

CO₂ 增加对辐射的影响及其监测*

赵高祥 汪宏七

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

分析了大气中 CO₂ 浓度增加对太阳辐射和地球长波辐射的影响, 并提出了从卫星上监测 CO₂ 增加对辐射传输影响的方法.

关键词: 二氧化碳, 辐射, 温室效应.

1 引言

大气中 CO₂ 等温室效应气体浓度的增加对全球气候的影响已受到普遍的关注^[1-6]. 在 CO₂ 含量加倍的情况下, 很多气候模拟得到的地面温度增加的范围约在 1.4~4.5 K 之间. 在过去 100 年中, CO₂ 浓度增加了约 15%, 同期全球地面气温平均上升约 0.5 K, 有人试图把两者联系起来, 但其根据不充分^[4, 7], 因为造成气候变化的因素是多方面的, 要把 CO₂ 增加的作用分离出来, 不仅要有气候模拟的结果, 同时还需要大量的观测事实.

CO₂ 和其它温室效应气体都是通过它们的辐射作用, 影响到地气系统的辐射平衡, 从而导致气候变化. 因此, 有可能通过辐射测量来监测 CO₂ 增加引起的辐射影响, 为证实它在气候变化中的作用提供有价值的观测资料, 本文分析了 CO₂ 增加对太阳辐射和长波辐射传输的影响, 在此基础上提出了有效的监测方法.

2 对太阳辐射传输的影响

为了考察 CO₂ 增加对太阳辐射传输带来的影响, 我们用 Kerschyns^[8] 的方法对一些模式大气, 在 CO₂ 体积混合比 (P_{CO_2}) 从 300 ppm 增加到 600 ppm 时, 太阳辐射在大气中的传输进行了计算. 表 1 是在地面反照率为 0.2, 太阳天顶角 $\theta_0 = 0^\circ$ 时, 在中纬度夏季模式大气中, 对 CO₂ 1.4、1.6、2.0 和 2.7 μm 带的计算结果. 表 1 中 F_0^\downarrow 和 F_0^\uparrow 为大气顶向下和向上的辐射通量; F_s^\downarrow 、 F_s^\uparrow 、 $F_{DIR,S}^\downarrow$ 和 $F_{DIR,S}^\uparrow$ 分别为地面的向下辐射、向上辐射、直接辐射和漫射辐射通量; $\tau_{DIR,S}$ 为整层大气的直接太阳辐射透过率; A_p 为地气系统反照率; $\Delta A_p/A_p$ 为 CO₂ 加倍时反照率的相对变化. 由表 1 可见, 不论在有和无气溶胶作用下, CO₂ 的增加都使从大气顶反射回去的太阳辐射减少, 到达地面的太阳辐射也减少. 从反照率的相对变化来看, CO₂ 增加对 1.4 μm 和 1.6 μm 带影响很小, 从而对 2.0 μm 和 2.7 μm 带的影响则较大.

本文 1990 年 5 月 2 日收到, 修改稿 1990 年 11 月 3 日收到.

* 国家自然科学基金资助项目.

表1 CO₂增加对1.4、1.6、2.0和2.7 μm带太阳辐射传输的影响
 Table 1 The effects of increasing CO₂ on solar radiation transfer in 1.4, 1.6, 2.0
 2.7 μm bands

气溶胶	P_{CO_2} (ppm)	Δ (μm)	F_0^\dagger/F_0^\ddagger (W/m ²)	A_p	$F_{DIR,S}^\dagger/F_{DIR,S}^\ddagger$ (W/m ²)	F_s^\dagger/F_s^\ddagger (W/m ²)	$\tau_{DIR,S}$ (%)	$\Delta A_p/A_p$ (%)
300		1.43~ 1.625	100.42/7.32	0.073	44.98/0.055	45.04/9.01	44.79	
		1.625~ 1.89	22.81/4.41	0.194	22.21/0.0187	22.23/4.45	97.39	
		1.89~ 2.15	64.87/4.40	0.068	27.72/0.0110	27.73/5.55	42.73	
		2.59~ 3.28	38.27/1.54	0.040	9.94/0.0011	9.94/1.99	25.98	
无		1.43~ 1.625	100.42/7.18	0.072	44.70/0.0543	44.76/8.95	44.51	-1.92
		1.625~ 1.89	22.81/4.36	0.191	22.09/0.0186	22.11/4.42	96.86	-1.24
		1.89~ 2.15	64.87/4.18	0.064	26.36/0.0105	26.27/5.27	40.63	-5.01
		2.59~ 3.28	38.27/1.40	0.037	9.63/0.0010	9.63/1.93	25.16	-8.96
300		1.43~ 1.625	100.42/7.25	0.073	43.71/1.003	44.72/8.94	43.53	
		1.625~ 1.89	22.81/4.41	0.194	21.65/9.475	12.12/4.43	94.91	
		1.89~ 2.15	64.87/4.41	0.068	27.11/0.474	27.59/5.52	41.80	
		2.59~ 3.28	38.27/1.52	0.040	9.79/0.092	9.88/1.98	25.57	
有		1.43~ 1.625	100.42/7.22	0.072	43.44/1.000	44.44/8.89	43.26	-1.78
		1.625~ 1.89	22.81/4.36	0.191	21.53/0.472	22.00/4.40	94.39	-1.24
		1.89~ 2.15	64.87/4.19	0.065	25.78/0.453	26.24/5.25	39.75	-4.84
		2.59~ 3.28	38.27/1.39	0.036	9.48/0.088	9.57/1.91	24.77	-9.05

