观测站位于北京西南约 110 km 的河北省定兴县固城镇境内,所处地势平坦开阔,测站周边主要为农田。有关站点周边地理环境及气候等信息详见文献^[19-20]。

对 O₃ 等反应性气体的观测采用美国 Thermo Electron 公司的自动观测仪,整个系统由在线测量设备、进气管路、动态气体校准仪、零气发生器、标准

气以及控制/数据采集计算机等构成。系统连续实时测量气体的混合比,时间分辨率为 1 min。通过设定的测量/校准时间程序自动或手动进行仪器跨和零飘移的检查。观测设备的架设、日常运行维护及标校等与文献^[19]保持一致。

1.2 气象资料

本文使用固城站自动气象站观测的 2013 年 6—9 月的地面温度、相对湿度、气压、风速等实测气象数据,使用以北京大兴(39°48′32″N, 116°28′19″E)为中心的雷达回波(基本反射率因子)图,回波范围为 240 km,仰角为 1.5°,同时使用来自欧洲中期天气预报中心(ECMWF)地面及不同高度层的再分析资料,其空间分辨率为 0.5°×0.5°,高度范围为 100~1000 hPa,共 27 层。

2 观测结果与分析

2.1 O₃ 混合比的平均日变化

夏季由于光化学生成和干沉降及化学消耗,地面 O₃ 混合比一般存在强烈的昼夜变化。夜间,通过干沉降及与 NO 的反应,近地面 O₃ 混合比持续下降,日出前达到最低值,约为 10×10^{-9} ;日出后,边界层垂直混合和光化学生成逐渐增强,近地面 O₃ 混合比迅速升高,约 15:00(北京时,下同)达到最大值。

当出现强烈的动力或化学扰动时,地面 O₃ 混合比日变化会显著偏离其平均态。观测期间共出现 10 次傍晚到夜间的对流性天气过程,主要集中于 7 月和 8 月(表 1)。由图 1 可以看出,夜间地面 O₃ 本应处于低值,但发生对流过程时,O₃ 混合比显著升高,同时 NO_x 和 CO 混合比下降。O₃ 混合比小时平均值在夜间到凌晨明显高于观测期间平常日(无对流过程发生)的 O₃ 混合比平均值;日出后 O₃ 混合比上升速率近似或略低于平常日的平均上升速率。多数对流发生后,地面 O₃ 混合比自清晨到中午高于平常日该时段 O₃ 混合比平均值。由此可见,夜间对流性天气不仅对地面 O₃ 混合比有显著的

表 1 2013 年 6—9 月固城站对流过程中 O₃ 混合比抬升时段与变化特征
Table 1 List of convection processes over Gucheng during Jun—Sep in 2013 and respective changes of O₃ level

日期	O ₃ 迅速 升高时段	抬升前 1 h 最小值/10 ⁻⁹	抬升后 1 h 最大值/10 ⁻⁹	O ₃ 混合比 变化/10 ⁻⁹	最大瞬时 风速/(m·s ⁻¹)
06-25	18:10—18:20	16.5	72.4	55.9	16.4
07-02	01:50—02:10	2.9	44.3	41.4	12.8

续表 1

日期	O ₃ 迅速 升高时段	抬升前 1 h 最小值/10 ⁻⁹	抬升后 1 h 最大值/10 ⁻⁹	O ₃ 混合比 变化/10 ⁻⁹	最大瞬时 风速/(m·s ⁻¹)
07-31	00:50—01:20	0.6	64.1	63.5	9.8
08-03	00:30—01:30	15.2	68.3	53.1	12.2
08-04	20:00—20:40	29.7	77.1	47.4	20.0
08-07	02:50—03:30	2.6	66.7	64.1	14.7
08-14	00:00—00:10	10.1	67.3	57.2	14.0
08-15	00:00—00:20	2.6	72.6	70.0	14.3
09-12	22:00—22:20	3.0	53.0	50.0	17.9
09-13	21:20—22:10	2.2	47.2	45.0	13.0

抬升作用,还会引起次日白天 O₃ 混合比的升高。

2.2 对流性天气过程中地面 O₃ 混合比的变化

表 1 列出 2013 年 6—9 月固城站出现的 10 次夜间的对流性天气过程。大多数过程中,该站出现了阵性大风,伴随有暴雨、雷暴等。地面 O₃ 混合比在阵风出现时迅速升高(图 1 中阴影区域),速率远大于日出后到正午之间 O₃ 升高的速率,尤其是 6 月 25 日傍晚,10 min 内地面 O₃ 混合比上升了 49×10^{-9} 。不同过程中,虽然最大风速存在差异,但 O₃ 混合比大部分升高至 60×10^{-9} 以上,快速抬升过程均发生在 1 h 内,多数甚至在 30 min 之内。升高程度与风速极大值之间并没有明显的相关性。对流天气过后,O₃ 混合比的波动趋于平稳,并逐渐下降。由于这些过程均发生在傍晚到夜间,没有 O₃ 生成

必须的光照条件,因而无法用局地光化学生成解释,只能归咎于快速的输送过程。

固城站位于农村地区,局地污染源少,如果迅速升高的 O₃ 来自于周边污染地区的水平传输,O₃ 的升高幅度在不同时间、不同风速条件下应当存在差异,同时含有高 O₃ 混合比的污染气团中,也应含有高混合比的 NO_x,CO 等一次污染物。然而,污染物观测数据显示,近地面 O₃ 混合比升高的同时,NO_x 和 CO 混合比不仅未升高,反而在极短时间内出现显著降低(图 1),一次污染物这种显著降低的变化与地面 O₃ 混合比升高的变化过程具有很好的同步性,因此,可以排除水平传输造成 O₃ 混合比突然升高的可能性。

