

专题评述

大气微量气体人为扰动的气候效应

王 维 强

(美国大气和环境研究公司)

一、引 言

众所周知,微量气体的存在能影响大气的热力结构。微量气体的主要作用是调节太阳辐射和热发射。太阳辐射的主要气体吸收介质是对流层的水汽(H_2O)和平流层的臭氧(O_3)。水汽吸收主要是在近红外谱区,而 O_3 的有效区是在紫外和可见光区(图1)。

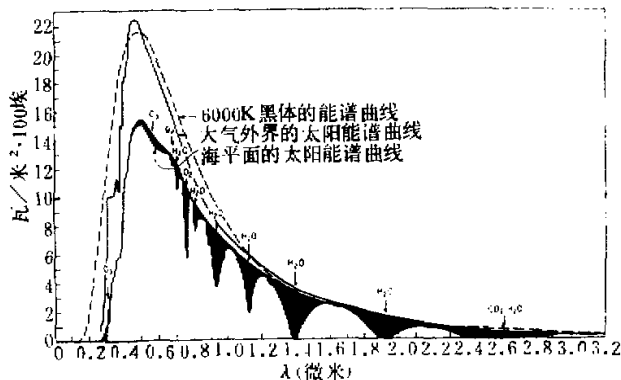


图1 在海平面和外延到大气外界的太阳辐射的能谱曲线,引自 Pettit(1951)。图中黑区表示大气中微量气体的吸收

在红外区,除7—12微米($800—1400\text{厘米}^{-1}$)*的窗区外,水汽有效地阻挡了地球表面的热发射。在窗区内, O_3 、二氧化碳(CO_2)和几种具有强吸收带的微量气体,特别是氧化亚氮(N_2O)、甲烷(CH_4)和氯氟碳化物类(CFCs),使大气的透明度增大(图2)。大气吸收地表向上的热辐射和大气的低温再辐射,使地表温度增加,即所谓温室效应。事实上这些微量气体和云是造成全球平均地面温度为288K的主要原因,此温度比根据行星反射率计算出的温度高出35K。对流层大气对红外辐射的吸收减弱了发射到平流层的热

1983年1月5日收到。

* 波数(厘米^{-1})= $10,000/\text{波长(微米)}$,波数直接关系到光速频率,它是光谱分析中常用的单位。

辐射,而使平流层大气温度降低。因此,大气中微量气体浓度的变化可以影响到大气热力结构。

1958 年以来,主要由于使用化石燃料(参见 DOE, 1980),大气 CO_2 已经增加 7%, 这种趋向可望继续下去,因为化石燃料在今后相当长的一段时间内仍将作为一种主要能源。根据未来全球能源的需求,预测大气 CO_2 在公元 2025 年至 2075 年(见 CEQ, 1981)之间可能会增加一倍。大气 CO_2 的增加会使平流层产生明显的辐射冷却,使对流层与地面变暖。模式研究(见 NAS, 1979)表明,现有大气中的 CO_2 量加倍能使地表和对流层系统增加 4 瓦/米² 的净辐射加热,因而使全球地表温度增高 $3 \pm 1.5\text{K}$, 而且在高纬的增高还要大些。

近年来受到广泛注意的另一个问题是人类活动[例如使用 CFC_1 、氮化肥料、核武器和高空飞行(NASA/WMO, 1981)]可能对 O_3 产生扰动。这种扰动能带来一系列严重后果。例如, O_3 量的减少能增加到地面的太阳紫外辐射量而危害地面的生物系统(见平流层臭氧与人类, 1982)。此外 O_3 量的变化也能改变太阳加热和大气热力冷却的分布,从而改变大气温度。这种温度的改变能影响大气环流,从而影响天气和气候。

在农业发展中增加氮肥的使用可能扰动氮的循环,使大气中的 N_2O 增加。近年来大气 CH_4 增加的趋向比较明显,可能是由于化石燃料燃烧过程中放出 CO 的结果。另一方面大气中 CFC_1 , 特别是 CFC_1 和 CF_2Cl_2 的增加,主要是由于广泛使用这些液化气体作为喷雾器发射剂和冷冻剂的缘故。

N_2O , CH_4 和 CFC_1 的增加至少有二种途径影响气候。首先,这些微量气体有红外吸收带,因此能够产生温室效应。其次,它们在平流层化学中起重要作用,增加这些气体含量可能扰动大气化学成分,诸如 H_2O 和 O_3 , 因而影响气候。

虽然可以肯定这些微量气体的扰动有直接的辐射效应,但是它们的气候效应有多大并不十分清楚。这种不确定性的部分原因是由于对气候系统固有的各种反馈机制了解不够(见 Schneider 和 Dickinson, 1974; GARP, 1975),特别是对湿度和云的反馈机制的了解更不够。

