中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 12 期: 1762 ~ 1770
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

南极大气臭氧和温度垂直结构及其季节变化的研究

卞林根*, 林忠, 张东启, 郑向东, 陆龙骅

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081
* E-mail: blg@cams.cma.gov.cn

收稿日期: 2011-01-31; 接受日期: 2011-09-06
国家自然科学基金(批准号: 41076132)、南北极环境综合考察与评估极地专项和中国气象局与国家海洋局中国 IPY 行动计划项目资助

摘要 利用南极中山站 2008 年 2 月至 2009 年 2 月臭氧和温度探空等资料, 对中山站上空大气臭氧和温度的垂直结构及季节变化特征进行了研究. 结果表明, 在中山站上空热对流层顶和臭氧对流层顶的高度相近, 年平均高度分别为 7.9 和 7.4 km. 对流层顶的气压和温度都存在位相相反一波型季节变化. 春季和冬季对流层顶的温度转折没有夏季和秋季明显, 而依据臭氧变化恰能更好地确定对流层顶高度. 在对流层臭氧垂直分布的季节变化不显著; 而平流层却十分明显. 春季下平流层臭氧严重耗损, 14 km 处的臭氧最小分压仅为 1.57 MPa, 最大分压出现在上平流层, 其他季节下平流层臭氧随高度增加而升高. 春季下平流层臭氧的严重损耗, 与极夜过后低温条件和平流层冰晶云表面消耗臭氧的光化学过程有密切关系. 大气臭氧和温度的垂直结构及季节变化特征, 对春季南极臭氧洞的形成和发展具有重要意义.

关键词
南极
大气臭氧
大气温度
垂直结构
季节变化

虽然大气中臭氧含量很少, 但在全球大气环流和气候变化中起着重要作用. 在平流层中, 臭氧对太阳紫外辐射的吸收是该层的主要热源, 平流层臭氧浓度及其随高度的分布, 直接影响平流层的温度垂直结构. 对流层和平流层的相互所用是大气科学研究的热点问题, 特别是在极地地区, 也是研究平流层臭氧耗损及其对气候的影响的重要内容. 对流层顶是对流层和平流层之间的过渡区, 在对流层和平流层的相互作用过程中起着重要作用. 对流层顶的观测研究在热带地区已得到很多关注[1~7], 而在极区, 由于探空资料匮乏, 有关对流层顶的研究也相对较少[8~10]. 南北极对流层顶年变化特征有明显差异: 北极对流层顶气压变化为两波型, 春季和秋季最大、夏季和冬季最小[8]; 北极动力对流层顶和热对流层顶有很好的关系, 动力对流层顶在冬季比较明显; 而南极地区则存在一波结构, 对流层顶气压具有夏季高、冬季低的特点[9]. 对于南极臭氧洞形成的成因, 多数研究认为是大气动力和大气化学过程的共同作用的结果, 平流层存在人类活动排放的氟里昂和溴化烃等消耗臭氧层物质及平流层极地涡旋中的低温是影响南极臭氧变化的关键因子[10]. 为了认识和研究南极上空臭氧洞的变化特征, 我国于 1993 年在南极中山站采用国际通用的 Brewer 臭氧光谱仪开始对臭氧总量和紫外辐射进行地基观测[11]; 在同年 9~11 月施放的 12 个臭氧探空仪,获得了大气臭氧的浓度廓线[12]. 周秀骥等[13~15]对南极地区大气臭氧时空变化特征的

英文引用格式: Bian L G, Lin Z, Zhang D Q, et al. The vertical structure and seasonal changes of atmosphere ozone and temperature at Zhongshan station over east Antarctica. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4355-2

研究表明, 南极臭氧的耗损率随纬度降低而减缓, 与极地涡旋的强度和中心位置的变化关系密切. 王庚辰等[16]、高登义和川口贞男[17]指出臭氧损失最大区域在13~23 km, 春季平流层爆发性增温与臭氧变化有关. 中山站位于南极臭氧洞边缘, 受南极平流层极地涡旋摆动与伸缩的动力过程的影响明显[11], 在南极开展大气和臭氧垂直结构的探测研究, 对于深入认识南极臭氧对气候变化的影响机制和预测未来的变化趋势都有重要意义.

在国际极地年(IPY)期间, 作为中国 IPY 行动计划的一部分, 我国第 25 次南极越冬队在南极中山站开展了一整年的大气温度和臭氧等要素的空基气球探测. 本文以这些资料为主, 对中山站上空大气臭氧和温度的垂直结构及季节变化特征进行了探测研究.

1　探测仪器和资料

IPY 期间南极中山站的大气臭氧探测采用了美国 EN-SCI 公司的 ECC (Electrochemical Concentration Cell)2Z 型电化学臭氧探空仪、Vaisala RS-80-15 型无线电气象探空仪, 其中各高度风速和风向的探测应用了美国 EN-SCI 公司配置的 GPS 定位系统; 利用 EN-SCI 公司的 DAS-1 型 403 MHz 地面接收系统, 同时接收气压、臭氧、温度、相对湿度、风速和风向的垂直廓线资料. 为保证观测数据的可靠性, 按观测规范的要求, 每次探测前都对传感器进行标定, 仪器的详细探测精度可见文献[18].