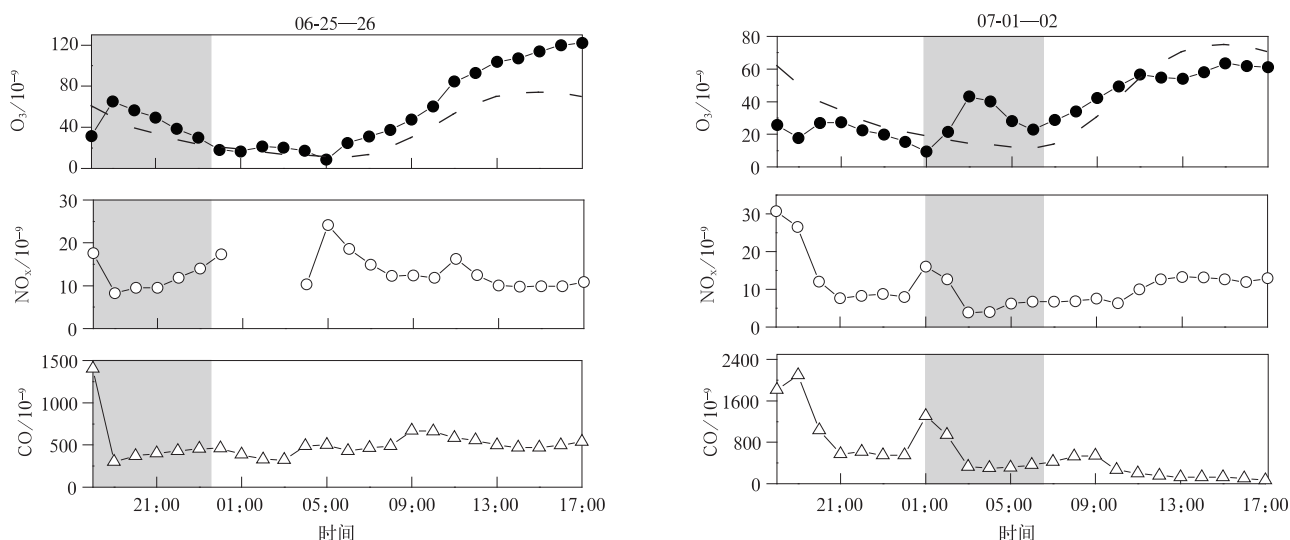


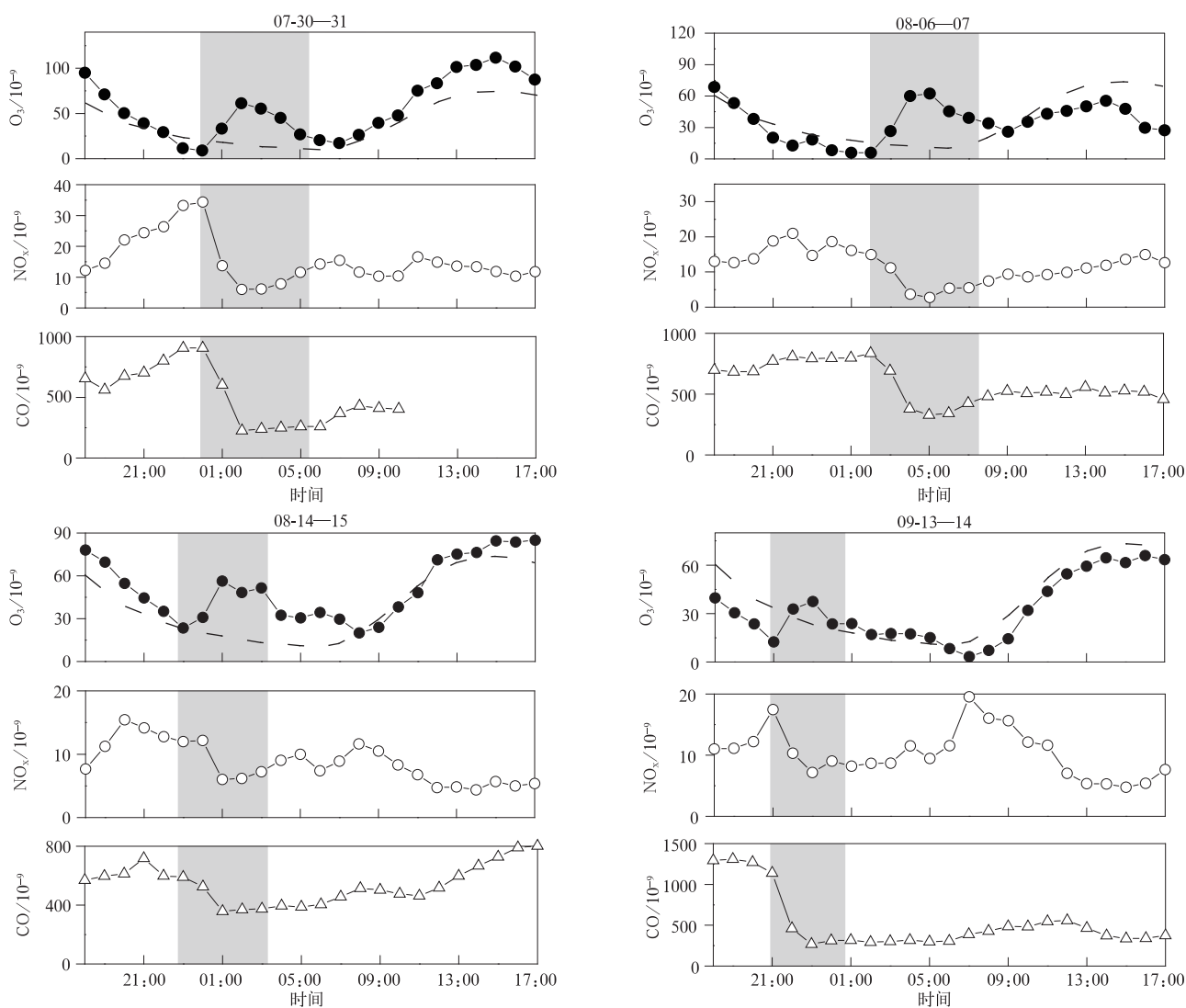
图 1 2013 年 6—9 月固城站平常日 O₃ 混合比平均日变化(虚线)

及部分对流过程发生日 O₃,NO_x 和 CO 小时均值变化

(图中灰色阴影为每个对流过程的大致时段)

Fig. 1 Average diurnal variation of O₃ at Gucheng for normal days during Jun—Sep in 2013, and diurnal variations of O₃, NO_x and CO on the days with nighttime convection process

(the grey indicates the period with convection process)