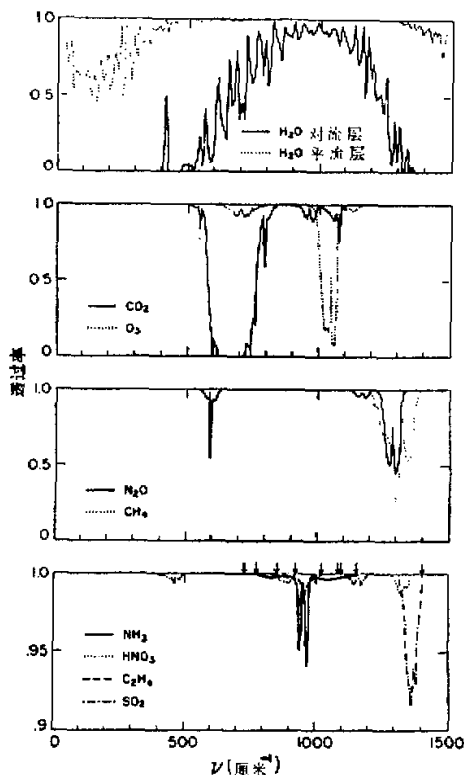


图2 现有大气微量气体对热辐射的透过率,除去 600—1300 厘米⁻¹窗区外,水汽有效地阻挡地表的辐射。此窗区由于强 CO_2 带而变窄。9.57 微米 O_3 吸收带特别有效,因为它的位置处在窗区中心。箭头所指代表 CFC_1 吸收带(见 Wang 等, 1976)

本文我们评述这些微量气体所产生扰动的气候效应。首先我们将讨论由于微量气体丰度的增加对辐射通量的影响。其次利用一维辐射-对流 (1-D RC) 模式 (Wang 等, 1976, 1981) 来研究这些微量气体丰度的改变对地表温度的敏感度。我们将考察湿度和云在气候系统中的重要性, 并且研究它们的反馈效应; 特别要阐述云的辐射效应对气候的影响。最后我们还将讨论由于用一维模式计算微量气体气候效应所造成的不确定性。

二、一维辐射-对流模式

这里用 Wang 等(1976)的 1-D RC 模式来描述全球和年平均大气在平衡状态下的温度结构。这个模式平衡状态是时间向前计算直到在所有高度上到达能量平衡时而求得的。对于一个假设的初始大气成分, 全球平均地表反射率和初始全球温度和云的垂直分布, 把从地表延伸至 50 公里高度的空间分割成 17 个间隔不等的高度, 计算晴天和云天的平均太阳和热通量辐散。这个模式的相对湿度是固定的, 这样, 绝对湿度将随温度而改变, 从而产生一个明显的正温度反馈 (见 Manabe 和 Wetherald, 1967)。在每个高度上, 净辐射加热和冷却, 连同以下要讨论的对流加热和冷却, 决定了下一时刻的大气温度。下一时刻的地表温度是从太阳和热辐射以及对流热通量之间的平衡来计算的。这种对流热通量是利用前一时刻地表温度和下一时刻大气温度的稳定判据来确定的。大气中总的对流热通量的辐合与地表能量收支的对流热通量辐散相等。

在大气中任何一个高度, 当计算的温度递减率大于其临界值时, 假设对流加热足以使递减率恢复到临界值 Γ 。这种过程称为对流调整 (Manabe 和 Strickler, 1964)。然而, 在实际的小尺度垂直热通量中, 这种调整必须由大尺度动力学来描述全球平均垂直热通量。这种大尺度动力学主要是由从赤道到极地的温度梯度来推动的。这种效应一般利用定常、经验、临界的递减率 6.5K 公里^{-1} (Manabe 和 Strickler, 1964) 来表示, 但是 Stone 和 Carlson(1979) 指出, 湿绝热递减率与实测的全球和年平均温度结构较符合, 而两种递减率都不能正确描述气候变化中的递减率的改变。我们在对流调整中同时采用常数值的和湿绝热的递减率, 来检验我们的结果对参数化热通量的敏感性, 并说明可能的温度反馈。

上面的描述适用于一般的一维辐射-对流模式 (见 Ramanathan 和 Coakley, 1978), 但是这些模式采用不同的求解辐射传输方程。我们用一种方法能清楚地考虑大气中微量气体、云和尘埃分布的垂直不均匀性, 其中利用了倍加技术来计算多散射效应 (Lacis 和 Hansen, 1974) 和对频率积分的相关 K 分布方法 (Wang 和 Ryan, 1982)。这种方法的一个好处是用了云和空气尘埃的实际光谱特性, 而避免了灰体近似 (见下节)。

除了对流调整和固定相对湿度 (FRH) 的假设之外, 多数模式采用固定的全球平均地表反射率、尘埃和云的分布。Wang 和 Stone(1980) 在一维对流模式中已经研究了冰反射率-温度反馈, 也研究了 Cess(1974) 指出的具有固定云温 (FCT) 参数化的可变云层。Wang 等(1981) 已经考虑了一个固定云高 (FCA) 的模式。在这个模式中, 云的平均覆盖面积和云的光学厚度在模式的每个高度上能够变化。云的光学厚度的变化, 作为云反馈源, 在以前是未曾考虑过的。

