

全球变化条件下的平流层大气长期变化趋势¹

胡永云, 丁峰, 夏炎

(北京大学物理学院大气科学系, 北京, 10087)

摘要: 两个因素将对 21 世纪平流层气候变化产生重要作用。一个是温室气体增加, 另一个是平流层臭氧的可能恢复。温室气体增加的辐射效应一方面造成地面和对流层变暖, 另一方面却导致平流层变冷, 而臭氧层恢复的辐射效应则导致平流层变暖。在温室气体增加和臭氧恢复这两种相反因素作用下的平流层温度如何变化是本文所关心的主要问题。为了预估平流层温度在 21 世纪的变化, 我们使用了辐射-对流模式进行了敏感性实验, 另外, 我们也对他人进行的化学-气候耦合模式 (CCM) 模拟结果进行了分析。这些模拟结果表明, 在 21 世纪平流层中上层 (60~1 hPa) 将变冷, 而下层 (150~60 hPa) 变暖。这说明在平流层中上层温室气体的冷却效应将起主导作用, 而臭氧恢复的加热效应在平流层下层相对更为重要。CCM 的模拟结果表明, 臭氧恢复最显著的区域在平流层上层 (3 hPa 附近), 与最大降温区一致, 说明温室气体增加将有利于平流层上层臭氧恢复。CCM 的模拟结果还表明, 平流层两极地区在冬半年存在变暖的现象。根据已有的研究结果, 极区变暖与平流层行星波活动增强有关, 动力、热力和化学之间的正反馈作用也有可能对极区变暖有重要的贡献。

关键词: 平流层; 气候变化; 臭氧层恢复; 温室气体增加; 温室效应

中图分类号: 文献标志码: A

1 引言

平流层气候变化是全球气候变化的一个重要组成部分。在全球气候变化条件下, 平流层气候如何变化, 它又将如何影响对流层气候变化将是气候变化研究中的一个重要问题^[1]。可是, 最新的政府间气候变化评估报告^[2]还没能考虑平流层气候变化及其对对流层气候变化的影响, 可以预期的是, 在下一轮气候变化评估中, 平流层气候变化及其对对流层气候变化的影响将是重点之一。简要地讲, 影响平流层气候变化的因素主要包括辐射、化学和动力等过程, 而温度场的变化最能集中反映这些过程的相互作用, 也最能反映平流层的气候变化。所以, 本文的重点集中在平流层的温度变化。

平流层臭氧浓度的变化对平流层温度有着最为直接和重要的影响, 这是因为臭氧对太阳紫外波段辐射的吸收是加热平流层大气的主要能量来源。在 20 世纪的后 20 年里, 平流层臭氧浓度出现持续性的降低, 我们现在已很清楚地了解到平流层臭氧浓度的持续性降低是因为人类制造的氟利昂造成臭氧损耗的结果^[3]。伴随着臭氧损耗, 平流层温度出现持续性的降低^[4], 平流层臭氧损耗和变冷曾过去 20 年平流层研究和全球气候变化的焦点之一。可是, 近些年的观测发现平流层臭氧自 20 世纪 90 年代末以来的近 10 年里呈现上升趋势^[5-7], 相应地, 平流层中低层温度也存在上升趋势^[7]。这些研究倾向于认为近 10 年来的平流层臭氧升高趋势是臭氧层恢复开始恢复的信号, 因为臭氧的回升趋势与近几年观测到的平流层等价有效氯含量 (包括 Cl 和 Br) 的下降趋势是一致的。根据预估的平流

收稿日期:

基金项目: 国家自然科学基金面上项目 (40875042) 和国家自然科学基金重点项目 (40533016), 教育部科学技术研究重点项目 (106002) 和博士点基金 (20070001002)。

作者简介: 胡永云 (1965-), 男, 河南唐河人, 教授, 主要从事气候动力学和气候模拟研究. E-mail: yyhu@pku.edu.cn

层等价有效氯含量以及温室气体在 21 世纪的变化趋势，一些模拟研究表明平流层臭氧有可能在 2050 年左右恢复到 1979 年以前的水平^[8-9]。因为臭氧最大浓度位于平流层中低层（25 km）左右，臭氧恢复导致对平流层温度的影响大约也应该在平流层中低层。

另一方面，影响全球气候变化最为重要的因素是温室气体增加，该趋势在 21 世纪仍将持续。温室气体增加将导致地面和对流层变暖，但却造成平流层变冷。这是因为平流层大气（温室气体）向外放射出的长波辐射大于其吸收的来自对流层大气的红外长波辐射，所以，温室气体在平流层的辐射效应是冷却，而非加热。平流层温室气体向外的长波辐射与局地温度有关（ $F=\sigma T^4$ ）。因为平流层温度随高度的升高而升高，所以，温室气体的辐射冷却作用也将随高度的升高而加强。那么，随着温室气体的升高，平流层高层的变冷幅度将较中低层大。综上所述，温室气体增加对平流层的影响与臭氧恢复的影响是相反的，而且，两者的辐射效应对平流层不同层次温度的影响也不同。

使用 IPCC-AR4 21 世纪全球大气环流模式（GCM）的模拟结果，胡永云等^[7]初步评估了 21 世纪臭氧和温室气体变化对平流层温度变化趋势的影响。结果表明平流层低层（150~60 hPa）温度出现升高的趋势，而 50 hPa 以上是降温的。以 A1B 温室排放情形和线性臭氧恢复为例，在 21 世纪的 100 年里，70 hPa 最大升温接近 2°C，10 hPa 最大降温达 6°C。但是，IPCC-AR4 的模拟试验有其缺陷，首先，大部分模式没有包含完整的平流层；其次，臭氧的线性恢复是人为给定的，没有考虑平流层臭氧化学反应与温度场之间的耦合，这些都将限制了模拟结果的确定性和可靠性。为此，我们在本文中将使用耦合的化学—气候模式的模拟结果（Chemistry-Climate model, CCM）的模拟结果进一步评估，并与 IPCC-AR4 的模拟结果进行比较。为了更简洁地说明温室气体增加和臭氧恢复对平流层温度的影响，我们也将使用一个辐射—对流模式给出这两种相反的因素分别和共同对平流层温度变化所起的作用。

动力因素也会对平流层温度产生重要的影响，尤其是在平流层的两极地区。这是因为当行星波向上传播到平流层之后，行星波破碎产生波动通量辐合，从而导致自热带向极地的残余环流（也称为 Brewer-Dobson 环流），该环流在极区下沉造成绝热加热^[10]。北极平流层大约每两年一次的爆发性增温就是由于强行星波自对流层传播到平流层后破碎造成的。行星波动及其垂直传播受风场的空间分布有关，全球气候变化造成的风场变化将影响行星波的强度和传播。前些年的 GCM 模拟研究建议温室气体增加造成的对流层变暖和平流层变冷将加强中纬度地区对流层顶附近的水平温度梯度^[11]，相应地，对流层顶附近的西风也加强，进入平流层的行星波动减弱，从而造成极区变冷。可是，后来更多的模拟研究表明，温室气体增加产生的温度场变化有利于行星波的加强及其进入向平流层的传播，残余环流也同时加强和极区升温^[12-15]给出的结果表明平流层行星波动在近 30 年来有增强的趋势，平流层在北极冬季早期和南极冬春季节均有变暖的趋势。在本文中，我们也将使用 CCM 的模拟结果对 21 世纪平流层两极地区的温度变化做出分析。