续图 1

2.3 对流性过程中下沉气流的作用

2.3.1 O₃ 混合比与假相当位温的变化

对流系统中通常包含上升气流支和下沉气流支。下沉气流支的形成包括对流系统中降水质粒的重力拖曳、水汽的蒸发或冰晶的融化冷却,以及对上升气流的补偿^[21]。在研究下沉气流的垂直输送时,常用到假相当位温^[7-8, 22-23]。假相当位温是未饱和湿空气块上升到气块内水汽全部凝结降落后,再沿干绝热过程下沉到 1000 hPa 处的温度,用 θ_{se} 表示^[24]。大气处于对流不稳定时, θ_{se} 随高度升高而降低。在绝热过程中,同一气块的 θ_{se} 值保守不变,这一特性常被用来鉴别气团的来源。

2013 年 6—9 月每月在固城站都有对流性天气过程发生。图 2 为各月一次对流过程中 O₃ 混合比与风速、 θ_{se} 的变化趋势。可以看出,3 个要素的变化

呈现了明显的同步性。在风速增大的同时, O₃ 混合比均随 θ_{se} 的迅速下降而上升。图 2c 为发生于 8 月 4 日夜间的对流过程, 20:00 雷达回波显示一条长度超过 200 km 的飑线^[25]从西北向东南经过华北地区, 20:30 左右经过固城站(图 3a)。这是观测期间最强烈的一次对流过程, 伴有暴雨和雷暴出现, 瞬时最大风速超过了 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 对流过程中地面气温从 29.4°C 下降至 20.5°C , 相对湿度从 90% 下降至 60%。由 20:00 地面和 850 hPa θ_{se} 和 wind 分布(图 4)可以看出, 在西南暖湿气流和北方冷空气的作用下, 在固城站西北, 内蒙古与河北交界处有切变线生成, 固城站位于锋前暖区, 西南气流带来丰富的水汽和不稳定能量, 触发了此次强烈的对流过程。从垂直速度 (ω , 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, 负值区域代表上升气流) 在 115.5°E 上的纬向垂直剖面(图 3b)也可以

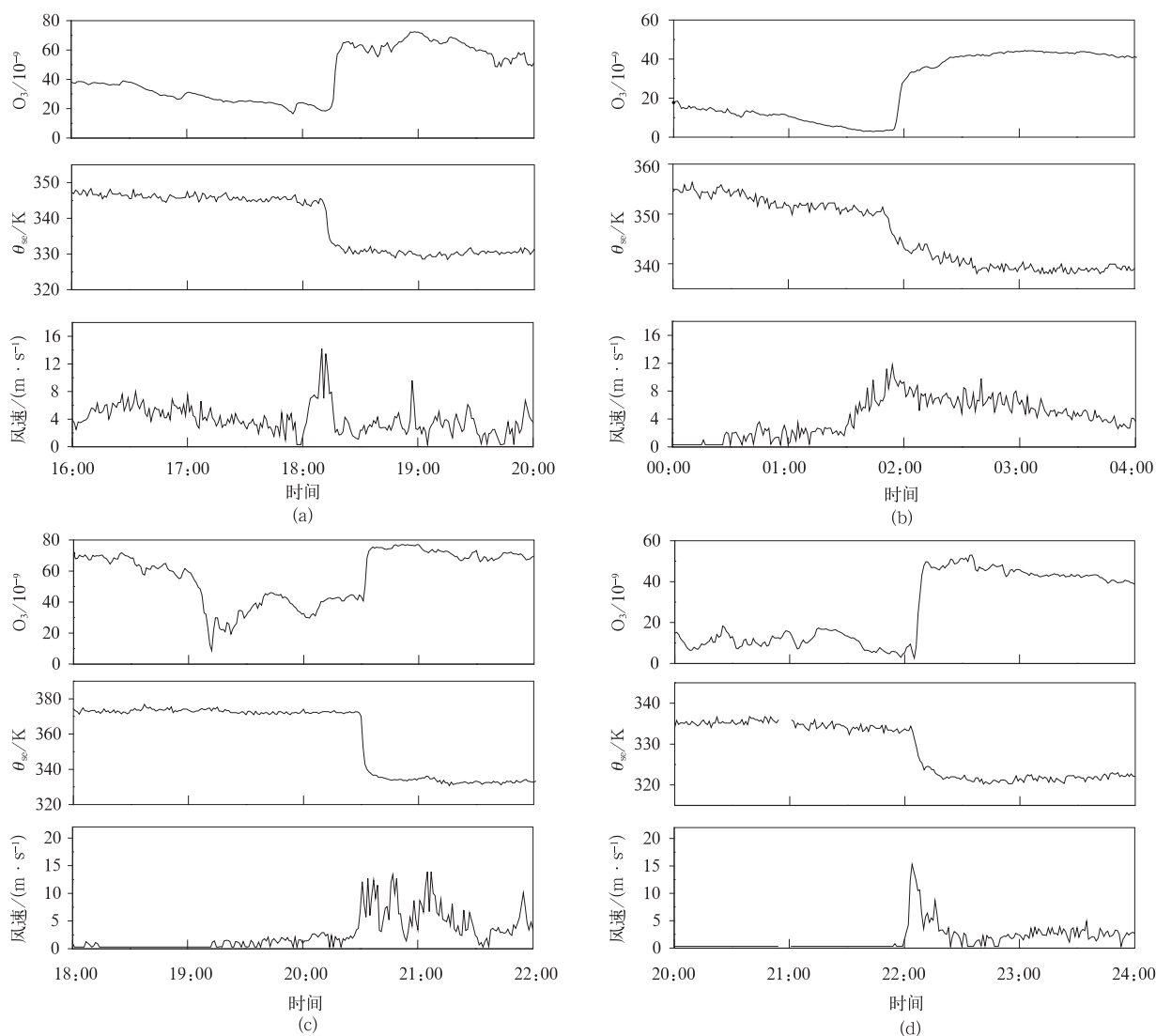


图2 2013年6月25日(a)、7月2日(b)、8月4日(c)与9月12日(d)固城站对流过程中 O_3 , θ_{se} 和风速时间变化
 Fig. 2 Variations of O_3 , θ_{se} and wind speed before, during and after convection processes on 25 Jun(a), 2 Jul(b), 4 Aug(c) and 12 Sep(d) in 2013