图 3 给出了所计算的两个 Γ 值, 一个是常数 6.5K 公里^{-1} , 另一个湿绝热递减率的辐

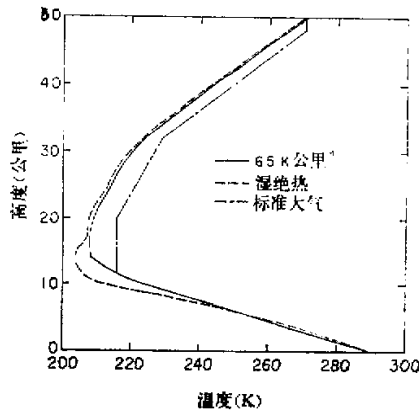


图3 利用两个临界温度垂直递减率的地球大气辐射对流模式计算的平衡温度分布。为了比较给出了美国标准大气温度廓线

射对流平衡温度的分布。在平流层中、上部温度结构与两个 Γ 值非常相似,但在平流层下部和对流层,这两个温度分布很不相同。然而,两个模式计算的平衡地表温度却非常接近。图中同时给出美国标准大气(1976)温度廓线。在对流层顶部已发现有 8K 的差异。根据观测资料,这里动力过程起重要作用。在平流层中部和上部 O_3 对太阳辐射的吸收是主要的热源,模式温度一般比美国标准大气小 5K,部分原因是由于对流层顶的温度低和在 1—10 毫巴高度 O_3 分布的不确定性所造成的。

三、大气微量气体的气候效应

因为温室效应是整个微量气体的主要辐射效应,这里我们将集中讨论微量气体在长波辐射通量计算中的重要性。但是下面给出的一维 RC 模式的计算将包括太阳和热辐射效应。大气中的 H_2O , CO_2 和 O_3 对太阳辐射的影响已由 Wang(1976), Wang 等(1980)和 Wang 与 Ryan(1982)讨论了。

1. 长波辐射通量 表 1 和表 2 为计算得到的在地表、对流层顶和大气顶部晴天的向上、向下和净长波通量(瓦/米²)。这个结果是根据 McClatchey 等(1972)对中纬度夏季模式大气的温度、湿度和 O_3 分布而计算得到的。每个大气柱的 H_2O , O_3 的量分别是 2.95 降水厘米和 0.36 厘米(标准温度和压力)。均匀的混合气体 CO_2 , N_2O 和 CH_4 的丰度取为 300, 0.28 和 1.75ppm。这些气体的丰度作为表 1 和表 2 给出的敏感度计算的参考丰度。

由于部分吸收带重叠的原因,某个微量气体的辐射效应和其他微量气体有关(见图2; Wang 和 Ryan, 1982)。于是给出了两组计算,一组是单一气体(表 1),另一组是混合气体(表 2)。为进一步考察气体量的变化对热通量的敏感性,我们采用了参考丰度和它的加倍值,对于 CO_2 的情况也采用了四倍量。

我们首先考察个别气体到达地面的大气放射量。参考丰度 H_2O 单独放射 353.7 瓦/米², 该值很明显的大于 CO_2 , N_2O , CH_4 , O_3 和 CFC₁ 的放射量,它们分别是 78.1, 7.3,

表 1 根据 McClatchey 等 (1972) 的中纬度夏季模式大气的湿度、温度和 O_3 分布
 计算得到的长波辐射通量(瓦/米²)。此计算中所用气体量是参考丰度(见正文)乘以表中所列的因子。
 由于是黑体辐射,在地面的向上通量为 424.21 瓦/米²,而在所有情况下都是常数值

事 例	因 子	地 面	对流层顶 (13 公里)			大气顶部
		$F_{\downarrow}$	$F_{\uparrow}$	$F_{\downarrow}$	$F_{\uparrow}$	
1. H_2O	1	353.68	312.52	7.48	305.05	313.02
	2	398.83	290.15	10.12	280.03	290.91
2. O_3	1	6.45	420.17	3.47	416.70	412.11
	2	10.01	417.59	4.96	412.63	407.66
3. CO_2	1	78.12	384.85	11.46	373.39	385.31
	2	88.36	378.89	13.39	365.59	380.20
	4	98.89	372.67	15.47	357.19	374.85
4. N_2O	1	7.26	420.00	0.40	419.60	419.35
	2	11.04	417.89	0.64	417.25	417.03
5. CH_4	1	7.22	419.18	0.24	418.94	418.72
	2	9.68	417.28	0.34	416.94	416.71
6. $N_2O + CH_4$	1	13.01	415.79	0.63	415.15	414.80
	2	18.08	412.56	0.96	411.60	411.36
7. $CF_3Cl_3 + CF_3Cl$	1	0.12	424.14	0.01	424.13	424.11
	20	2.82	422.70	0.20	422.49	422.04

表 2 微量气体吸收带的重迭效应对计算长波辐射通量(瓦/米²)的影响
 (见表 1 和正文的解释)

事 例	因 子	地 面	对流层顶 (13 公里)			大气顶部
		$F_{\downarrow}$	$F_{\uparrow}$	$F_{\downarrow}$	$F_{\uparrow}$	
1. $H_2O + O_3 + CO_2$	1	359.06	285.06	21.59	263.47	281.06
	2	360.08	281.26	23.44	257.82	278.19
	4	361.53	277.02	25.43	251.59	275.14
2. $H_2O + CO_2$ + $N_2O + CH_4$	1	360.64	281.16	22.19	258.97	276.64
	2	361.23	279.58	22.50	257.07	274.93
3. $H_2O + CO_2 + O_3$ + $N_2O + CH_4$ + $CFCl_3 + CF_2Cl_2$	1	360.69	281.11	22.20	258.91	276.56
	20	361.60	280.02	22.39	257.64	274.95