表2给出中纬度夏季模式大气中,在三个高度上,整个太阳光谱区在CO₂混合比分别为300和600 ppm时的辐射通量(F),反照率(Δ)和相应的加热率。表2中 θ_0 为太阳天顶角, F_{net} 为净辐射通量。可以看到,CO₂加倍使到达地面的太阳辐射减少,减少量在天顶角为0°和60°时分别约为2 W/m²和1 W/m²;而在大气顶反射太阳辐射的减少则在0.5 W/m²左右。这说明CO₂增加对反射回空间的太阳辐射影响很少,而对大气中吸收的太阳辐射影响则要大些。这从14 km处的加热率在CO₂加倍时有较明显的增加也可以看出。但从地气系统对太阳辐射总的吸收来看,CO₂增加的影响是很小的。

表 2 CO₂ 体积混合比为 300 ppm 和 600 ppm 时大气中的太阳辐射通量、反照率和加热率
 Table 2 Solar radiation fluxes, albedoes and heating rates in the atmosphere for two CO₂ volume mixing ratios

气胶溶	Q_0 (°)	P_{CO_2} (ppm)	Z (km)	$F_{DIR}^{\downarrow}/F_{DIR}^{\uparrow}$ (W/m ²)	$F^{\downarrow}/F^{\uparrow}$ (W/m ²)	A	加热率 (K/天)	F_{net} (W/m ²)
0	0	300	50	1357.8/0.0	1357.8/248.4	0.1829	25.57	1109.40
			14	1303.2/12.6	1315.7/248.0	0.1885	0.65	1067.78
			0	1133.9/68.4	402.4/220.5	0.200	1.89	881.89
		600	50	1357.8/0.0	1357.8/247.9	0.1826	25.60	1109.94
			14	1300.8/12.6	1313.4/247.4	0.1884	0.72	1065.96
			0	1031.9/68.4	1100.3/220.1	0.200	1.87	880.23
无	60	300	50	678.9/0.0	678.9/138.8	0.2044	24.31	540.14
			14	636.4/10.7	647.1/134.8	0.2083	0.45	512.31
			0	458.8/51.9	510.7/102.1	0.200	0.93	408.57
		600	50	678.9/0.0	678.9/138.4	0.2039	24.33	540.48
			14	635.0/10.7	645.7/134.5	0.2083	0.47	511.22
			0	457.7/51.9	509.6/101.9	0.200	0.93	407.72
0	0	300	50	1357.8/0.0	1357.8/247.6	0.1824	25.57	1110.24
			14	1299.2/16.6	1315.9/247.2	0.1879	0.65	1068.62
			0	977.7/117.0	1094.7/218.9	0.200	1.97	875.76
		600	50	1357.8/0.0	1357.8/247.0	0.1819	25.60	1110.78
			14	1296.9/16.6	1313.5/246.7	0.1878	0.72	1066.80
			0	975.7/116.9	1092.6/218.5	0.200	1.94	874.11
有	60	300	50	678.9/0.0	678.9/146.3	0.2155	24.32	532.57
			14	632.6/13.7	646.4/141.7	0.2192	0.45	504.62
			0	412.1/82.9	495.0/99.0	0.200	0.97	395.96
		600	50	678.9/0.0	678.9/143.0	0.2151	24.34	532.92
			14	631.2/13.7	644.9/141.4	0.2192	0.47	503.54
			0	411.1/82.8	493.9/98.8	0.200	0.97	395.12

