

大气中 CO_2 浓度增加对大气顶 射出辐射影响的监测*

汪宏七 赵高祥 王路易

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

提 要

本文分析了大气中 CO_2 浓度增加对 $2380\text{--}2400\text{cm}^{-1}$ 范围大气顶射出辐射的影响, 对温度和其它一些大气成分可能的干扰也进行了考察, 提出了可以从卫星上对 CO_2 浓度增加的辐射影响进行监测的通道。

关键词: 辐射影响; 二氧化碳; 监测。

一、引 言

大量观测事实表明, 由于人类活动, 大气中 CO_2 的含量在过去一百年中已有显著的增加。关于大气中 CO_2 等温室气体浓度增加对全球气候的可能影响已有不少研究。但造成气候变化的因素是多方面的。要把 CO_2 增加的作用分离出来, 不仅要有气候模拟结果, 同时还需要多种观测事实。

CO_2 及其它温室气体是通过辐射作用来影响地气系统辐射能量收支导致气候变化的, 不同气体对辐射传输的影响有各自的光谱特征。因此, 有可能通过选择适当波段的辐射测量把 CO_2 的作用分离出来。 CO_2 增加可使到达地面的太阳辐射和大气顶反射的太阳辐射略有减少, 使地气系统在 CO_2 红外吸收带向空间发射的长波辐射减少。 CO_2 的 $15\mu\text{m}$ 吸收带在地气系统辐射能交换中起重要作用, 对 $500\text{--}800\text{cm}^{-1}$ 光谱区的计算表明, CO_2 倍增使这一宽波段光谱区在大气顶的射出辐射减少约 3%^[1]。Madden 等^[2]提出通过测量宽波段上地气系统射出长波辐射和反射太阳辐射来监测 CO_2 增加的辐射影响。但要观测有意义的结果, 需要非常长的时间。为要较早监测到 CO_2 增加的辐射影响, 需要寻找对 CO_2 增加引起的辐射变化较灵敏的波段。Luther^[3]提出在地面较高的高度上测量 $755\text{--}760\text{cm}^{-1}$ 波段向下辐射来监测 CO_2 增加的辐射影响可以得到比较高的灵敏度, 并减少 H_2O 的影响。赵高祥等^[1]指出在卫星上测量 CO_2 的 $4.3\mu\text{m}$ 带 $2385\text{--}2390\text{cm}^{-1}$ 波段在大气顶射出辐射的监测方法是更灵敏和方便的方法。本文详细分析 CO_2 增加对 $2380\text{--}2400\text{cm}^{-1}$ 波段的大气顶射出的高分辨率光谱辐射率的影响。

1992年12月26日收到, 1993年4月21日收到修改稿。

*国家自然科学基金资助项目。

并考察了其它一些因素可能造成的干扰,提出了几个可以有效监测 CO_2 增加的辐射作用的通道。

二、 CO_2 增加及其它因素对 $2385\text{--}2400\text{ cm}^{-1}$ 大气顶 射出光谱辐射率的影响

在 $2380\text{--}2400\text{ cm}^{-1}$ 波段范围,大气中的主要吸收成分为 CO_2 。 H_2O 在这里只有很弱的吸收线, O_3 、 N_2O 和 CH_4 的吸收也非常弱。因此利用这一波段,有可能较为有效地对 CO_2 增加造成的辐射影响进行监测。为此,利用 FASCODE 2^[4],考虑了 Voigt 线型,计算了模式大气中在 $2380\text{--}2400\text{ cm}^{-1}$ 范围内的 1 cm^{-1} 间隔平均的大气顶射出光谱辐射率。对大气中 CO_2 增加及其它因素对射出辐射率的影响进行了考察。表 1 列出中纬夏季模式大气在 CO_2 浓度为 330 ppmv ($\text{CO}_2 \times 1$) 和 CO_2 浓度为其 1.2 倍和 2 倍($\text{CO}_2 \times 1.2$ 和 $\text{CO}_2 \times 2$)时,大气顶垂直向上方向的光谱辐射率,同时给出 CO_2 增加引起的射出辐射率的相对变化。从表中可见 CO_2 增加使 $2382\text{--}2400\text{ cm}^{-1}$ 的射出辐射有显著减少,而在 $2385\text{--}2390\text{ cm}^{-1}$ 有最大的相对变化。在图 1 给出了在 $2380\text{--}2400\text{ cm}^{-1}$ 的 21