7.2, 6.5 和 0.12 瓦/米²。同时也发现大约 20% 的 H_2O 放射量来自 H_2O 的连续吸收区(见 Wang 等, 1976)。另一方面平流层 CO_2 向下, 而到达对流层和地面系统的通量是 11.5 瓦/米², 这个数值大于 H_2O 和 O_3 的联合放射量 7.5 和 3.5 瓦/米²。 N_2O 和 CH_4 的放射量为 0.4 和 0.24 瓦/米², 而 CFC_3 的贡献甚小, <0.01 瓦/米²。

当个别气体量成倍增加时, 我们发现在地表的向下通量的变化增加了 45 瓦/米², 这仍然主要是由于 H_2O 的作用。当 CFC_3 成 20 倍增加而通量产生一个 2.7 瓦/米² 的增值时, CO_2 , O_3 , N_2O 和 CH_4 的丰度成倍增长使在地表的向下通量也分别增加 10.2, 3.6, 3.8 和 2.7 瓦/米²。因为 CO_2 吸收带的部分饱和, CO_2 增加四倍而产生的向下通量仅增加 20.8 瓦/米²。由于平流层 H_2O , CO_2 , O_3 的增加到达对流层顶的向下通量的增量分别为 2.7,

1.9 和 1.5 瓦/米², 而 N₂O, CH₄ 和 CFC_s 的联合效应的增量为 0.44 瓦/米²。

因为气体吸收带的部分重叠, 会减少微量气体温室效应 (Wang 和 Ryan, 1982), 故上面讨论的计算通量的增加受到其它气体的影响。例如, 由于 CO₂ 与 CH₄ 的部分重叠 (见图2), N₂O 和 CH₄ 两者成倍增加而使地面向下通量增加 5.1 瓦/米², 它小于个别气体的增加量的和 6.5 瓦/米² (见表1)。因此, 我们重述一些其他气体存在时在表1中的计算结果, 这个结果列于表2。

在 H₂O + CO₂ + O₃ 的大气中, 总的大气到达地面的放射量是 359 瓦/米², 因为明显的重叠效应, 这个数字甚小于个别气体放射量的总和。然而, 在平流层中, 重叠效应似乎很小, 平流层到达对流层顶放射量 22 瓦/米² 中约有一半来自 CO₂, 其余的通量差不多来自 H₂O 和 O₃ 的放射。

当大气 CO₂ 增加时, 例如在增加一倍的情况下, 在地面的与之相关的向下通量的增加是 1.0 瓦/米²。这与仅对 CO₂ 所计算的值 10.2 瓦/米² 相差很大, 在平流层中的重叠效应再次发现是很小的。

在地球表面, 由于 N₂O 和 CH₄ 两者的成倍增加, 通量也增加, 计算值为 0.6 瓦/米², 远小于以前发现的量 5.1 瓦/米² (见表1)。对于 CFC_s, 由于 20 倍的增加而造成的 0.91 瓦/米² 的通量扰动小于没有重叠效应的量 2.7 瓦/米², 两者敏感度的计算表明, 在平流层中的重叠效应是小的, 这与以前的结果一致。

2. 微量气体对地面温度的辐射影响 表3列举一维辐射对流模式计算所得大气微量成分扰动对地表温度的影响。计算是建立在 PRH 和 FCA 参数化基础上的。需要指出, 全球平均地表温度长期保持 0.1 度的变化将会造成很大的影响。

虽然, 像对硝酸 (HNO₃) 计算得到的温度扰动似乎可以忽略, 但重要的是指出这些

表3 列出的单一成分浓度变化所产生的地表温度变化 ΔT_s (K)。由一倍于现在的 CH₂Cl₂, CHCl₃, C₂H₄ 和 PAN 的丰度所得温室效应可以略去 (<0.01K)。这些混合比是在地表的值。表中数字是假设相对湿度和云高不变的情况下算出的。详见 Wang 等 (1976, 1980) 的文章

成 分	假设的现在浓度 (ppm)	浓度变化倍数	ΔT_s (K)
N ₂ O	0.28	2	0.41
CH ₄	1.75	2	0.31
NH ₃	6×10^{-3}	2	0.08
HNO ₃	4.87×10^{-3} mm*STP	2	0.06
C ₂ H ₄	2×10^{-4}	2	0.01
SO ₂	2×10^{-4}	2	0.02
CCl ₂ F ₂	1×10^{-4}	20	0.36
CCl ₃ F	1×10^{-4}	20	
CH ₂ Cl	5×10^{-4}	2	0.01
CCl ₄	1×10^{-4}	2	0.01
H ₂ O	1.67 ppm*	2†	0.65
CO ₂	330	2	2.00
O ₃	0.345 cm*STP	2	1.23

* 总量。

† 当 12 公里以下 H₂O 丰度由固定的相对湿度决定, 而 12 公里以上 H₂O 丰度的变化为其两倍。

弱吸收气体的综合温室效应本质上是可加的。例如,对于同时成倍增加的 N_2O , CH_4 , NH_3 和 HNO_3 的净温室效应是 0.9K 。如果它们的丰度增加一个量级或者还多一点,那么 CFC 也将变得重要了。