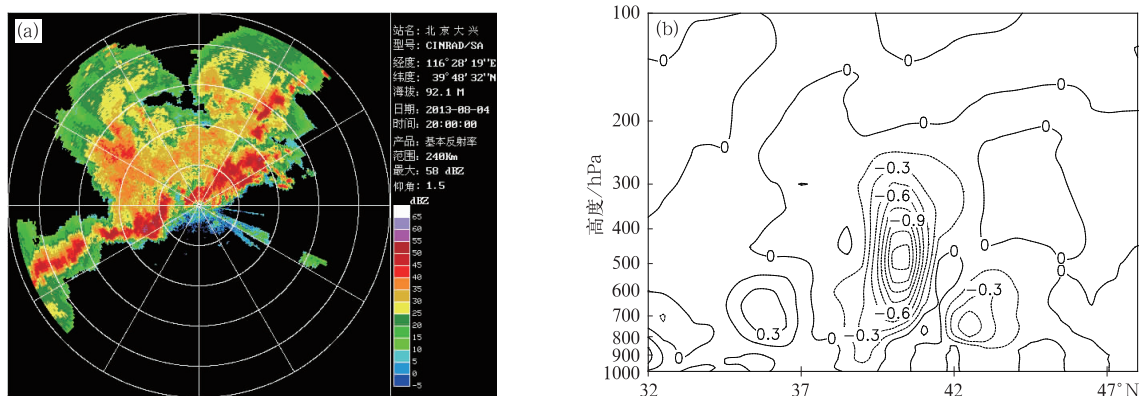


图3 2013年8月4日20:00北京大兴雷达PPI回波图(仰角:1.5°,距离:240 km)(a)
 以及 ω 沿 115.5°E 垂直剖面图(单位: $Pa \cdot s^{-1}$)(b)

Fig. 3 Radar echoes received at Daxing, Beijing at 2000 BT 4 Aug 2013(elevation:1.5°, range:240 km)(a)
 and vertical profile of ω along 115.5°E(unit: $Pa \cdot s^{-1}$)(b)

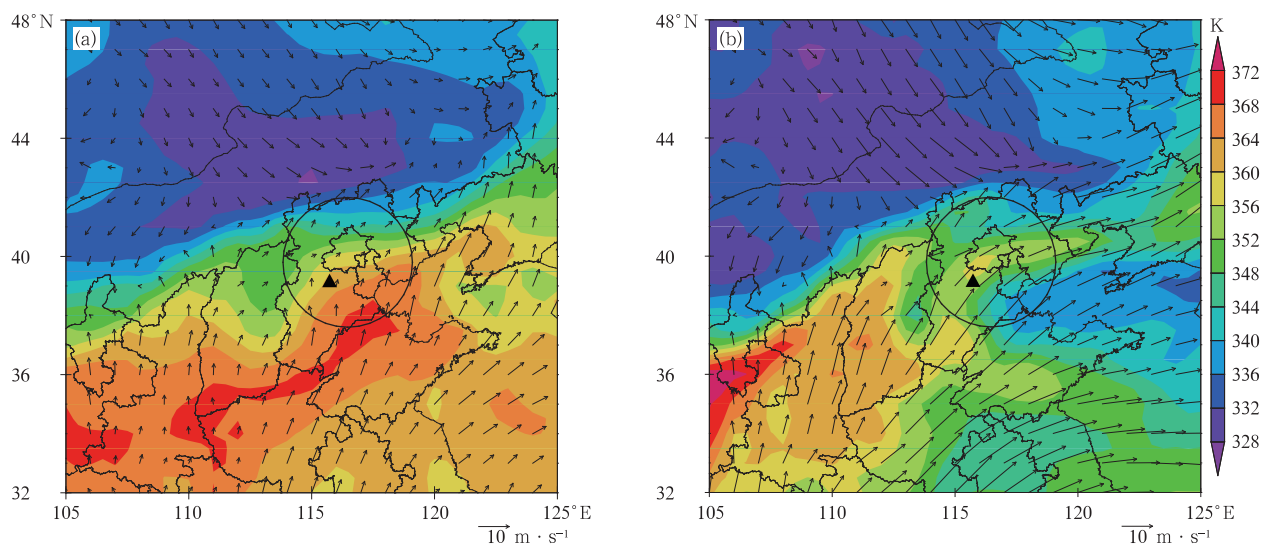


图4 2013年8月4日20:00地面(a)和850 hPa(b)高度 θ_{sc} (填色)和风场(矢量)分布
(圆圈为雷达回波大致范围,三角形为固城站位置)

Fig. 4 θ_{sc} (the shaded) and wind(vector) at surface(a) and 850 hPa(b) at 2000 BT 4 Aug 2013
(the circle indicates the range of radar echo, the filled triangle indicates the location of Gucheng)

看出,固城站处于强烈的对流系统控制中,以上升气流为主,对流系统外部的下沉气流较弱($<0.2 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)。观测数据显示,20:30左右 θ_{sc} 在10 min内由372 K降至333 K,同时地面O₃混合比由 29.7×10^{-9} 升高至 76.5×10^{-9} ,表明短时间固城站受到系统内部下沉气流支的强力影响。发生在6月25日(图2a)和9月12日(图2d)夜间的对流过程具有相似的天气背景,O₃和 θ_{sc} 也呈现了同样的变化趋势。而7月2日凌晨的对流过程(图2b)与其他过程不同,发生在冷锋锋面附近而不是锋前暖区,对流系统发展得更高,但O₃混合比抬升程度却低于其他过程。

虽然各个过程对流的强度不同,但O₃混合比由夜间低值抬升至最高值所用时间都非常短(见表1)。O₃混合比的突然升高都伴随着风速的增大和 θ_{sc} 的迅速降低,以及其他一次污染气体混合比的降低,这些变化的同步性表明地面空气的性质在短时间内发生了改变,具有低 θ_{sc} 、高O₃的高空大气特性。这些对流过程大多产生于切变线前方的暖区,是由西南气流引发的位势不稳定产生的,因此,推测这样的变化是由对流系统中的下沉气流支将高空低 θ_{sc} 、高O₃的气团快速输送到地面引起的^[26]。由于时间很短,可以认为气团在输送过程中与周围空气交换混合较少, θ_{sc} 基本守恒。O₃混合比抬升后达到