表 1 不同 CO_2 浓度时, $2380\text{--}2400\text{ cm}^{-1}$ 波段大气顶射出辐射率及其相对变化
(中纬夏季大气,天顶角 0° , 1 cm^{-1} 间隔平均值)

波 长 (cm^{-1})	辐 射 率 [$\text{mW}/(\text{m}^2\text{ cm}^{-1}\text{ sr})$]				
	$\text{CO}_2 \times 1$	$\text{CO}_2 \times 1.2$	%	$\text{CO}_2 \times 2$	%
2380.0	0.0484	0.0505	4.39	0.0587	21.37
2381.0	0.0456	0.0463	1.63	0.0514	12.72
2382.0	0.0483	0.0469	-2.92	0.0472	-2.41
2383.0	0.0579	0.0536	-7.38	0.0473	-18.26
2384.0	0.0723	0.0654	-9.43	0.0532	-26.43
2385.0	0.0934	0.0833	-10.83	0.0632	-32.40
2386.0	0.1489	0.1307	-12.20	0.0914	-38.62
2387.0	0.2102	0.1849	-12.02	0.1279	-39.13
2388.0	0.2914	0.2586	-11.24	0.1808	-37.95
2389.0	0.3929	0.3522	-10.37	0.2502	-36.33
2390.0	0.5193	0.4730	-8.92	0.3480	-33.00
2391.0	0.6385	0.5892	-7.72	0.4472	-29.97
2392.0	0.7192	0.6719	-6.58	0.5275	-26.66
2393.0	0.7943	0.7509	-5.46	0.6099	-23.22
2394.0	0.8355	0.7965	-4.66	0.6647	-20.45
2395.0	0.8593	0.8236	-4.15	0.7002	-18.52
2396.0	0.8738	0.8409	-3.77	0.7251	-17.02
2397.0	0.8866	0.8558	-3.47	0.7468	-15.77
2398.0	0.8996	0.8709	-3.20	0.7678	-14.66
2399.0	0.9093	0.8824	-2.96	0.7852	-13.64
2400.0	0.9169	0.8918	-2.74	0.8003	-12.72

个窄通道的权重函数，各通道的中心波长相隔 1 cm⁻¹，带宽为 1 cm⁻¹。由 2380 cm⁻¹、2381 cm⁻¹...到 2400 cm⁻¹ 通道，权重函数最大值的高度由位于对流层顶以上逐渐向下移，直至地面。由权重函数的分布可以看到，其中 2384 cm⁻¹ 到 2394 cm⁻¹ 几个通道的射出辐射的主要贡献来自对流层。CO₂ 增加使得各个通道权重函数峰值高度升高。计算结果表明，对于吸收较强的，权重函数峰值在对流层顶以上的通道，在 CO₂ 增加时，权重函数峰值高度增高，峰值高度的大气温度升高，射出辐射增加，对于吸收不太强，权重函数峰值在对流层中的通道，在 CO₂ 增加

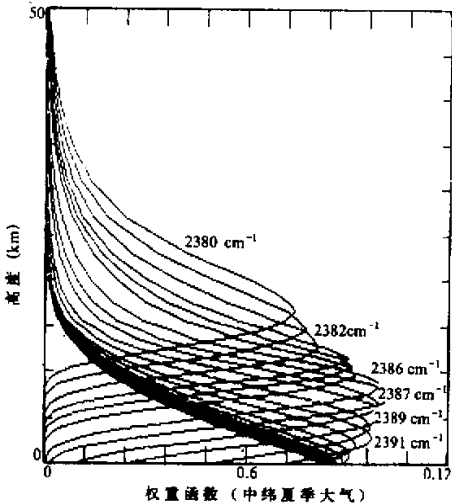


表 2 中纬冬季大气 CO₂ 倍增时，2380—2400cm⁻¹ 波段大气顶射出辐射率及其相对变化 (天顶角 0°，1cm⁻¹ 间隔平均值)