无疑,主要的微量气体 CO_2 , O_3 和 H_2O 对地表温度有着相当显著的气候效应,这点已经在长波辐射通量的计算中加以说明了。如果现在的 CO_2 浓度 330ppm 增加一倍的话(正如以前所讨论的,这个数值在 2050 年前后可能发生),地面温度将可能增加 2°K 。这样我们能预计 CO_2 将在未来的地球辐射收支和气候趋势中起重要作用。

如表 3 所示,由于 O_3 丰度变化所产生的温室效应也是重要的。然而,单一的计算对于 O_3 是不合适的,因为其结果明显依赖于它的垂直分布,而垂直分布具有明显的时间和空间变化。Wang 等(1980)和 Wang 与 Sze(1980)的文章中已经指出, O_3 在对流层上部和平流层下部能产生最有效的温室效应。但是在这些层次中 O_3 丰度是由大气动力和大气化学所决定的。因此适当的分析 O_3 的气候效应需要考虑辐射的、动力的和化学的过程,以及它们的相互作用,特别要注意平流层和对流层的交换机制。在平流层臭氧和人类(1982)一文中, Wang 对 O_3 的气候效应进行了详细的讨论。

表 3 也指出,即使平流层的水汽量很小,它成倍增加所产生的温室效应却相当大。这个显著的温室效应可以从图 2 上清楚地看出来。图中包括了典型的平流层和对流层水汽含量的红外透过程。

为了进一步说明大气水汽对地球气候的重要性,我们采用前面的一维气候模式所推得的同一水汽廓线,计算了不同水汽总含量时的地面温度。图 4 给出了计算的相对于标准情况下的地面温度变化,可以看出所计算的地面温度对于水汽总含量非常敏感。虽然垂直分布不一样,但对应不同纬度和不同季节的水汽总含量已给出(见 McClatchey 等, 1972)。值得注意的是在热带和亚北极带的冬季,水汽总含量之间的不同可以引起地面温度相差约 12°K 。

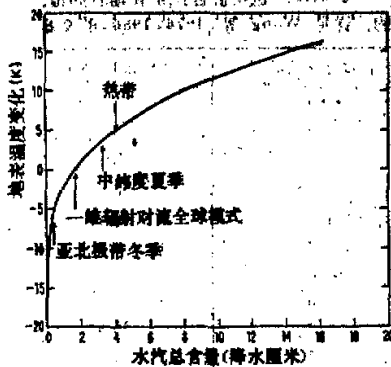


图 4 对于固定的水汽垂直分布,因水汽总量的增加而使地表温度变化的情况。图中所指大气条件是对应于 McClatchey 等(1972)的大气模式的

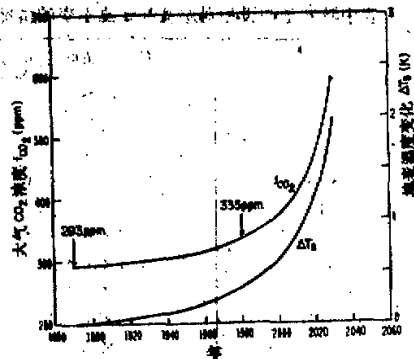


图 5 根据过去记录利用一维辐射对流模式所计算的地表温度的变化和大气 CO_2 浓度的预计增加情况,取自 DOE(1980)。计算中假设相对湿度和云高不变。这种结果对假设的敏感度见表 3

利用过去的 CO_2 浓度记录和其预计的增加(见 CEQ, 1981), 我们用一维 RC 模式计算了地面温度增值随时间的变化(图 5)。我们发现, 当大气 CO_2 浓度在 2030 年达到 593 ppm 时, 地表温度能增加 2K。在模式计算中我们采用 1890 年浓度 293ppm 作为 CO_2 基线浓度, 并且利用了 FRH 和 FCA 的参数化。同时也可以看到在 2000 年, 当大气 CO_2 浓度为 373ppm 时, 地表将增温 0.6K。

我们也研究了计算所得的 CO_2 地面加热对在模式中所处理的湿度和云的敏感性, 这一结果总结在表 4 中。如前所述, H_2O 显然对气候有着主要的影响, 假如地球大气是完全干燥的, 地表温度将降低约 18K。我们可以预期, 由于云能反射较多的太阳辐射(见以下讨论)而使地表冷却, 因此云和湿度如何影响气候变化就成为目前气候研究的焦点。

表 4 单一大气成分浓度变化对地表温度的影响, 这些结果是根据一维辐射对流模式(Wang 等, 1976)得到的

成 分	假设的现在浓度	温 室 效 应*			
		固定的绝对温度		固定的相对湿度	
		FCA		FCA	FCT
		$f = 0 \rightarrow 1$	$f = 1 \rightarrow 2$	$f = 1 \rightarrow 2$	$f = 1 \rightarrow 2$
H_2O	1.67 降水厘米	17.76	3.78		
平流层的 H_2O^+	3.75×10^{-3} 降水厘米	0.98	0.36	0.65	1.03
CO_2	330ppm	7.15	1.25	2.00	3.00
O_3	0.345cm STP	1.02	0.44	1.23	1.81
平流层的 O_3	0.321cm STP	0.20	0.20	0.95	1.10
N_2O	0.28ppm	0.46	0.25	0.41	0.58
CH_4	1.75ppm	0.47	0.19	0.31	0.44
云**	50%	-7.42			