本文是这样组织的，在第 2 节，我们将对所使用的辐射—对流模式以及数值模拟的设计给出介绍，也将对 CCM 模拟试验给出描述。辐射—对流模式的模拟结果在第 3 节给出，CCM 模拟结果在第 4 节给出。在第 5 节，我们给出本文的结论，并进行讨论。

2 模式和资料

本文所使用的辐射-对流模式的辐射传输部分使用的是 SBDART^[16]，对流部分是我们自己增加的，对流调整判据使用的垂直温度递减率是-6.5 K/km。数值试验设计如下：(1) 控制试验，大气成分是根据美国 1976 年给定的标准大气数据；(2) B1 温室气体排放情形下的 2100 年 CO₂ 含量 ($550 \times 10^6 \text{v}$)；(3) A1B 排放情形下的 2100 年 CO₂ 含量 ($720 \times 10^6 \text{v}$)；(4) A2 排放情形下 2100 年 CO₂ 含量 ($850 \times 10^6 \text{v}$)；(5) 平流层各层 O₃ 均降低 5%；(6) 平流层各层 O₃ 均升高 10%；(7) 平流层各层 O₃ 升高 10%和 B1 排放情形下的 2100 年 CO₂ 含量；(8) 平流层各层 O₃ 升高 10%和 A1B 排放情形下 2100 年 CO₂ 含量；(9) 平流层各层 O₃ 升高 10%和 A2 排放情形下 2100 年 CO₂ 含量。在这些试验中，除了 CO₂ 和 O₃，其他大气成分均使用标准大气的数值。随着温室气体增加，地面温度将升高，水汽含量也将增加，这将引起云量的变化。但是我们关心的重点是平流层，所以，没有考虑云量的变化，水汽的增加满足相对湿度不变的近似假设（请参考 IPCC-AR4^[2]第 632 页）。5%的臭氧减少大致相当于 1979-2000 年平流层中纬度的臭氧损耗总量。10%的臭氧增加是一个理想试验，因为目前的预估是平流层臭氧在 2050 年之后有可能超出 1979 年之前的水平。

本文所使用的 CCM 模拟结果是由 SPARC (Stratospheric Processes and their Role in Climate) 所组织的 CCM 模式比较计划的输出结果，部分数据可以在 http://www.pa.op.dlr.de/CCMVal/CCMVal_ParticipatingCCMs.html 下载。关于这个比较计划，读者可以参考 Eyring et al.^[8]和 Bodeker et al.^[9]。这些模式都包含有完整的平流层和重力波参数化方案，更重要的是这些模式都是化学和气候相耦合的模式，至少从理论上讲，它们比 IPCC-AR4 的模拟试验能够更真实地反映平流层温度变化。这些模式的模拟开始时间都是 1950 年，但结束时间不一致，我们选取了 4 个模拟时段较长的模式结果，其结束时间在 2050 年或更晚，另外 4 个结束时间在 2020 前后的没有被使用。这些模拟试验的外强迫因素包括根据预估的 21 世纪平流层等价有效氯含量的下降趋势和 A1B 温室气体排放情形。

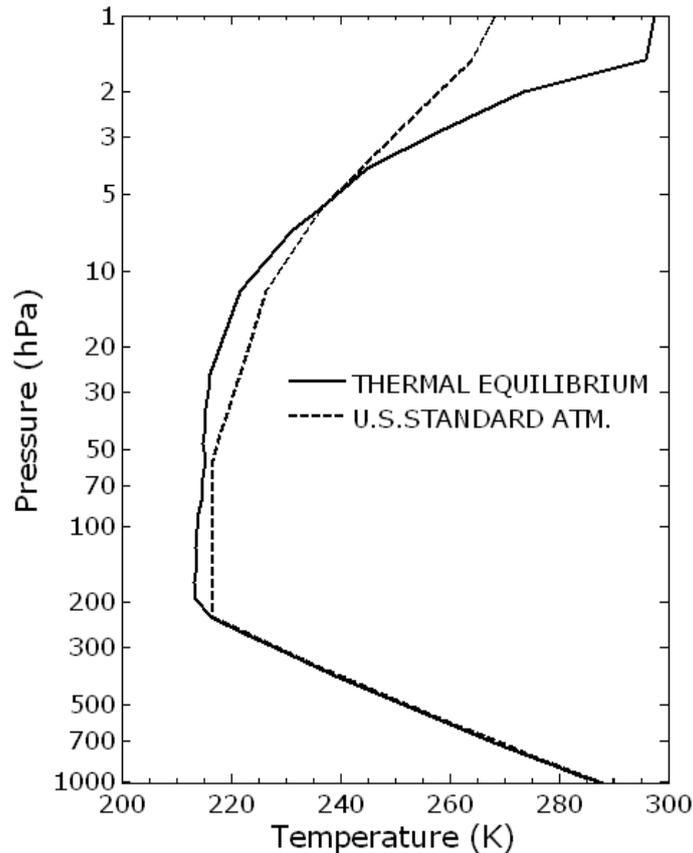


图 1 辐射—对流模式模拟的在标准大气条件下的垂直温度廓线（实线）。虚线为标准大气温度廓线

Fig. 1 Vertical temperature profile simulated by the radiative-convective equilibrium model under conditions of the standard atmosphere (solid line). Dashed-line indicates the vertical temperature profile of the standard atmosphere

3 辐射—对流模式的模拟结果

图 1 给出的是辐射—对流模式模拟的标准大气条件下的垂直温度廓线。该结果与标准大气温度廓线基本一致，但对流层顶附近偏冷，平流层顶有较大的偏暖。图 2 给出的是三种温室气体排放情形下的垂直温度廓线与图 1 给出的温度廓线之间的差值。对于 B1 排放情形，对流层变暖，平流层变冷，分界线位于 100 hPa。由于对流层垂直温度递减率是固定的（-6.5 K/km），对流调整的结果造成整个对流层一致的增温，大约为 1.5 °C。在平流层，变冷的幅度随高度的增加而增加，在平流层顶附近的降温达到 13 °C。对于 A1B 和 A2 排放情形，对流层变暖分别为大约 2.5 °C 和 3.2 °C，平流层顶附近的降温分别为 22 °C 和 27 °C。对流层变暖的幅度与 IPCC-AR4 海气耦合 GCM 的模拟结果基本一致（IPCC-AR4 给出的在 B1、A1B 和 A2 排放情形下，21 世纪地面变暖分别为 1.5、2.8 和 3.4 °C，见 IPCC-AR4 报告^[2]第 13 页）。平流层上层变冷的幅度偏大，这可能与模式模拟的平流层上层温度偏高有关。这些结果说明了温室气体增加虽然造成对流层变暖，但却造成平流层变冷。