中山站位于 69°22′S, 76°22′E, 在东南极大陆沿岸(图 1). 在 2008 年 2 月 1 日至 2009 年 2 月 15 日期间, 每周进行一次臭氧探空; 在 9~11 月南极臭氧洞期间, 每周加密观测一次; 全年共进行了 58 次探测, 其中 26 次有 GPS 定高和测风. 全年探测中最高飞行高度达到 5.06 MPa (38 km), 记录到的最大风速为 103.5 m s^{-1}, 最低温度为–86.9℃, 飞行距离最远达到距中山站 249 km; 资料完整, 仅有 2 次探测由于天气原因未获得资料.

在中山站地区, 由空基(臭氧探空)、地基(BREWER)及天基(卫星反演-OMI)观测得到的臭氧总量和中山站臭氧探空廓线及卫星反演的 MLS 臭氧廓线的对比(图 2)都表明, 与其他观测相比, 中山站臭氧探空获得的臭氧总量和臭氧垂直廓线资料, 不仅时间或空间变化基本一致, 数值差异一般也不大, 资料是可靠的.



图 1　南极中山站位于东南极大陆沿岸的位置
五角星为中山站位置

2　对流层顶的季节变化

对流层顶是位于对流层和平流层之间的界面. 在对流层顶附近, 存在温度、臭氧、位势涡度等气象要素的突变, 讨论不同问题, 可有不同的定义. 目前较常用的 5 种对流层顶定义为: (1) 热对流层顶(LRT): 温度递减率减小到 2℃ km^{-1} 或者更小的最低高度, 且此高度及以上 2 km 内的平均温度递减率均小于 2℃ km^{-1}[19], 这是 WMO 对“对流层顶”的定义; (2) 冰点对流层顶(CPT): 即对流层和平流层间温度发生转折点的高度[20]; (3) 臭氧对流层顶(OT): 臭氧梯度发生突变的高度[21]; (4) 动力对流层顶(IPVT): 由位势涡度突变判断[9]; (5) 100 hPa 气压层(PLT): 用 100 hPa 气压层的高度来代表. 本文采用 LRT 和 OT 两种方法来确定和讨论中山上空温度和臭氧对流层顶的季节变化.

2.1　热对流层顶的计算方法

垂直温度梯度可以通过如下表达式计算:

$$(\partial T/\partial z)_{i+1/2} = (T_{i+1} - T_i)/(z_{i+1} - z_i), \quad (1)$$

$$(\partial T/\partial z)_{i-1/2} = (T_i - T_{i-1})/(z_i - z_{i-1}). \quad (2)$$

(1)和(2)式分别代表 $z_{i+1/2}=(z_i+z_{i+1})/2$ 和 $z_{i-1/2}=(z_i+z_{i-1})/2$ 层的垂直递减率.

当 $(\partial T/\partial z)_{i+1/2}\geqslant -2$ ℃; 且 $(\partial T/\partial z)_{i-1/2}\leqslant -2$ ℃出现在最低层高度时, 对流层顶高度可以表示为

$$z_{tp}=z_{i-1/2}+\frac{-2-(\partial T/\partial z)_{i+1/2}}{(\partial T/\partial z)_{i+1/2}-(\partial T/\partial z)_{i-1/2}}(z_{i+1/2}-z_{i-1/2}). \quad (3)$$

由(3)得到对流层顶后, 气压表达式为

$$P_{tp}=P_i\exp\left[\ln\left(\frac{P_{i+1}}{P_i}\right)\frac{z_{tp}-z_i}{z_{i+1}-z_i}\right],\ z_{tp}>z_i, \quad (4)$$

$$P_{tp}=P_i\exp\left[\ln\left(\frac{P_i}{P_{i-1}}\right)\frac{z_{tp}-z_i}{z_i-z_{i-1}}\right],\ z_{tp}<z_i. \quad (5)$$

温度表达式为

$$T_{tp}=T_i+[(\partial T/\partial z)_{i-1/2}](z_{tp}-z_i),\ z_{tp}>z_i, \quad (6)$$

$$T_{tp}=T_i+[(\partial T/\partial z)_{i+1/2}](z_{tp}-z_i),\ z_{tp}<z_i. \quad (7)$$

对流层和平流层之间(z_i–z_{tp})的温度差在 0~2 K km^{-1} 时:

$$\frac{T_i-T_p}{z_i-z_{tp}}>-2\ \text{K km}^{-1}, \quad (8)$$

则 z_i 即为热对流层顶高度.