的高值在不同过程中基本维持在 $60 \times 10^{-9} \sim 80 \times 10^{-9}$ 之间(7月2日除外),但对流发生前地面O₃混合比较高的情况下,抬升后的最大值也会更高,如8月4日。这表明下沉气团与地面空气存在一定程度的混合。O₃在高空的生命周期较长,浓度水平比地面稳定,日变化较小。根据O₃混合比抬升后的值大致估计该地区夏季高空O₃混合比可能在 $60 \times 10^{-9} \sim 80 \times 10^{-9}$ 范围内,这与Ding等^[27]对华北地区飞机观测的分析结论一致。对流层中层O₃混合比在夏季达到最大^[28],因此,相比于6—8月,9月的两次强对流作用下,地面O₃达到的混合比更低,分别为 53.0×10^{-9} 和 47.2×10^{-9} 。

2.3.2 θ_{sc} 的垂直廓线和下沉气团来源高度

在热带地区,下沉气流的来源高度通常在700~850 hPa^[7,23],中纬度地区云层发展较高,下沉气流的来源也更高。由于缺少相应时段的探空观测,这里利用 θ_{sc} 的守恒性来大致估计下沉气流来源的高度。假设下沉气流速度很快,下沉过程中与周围空气混合不强, θ_{sc} 基本守恒。对流过程中地面 θ_{sc} 的突然降低,表明高空空气下沉到地面,此时的 θ_{sc} 与下沉气流来源高度上的近似相等,据此推测下沉气流来源于该高度附近。因缺少当时的气象探空资料,在此利用ECMWF再分析资料计算得到的 θ_{sc} 垂直廓线近似推测下沉气流来源高度。图5为再分析资料得到的上述4个对流过程附近的 θ_{sc} 垂直廓线。

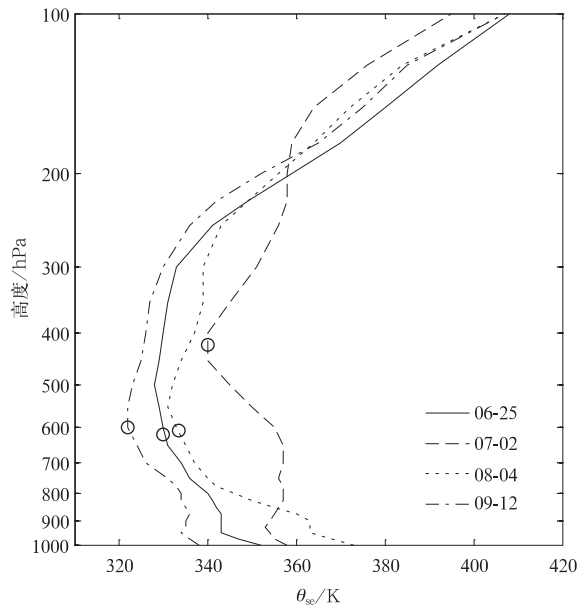


图5 2013年6—9月固城站不同对流过程
附近时刻 θ_{se} 垂直剖面图

(圆圈表示该对流过程后地面 θ_{se} 对应的高度)

Fig. 5 Vertical profile of θ_{se} over Gucheng at times
around four different convection processes
during Jun—Sep in 2013

(circles indicates the corresponding θ_{se}
observed on the ground in processes)

由图5可以看出,地面到对流层中层之间, θ_{se} 随高度下降,在对流层中层达到最低,形成位势不稳定层结。6月25日傍晚、8月4日夜间和9月12日夜间的对流过程中下沉气流均来自600~700 hPa高度范围(图5中黑色圆圈所示位置),而7月2日的对流过程中下沉气流则来自500 hPa以上的高空,比其他3次过程来源更高。

利用 θ_{se} 守恒性对所有对流过程进行分析(表2),结果显示:10次过程中,仅1次来自500 hPa以上(7月2日),其余均来自对流层中下层(500~800 hPa)。不同对流过程中, O_3 混合比抬升的程度维持在一定范围内($60 \times 10^{-9} \sim 80 \times 10^{-9}$),与下沉气流来源高度相关性不明显,说明对流层中下层 O_3 高值区的混合比较为稳定,在一定高度范围内垂直变化较小。需要注意的是,由于再分析资料与单点观测值存在差别,以上根据再分析资料推测出的下沉气流来源高度精确度不高,只能大致判断其基本位于对流层中下层。更准确的判断还需更多的探空观测验证。

2.3.3 O_3 混合比垂直分布的观测结果

2013年9月16日18:05—19:05在固城站附近的农田上空进行了一次无人机飞行试验,飞行高

表2 2013年6—9月固城站对流过程中下沉气流的特征和来源高度

Table 2 Some features of air masses from high altitudes descending to
Gucheng during June—September in 2013

日期	O_3 抬升后 1 h 最大值/ 10^{-9}	前 1 h 平均 θ_{se}/K	后 1 h 平均 θ_{se}/K	$\Delta\theta_{se}/K$	下沉气流 来源高度/hPa
06-25	72.4	345.3	330.2	-15.1	600~700
07-02	44.3	351.2	340.6	-11.2	500 以上
07-31	64.1	355.4	336.3	-19.1	700~800
08-03	68.3	348.4	332.6	-15.8	700~800
08-04	77.1	372.2	333.4	-38.8	600~700
08-07	66.7	368.7	347.1	-21.6	700~800
08-14	67.3	361.9	340.5	-21.4	700~800
08-15	72.6	363.2	345.8	-17.4	700~800
09-12	53.0	334.1	321.3	-12.8	600~700
09-13	47.2	336.2	323.8	-12.4	500~600

度达到2759 m。受副热带高压和西南气流的影响,当时风速较小,空气相对湿度较大,达到80%以上,假相当位温垂直廓线与9月12日相似,在900 hPa以上随高度升高而降低,形成不稳定层结,但没有对流过程发生。无人机上搭载的ECC型 O_3 探空仪(美国EN-SCI)和RS92型气象探空仪(芬兰VAIS-ALA),测得上升和下降过程中的两条 O_3 混合比垂

直廓线。由图6可以看到,傍晚地面 O_3 混合比较低,随高度增加而升高,在1300 m(约865 hPa)左右达到极大值 72×10^{-9} ,之后随高度缓慢降低,2000 m(约796 hPa)处混合比降至 60×10^{-9} ,在边界层以上的2000 m到2759 m(约730 hPa)之间, O_3 混合比变化很小,基本为 60×10^{-9} 。这与上述分析中下沉气流的来源高度和这一高度上 O_3 混合