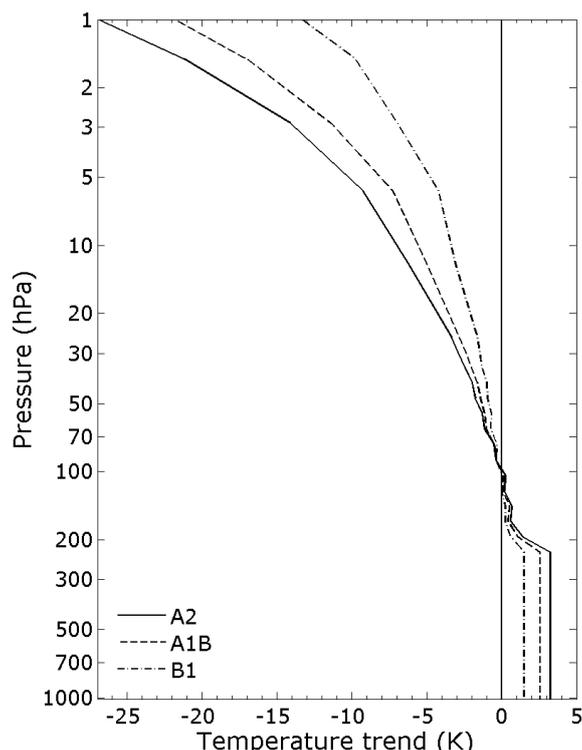


图 2 辐射—对流模式给出的在 3 种温室气体排放条件下的各层大气温度与标准大气条件下的各层温度（图 1）之差

Fig. 2 Temperature differences between simulation results under conditions of 3 greenhouse gas scenarios and that of the standard atmosphere

图 3 给出的是平流层臭氧减少 5% 和增加 10% 的模拟结果。当平流层臭氧减少时，平流层温度平均降低大约 $0.75\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，对流层温度变化非常小（略有升高）。这是因为太阳紫外辐射部分的变化对地面温度的影响非常微弱。Ramaswamy et al.^[4]在综述文章里总结了各种观测资料得到的平流层降温率，在中低层（20~35 km）大约是每 10 年 $0.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，在平流层顶附近（50 km）大约是每 10 年 $0.75\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。所以，这里模拟的降温在平流层中低层大致与观测一致，但在平流层高层降温幅度偏小一些。平流层臭氧增加 10% 的模拟结果是平流层平均增温大约是 $1.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ ，与温室气体增加造成的平流层中上层降温幅度相比，臭氧恢复产生的增温要小得多。

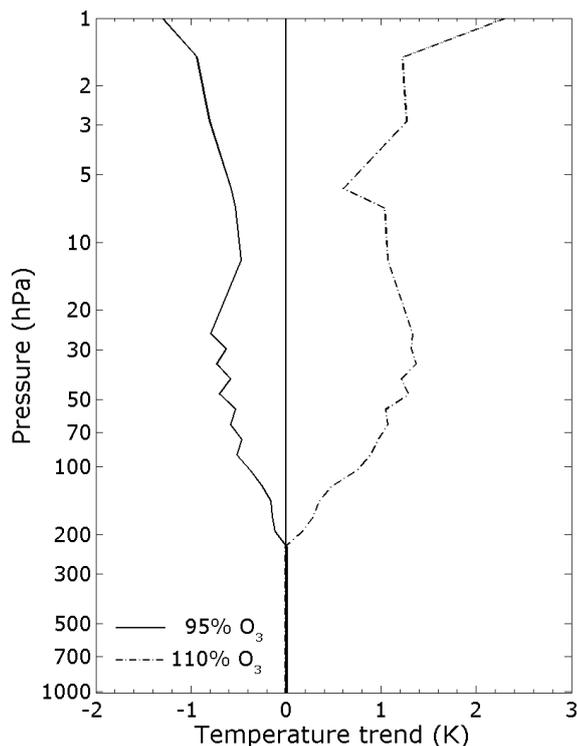


图3 辐射—对流模式给出的平流层臭氧减少5%和增加10%的温度与标准大气条件下的温度之差

Fig. 3 Temperature differences between simulation results under conditions of decreased ozone by 5% (solid line) and increased ozone by 10% (dashed-line) and that under conditions of the standard atmosphere.

图4给出的是臭氧增加10%与3种温室气体排放情形共同作用下的模拟温度与标准大气条件下模拟温度之间的差别。对于B1温室气体排放情形和臭氧增加10%，50 hPa以上温度降低，50 hPa以下温度升高。对于A1B和A2排放情形和臭氧增加10%，变暖和变冷的分界点位于70 hPa左右。这说明在温室气体增加和臭氧恢复的共同作用下，平流层低层将升温，而平流层中上层仍将降温。也就是说，在21世纪，温室气体增加的冷却效应在对流层中上层将起主导作用，而在平流层低层，臭氧恢复的增温效应更重要一些。

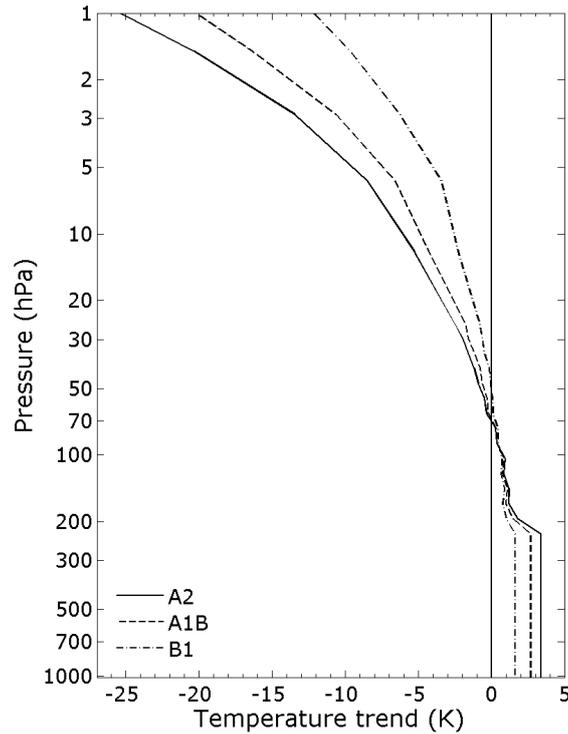


图 4 辐射—对流模式给出的臭氧增加 10%和不同温室气体排放条件下的温度与标准大气条件下的温度之差

Fig. 4. Temperature differences between simulation results under conditions of ozone increase by 10% and 3 greenhouse gas scenarios and that under conditions of the standard atmosphere