2.2 臭氧对流层顶的计算方法

通常选取对流层和平流层之间的臭氧梯度大于 60 ppbv km^{-1} (1 ppbv=1 nmol mol^{-1}), 且臭氧体积混合比大于 80 ppbv 的最低高度为臭氧对流层顶. 也有人用臭氧垂直梯度大于 55 ppbv km^{-1}, 且臭氧体积混合比大于 75 ppbv 来确定臭氧对流层顶[21]. 为计算南极中山站臭氧对流层顶, 本文分别计算 50, 55, 60, 65, 70 ppbv km^{-1} 作为阈值的臭氧对流层顶高度.

图 3 给出热对流层顶和采用不同阈值计算的臭氧对流层顶的时间变化. 从图 3 可见, 除了 2009 年 1 月 8 日(50 ppbv km^{-1})和 2 月 2 日(65 ppbv km^{-1}, 70 ppbv km^{-1})个别阈值确定的臭氧对流层顶有明显偏差外, 55~70 ppbv km^{-1} 不同阈值计算的臭氧对流层顶差别不大, 表明在南极选用臭氧垂直梯度阈值计算臭氧对流层顶并不重要, 特别是选用臭氧垂直梯度为 55~60 ppbv km^{-1} 时, 确定的臭氧对流层顶完全一致.

热对流层顶与臭氧对流层顶的比较显示, 除冬季和春季(6 月下旬至 11 月)期间热对流层顶高度明显高于臭氧对流层顶外, 其余时间两者的高度都比较接近. 中山站热对流层顶(LRT)年平均高度为 7.9 km, 根据 55~60 ppb km^{-1} 阀值计算得到臭氧对流层顶(OT)年平均高度为 7.4 km. 在偏差主要出现的 6 月下旬至 11 月, 温度垂直分布在对流层顶没有明显的转折点(也有人称之为在南极地区的“对流层顶消失”现象[22]). 因此, 使用热对流层顶的计算方法不能完全客观准确地确定热对流层顶, 而利用臭氧的变化, 则能较好地确定对流层顶高度.

由 2008 年中山站热对流层顶和臭氧对流层顶月平均气压和温度的年变化(图 4), 可以看出, 对流层顶气压和温度存在明显的季节变化, 表现为清晰的位相相反的一波结构. 对流层顶的气压在夏季最高, 冬季最低, 年振幅约为 75 hPa, 而对流层顶温度侧是冬季最低, 夏季最高, 年振幅约为 20℃左右. 臭氧对流层顶逐月的平均气压和温度均比热对流层顶高.

3 臭氧和温度的垂直结构

图 5 给出春季(9~11 月)、夏季(12~2 月)、秋季(3~5 月)和冬季(6~8 月)臭氧和温度的平均廓线. 由图 5(a)可见, 在约 8 km 高度处存在明显的臭氧对流层顶(OT), 对流层臭氧在 5~8 km 基本没有季节变化; 5 km 以下季节变化仅为 2 MPa 左右的, 冬季浓度高、夏季浓度小. 在 10 km 以上的平流层, 可分为下平流层(10~20 km)和上平流层(20 km 以上)两部分. 上、下平流层臭氧随高度变化存在明显的差异. 春季, 下平流层臭氧出现显著的耗损, 最小浓度(1.57 MPa)出现在 14 km 附近高度上, 最大浓度出现在上平流层, 并且随高度增加臭氧浓度变化很小; 在其他 3 个季节, 平流层臭氧的变化形式大致相同, 下平流层臭氧大都是随高度增加而增加, 但各季最大臭氧浓度出现的高度不同. 其中, 夏季、秋季和冬季分别出现在 20, 18 和 15 km 的高度上, 其后直至上平流层, 臭氧浓度随高度的增加而减少, 只是在不同高度递减率有所不同. 从图 5 可见, 夏季和秋季臭氧廓线在 10 km 附近存在明显的次峰值, 是由平流层高浓度臭氧层向对流层输送所致. 研究[23]表明, 次峰值的形成与大气动力过程和天气系统关系密切.

由此可见, 在对流层中, 臭氧垂直结构的季节性差异不大; 而在平流层中, 春季臭氧洞期间, 上、下平流层的变化有显著差异, 其原因可能与平流层的低温和损耗臭氧的非均相化学反应有关. 夏季、秋季和冬季, 上、下平流层臭氧的变化形式则大致相同.