比的估计结果相一致。虽然这次观测与上述发生对流过程的日期和时段均不对应,但其基本特征支持上述分析和推测。

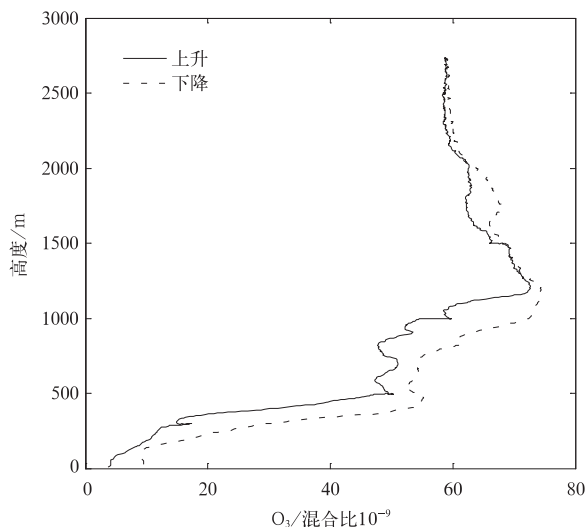


图 6 2013 年 9 月 16 日飞机观测到的 O₃ 混合比垂直廓线

Fig. 6 O₃ profiles observed at Gucheng at dusk on 16 Jun 2013

2.4 对流性天气过程对 O₃ 抬升效应影响的范围

华北地区夏季常受对流性天气影响。当对流系统影响范围较广时,可能出现区域性的 O₃ 混合比抬升现象。2013 年 8 月 4 日和 9 月 12 日晚上均出现飚线由西北向东南经过华北地区,影响范围超过 200 km,北京和固城站受其影响,均出现对流性天气。与此形成对比的是,8 月 15 日 00:00 在固城站出现的小尺度对流系统并未影响北京地区。为说明不同范围对流系统对华北地区 O₃ 分布的影响,图 7 给出了 3 次过程中固城站和北京城区的地面 O₃ 混合比和 θ_{se} 的变化情况。北京城区的 O₃ 混合比来自中国气象局(39°56'49"N,116°19'24"E)的观测^[13],地面 θ_{se} 根据北京市观象台观测资料计算。可以看到,3 次对流过程发生前,两地地面 θ_{se} 相近,固城站地面 O₃ 混合比均处于夜间低值(图 7),而北京城区地面 O₃ 混合比在 8 月 4 日和 8 月 15 日夜间仍处于较高水平,9 月 12 日夜间混合比较低,但仍高于固城站。8 月 4 日 19:00 飚线先经过北京城区,该站 θ_{se} 迅速降低,O₃ 混合比由 67×10^{-9} 左右升高至 87×10^{-9} ,20:30 飚线经过固城站,该站出现

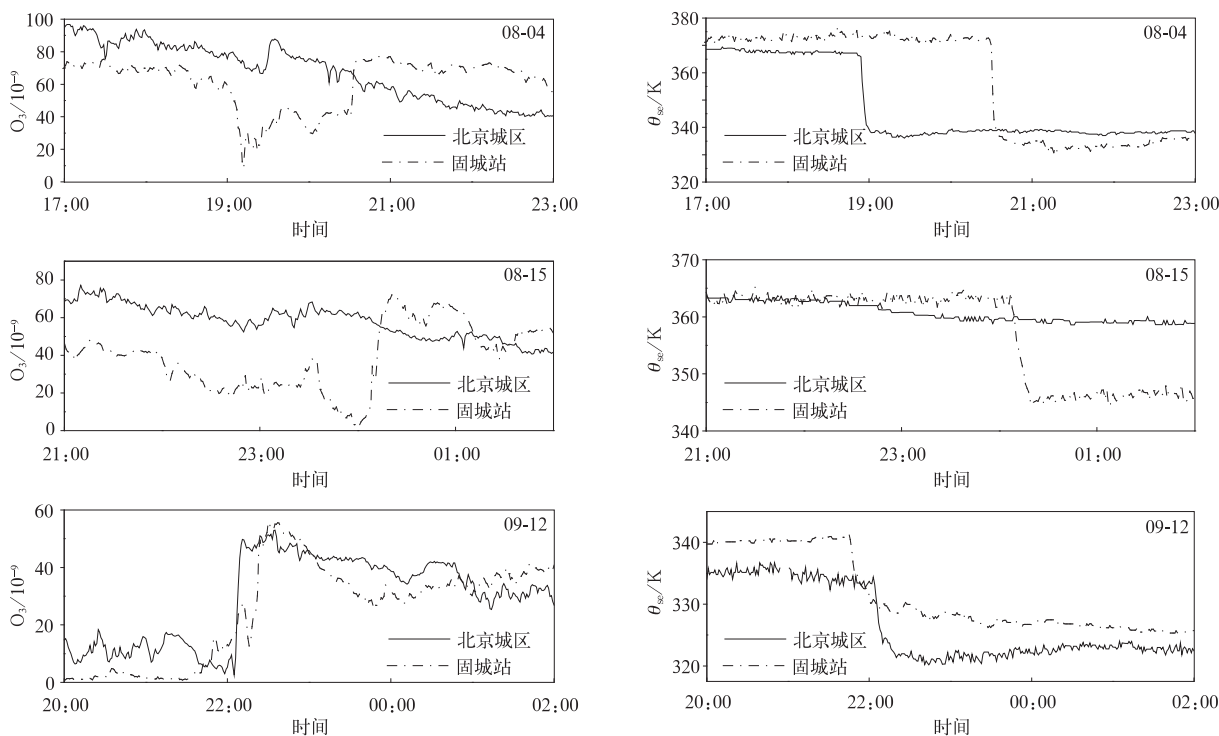


图 7 2013 年 8 月 4 日、8 月 15 日与 9 月 12 日固城站与北京城区 O₃ 混合比和 θ_{se} 变化图

Fig. 7 Maxing ratios of O₃ and θ_{se} observed at Gucheng and in Beijing urban when convection processes occurred on 4 Aug, 15 Aug and 12 Sep in 2013