波长 (cm ⁻¹)	辐射率 [mW / (m ² cm ⁻¹ sr)]		
	CO ₂ × 1	CO ₂ × 2	%
2380.0	0.0278	0.0294	5.85
2381.0	0.0278	0.0282	1.30
2382.0	0.0298	0.0279	-6.40
2383.0	0.0349	0.0290	-16.91
2384.0	0.0427	0.0324	-24.21
2385.0	0.0543	0.0377	-30.68
2386.0	0.0840	0.0530	-36.85
2387.0	0.1157	0.0728	-37.07
2388.0	0.1532	0.0994	-35.08
2389.0	0.1970	0.1321	-32.94
2390.0	0.2431	0.1718	-29.34
2391.0	0.2840	0.2092	-26.34
2392.0	0.3072	0.2351	-23.47
2393.0	0.3263	0.2588	-20.69
2394.0	0.3363	0.2734	-18.71
2395.0	0.3426	0.2835	-17.25
2396.0	0.3473	0.2917	-16.01
2397.0	0.3515	0.2991	-14.91
2398.0	0.3554	0.3060	-13.89
2399.0	0.3586	0.3121	-12.96
2400.0	0.3605	0.3168	-12.12

图 1 在 2380 cm⁻¹ 到 2400 cm⁻¹ 范围内，中心波长相隔 1 cm⁻¹，带宽 1 cm⁻¹ 的各个通道的权重函数

时，权重函数峰值高度增高，峰值高度的大气温度降低，射出辐射减少。中纬夏季大气，CO₂ 浓度倍增时，在 2385—2390 cm⁻¹ 波段中的射出辐射减少约 35.9%左右。CO₂ 浓度增加 20% 时，减少约 10.5% 左右。由辐射率变化与 CO₂ 浓度变化之比可见，CO₂ 开始增加时，射出辐射变化的灵敏度更高。表 2 给出中纬冬季模式大气，CO₂ 倍增时的射出辐射及其相对模式大气时的变化。比较表 1 中的中纬夏季大气的结果可以看到，对不同模式大气，由于温度廓线和大气成分浓度不同，不同模式大气的射出光谱辐射率有不小的差别，但不同模式大气中 CO₂ 增加引起的辐射率相对变化都较大，特别是在 2385—2390 cm⁻¹ 波段的灵敏度都很高。因此，利用这一波段在不同区域和季节进行长期测量，都可能观测到 CO₂ 增加对射出辐射的影响。表 3 给出中纬夏季

和中纬冬季模式在 CO_2 浓度为 330ppmv ($\text{CO}_2 \times 1$) 及 CO_2 倍增时计算得到的大气顶垂直向上及天顶角为 30° 、 45° 的几个不同方向上, 一些不同宽度的波段上平均辐射率及相对变化。结果表明, 对这些波段, 在较宽的卫星视角范围内, CO_2 倍增引起的辐射率的相对变化比较接近。

表 3 不同方向上, CO_2 倍增时一些波段大气顶射出辐射率及其相对变化

	天 顶 角	辐 射 率 [$\text{mW}/(\text{m}^2 \text{ cm}^{-1} \text{ sr})$]								
		2385—2390 cm^{-1}			2383—2395 cm^{-1}			2383—2400 cm^{-1}		
		$\text{CO}_2 \times 1$	$\text{CO}_2 \times 2$	%	$\text{CO}_2 \times 1$	$\text{CO}_2 \times 2$	%	$\text{CO}_2 \times 1$	$\text{CO}_2 \times 2$	%
中纬 夏季 大气	0°	0.2760	0.1769	-35.91	0.4333	0.3162	-27.02	0.5622	0.4409	-21.57
	30°	0.2483	0.1578	-36.43	0.3985	0.2856	-28.34	0.5231	0.4029	-22.99
	45°	0.2120	0.1338	-36.88	0.3496	0.2441	-30.18	0.4664	0.3493	-25.10
中纬 冬季 大气	0°	0.1412	0.0945	-33.10	0.1940	0.1452	-25.11	0.2386	0.1897	-20.51
	30°	0.1282	0.0849	-33.74	0.1795	0.1322	-26.35	0.2230	0.1743	-21.83
	45°	0.1108	0.0728	-34.31	0.1591	0.1145	-28.06	0.2202	0.1526	-23.77