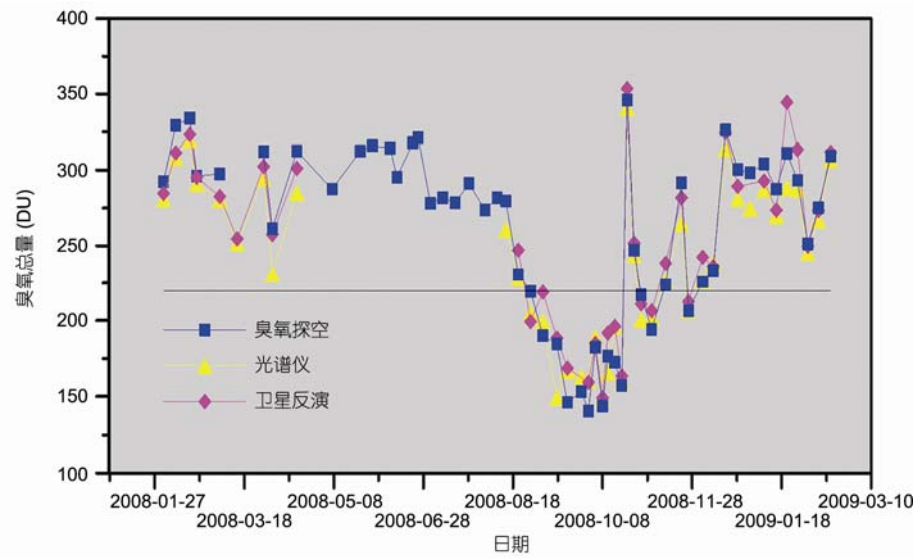


图 2　南极中山站臭氧探空与同期光谱仪观测和卫星反演的大气臭氧总量的季节变化

直线为 220 DU

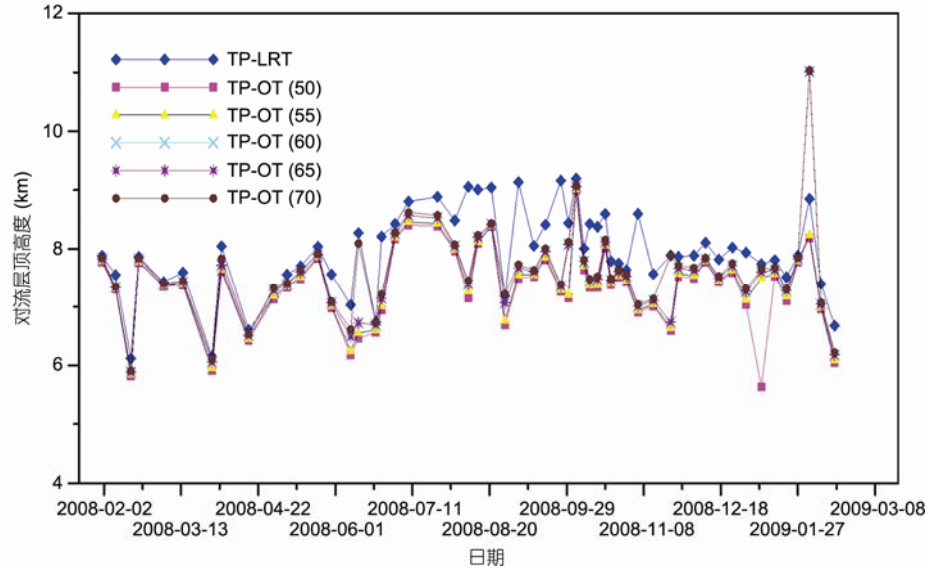


图 3　南极中山站 2008 年 2 月 1 日到 2009 年 2 月 15 日热对流层顶(LRT)和不同阈值计算的臭氧对流层顶(TP-OT)的时间变化

由图 5(b)可见, 在 8 km 左右高度上温度递减率(LR)存在明显的转折点, 与臭氧对流层顶的高度基本相同; 在对流层中, 各季节温度随高度的变化规律基本一致, 对流层温度均是随高度增加而逐渐降低, 且各季节的平均温度递减率都与全球平均的 6.5℃ km^{-1} 相近(表 1). 与对流层不同, 平流层温度随高度增加, 而且表现出明显的季节变化. 在下平流层, 增温率以春季为最大(2.42℃ km^{-1}), 夏季次之(1.07℃ km^{-1}), 秋季也是增温(0.61℃ km^{-1}); 冬季平均趋势是继续降温(–0.42℃ km^{-1}), 直到 20 km 以上才出现增温. 中山站上空温度的垂直结构在平流层有显著的季节变化, 温度垂直分布特征与大气环流系统的季节变化有关.