4 CCM 模拟结果

图 5 是 4 个化学—气候耦合模式 (CCM) 给出的 2000—2050 年纬向和年平均臭氧趋势垂直剖面图。首先, 4 个模式都给出了最大的臭氧恢复在平流层上层, 大约为 3 hPa 左右。其中, AMTRAC 和 GEOSCCM 给出的臭氧增加较少, 大约是 $0.8 \times 10^{-6}v$, CMAM 和 MRI 给出的臭氧增加较大, 大约是 $1.8 \times 10^{-6}v$ 。其次, 在平流层中下层, 4 个模式都给出了高纬度臭氧增加, 而热带臭氧略有减少。南极平流层臭氧增加意味着南极臭氧洞将逐渐减弱。图 6 给出的是全球年平均臭氧在各层的变化趋势。与图 5 一致, 全球平均臭氧最大增加量在 3 hPa, 但 4 个模式给出的臭氧最大增加量有差别, 大约在 $0.6 \sim 1.3 \times 10^{-6}v$ 之间。在 70~30 hPa, CMAM 和 MRI 的模拟结果是臭氧稍有降低, 这主要是由于平流层热带臭氧的微弱降低造成的。在平流层低层 (100 hPa 附近), 4 个模式给出的臭氧含量都是增加的。

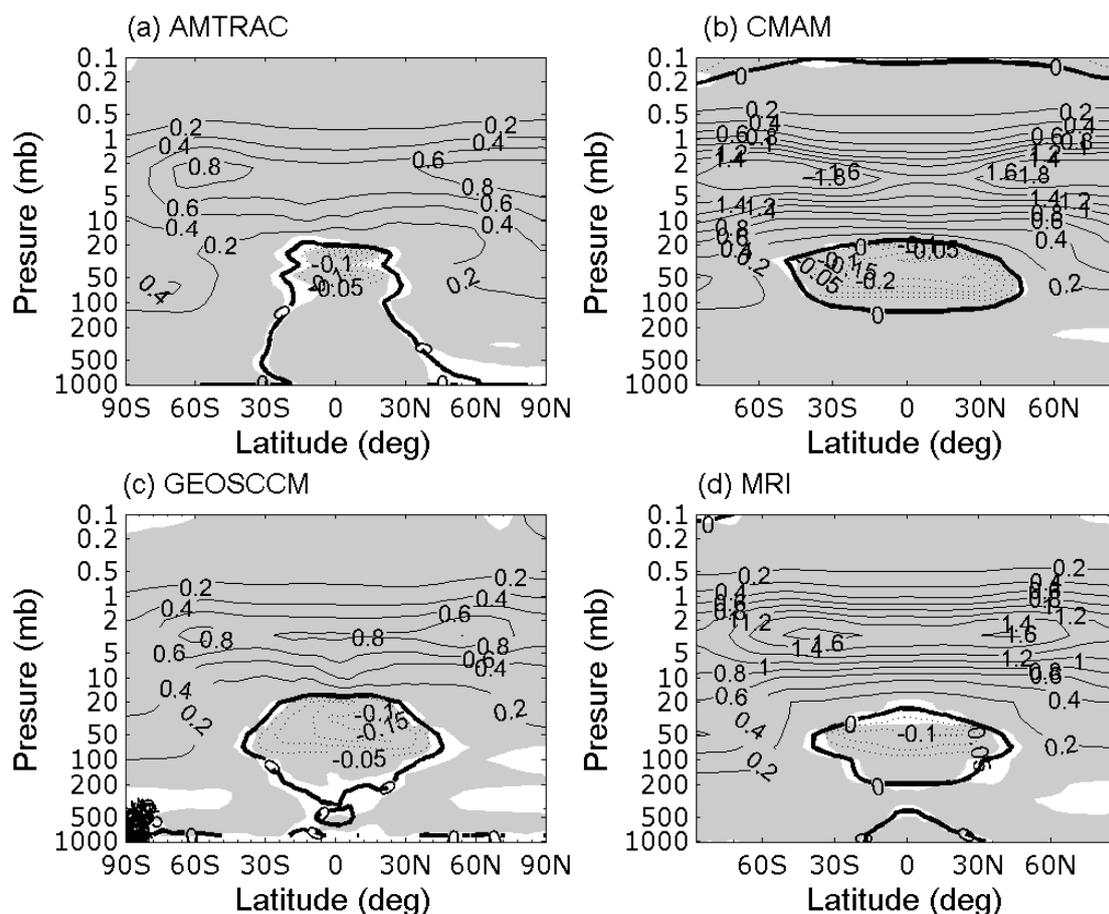


图 5 4 个 CCM 模式给出的 2000—2050 年纬向平均和年平均臭氧变化趋势。等值线单位是每 50 年 $0.2 \times 10^{-6}v$ 。实线代表正趋势，虚线代表负趋势。阴影区表示温度趋向的统计显著性超过 90% 的信度检验

Fig. 5 Trends in zonal and annual mean ozone mixing ratio between 2000 and 2050, derived from 4 CCMs. Contour interval is $0.2 \times 10^{-6}v$ per 50 years. Solid lines indicate positive trends, and dotted-lines denote negative trends. Shading areas are the places where statistical significance is above the 90% confidence level

尽管在这些模式中平流层臭氧含量在 2000—2050 年是增加的，但平流层中上层的温度仍是降低的。图 7 给出的是纬向年平均温度变化趋势垂直剖面图。在所有的 4 个模式里，60 hPa 大约是温度变化的分界线，在 60 hPa 以下，温度是升高的，在此之上，温度降低，最大降温都位于平流层上层，大约 1~3 hPa。其中，CMAM 给出的降温幅度最大，大约是 8~9 °C，其他 3 个模式给出的最大降温大约是 3~5 °C。最大降温区与臭氧最大增加区基本一致。一方面，这说明平流层上层的降温主要是由于温室气体增加造成的，相对来说，臭氧恢复产生的变暖作用在这些层次是次要的，定性地说，这与辐射-对流模式给出的结果是一致的。另一方面，最大降温层次与最大臭氧恢复层次的相重叠也说明温度的降低也是平流层上层臭氧恢复的一个重要原因。在引言部分，我们已提到了，温度的降低减缓了气体分子的运动速度和气相化学反应速度，从而有利于臭氧恢复，CCM 模式的模拟结果很好地验证了这一推论。与平流层中低纬度统计上显著的温度趋势相比，两极地区温度变化趋势的统计显著性要低一些。这是因为两极地区的温度受行星波动的影响太大，而行星波动的年际变化很大，所以统计显著性要低一些。