* FCA 是固定云高, 而 FCT 是固定云温度。

+ 在模式计算中, 平流层高度为 12 到 50 公里。

** 若假定相对湿度不变, 地表冷却为 14.38K。

这个结果进一步指出, 在 FRH 参数化情况下, 由于 CO_2 成倍增加, 地表的加热较小, 大约 1.3K。换句话说, 在 FRH 参数化情况下, 由于增加了水汽的温室效应, 湿度的反馈可以使 CO_2 的加热效应增强 60%。同时也发现由于增强了云的温室效应, FCT 参数化可使 CO_2 的加热效应增强 50%, 这些问题将在下面详细讨论。然而, 这些参数化是经验关系, 这种处理的普遍有效性尚待证明(见 Schneider 和 Dickinson, 1974)。在一般情况下, 正如从一维 RC 模式所计算 CO_2 成倍增加而造成的地表加热的范围是 1.3 到 3.0K。对于其它微量气体得到了类似的反应。

Manabe 和 Wetherald (1975) 利用一个简化三维大气环流模式 (3-D GCM) 首先研究了 CO_2 的气候效应。在试验中, 当 CO_2 丰度增加一倍, 他们发现在三维模式中地面空气温度增值大约比一维模式所算的大 50%。增大的部分原因由于考虑冰反射率-温度反馈作用, 这种反馈可以增加模式灵敏度 25% (Wang 和 Stone, 1980)。此外, 他们还发现, 普遍加热和空气中水汽含量增加的结果是大大减弱模式对流层下部的经向温度梯度, 这是由于冰雪覆盖面积的减少和向极地潜热输送增加而造成的。所以很显然, 湿度反馈

或许是影响 CO_2 直接加热效应的一个最重要的反馈过程。

四、云的辐射效应对气候的影响

云对全球气候有两个主要的抗衡效应:

(1) 对太阳的反射效应: 反射太阳辐射使地表温度降低。

(2) 热力温室效应: 储存来自地表的热辐射再以较低的温度放射, 从而产生了加热地表的作用。

本节我们考虑由于云对热辐射和太阳辐射效应而引起的地表温度的部分补偿变化。根据一维 RC 模式, 研究了地表温度对于云高、云的光学特性和云层温度梯度(递减率)特定变化的敏感度。

在一维 RC 模式中所采用的频率间隔数目充分容许我们考虑云的光谱依赖关系, 这个关系是变化比较慢的函数。在计算中, 我们假设云滴大小分布为伽玛函数(见 Hansen, 1971)。这一分布可由两个物理参数表示, 平均有效云滴半径 r 和其有效方差 b 。对于冰云, 我们取 $r = 25$ 微米和 $b = 0.10$; 对于水云, 取 $b = 0.15$, 我们研究两个有效云滴半径值 $r = 5$ 和 10 微米。采用 Irvine 和 Pollack(1968) 的冰晶光学常数表及 Hale 和 Querry(1973) 水光学常数表, 根据 Mie 理论, 计算了冰球和水滴在太阳和热辐射光谱区的光谱特征。

在敏感度的研究中, 标准情况是假设有两层不重叠的云, 低云和中云, 其云量和云高分别为(0.3, 3 公里)和(0.5, 5 公里)。为了研究地表温度对云特性变化的敏感度, 我们计算了一个云量为 0.1 而具有某特定光学厚度的云层插入大气模式中某特定高度(见 Wang 等, 1980)时地表温度的变化。所有计算是建立在 PRH 参数化的基础上。