相同的变化趋势, O_3 混合比升高至 77×10^{-9} 。9月12日22:00, 飑线几乎同时经过两地, 两站均出现 θ_{se} 降低、 O_3 混合比迅速升高的现象, 抬升达到的最大值比较接近, 均在 55×10^{-9} 左右。

相反, 8月15日夜间影响固城站的小尺度对流系统对北京城区没有影响。当固城站受对流过程影响出现 θ_{se} 降低和 O_3 抬升现象时, 北京城区并没有出现相同的变化趋势。

上述变化趋势反映了影响范围不同的对流系统对华北区域地面 O_3 抬升的作用范围也不相同。当对流系统较强, 影响范围较广时, 对地面 O_3 混合比的抬升效应不仅显著, 作用范围也比较大, 甚至能造成整个中尺度区域地面 O_3 的升高。同一对流过程中, 农村地区(固城站)和城市地区在下沉气流作用下 O_3 混合比升高至相近水平, 说明华北平原地区对流层中下层的 O_3 混合比高值区不仅时间上相对稳定, 空间分布上很可能也比较均匀, 体现出污染的区域性。从卫星观测获得的对流层 O_3 资料的分布结果也可以证实这一点^[19, 27-28]。

3 结论与讨论

本文通过对比2013年6—9月在河北省固城站观测到的多次对流性天气伴随地面 O_3 混合比抬升的过程, 利用 θ_{se} 在绝热过程中的守恒性进行下沉气流高度来源分析, 并使用气象和污染气体资料配合分析, 得到以下结论:

1) 华北平原地区的对流性天气对地面 O_3 混合比有强烈的抬升作用, 使夜间到次日中午前 O_3 混合比显著增加。

2) 地面 O_3 混合比的抬升来自对流系统中的下沉气流支。下沉气流将高空高 O_3 和低 θ_{se} 的气团带到地面, 使地面 O_3 混合比迅速升高。

3) 下沉气流基本来自对流层中下层, 多数过程中使地面 O_3 混合比快速抬升至 $60 \times 10^{-9} \sim 80 \times 10^{-9}$ 范围内。当对流发展高度较高时, 下沉气流来源会更高, 但地面 O_3 混合比抬升的程度不一定会增加, 而是稳定在一定范围内。说明对流层中下层存在时间和垂直变化均相对稳定的 O_3 高值区, 混合比为 $60 \times 10^{-9} \sim 80 \times 10^{-9}$, 飞机观测试验取得的 O_3 垂直廓线也证实了这一点。

4) 当对流系统同时影响北京地区和固城站时, 两地地面 O_3 混合比呈相同的变化趋势, 说明对流

性天气对地面 O_3 混合比的抬升作用范围与对流系统的影响范围有关, 当对流系统影响范围较广时, 抬升效应可能发生于大部分受影响的华北平原地区。北京城区和固城站地面 O_3 混合比抬升程度相近, 说明华北地区对流层中下层的 O_3 混合比空间分布也比较均匀。

华北平原地区夏季对流性天气较频繁, 对地面 O_3 混合比的抬升效应也较为常见。与文献报道的其他地区相比, 华北地区夏季对流天气引起的地面 O_3 抬升程度要高得多^[7-9], 这对于人体健康和植物生长有一定危害^[29-30]。对对流过程导致的污染物垂直分布的快速变化会影响对流层大气化学^[31], 其环境效应的定量研究比较缺乏, 需要开展更多的垂直观测和模式模拟研究。

致谢: 中国气象科学研究院固城生态与农业气象试验站任三学、赵花荣等在观测期间提供了后勤支持, 北京市气象局观象台张小兵、北京市气象局城市气象研究所马志强提供了北京市气象数据, 中国气象科学研究院张文华提供了华北地区雷达数据, 中国气象科学研究院研究生谢育林、彭伟、田宏民, 广西省气象局马瑞升、刘志平、孙明等参加了部分观测工作, 在此一并表示感谢。

参考文献

- [1] Thompson A M, Tao W K, Pickering K E, et al. Tropical deep convection and ozone formation. *Bull Amer Meteor Soc*, 1997, 78(6):1043-1054.
- [2] Apel E C, Olson J R, Crawford J H, et al. Impact of the deep convection of isoprene and other reactive trace species on radicals and ozone in the upper troposphere. *Atmos Chem Phys*, 2012, 12:27243-27284.
- [3] 李冰, 刘小红, 洪钟祥, 等. 深对流云输送对于对流层 O_3 、 NO_x 再分布的作用. *气候与环境研究*, 1999, 4(3):291-296.
- [4] 银燕, 曲平, 金莲姬, 等. 热带深对流云对 CO 、 NO 、 NO_x 和 O_3 的垂直输送作用. *大气科学*, 2010, 34(5):925-936.
- [5] Ding A, Wang T, Xue L, et al. Transport of north China air pollution by midlatitude cyclones; Case study of aircraft measurements in summer 2007. *J Geophys Res*, 2009, 114(D08304):1-16.
- [6] Kunz H, Speth P. Variability of near-ground ozone concentrations during cold front passages—a possible effect of tropopause folding events. *J Atmos Chem*, 1997, 28(1-3):77-95.
- [7] Betts A K, Gatti L V, Cordova A M, et al. Transport of ozone to the surface by convective downdrafts at night. *J Geophys Res*, 2002, 107(D20):8046.
- [8] Sahu L K, Lal S. Changes in surface ozone levels due to convective downdrafts over the Bay of Bengal. *Geophys Res Lett*, 2006, 33(10):L10807.
- [9] Grant D D, Fuentes J D, DeLonge M S, et al. Ozone transport by mesoscale convective storms in western Senegal. *Atmos Environ*, 2008, 42(30):7104-7114.