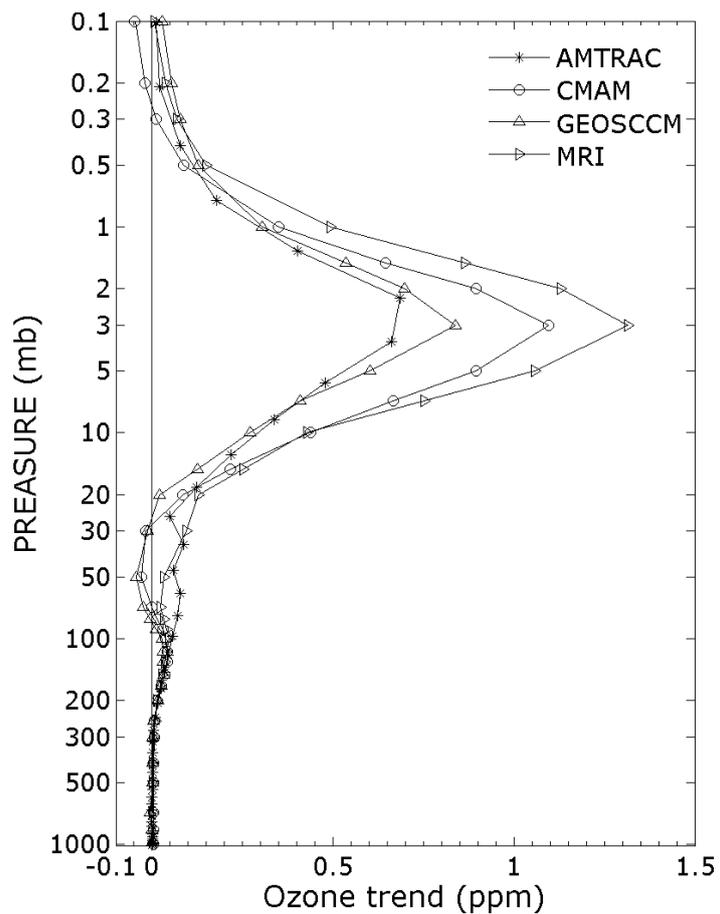


图 6 4 个 CCM 模式给出的 2000—2050 年全球年平均臭氧变化趋势。
 Fig. 6 Trends in global and annual-mean ozone mixing ratio between 2000 and 2050, derived from 4 CCMs

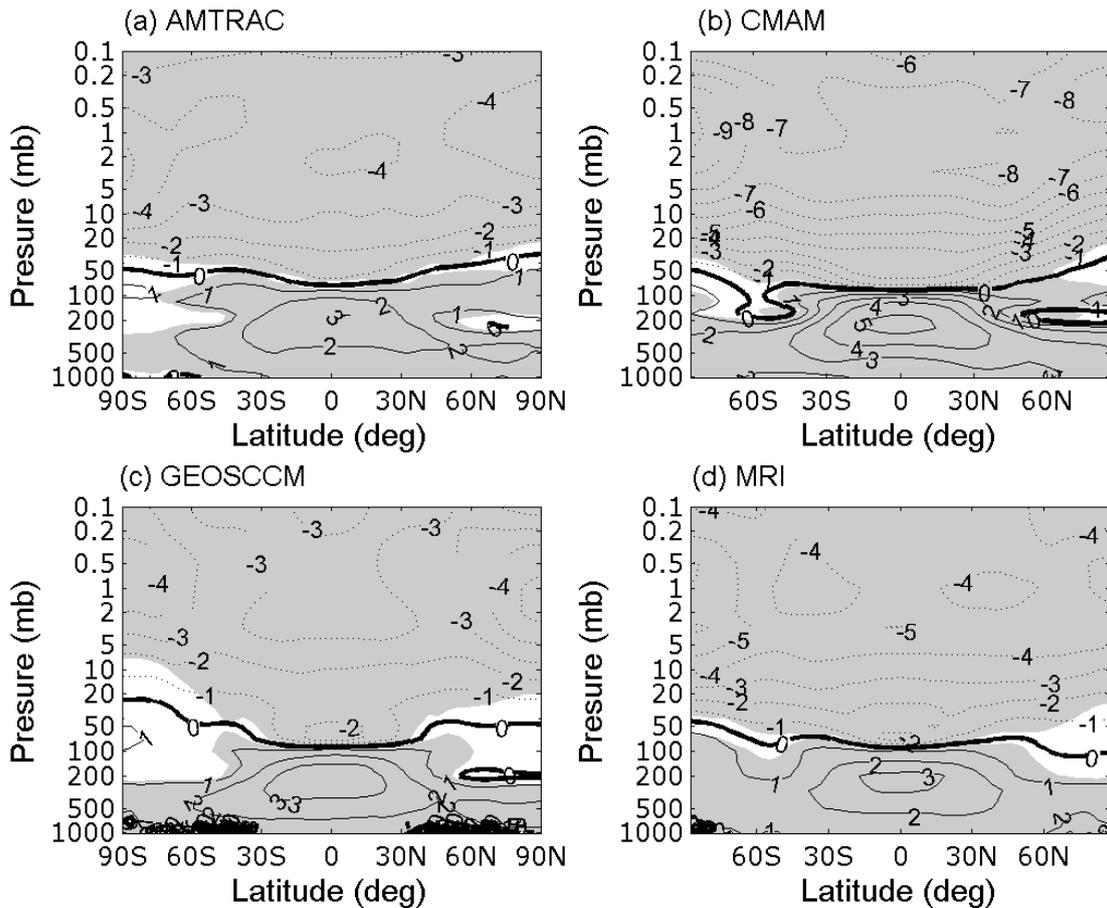


图 7 4 个 CCM 模式给出的 2000—2050 年纬向和年平均温度趋势。等值线单位是每 50 年 1 °C。实线代表正趋势，虚线代表负趋势。阴影区表示温度趋向的统计显著性超过 90% 的信度检验

Fig. 7 Trends in zonal and annual mean temperatures between 2000 and 2050, derived from 4 CCMs. Contour interval is 1 °C per 50 years. Solid lines indicate positive trends, and dotted-lines denote negative trends. Shading areas are the places where statistical significance is above the 90% confidence level

图 8a 给出的是 CCM 模拟的 2000—2050 年全球年平均温度变化趋势。可以看出对流层和平流层低层温度升高，而平流层中上层温度降低，变暖和变冷的分界点大约在 70-60 hPa。最大升温在对流层上层（300 hPa 左右），升温幅度大约是 1.5-2.5 °C，平流层最大降温在 3 hPa，大约为 3-4.5 °C。胡永云等^[7]曾利用 IPCC-AR4 的模拟结果对平流层中下层 21 世纪温度变化做出了评估。为了对比 CCM 和 IPCC-AR4 的模拟结果做出对比，在图 8b 我们给出了 3 个 IPCC-AR4 模式的模拟结果。因为 CCM 模式采用的温室气体排放情形是 A1B，所以，图 8b 给出的是在 A1B 温室气体排放情形和臭氧自 2000 至 2050 年线性地恢复到 1979 年以前的水平的条件下的模拟结果。这些模拟结果都表明对流层和平流层低层（1000-50 hPa）呈现变暖的趋势，而 50 hPa 以上是降温的，CCM 模式给出的变冷和变暖的分界点较 IPCC-AR4 模拟的分界点稍高一些。其中，UKMO-HADCM3 给出的增温最大，最大升温在 100 hPa 附近，大约是 2.8 °C；CCSM3.0 给出的降温最大，最大降温在 10 hPa，达到 3.5 °C。比较 IPCC-AR4 和 CCM 的模拟结果可以看出，虽然 IPCC-AR4 模式有其缺陷，但其模拟的平流层中低层温度变化与 CCM 基本上还是一致的。