图 6 给出上、下平流层及对流层月平均臭氧分量

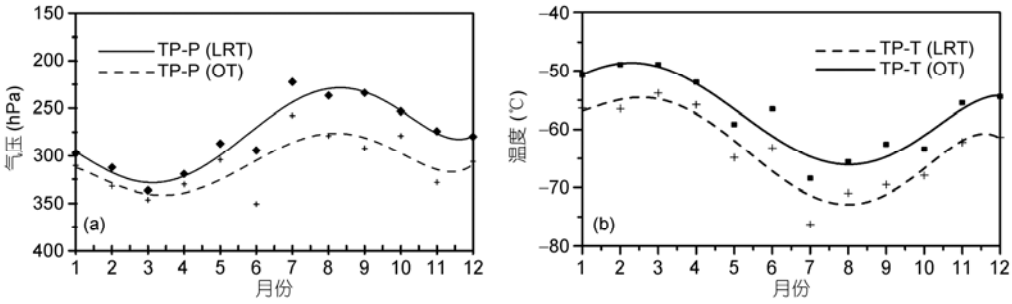


图 4　南极中山站 2008 年月平均热对流层顶(LRT)和臭氧对流层顶(OT)的气压(a)和温度(b)的年变化

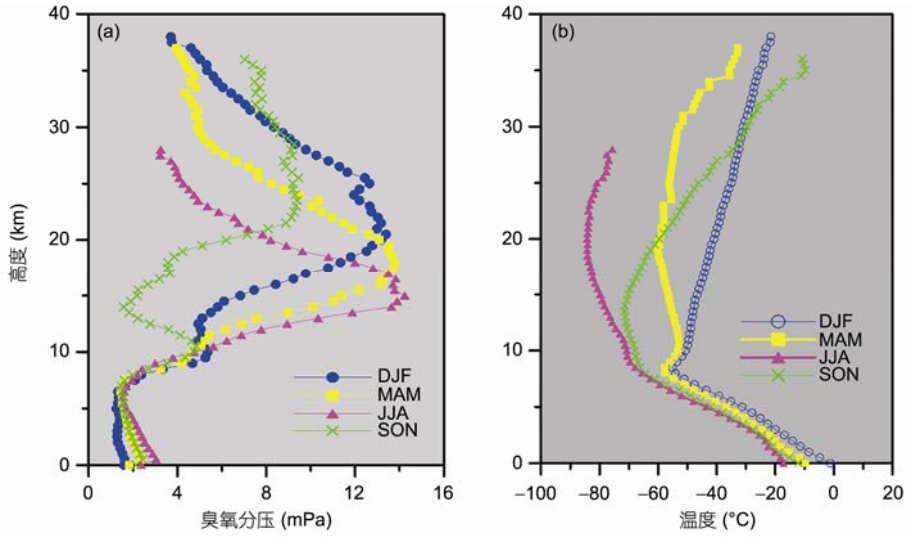


图 5　南极中山站 2008 年春季(SON)、夏季(DJF)、秋季(MAM)和冬季(JJA)臭氧(a)和温度(b)的平均垂直廓线

表 1 中山站对流层和平流层各季节温度变化率(℃ km^{-1})

	春季	夏季	秋季	冬季
对流层	−6.56	−6.62	−5.97	−6.49
平流层	2.42	1.07	0.61	−0.42

的年变化. 从图 6(a)可见, 上、下平流层的臭氧有相反的年变化趋势. 9~11 月下平流层臭氧分量为全年最低, 显示了南极臭氧洞在中山站上空的发生. 在极夜前后期(5~8 月)下平流层臭氧是全年的高值期, 而上平流层侧是全年的低值期. 其变化特征表明, 南极臭氧的损耗下主要发生平流层下层. 其结果与文献[20]指出的南极臭氧损耗在 10~23 km 高度范围一致. 由图 6(b)还可看出, 对流层臭氧分量的年变化规律与平流层不同, 夏季最小、冬季最大, 其年变化特征与地面臭氧基本相似.

从臭氧月平均值的垂直剖面(图 7(a))可见, 在 8~10 km, 即臭氧对流层顶附近, 存在臭氧值大致为 2.5 MPa 的等值过渡区. 对流层 5 km 以下, 冬半年(4~9 月)臭氧浓度明显大于夏半年(10~3 月), 5~8 km 之间的臭氧浓度全年变化都不大. 1~7 月位于 15~25 km 及 35 km 以上的平流层臭氧高/低值区, 都有由上平流层逐渐向下层传递的趋势; 6 月以后, 上平流层(25 km 以上)不再是高值, 而在下平流层 15 km 附近形成臭氧浓度最高的中心区; 8 月以后下平流层臭氧浓度逐渐降低, 在 9~10 月整个平流层臭氧浓度高值区消失,并在 15 km 左右形成了非常低的臭氧浓度低值区, 即为熟知的南极臭氧洞; 11 月后整个平流层的臭氧浓度都在加大, 25 km 左右的高度上出现高值区, 而 15 km 处的臭氧消耗减小, 春季南极臭氧洞的过程趋于结束. 春季平流层下层臭氧浓度的减少, 除了主要与极夜后的损耗臭氧的非均相化学反应有关外, 可能还与来自上平流层的臭氧高值区向下传递过程