H_2O 是大气中一种重要的吸收气体。表 4 给出中纬夏季模式大气及大气中 H_2O 浓度增加 20% 的两种情况下, 这一波段的射出光谱辐射率及相对变化。因为 H_2O 主要位于接近地面的低层大气中, 而且在所考虑的波段, H_2O 的线吸收很弱, 虽然有水汽连续吸收的作用, 但总的水汽影响仍然很小。

O_2 , CO 在这一波段没有吸收, O_3 , CH_4 , N_2O 有弱的吸收。在 2380—2393 cm^{-1} 范围, O_3 , CH_4 , N_2O 的各个 1 cm^{-1} 间隔内吸收线的线强之和比 CO_2 的要小 1—6 个量级。在 2393—2400 cm^{-1} , 有些间隔上与 CO_2 有相同的量级, 有些更大。但附近 CO_2 的强线对这一范围有很大影响。此外, 大气中这些成分的浓度远比 CO_2 要小。因此, 这一波段中, 这些成分的吸收仍远小于 CO_2 的吸收。计算表明, 计与不计 O_3 , CH_4 , N_2O 吸收的作用对在 2380—2400 cm^{-1} 范围内 1 cm^{-1} 平均的射出辐射的最大影响分别为 0.01%, 0.1% 与 0.02%。因此, 大气中 O_3 , CH_4 , N_2O 等其它气体成分浓度变化引起的射出辐射变化可以忽略不计。

由于射出辐射率的大小与地面和大气温度有很大关系, 而 CO_2 增加可能引起的气候效应之一即地面和对流层下层温度增加, 它们可直接影响大气顶的射出辐射。表 5 中给出了中纬夏季模式大气中 CO_2 增加 20% ($\text{CO}_2 \times 1.2$), 同时地面和对流层大气温度升高 0.5K 时的射出光谱辐射率及相对于模式大气中 CO_2 浓度为 330ppmv ($\text{CO}_2 \times 1$) 时的变化。与表 1 同样模式大气, 但只有 CO_2 增加 20% 的情况相比, 地表和对流层温度的增加使辐射率的减小变少了, 但这种温度变化造成的射出辐射的变化要比 CO_2 增加 20% 造成的相应变化在几乎所有的波长上都明显要小, 因此, 射出辐射减少仍然是显著的。

大气气溶胶是影响辐射传输的又一主要的大气成分。表 6 给出中纬夏季大气中气溶胶在平流层为平流层背景气溶胶, 在对流层为地面能见度 23km 与地面能见度为 5km 的乡村气溶胶时和无气溶胶大气时的射出光谱辐射率及相对变化。与不计气溶胶消光作

表 4 不同水汽浓度下, 2380—2400 cm⁻¹ 波段大气顶射出辐射率及相对变化 (中纬夏季大气, 天顶角 0°, 1 cm⁻¹ 间隔平均值)

波 长 (cm ⁻¹)	辐 射 率 [mW / (m ² cm ⁻¹ sr)]		
	H ₂ O × 1	H ₂ O × 1.2	%
2380.0	0.0484	0.0485	0.14
2381.0	0.0456	0.0457	0.28
2382.0	0.0483	0.0486	0.55
2383.0	0.0579	0.0583	0.77
2384.0	0.0723	0.0727	0.68
2385.0	0.0934	0.0941	0.72
2386.0	0.1489	0.1500	0.76
2387.0	0.2102	0.2116	0.69
2388.0	0.2914	0.2929	0.52
2389.0	0.3929	0.3943	0.34
2390.0	0.5193	0.5204	0.21
2391.0	0.6385	0.6394	0.14
2392.0	0.7192	0.7197	0.07
2393.0	0.7943	0.7942	-0.02
2394.0	0.8355	0.8348	-0.08
2395.0	0.8593	0.8583	-0.12
2396.0	0.8738	0.8726	-0.14
2397.0	0.8866	0.8852	-0.16
2398.0	0.8996	0.8983	-0.15
2399.0	0.9093	0.9079	-0.16
2400.0	0.9169	0.9153	-0.17