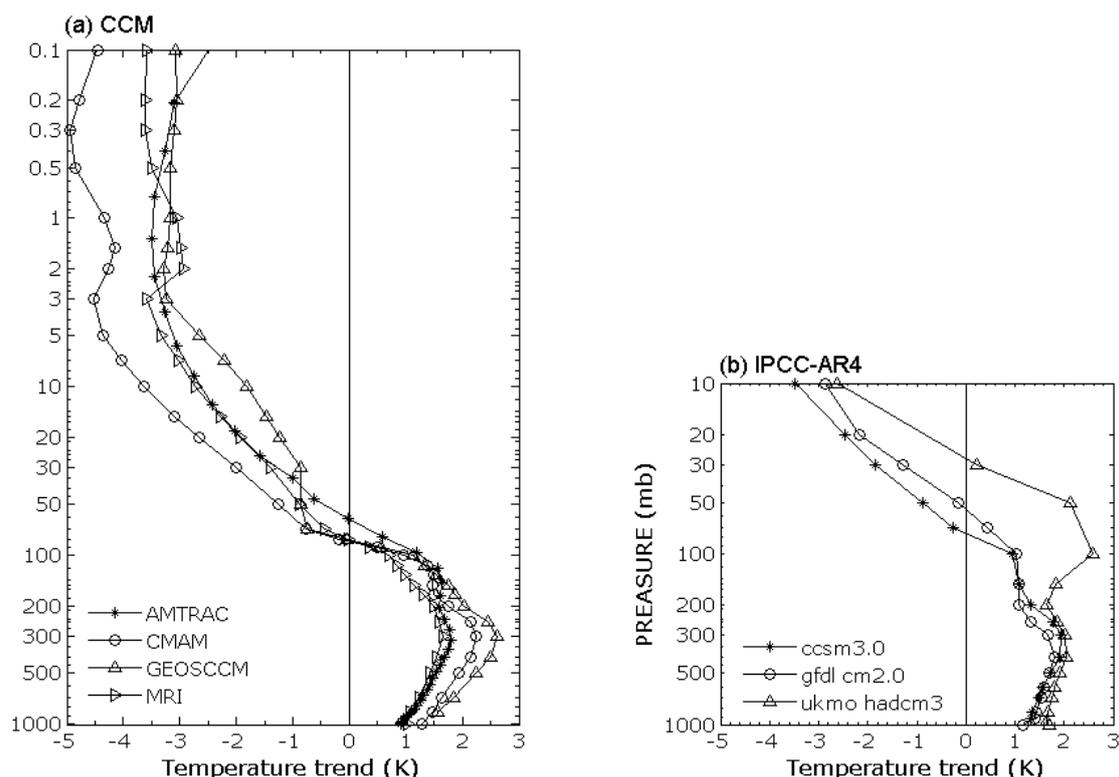


图 8 4 个 CCM 模式给出的 2000—2050 年全球年平均温度变化趋势。(a) CCM 模拟结果，(b) 在 A1B 排放情形下 IPCC-AR4 模式的模拟结果

Fig. 8 Trends in global and annual-mean temperatures between 2000 and 2050. (a) derived from 4 CCMs, and (b) from 3 IPCC-AR4 models with greenhouse gas forcing of the A1B scenario

通过比较图 8 和图 4，我们可以发现，辐射—对流模式和 GCM（包括 IPCC-AR4 模式和 CCM）模拟结果的相同之处是它们都给出了对流层和平流层低层在 21 世纪将变暖，而平流层中上层将相应地变冷。它们的不同之处表现在两点：1）辐射—对流模式给出的平流层上层变冷偏强，而平流层低层的变暖较弱；2）GCM 给出的对流层变暖趋势随高度变化，变暖最大值位于对流层上层（300 hPa 附近），而辐射—对流模式给出的结果是对流层变暖是相同的。对于第一点，首先需要指出的是图 8 给出的是 50 年温度变化趋势，而图 4 代表的相当于 100 年的温度变化。在图 8 中，4 个模式的平均结果是平流层低层（100 hPa）、中层（10 hPa）和高层（1 hPa）温度变化分别为 1.0、-3.0 和 -4.0 °C。如果简单地把这些数值乘以 2 作为 CCM 模拟的 21 世纪温度变化，它们分别是 2.0、-6.0 和 -8.0 °C。在图 4 中，以 A1B 温室气体排放情形和 10% 臭氧恢复为例，辐射—对流模式给出的 21 世纪温度变化分别为 1.0、-6.0 和 -20.0 °C。可以看出，两种模式给出的平流层中层变冷幅度基本一致，辐射—对流模式给出的平流层低层的变暖较弱，而上层变冷较强，Manabe et al.^[17] 使用辐射—对流模式模拟 CO₂ 加倍的温度变化时也发现平流层上层的变冷幅度较大。考虑到这里的辐射—对流模拟结果只是理想的敏感性试验，而 CCM 模式更能够反映大气的真实状况，我们认为 CCM 模拟结果的可信度更高一些。关于第 2 点，这主要是由于在辐射—对流模式中，我们对整个对流层都给设定了统一的对流调整条件，也就是温度垂直递减率等于 -6.5 °C/km，所以，对流层的变暖是一致的。在 GCM 模式中，存在水汽和垂直温度递减率的反馈作用也就是随着地面温度升高，大气中水汽含量增加，大气温度垂直递减率（尤其是在对流层上层）减小，并愈来愈接近于湿绝热温度递减率，所以，对流层上层温度升高较大。关于这一点的详细讨论已超出了本文关心的内容，

有兴趣的读者可参考 IPCC-AR4^[2]第 632-635 页或者 Hartmann^[18]第 333 页。

为了揭示平流层温度变化的季节性，在图 9 中我们给出了 CCM 模拟的 50 hPa 2000—2050 年纬向平均和月平均温度变化趋势。在热带平流层，4 个模式都给出了变冷趋势，最大变冷在 2-5 月份，CMAM 还给出另一个较冷的时段再 11-1 月份，最大变冷幅度在 3.0 °C 左右。其中，CMAM 和 MRI 的模拟结果表明，变冷还出现在中高纬度。另有一重要的现象是 4 个模式都给出了两极地区变暖的现象：在南极，变暖均出现在 9-12 月份，最大增温达到 8 °C；北极的变暖时间不太一致，但基本都在冬半年。在引言部分我们已讲过，平流层极区温度的变化受平流层行星波动的影响较大，如果行星波增强，平流层极区温度将上升。这里极区增温的时间与 Hu et al. (2005) 和胡永云等 (2007) 使用再分析资料给出的增温时间基本一致。他们指出平流层南北极区变暖是波动增强造成的。结合再分析资料的结果，CCM 的模拟结果说明在全球气候变化的条件下，平流层行星波动将加强，并将导致平流层极区动力加热增强和变暖。