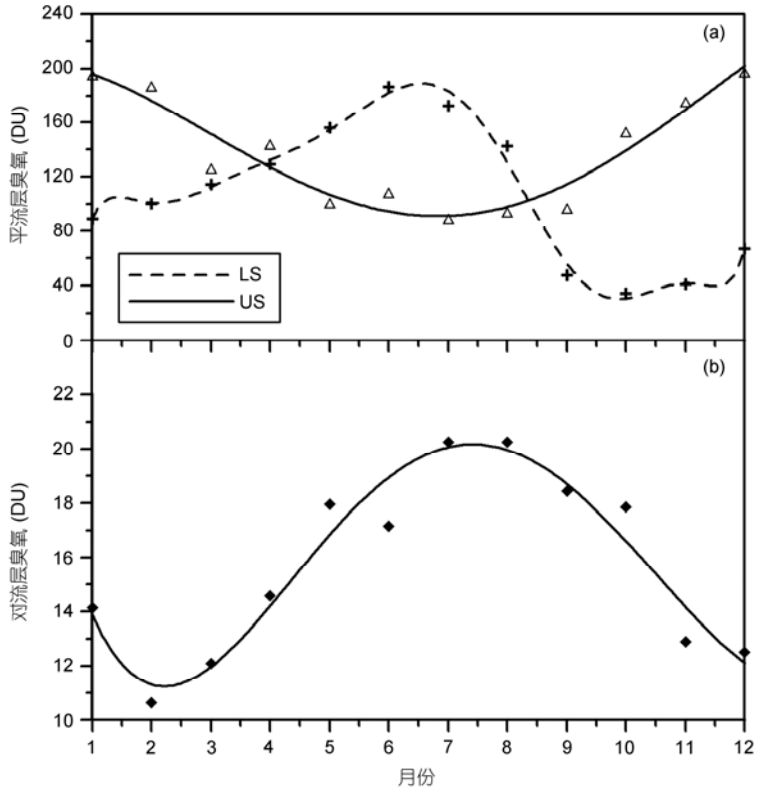


图 6　上平流层(US)和下平流层(LS)臭氧浓度(a)及对流层臭氧(b)的年变化

在 8 月底消失和低值区的加速下传有关.

由温度垂直剖面(图 7(b))则可见, 在对流层中, 中山站的温度年变化较为平缓; 而平流层中下部, 温度年变化很大. 冬季, 南极上空平流层为极地涡旋控制, 在 6~8 月中山站上空的平流层中出现了一个温度低于–70℃, 中心温度在–80℃以下的涡旋. 9~10 月随着平流层上层增温的加剧, 平流层下层温度逐渐升高, 冷中心自上而下消失, 下平流层(15 km)的温度要较上平流层(25 km)低 20℃(图 8); 11 月以后, 南极上空平流层逐渐为极地暖高压所控制.

大气臭氧和温度的垂直结构及季节变化特征, 对春季南极臭氧洞的形成和发展有重要意义. 冬季南极上空的平流层绕极涡旋, 不但阻碍了中纬度臭氧富值区的大气进入南极地区, 也为平流层冰晶云的存在提供了必要的–78℃的低温条件. 人类活动排放到大气中的氟里昂和溴化烃等含氯和溴的消耗臭氧层物质, 在平流层低温条件下形成的冰晶云(PSCs)或液态硫酸气溶胶表面, 会通过光化学反应大量消耗臭氧. 而为光化学反应提供活动界面的平流层冰晶云或液态硫酸气溶胶, 只有在温度低于–78℃时才出现. 因此, 大气中存在有人类活动排放的氯化物和溴化烃等消耗臭氧层物质(人为因素), 是春季南极臭氧洞形成的充分条件; 春季南极平流层极地涡旋中的低温(自然因素), 是南极春季臭氧洞形成的必要条件[24]. 当前, 在极地平流层中下层, 都存在足够浓度的人类活动排放的消耗臭氧层物质[20], 在极夜结束后是否会发生大量消耗臭氧的光化学反应, 取决于能否满足必要条件. 在中山站地区极夜结束于 7 月 20 日, 8~9 月下平流层(15 km)的月平均温度低于–78℃, 10 月的月平均温度仍在–70℃以下, 正是平流层冰晶云表面消耗臭氧的光化学过程, 直接导致了南极臭氧洞的形成; 而此时在 25 km 以上的上平流层, 虽然 8 月月平均温度接近–78℃, 但 9 月份的月平均温度为–65℃, 10 月接近–40℃, 在此高度起主导作用的是臭氧吸收紫外辐射后生成臭氧的光化学反应, 其结果是上平流层臭氧浓度的增加.