表 5 CO₂ 增加 20%, 同时地表、对流层温度增加 0.5 K 时大气顶 2380—2400 cm⁻¹ 波段射出辐射率及相对变化 (中纬夏季大气, 天顶角 0°, 1 cm⁻¹ 间隔平均值)

波 长 (cm ⁻¹)	辐 射 率 [mW / (m ² cm ⁻¹ sr)]		
	CO ₂ × 1	CO ₂ × 1.2 T+0.5 K	%
2380.0	0.0484	0.0506	4.57
2381.0	0.0456	0.0465	2.05
2382.0	0.0483	0.0473	-2.13
2383.0	0.0579	0.0543	-6.19
2384.0	0.0723	0.0664	-8.08
2385.0	0.0934	0.0847	-9.41
2386.0	0.1489	0.1330	-10.65
2387.0	0.2102	0.1882	-10.45
2388.0	0.2914	0.2632	-9.67
2389.0	0.3929	0.3582	-8.82
2390.0	0.5193	0.4807	-7.44
2391.0	0.6385	0.5981	-6.34
2392.0	0.7192	0.6811	-5.30
2393.0	0.7943	0.7604	-4.26
2394.0	0.8355	0.8060	-3.54
2395.0	0.8593	0.8329	-3.07
2396.0	0.8738	0.8500	-2.72
2397.0	0.8866	0.8648	-2.46
2398.0	0.8996	0.8796	-2.23
2399.0	0.9093	0.8909	-2.02
2400.0	0.9169	0.9001	-1.83

用的情况比较, 可以看到低层气溶胶主要影响权重函数极大接近地面和在地面的波段。在通常比较晴朗的情况下, 气溶胶的影响很小。对 CO₂ 增加辐射影响最灵敏的 2385—2390cm⁻¹ 波段, 即使是地面能见度为 5km 的气溶胶的影响也很小。当平流层有新喷发的火山气溶胶存在时, 情况则不同, 表 6 还列出大的火山喷发后几个月之内, 平流层气溶胶为新火山气溶胶类型、高浓度廓线的气溶胶时, 中纬夏季大气 2380—2400cm⁻¹ 波段的射出光谱辐射率与无气溶胶时的比较, 新喷发的火山气溶胶使这一波段的射出辐射显著减少, 即使是对 2385—2390cm⁻¹ 也有一定影响。火山喷发一年及更长时间以后, 较大粒径的气溶胶粒子逐渐沉降, 气溶胶谱分布改变, 成分也主要由火山灰组成为由硫酸滴组成, 此时平流层火山气溶胶对这一波段辐射的影响显著减少。表 6 中同时列出用一年以上类型的火山气溶胶模式计算的结果。虽然仍然采用高浓度廓线, 这一波段辐射与无气溶胶时值的差别已显著减小, 浓度降低后差别则更小。此时, 气溶胶的影响比 CO₂ 增加 20% 引起的变化要小很多, 不会造成多大的干扰。但在大的火山喷发后短期内考察 CO₂ 增加的辐射影响时, 应注意火山气溶胶对观测结果的可能影响。

表 6 不同大气气溶胶下, 2380—2400 cm^{-1} 波段大气顶射出光谱辐射率及其相对无气溶胶大气的变化 (中纬夏季大气, 天顶角 0° , 1cm^{-1} 间隔平均值)