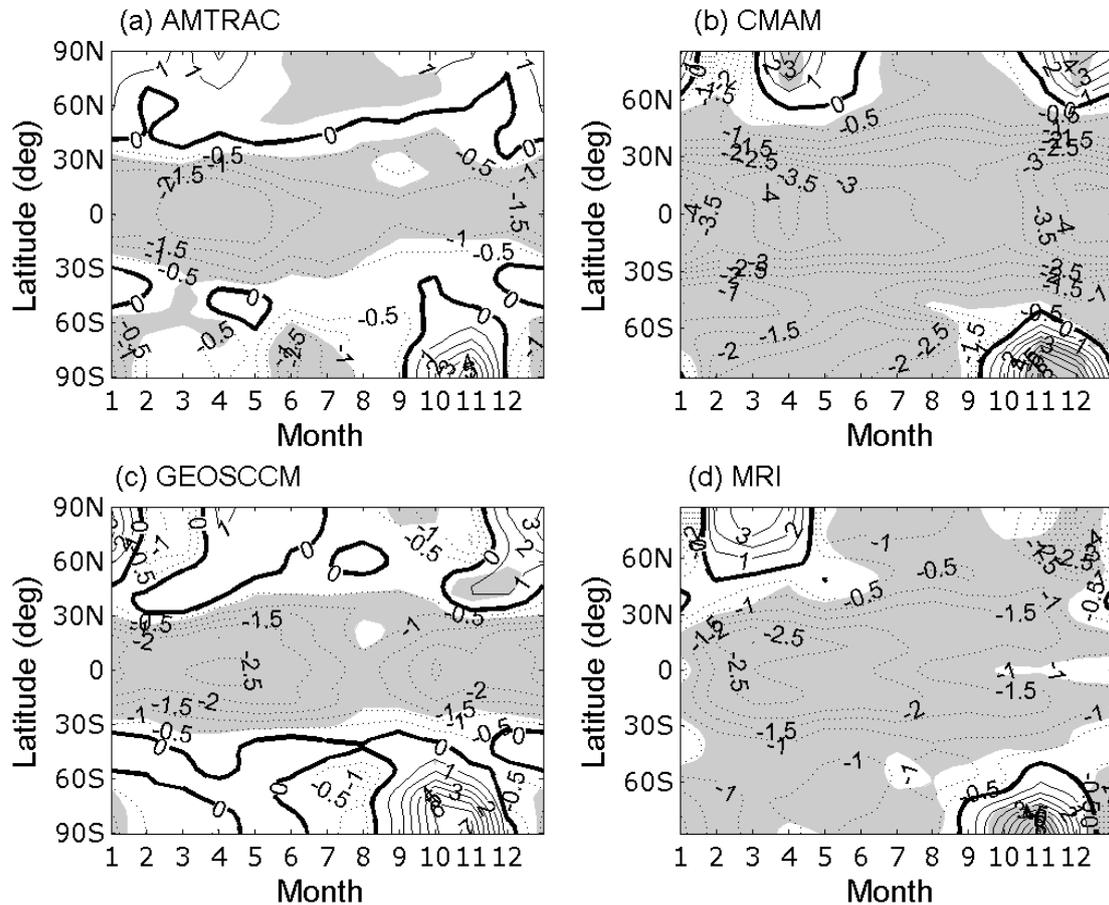


图 9 CCM 模拟给出的 50 hPa 2000—2050 年月平均纬向平均温度趋向。等值线单位是每 50 年 1 °C。实线代表正趋势，虚线代表负趋势。阴影区表示温度趋向的统计显著性超过 90% 的信度检验

Fig. 9 Trends in zonal-mean and monthly temperatures at 50 hPa between 2000 and 2050. derived from CCMs. Contour interval is 1 °C per 50 years. Solid lines indicate positive trends, and dotted-lines denote negative trends. Shading areas are the places where statistical significance is above the 90% confidence level.

动力因素与臭氧化学反应之间的正反馈也有可能对 CCM 模拟的极区变暖起着重要作用。因为，当极区温度随波动的加强而升高时，平流层极地冰晶云 (polar stratospheric clouds, PSC) 减少，异相化学反应造成的臭氧损耗减弱，所以，极区臭氧增加。臭氧升高又造成极区温度增加，极区与中纬度之间的温度梯度减弱，

极夜急流也减弱,更有利于行星波自对流层向平流层传播,而波动增强使得极区温度升高更多,和臭氧恢复更快。正反馈的作用有多大,现在还无法定量地确定。

5 结论和讨论

在 21 世纪,平流层温度变化将主要由两个相反的因素所决定,一个是温室气体持续增加造成的变冷效应,另一个是臭氧层的可能恢复造成的变暖效应。使用辐射—对流模式和 CCM 模拟结果,我们对 21 世纪平流层温度变化做了初步的预估,这些模式都给出了平流层中上层变冷和低层变暖,变暖和变冷的分界点大约在 60 hPa 左右。以 A1B 温室气体排放情形为例,CCM 模式给出的平流层上、中、下层温度在 21 世纪前 50 年的变化分别为 -4.0°C 、 -3.0°C 和 1.0°C ,辐射—对流模式给出的 21 世纪 100 年温度变化分别为 -20.0°C 、 -6.0°C 和 1.0°C 。这些结果说明,在平流层中上层,温室气体增加的冷却效应占主导地位,臭氧恢复产生的变暖作用相对要小得多;而在平流层下层,臭氧恢复的变暖作用较强一些,所以,温度升高。

在 A1B 温室气体排放情形和预估的平流层等价有效氯含量降低趋势条件下,CCM 给出的平流层臭氧恢复的最大值在平流层上层(3 hPa 左右),在 2000—2050 年臭氧最大增加达 $0.8\sim 1.8 \times 10^{-6}\text{v}$ 。臭氧最大恢复区域平流层最大降温区相吻合表明臭氧层恢复不仅仅是由于平流层有效氯含量降低造成的,温室气体增加导致的平流层变冷也是臭氧恢复的一个重要原因,因为温度降低减缓了导致臭氧损耗的化学反应速度。另一方面,在 3 hPa 附近,臭氧增加的最大值主要位于中纬度地区,而极地和热带的臭氧增加相对较少(图 5)。这意味着动力学因素在臭氧恢复中也起着重要作用,因为中纬度波动增强可以把更多臭氧从热带输送到中纬度。而且,图 7 显示的 3 hPa 附近高纬度变冷使得极涡增强,中—高纬度之间的臭氧的混合减弱,从而使得中纬度臭氧浓度升高。这些说明温室气体增加不仅将造成对流层气候变化,也将对平流层气候和化学反应产生重要的影响。