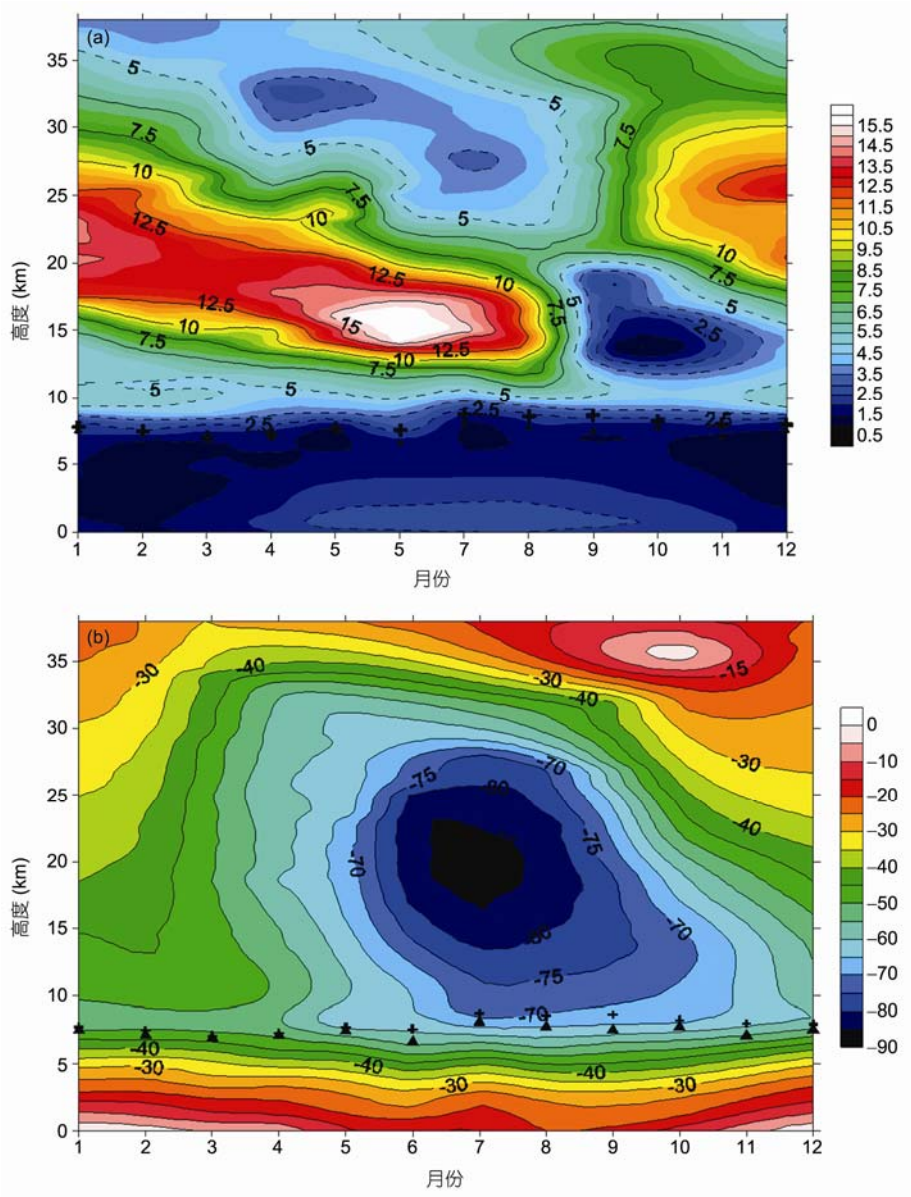


图 7　南极中山站 2008 年臭氧(a)和温度(b)月平均值的垂直剖面

十字为热对流层顶, 三角为臭氧对流层顶

4　结果讨论

通过对南极中山站 2008 年 2 月 1 日至 2009 年 2 月 15 日 58 次臭氧和温度探空资料的处理和分析, 我们对中山站臭氧和温度垂直结构季节变化的特征有了比较清晰的认识, 对进一步诊断和模拟南极臭氧洞的恢复机制及南极臭氧在气候变化中的作用具有参考意义. 得出的主要结果如下:

(1) 中山站空基臭氧探空获得的臭氧总量和臭氧垂直廓线资料, 与其他地基、天基观测结果相比, 不仅时间或空间变化基本一致, 数值差异一般也不大, 资料是可靠的.

(2) 在中山站上空, 热对流层顶和臭氧对流层顶的高度相近(差异主要在冬、春季), 年平均高度分别为 7.9 和 7.4 km; 对流层顶的气压和温度都存在明显, 但变化位相相反的一波型季节变化; 春、冬季对流层

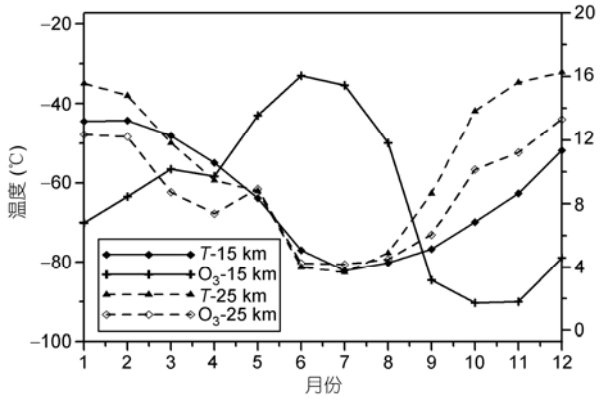


图 8　2008 年 15 和 25 km 高度层的月平均臭氧(O_3)和温度(T)的年变化

顶的温度转折不如夏、秋季明显, 依据臭氧变化能更好地确定对流层顶高度.

(3) 在对流层, 臭氧垂直分布的年振幅很小, 季节变化不显著; 而在平流层, 臭氧垂直分布的季节变化十分明显. 春季下平流层臭氧严重耗损出现在 14 km 附近, 最大分压出现在上平流层; 其他季节下平流层臭氧随高度增加而升高.