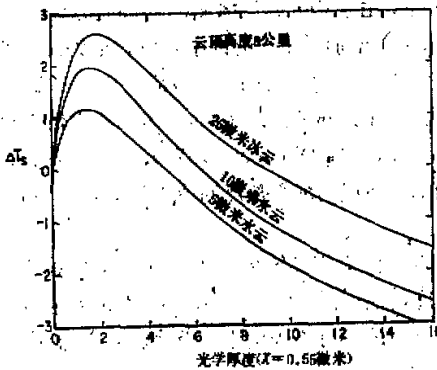


图6 云对地表温度 T_s (K) 的气候影响与云光学厚度的关系。假定云量为 10%, 计算采用全球平均湿度廓线

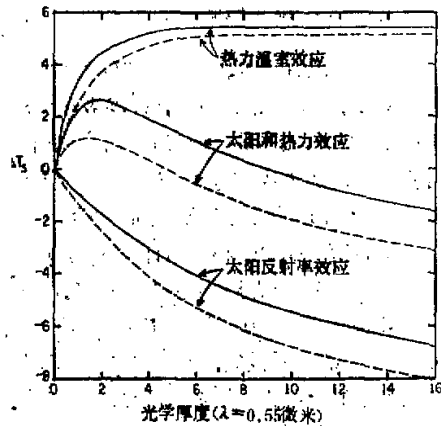


图7 卷云(实线)和水云(点线,有效粒子半径 5 微米)对地表温度的热力温室效应和太阳反射率效应。云顶高度为 8 公里

图 6 给出了三种不同云型对地表温度变化的光学厚度函数的影响。通常, 由于强的温室效应, 当光学厚度为 5 或更小时, 它们都表现出加热效应。对于大的光学厚度, 主要是太阳反射效应造成的冷却作用。事实上从图 7 中我们可以清楚地看到云的太阳和热发射效应, 这些单独效应可以从一维 RC 模式中分别排除云的热发射或太阳辐射的贡献而计算出来。对热力温室效应最有效的云光学厚度大约是 2, 此时太阳反射效应比较小, 而热发射加热效应接近于饱和, 与水云相比, 冰云有较大的热力温室效应和较小的太阳反射效应; 但两者均能增高地表温度。实测典型的比辐射率为 0.4—0.6 的卷云, 所对应的光学厚度大约为 0.5—1.0, 因而卷云对地表温度 (Lacis 等, 1979) 有很明显的加热效应。另一方面低层和中层水云的光学厚度大, 因而有冷却地表温度的作用。正如图 6 指出, 因为冰云和水云对地表温度具有性质上相似的效应, 我们将利用冰云来研究地表温度对云顶高度和云层温度递减率的敏感度。我们也研究了由于卷云影响地表反射率的气候效应。

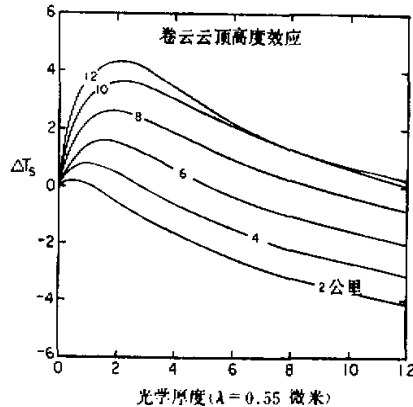


图 8 卷云对地表温度的影响与云顶高度的关系

图 8 为地表温度随云顶高度变化的情况。高云以较低的有效温度重新放射它所吸收的高温地表辐射, 因而能产生比低云更大的加热效应。但是, 当云顶高度达到某一值时, 以致有逆温层穿过云层, 也就是云顶比云底更暖时, 高云加热将小于低云。当光学厚度超过 8, 云顶高度为 12 公里时, 就会发生这种情况。

迄今, 我们已假设了大气层晴空和部分有云区都具有同样的温度递减率, 但是在大气中往往出现云底较暖和云顶较冷的情况。假设晴天和部分有云的平均温度相同, 这就使得温度递减率在有云部分比之无云部分更陡。为了研究递减率效应, 我们定义: $\gamma = (\Gamma_c - \Gamma_a)$, 而 Γ_c , Γ_a 分别为多云和晴天区域云层高度上的温度递减率。结果发现, $\gamma > 0$ 时可产生地面增热效应。这主要由于云顶的有效热辐射温度较低, 事实上这与我们已讨论过的云顶高度作用相似。同样理由, 云的光学厚度大, 其温度递减率效应也较大。

最后, 我们研究了地表反射率对云的气候效应的影响。在有云时, 太阳反射率作用在地表反射率大时小于地表反射率小时的情况。主要是因为云的存在对地表反射的太阳辐射有阻挡作用。然而, 地表反射率大能够显著地增强卷云的增温效应。这一效应的实际

意义是,由于海陆分布不同,云对南半球和北半球地表温度的影响也不同。

以上讨论仅限于研究特定云变化的辐射效应及其对气候敏感度的影响。因为在敏感度研究中呈现出显著效应,所以更好地了解云在气候系统中的作用及其反馈效应,对于气候研究是紧要的,特别需要研究云和辐射以及动力学之间的相互作用。

Wang 等(1981)试图利用一维 RC 模式通过敏感度研究来探讨这一问题。模式结果表明,云的垂直分布和云的平均光学厚度的变化对气候变化的作用,能象总云量的变化一样重要。同时由简单模式所显示的反馈的多样性和复杂性表明,正确的确定云反馈必须包括云垂直分布变化的作用。然而,因为在当今气候中,云况的全球分布和对控制云的物理过程正确的参数化的不确定性还很大,这些结果只能说明云反馈问题潜在的复杂性。因此需要更多的理论和观测研究去了解云在气候中的作用。

五、微量气体气候计算的不确定性

由于模式中没有考虑气候系统中的一些重要特性,例如可能为正也可能为负的云反馈作用,所以定量估价一维 RC 模式的计算结果是困难的。然而,这并不意味着如果考虑了反馈之后(见 Manabe 和 Wetherald, 1980) 计算出的气候效应会大些或小些。此外,一维 RC 模式只能估计一个全球平均温度廓线。事实上,大气中 O_3 浓度具有季节、地理分布和年际变化,这说明在大气 O_3 扰动的研究中比较理想的情况是利用比较完全的三维模式。然而,能包含正确处理化学、动力和辐射耦合过程的三维模式尚处于早期发展阶段,估计在近期内还难以应用。此外,即使三维模式可以进行微量气体气候效应的定量计算,但因耗资巨大以及问题复杂,很可能只限于用它来考察为更好地了解气候系统而最重要的反馈过程。同时,简单的一维模式仍将继续用来作为气候研究中的诊断工具。