- [10] Weber R O, Prévôt A S H. Climatology of ozone transport from the free troposphere into the boundary layer south of the Alps during North Foehn. *J Geophys Res*, 2002, 107(D3):ACH 4-1—ACH 4-6.
- [11] Lelieveld J, Crutzen P J. Role of deep cloud convection in the ozone budget of the troposphere. *Science*, 1994, 264(5166): 1759-1761.
- [12] 刘小红, 洪钟祥, 李家伦, 等. 北京气象塔秋季大气 O₃, NO_x 及 CO 浓度变化的观测实验. *自然科学进展*, 2000, 10(4): 52-56.
- [13] Lin W, Xu X, Ge B, et al. Gaseous pollutants in Beijing urban area during the heating period 2007—2008: Variability, sources, meteorological, and chemical impacts. *Atmos Chem Phys*, 2011, 11(15): 8157-8170.
- [14] Zhu T, Lin W, Song Y, et al. Downward transport of ozone-rich air near Mt Everest. *Geophys Res Lett*, 2006, 33(23): L23809.
- [15] 杨柳, 王体健, 吴蔚, 等. 热带气旋对香港地区臭氧污染影响的初步研究. *热带气象学报*, 2011, 27(1): 109-117.
- [16] 高会旺, 黄美元, 余方群. 大气污染物对流垂直输送作用的探讨. *环境科学*, 1998, 19(4): 3-6.
- [17] 王晓云, 潘莉卿, 吕伟林, 等. 北京城区冬季空气污染物垂直分布与气象状况的观测分析. *应用气象学报*, 2001, 12(3): 279-286.
- [18] 丁国安, 孟昭阳, 于海青, 等. 北京城区大气边界层空气污染特征观测研究. *应用气象学报*, 2002, 13(特刊 I): 82-91.
- [19] Lin W, Xu X, Ge B, et al. Characteristics of gaseous pollutants at Gucheng, a rural site southwest of Beijing. *J Geophys Res*, 2009, 114(D2): D00G14.
- [20] 刘希文, 徐晓斌, 林伟立. 北京及周边地区典型站点近地面 O₃ 的变化特征. *中国环境科学*, 2010, 30(7): 946-953.
- [21] Zipser E J. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon Wea Rev*, 1977, 105(12): 1568-1589.
- [22] Zipser E J. The Role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. *J Appl Meteorol*, 1969, 8(5): 799-814.
- [23] Betts A K. The Thermodynamic transformation of the tropical subcloud layer by precipitation and downdrafts. *J Atmos Sci*, 1976, 33(6): 1008-1020.
- [24] 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 大气物理学. 北京: 北京大学出版社, 2003.
- [25] 慕熙显, 党人庆, 陈秋萍, 等. 一次飚线过程的雷达回波分析与数值模拟. *应用气象学报*, 2007, 18(1): 42-49.
- [26] 葛润生, 姜海燕. 北京地区雷暴气流结构的研究. *应用气象学报*, 1998, 9(1): 1-7.
- [27] Ding A J, Wang T, Thouret V, et al. Tropospheric ozone climatology over Beijing: Analysis of aircraft data from the MOZAIC program. *Atmos Chem Phys*, 2008, 8(1): 1-13.
- [28] 徐晓斌, 林伟立. 卫星观测的中国地区 1979—2005 年对流层臭氧变化趋势. *气候变化研究进展*, 2010, 6(2): 100-105.
- [29] Mckee D. Tropospheric Ozone: Human Health and Agricultural Impacts. New York: Lewis Publishers, 1994.
- [30] 王春乙, 关福来. O₃ 浓度变化对我国主要农作物产量的可能影响. *应用气象学报*, 1995, 6(增刊 I): 69-74.
- [31] 彭丽, 林云萍, 周广强, 等. 我国北方地区对流层中下层臭氧收支. *应用气象学报*, 2009, 20(6): 665-672.

Increased Mixing Ratio of Surface Ozone by Nighttime Convection Process over the North China Plain

Jia Shihui¹⁾ Xu Xiaobin¹⁾ Lin Weili¹⁾²⁾ Wang Ying¹⁾ He Xinhe¹⁾ Zhang Hualong³⁾

¹⁾ (Key Laboratory for Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Composition, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

²⁾ (CMA Meteorological Observation Center, Beijing 100081)

³⁾ (Guangdong Meteorological Observatory, Guangzhou 510080)

Abstract

Surface ozone and other reactive gases are observed at Gucheng (39°08'57"N, 115°44'02"E) in Hebei Province of China from June to September in 2013. There are 10 cases with rapid increases of the mixing ratio of surface ozone, and sharp decreases of the mixing ratios of nitric oxides and carbon monoxide when convection processes occurs at night. The mixing ratio of surface ozone mostly increases from less than 30×10^{-9} to $60 \times 10^{-9} - 80 \times 10^{-9}$ within less than 1 hour and stays at a higher level during the night and the next morning than that on undisturbed days. Such phenomenon cannot be explained by photochemical production. The increase rate of surface ozone level is not correlated with wind speed. Therefore, the change in ozone cannot be attributed to horizontal transport of polluted airmass.

To understand the phenomenon, meteorological data from Gucheng and from ECMWF reanalysis are analyzed. Surface pseudo-equivalent potential temperature (θ_{se}) for each case is calculated from the simultaneously measured meteorological data. In all nighttime cases of convection process, the surface θ_{se} values decrease dramatically within a short time, coinciding with the steep increases of the ozone level and the wind speed. This suggests that the mixing ratio of surface ozone is enhanced by descending air from aloft. The convective process occurs in the warm area ahead of the front in most cases except for once near the cold front. These clearly indicate that convective downdrafts transport air with higher ozone and lower θ_{se} from upper atmosphere to the surface layer. With the vertical profiles of θ_{se} values calculated from ECMWF reanalysis data, levels of origins of downdrafts are estimated as from around 500–800 hPa. Vertical profiles of ozone observed using an unmanned aircraft near the station show that ozone mixing ratio over the boundary layer at dusk is higher than 60×10^{-9} , supporting the view that the increased mixing ratio of surface ozone during and after the nighttime convection process is caused by air descending from the lower to mid free-troposphere. The phenomena with ozone enhancement is also observed at an urban station in Beijing. In most cases when Gucheng and Beijing urban are impacted by the same convective systems, and ozone and θ_{se} at both sites show similar trends. All above implies that ozone mixing ratio maintains around $60 \times 10^{-9} - 80 \times 10^{-9}$ in the mid and lower free-troposphere over the North China Plain in summer and early autumn, and ozone increase by convective downdrafts is able to impact a large area of the North China Plain. Compared with other places, convection process causes larger ozone increase, which may exert stronger impact on the atmospheric environment.

Key words: enhanced ozone concentration; convection process; downdrafts; the North China Plain