(4) 中山站上空春季下平流层臭氧的严重损耗, 与极夜过后该区域低温条件下, 平流层冰晶云表面消耗臭氧的非均相化学反应有密切关系. 大气臭氧和温度的垂直结构及季节变化特征, 对春季南极臭氧洞的形成和发展有重要意义.

本文仅使用了一个整年的臭氧探空资料, 资料局限性较大; 中山站位于南极臭氧洞边缘, 受南极平流层极地涡旋摆动与伸缩的动力过程的影响明显, 在中山站继续开展大气和臭氧垂直结构的探测研究, 对于深入认识南极臭氧对气候变化的影响机制和预测未来的变化趋势都有重要意义.

致谢　南极中山站考察队员在资料获取中做出了很大的贡献, 审稿人提出了宝贵的意见, 在此一并表示感谢.

参考文献

1 Atticks M G, Robinson G D. Some features of the structure of the tropical tropopause. Q J R Meteorol Soc, 1983, 109: 295–308
2 Frederick J E, Douglass A R. Atmospheric temperatures near the tropical tropopause: Temporal variations, zonal asymmetry and implications for stratospheric water vapor. Mon Weather Rev, 1983, 111: 1397–1403
3 Yulaeva E, Holton J R, Wallace J M. On the cause of the annual cycle in tropical lower-stratospheric temperatures. J Atmos Sci, 1994, 51: 169–174
4 Reid G C. Seasonal and interannual temperature variations in the tropical stratosphere. J Geophys Res, 1994, 99: 923–932
5 Reid G C, Gage K S. The tropical tropopause over the western Pacific: Wave driving, convection and the annual cycle. J Geophys Res, 1996, 101: 233–241
6 Hoinka K P. Statistics of the global tropopause pressure. Mon Weather Rev, 1998, 126: 3303–3325
7 Highwood E, Hoskins B J. The tropical tropopause. Q J R Meteorol Soc, 1998, 124: 1579–1604
8 Highwood E, Berrisford P. Properties of the Arctic tropopause. Q J R Meteorol Soc, 2000, 126: 1515–1532
9 Zängl G, Hoinka K P. The Tropopause in the polar regions. J Clim, 2001, 14: 3117–3139
10 World Meteorological Organization. Meteorology—A three dimensional science. WMO Bull, 1957, 6: 134–138
11 郑向东, 周秀骥, 陆龙骅, 等. 1993 年中山站南极“臭氧洞”的观测研究. 科学通报, 1995, 40: 533–535
12 孔琴心, 刘广仁, 王庚辰, 等. 1993 年春季南极中山站上空大气臭氧的观测分析. 大气科学, 1996, 20: 395–400
13 周秀骥, 陆龙骅, 卞林根, 等. 南极地区温度、海冰、臭氧的变化特征. 自然科学进展, 1997, 7: 460–466
14 周秀骥, 陆龙骅, 卞林根, 等. 南极大气臭氧变化特征与机制的研究. 见: 国家海洋局极地考察办公室. 中国南极考察科学研究成果与进展. 北京: 海洋出版社, 1998. 511–519
15 郭松, 周秀骥, 郑向东, 等. 南极中山站臭氧洞期间 O_3 廓线的观测研究. 极地研究, 1997, 9: 78–82
16 王庚辰, 等. 南极臭氧洞的观测和形成机制研究. 见: 国家海洋局极地考察办公室. 中国南极考察科学研究成果与进展. 北京: 海洋出版社, 1998. 584–597
17 高登义, 川口贞男. 春季南极平流层爆发性增温与臭氧变化的关系. 见: 国家南极考察委员会. 南极科学考察论文集(第四集). 北京: 海洋出版社, 1989. 130–136

18 Thompson A M. Southern Hemisphere Additional Ozonesondes (SHADOZ) 1998–2000 tropical ozone climatology 1. Comparison with total ozone mapping spectrometer (TOMS) and ground-based measurements. J Geophys Res, 2003, 108: 8238, doi: 10.1029/2001JD000967
19 Seibert P, Beyrich F, Gryning S E, et al. Review and Intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. Atmos Environ, 2000, 34: 1001–1027
20 World Meteorological Organization. Scientific assessment of ozone depletion: 2006. Global Ozone Research and Monitoring Project–Report No.50. Switzerland, 2007. 572
21 Bethan S, Vaughan G, Reid S J. A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere. Q J R Meteorol, 1996, 532: 929–944
22 王贵勤. 大气臭氧研究. 北京: 科学出版社, 1985. 145–146
23 郑向东, 李维亮, 周秀骥, 等. 臭氧垂直分布个例观测中次峰的诊断分析. 自然科学进展, 2001, 11: 1181–1185
24 陆龙骅, 卞林根, 贾朋群. 南极臭氧的短期气候变化特征. 应用气象学报, 1997, 8: 402–412