波 长 (cm^{-1})	辐 射 率 $[\text{mW}/(\text{m}^2 \text{cm}^{-1} \text{sr})]$								
	无气溶胶	地面能见度		地面能见度		新火山		一年以上	
		23 km	%	5 km	%	气溶胶	%	火山气溶胶	%
平流层背景气溶胶					地面能见度 23 km				
2380.0	0.0484	0.0484	0.01	0.0484	0.01	0.0484	0.06	0.0484	0.01
2381.0	0.0456	0.0456	0.00	0.0456	0.00	0.0455	-0.17	0.0456	0.00
2382.0	0.0483	0.0483	0.00	0.0483	0.00	0.0479	-0.80	0.0483	-0.04
2383.0	0.0579	0.0579	-0.01	0.0579	-0.01	0.0569	-1.67	0.0578	-0.09
2384.0	0.0723	0.0722	-0.02	0.0722	-0.02	0.0706	-2.26	0.0722	-0.12
2385.0	0.0934	0.0934	-0.03	0.0934	-0.03	0.0908	-2.84	0.0933	-0.16
2386.0	0.1489	0.1488	-0.04	0.1488	-0.04	0.1435	-3.62	0.1486	-0.21
2387.0	0.2102	0.2101	-0.05	0.2101	-0.06	0.2020	-3.91	0.2097	-0.23
2388.0	0.2914	0.2911	-0.09	0.2910	-0.13	0.2793	-4.15	0.2906	-0.28
2389.0	0.3929	0.3924	-0.13	0.3920	-0.24	0.3759	-4.34	0.3916	-0.32
2390.0	0.5193	0.5184	-0.19	0.5170	-0.45	0.4960	-4.50	0.5173	-0.39
2391.0	0.6385	0.6370	-0.24	0.6345	-0.64	0.6091	-4.61	0.6357	-0.45
2392.0	0.7192	0.7171	-0.29	0.7134	-0.81	0.6855	-4.68	0.7156	-0.50
2393.0	0.7943	0.7917	-0.33	0.7867	-0.96	0.7567	-4.74	0.7900	-0.54
2394.0	0.8355	0.8326	-0.35	0.8267	-1.05	0.7956	-4.77	0.8308	-0.56
2395.0	0.8593	0.8561	-0.37	0.8498	-1.11	0.8181	-4.79	0.8543	-0.58
2396.0	0.8738	0.8706	-0.38	0.8639	-1.14	0.8319	-4.80	0.8687	-0.58
2397.0	0.8866	0.8832	-0.38	0.8762	-1.17	0.8439	-4.81	0.8813	-0.59
2398.0	0.8996	0.8961	-0.39	0.8889	-1.20	0.8562	-4.83	0.8942	-0.60
2399.0	0.9057	0.9057	-0.40	0.8982	-1.22	0.8653	-4.84	0.9038	-0.61
2400.0	0.9169	0.9132	-0.40	0.9055	-1.24	0.8725	-4.84	0.9113	-0.61

三、监测通道的选择

在考察了各种大气成分可能的影响及不同模式大气、不同天顶角情况下, CO_2 增加引起的大气顶 2380—2400 cm^{-1} 射出光谱辐射率的变化后, 可以看到, 在 2385—2390 cm^{-1} 波段 CO_2 增加引起的辐射率相对变化最灵敏, CO_2 增加 20% 使射出辐射率减少 10.5% 左右 (中纬夏季大气), 即使同时地面和对流层温度增加 0.5K, 辐射率的减少也有 8.9% 左右 (见表 7)。因此, 监测这个波段的射出辐射变化, 可能较早地探测到 CO_2 增加引起的辐射影响。同时, 这个波段受到气溶胶的影响较小, 在较宽的天顶角范围内 CO_2 增加引起的辐射相对变化变动很小。因此这个波段是个合适的监测通道。表 7 中较宽的 2383—2395 cm^{-1} 通道也有相当高的灵敏度, 在 CO_2 增加 20% 使辐射率减少 7% 左右, 即使同时地面和对流层温度增加 0.5 K, 辐射率的减少也有 5.8% 左右, 这两个通道的射出辐射很少受其它大气成分变化干扰, 又比 $15\mu\text{m}$ 带的通道灵敏度高。

可以用来有效地监测 CO_2 增加的辐射影响。

表 7 一些不同宽度的通道在 CO_2 增加 20%, 同时地面和对流层温度增加 0.5K 时的
射出辐射率及其相对变化 (中纬夏季大气)

波长 (cm^{-1})	辐 射 率 [$\text{mW}/(\text{m}^2 \text{ cm}^{-1} \text{ sr})$]				
	$\text{CO}_2 \times 1$	$\text{CO}_2 \times 1.2$	%	$\text{CO}_2 \times 1.2$ $T+0.5 \text{ K}$	%
2385—2390	0.2760	0.2471	-10.47	0.2513	-8.94
2383—2395	0.4333	0.4026	-7.09	0.4083	-5.78
2383—2400	0.5622	0.5320	-5.37	0.5385	-4.22