致谢: 此研究工作是由美国能源部和国家科学基金会共同资助下完成的。

参 考 文 献

- [1] Cess, R. D., 1974: Radiative transfer due to atmospheric water vapor: global considerations of the earth's energy balance. *J. Quant. Spectr. Radiat. Transfer*, **14**, 861.
- [2] Council on Environmental Quality, 1981: *Global energy futures and the carbon dioxide problem*, Executive Office of the President, Washington, D. C.
- [3] DOE, 1980: Carbon dioxide effects: research and assessment program. Program No. EV-0094. Dept. of Energy, Washington, D. C.
- [4] GARP, 1975: JOC study conference on the physical basis of climate and climate modeling. Pub. No. 16.
- [5] Hale, G. M. and M. R. Querry, 1973: Optical constants of water in the 200 nm to 200 μ m wavelength region. *Appl. Opt.*, **12**, 555—563.
- [6] Hansen, J. E., 1971: Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. Part II. Sunlight reflected by terrestrial water clouds. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1400—1426.
- [7] Irvine, W. M. and J. B. Pollack, 1968: Infrared optical properties of water and ice spheres. *Icarus*, **8**, 324—360.
- [8] Lacis, A. A. and J. E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118—133.
- [9] Lacis, A. A., W. C. Wang and J. E. Hansen, 1979: Correlated k-distribution method for radiative transfer in climate models: application to effect of cirrus clouds on climate. NASA Conf.

- Publ. 2029, E. B. Kreins (ed.).
- [10] Manabe, S. and R. F. Strickler, 1964: Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 361—385.
- [11] Manabe, S. and R. T. Wetherald, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, **24**, 241.
- [12] Manabe, S. and R. T. Wetherald, 1975: The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 3—15.
- [13] Manabe, S. and R. T. Wetherald, 1980: On the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂ content of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 99—118.
- [14] McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz and J. S. Garing, 1972: Optical properties of the atmosphere. Environ. Res. Pap. No. 411, AFGL, 108 pp.
- [15] NAS, 1979: Carbon dioxide and climate: a scientific assessment. Climate Res. Board. National Academy of Sciences, Washington, D. C.
- [16] NASA/WMO, 1981: *The Stratosphere 1981: Theory and Measurements*, R. D. Hudson, E. J. Reed and R. D. Bojkov (eds.).
- [17] Pettit, E., 1951: *The Sun and Stellar Radiation in Astrophysics*. T. Hynek (ed.), N. Y., McGraw-Hill, 703 pp.
- [18] Ramanathan, V. and J. A. Coakley, Jr., 1978: Climatic modeling through radiative-convective models. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **16**, 465.
- [19] Schneider, S. H. and B. E. Dickinson, 1974: Climate modeling. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **12**, 447.
- [20] Stone, P. H. and J. H. Carlson, 1979: Atmospheric lapse rate regimes and their parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 415.
- [21] *Stratospheric Ozone and Man*, 1982; Bower, F. A. and Ward, R. B. (eds.), CRC Press.
- [22] U. S. Standard Atmosphere, 1976: U. S. Government Printing Office, Washington, D. C.
- [23] Wang, W. C., J. P. Pinto and Y. L. Yung, 1980: Climatic effect due to halogenated compounds in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 333—338.
- [24] Wang, W. C., W. B. Rossow, M. S. Yao and M. Wolfson, 1981: Climate sensitivity of a one-dimensional radiative-convective model with cloud feedback. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1167—1178.
- [25] Wang, W. C. and P. B. Ryan, 1982: Overlapping effect of atmospheric H₂O, CO₂ and O₃ on the CO₂ radiative effect. To be published in *Tellus*.
- [26] Wang, W. C. and P. H. Stone, 1980: Effect of ice-albedo feedback on global sensitivity in a one-dimensional radiative-convective model. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 545—552.
- [27] Wang, W. C. and N. D. Sze, 1980: Coupled effects of atmospheric N₂O and O₃ on the earth's climate. *Nature*, **286**, 589.
- [28] Wang, W. C., Y. L. Yung, A. A. Lacis, T. Mo and J. E. Hansen, 1976: Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases. *Science*, **194**, 685—690.
- [29] Wang, W. C., 1976: A parameterization for the absorption of solar radiation by water vapor in the earth's atmosphere. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 21—27.

CLIMATIC EFFECTS DUE TO MAN-MADE PERTURBATIONS OF ATMOSPHERIC TRACE GASES

Wang Weichyung

(*Atmospheric and Environmental Research, Inc., U. S. A.*)

Abstract

In this paper, we present a study of the climatic effects due to anthropogenic perturbations of the atmospheric CO_2 , O_3 , N_2O , CH_4 , CFCs and several other minor trace gases.

In the study, the importance of these trace gases in the radiation balance of the Earth-atmosphere system is first described. Next, using a one-dimensional radiative-convective climate model, we investigate the sensitivity of the surface temperature to changes of the trace gas abundance. Since moisture and clouds play a dominant role in the climate system, we also examine the sensitivity of the model calculated trace gas climatic effects to different treatments of moisture and clouds. Finally, the uncertainty in the 1-D model calculations is discussed.