CCM 模拟结果表明,平流层两极地区在冬春季节存在变暖的趋势。根据先前的研究结果,两极地区变暖与平流层行星波动增强有关,行星波动增强造成极区动力加热加强,从而造成极区变暖。极区温度升高对臭氧恢复有着重要的意义,因为极区温度升高使得 PSC 减少,从而降低臭氧损耗。由于 CCM 是动力、热力和化学耦合模式,臭氧增加也会反馈到波动和温度,它们之间的反馈作用更有利于极区变暖和臭氧恢复。

平流层气候变化也有可能对对流层气候产生重要的影响。在 20 世纪 70 年代初至 90 年代末,两个半球的环状模出现朝着其正位相发展的趋势^[19],后来许多研究表明环状模的正趋势是由于平流层极区臭氧损耗导致的极区变冷造成的^[20-21]。因为极区变冷使得极区与中纬度之间的温度梯度加大,极夜急流也随之加强,从而造成行星波动向低纬度传播,所以,平流层中高纬度行星波动减弱。又因为行星波动具有深厚的垂直结构,平流层行星波动的变化将对对流层环流和波动产生重要影响。对流层中高纬度行星波动也将减弱,西风加强。那么,极区臭氧恢复和变暖将有可能导致对流层环状模朝着负的趋势发展,相应的是对流层中高纬度西风气流减弱和波动加强。平流层气候变化对对流层的影响不仅反映在动力方面,也将反映在辐射和物质交换等方面,这些在将来的研究中进一步研究。

参考文献 (References):

1. Baldwin M P, Dameris M, Shepherd T G. How Will the Stratosphere Affect Climate Change? [J]. *Science*, 2007,316: 1576-1577.
2. IPCC. 2007. The Physical Basis, in *Climate Change 2007*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
3. Solomon S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history[J]. *Reviews of Geophysics*, 1999, 37: 275–316.
4. Ramaswamy V, et al. 2001. Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations[J]. *Reviews of Geophysics*, 39: 71-122.
5. Weatherhead E C, Andersen, S B. The search for signs of recovery of the ozone layer[J]. *Nature*, 2006, 441, 39-45.
6. WMO (World Meteorological Organization). Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 50[R], Geneva, Switzerland,2007:572.
7. Hu Yongyun, Xia Yan, Gao Mei, et al. Stratospheric temperature changes and ozone recovery in the 21st century[J]. *Chinese ACTA Meteorological SINICA*,2009 (Accepted).[胡永云, 夏炎, 高梅,等. 21世纪平流层温度变化和臭氧恢复[J].*气象学报*.2009 (已接收).]
8. Eyring V, et al. Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past[J]. *Journal of Geophysical Research*,2006, 111: D22308, doi: 10.1029/2006JD007327.
9. Bodeker G E, et al. The Ozone Layer in the 21st Century. Chapter 6 in *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 50*[M]. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2007:572.
10. Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. *Middle Atmosphere Dynamics*[M]. New York: Academic Press, 1987:489.
11. Shindell D T, Miller R L, Schmidt G A, et al. Simulation of recent northern climate trends by greenhouse-gas forcing[J]. *Nature*, 1999,399: 452-455.
12. Eichelberger S J, Hartmann D L. Changes in the strength of the Brewer-Dobson circulation in a simple AGCM[J]. *Geophysical Research Letters* 2005, 32, L15807, doi:10.1029/2005GL022924.
13. Butchart N, et al. Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer–Dobson circulation[J]. *Climate Dynamics*. 2006, 27: 727–741.
14. Hu Y, Tung, K, and Liu, J. A closer comparison of early and late winter atmospheric trends in the Northern-Hemisphere[J]. *Journal of Climate*, 2005,18: 2924-2936.
15. Hu Yongyun, Zhu Jinkui, Liu Jiping. Antarctic stratospheric warming since 1979[J]. *ACTA Meteorological Sinica*, 2007,65:773-783.[胡永云,朱金奎,刘骥平. 1979年以来南极平流层冬季变暖[J].*气象学报*, 2007,65: 773-783.]
16. Ricchiazzi P, Yang S, Gautier C, et al. SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth’s atmosphere. 1998,79: 2101-2114.
17. Manabe S, Wetherald R T. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1967, 24: 241-254.
18. Hartmann, D L. *Global Physical Climatology*[M]. New York: Academic Press, 1994:411.
19. Hu Y, Tung K K. Possible ozone induced long-term changes in planetary wave activity in late winter[J]. *Journal of Climate*, 2003,16: 3027-3038.

20. Thompson D W J, Wallace J M, Hegerl G C. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends[J]. *Journal of Climate*, 2000,13: 1018-1036.
21. Hu Yongyun. Possible Impact of Stratospheric Polar Ozone Depletion on Tropospheric Climate[J]. *ACTA Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis*, 2006,42: 561-568.[胡永云. 平流层极地臭氧损耗影响对流层气候的研究进展[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2006,42: 561-568.

Stratospheric Climate Trends under Conditions of Global Climate Changes

Yongyun Hu Feng Ding Yan Xia

Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing, China, 100871

Abstract: There are two factors which will play the key roles in stratospheric climate changes in the 21st century. One is increasing greenhouse gases, and the other one is the likely recovery of stratospheric ozone. The radiative effect of increasing greenhouse gases causes warming on the surface and in the troposphere, but cooling in the stratosphere, whereas the recovery of the ozone layer will cause stratospheric warming. How stratospheric temperatures will be changed by the two opposite effects is the main interest in the present study. In order to explore changes in stratospheric temperatures, we carry out sensitivity simulations using a radiative-convective equilibrium model, and we also analyze simulation results from coupled chemistry-climate models (CCM). Our results show cooling trends in the middle and upper stratosphere (60-1 hPa) and warming in the lower layers (150~60 hPa). These suggest that the cooling effect of increasing greenhouse gases is more important in the middle and upper stratosphere, while the warming effect of ozone recovery plays the major role in the lower stratosphere. CCM simulations show that the maximum ozone increase is in the upper stratosphere (about 3 hPa), which matches the layer of maximum cooling trends, suggesting that increasing greenhouse gases will benefit stratospheric ozone recovery. CCM simulations also show warming trends in stratospheric polar regions in the winter half-year for both hemispheres. According to previous studies, the polar warming is due to increasing planetary wave activity in the stratosphere. In addition, feedbacks among dynamical, thermal and chemical processes may also contribute the polar warming.

Key words: Stratosphere; Climate change; Ozone recovery; Increasing greenhouse gases; Greenhouse effect