四、讨 论

通过辐射传输计算, 分析了大气中 CO_2 浓度增加对 $4.3\mu\text{m}$ 带 $2380\text{—}2400 \text{ cm}^{-1}$ 范围内, 不同光谱分辨率的通道中大气顶射出光谱辐射率的影响, 同时还对大气水汽、气溶胶和温度及其它大气成分的影响进行了考察。由计算结果可以看到, 大气水汽和气溶胶的干扰都较小, 这对利用这一光谱范围内的通道监测 CO_2 增加造成的辐射影响是有利的。由于 CO_2 在大气中是逐渐增加的, 只有当 CO_2 浓度有显著的增加时, 才可能造成大气顶射出辐射有明显的变化, 因而要对气候变化的研究提供有价值的观测事实, 这种监测必须是长期的, 至少需要数以十年计连续监测才能取得有意义的结果。但也正由于这种监测是长期性的, 因而象火山喷发产生的火山气溶胶只在相对较短的时期内可有较大的干扰, 因而不会对 CO_2 增加的辐射影响的长期倾向的监测造成影响。

大气和地面温度变化造成的干扰对任何这类监测通道都是存在的, 仅从单独的辐射测量无法把它与 CO_2 增加造成的影响区分开来。但对长时期的监测, 只是温度起伏变化并不会掩盖 CO_2 增加的辐射影响的趋势; 而当温度有系统变化时, 这种温度的系统变化是可以知道的, 从而可以把它的影响区分开来。因此, 温度变化的干扰并不至于对监测 CO_2 增加的辐射影响造成严重的问题。

为了尽可能在较短的时间内取得有意义的结果, 采用的监测通道对 CO_2 增加的响应应尽可能大, 考虑到这一点, 显然, 用光谱分辨率为 2 cm^{-1} 的 $2386\text{—}2387 \text{ cm}^{-1}$ 波段比其它波段更合适。下一代的卫星红外遥感仪器, 如工作在 $3.5\text{—}18\mu\text{m}$ AIRS⁵ 的光谱分辨率可达 $0.5\text{—}1 \text{ cm}^{-1}$, 因而利用光谱分辨率为 2 cm^{-1} 通道来进行监测是可能的。在较低光谱分辨率时, 可应用 $2385\text{—}2390 \text{ cm}^{-1}$ 通道。它的灵敏度接近上述 2 cm^{-1} 分辨率的通道, 因而对监测 CO_2 增加造成的辐射影响是十分有用的。在光谱分辨率更低时, 可应用 $2383\text{—}2395 \text{ cm}^{-1}$ 通道, 但若应用此通道, 则其必要的连续观测比应用 $2385\text{—}2390 \text{ cm}^{-1}$ 通道要增加。

参 考 文 献

- [1] 赵高祥、汪宏七, 1991, CO_2 增加对辐射的影响及其监测, 红外与毫米波学报, 10, No.2, 133—140.

-
- [2] Madden, R. A. and V. Ramanathan, 1980, Detecting climate change due to increasing carbon dioxide, *Science*, **209**, 763–768.
- [3] Luther, F. M., 1983, Detecting the radiative effects of carbon dioxide: developing a strategy, Fifth Conference on Atmospheric Radiation, Baltimore, Maryland, 166–169.
- [4] Clough, S. A., F. X. Kneizys, E. P. Shettle and G. P. Anderson, 1986, Atmospheric radiance and transmittance, FASCOD2, in: *Proceedings of the Sixth Conference on Atmospheric Radiation*, Williamsburg, VA, 141–144.
- [5] Smith, W. L., 1989, Satellite soundings—current status and future prospects, *Adv. Space Res.*, **9**, No. 7, 363–372.

Detecting the Effect of CO₂ Increase on Outgoing Radiances

Wang Hongqi, Zhao Gaoxiang and Wang Luyi

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract

The effect of increased atmospheric CO₂ concentration on the outgoing radiances in some intervals in the range of 2380 to 2400 cm⁻¹ at the top of atmosphere is analyzed, and the influences of the atmospheric temperature and some atmospheric constituents are investigated, too. Some channels are suggested to be used on satellite to detect the radiative effect of increased CO₂ concentration.

Key words: radiative effect; carbon dioxide; detection.