3 对地球长波辐射传输的影响

CO₂ 在长波区域有 15 μm 和 4.3 μm 二个强吸收带, 其中 15 μm 带在地气系统辐射能交换中起着重要的作用, 通过这一光谱区向空间发射的长波辐射能约占整个长波辐射能损失的 30%; 而 4.3 μm 带则处在地球长波辐射区的边缘, 包含的能量只占整个长波辐射能的极小部分。因此, 从气候效应来看, CO₂ 增加对 15 μm 带辐射传输的影响是更为重要的。

Scott 和 Chedin^[9] 对大气中的长波辐射传输作了计算。表 3 是对热带模式大气, 在 CO₂ 混合比为 300 ppm 时得到的某些层上, 在 500~800 cm⁻¹ 光谱区和其中一些窄波段上的向下辐射通量 F^{\downarrow} , 向上辐射通量 F^{\uparrow} 与 CO₂ 加倍时相应的变化量 ΔF 。由表 3 可见,

在 CO_2 增加时, 整个 $500\sim 800\text{ cm}^{-1}$ 光谱区的向下辐射绝对值变化最大是在对流层中部, 相对变化在大气高层更大; 向上辐射变化的极大值则在平流层中. CO_2 加倍使这一光谱区在大气顶的出射辐射减少约 3%, 在大气上层有明显的降温, 在对流层下部则有所增温. 在表 3 中的四个窄波段代表 CO_2 $15\ \mu\text{m}$ 带中从吸收最强的带中心到吸收很小的带翼的几种情况. 可以看到, CO_2 加倍时, 向下辐射相对变化极大值的位置随吸收减弱而下降; 对向上辐射, 在吸收带中心附近, CO_2 增加使大气顶出射辐射反而增加; 在 $735\sim 740\text{ cm}^{-1}$ 波段, 出射辐射减少最显著, 在吸收很小的带翼, 则影响很小.

表 3 热带模式大气中, 某些波段的辐射通量及其 CO_2 加倍时相应的变化量

Table 3 Downward and upward fluxes in the tropical atmosphere for some spectral intervals and their corresponding quantities of variation for double CO_2 concentrations

$\Delta\nu(\text{cm}^{-1})$	$P(\text{hPa})$	$F^{\downarrow}(\text{W}/\text{m}^2)$	ΔF^{\downarrow}		$F^{\uparrow}(\text{W}/\text{m}^2)$	ΔF^{\uparrow}	
			(W/m^2)	(%)		(W/m^2)	(%)
500~800	0.05	0.0	0.0	0.0	81.6	-2.8	-3.4
	3.33	1.79	0.63	35.0	81.3	-2.9	-3.6
	56.46	6.78	1.65	24.3	78.4	-3.9	-5.0
	247.9	16.43	2.19	13.3	87.7	-2.9	-3.4
	584.8	61.54	4.05	6.6	112.3	-0.9	-0.76
	1013.0	130.55	0.57	0.4	139.7	0.0	0.0
665~670	0.05	0.0	0.0	0.0	0.965	0.064	6.7
	3.33	0.38	0.083	21.9	0.91	0.055	6.0
	56.46	0.546	0.028	5.1	0.51	0.006	1.2
	247.9	0.838	0.0015	0.17	0.92	-0.0009	-0.1
	584.8	1.64	0.0	0.0	1.77	0.0	0.0
	1013.0	2.32	0.0	0.0	2.36	0.0	0.0
735~740	0.05	0.0	0.0	0.0	1.26	-0.2	-15.7
	3.33	0.0117	0.00434	37.0	1.26	-0.2	-15.8
	56.46	0.0383	0.0173	45.2	1.26	-0.204	-16.2
	247.9	0.15	0.0653	43.6	1.39	-0.164	-11.8
	584.8	0.887	0.254	28.7	1.79	-0.058	-3.3
	1013.0	2.16	0.0242	1.1	2.25	0.0	0.0
755~760	0.05	0.0	0.0	0.0	1.74	-0.1	-5.8
	3.33	0.0008	0.0	0.0	1.74	-0.1	-5.8
	131.2	0.0062	0.001	15.9	1.75	-0.17	-5.7
	247.9	0.022	0.013	58.9	1.77	-0.09	-5.1
	584.8	0.289	0.124	42.9	1.86	-0.39	-2.1
	1013.0	1.96	0.046	2.4	2.21	0.0	0.0
780~785	0.05	0.0	0.0	0.0	1.82	-0.017	-0.92
	3.33	0.00078	0.0	0.0	1.82	-0.017	-0.92
	56.46	0.0013	0.0	0.0	1.82	-0.01	-0.91
	247.9	0.0017	0.0	0.0	1.82	-0.017	-0.91
	584.8	0.153	0.0185	12.1	1.88	-0.0064	-0.34
	1013.0	1.83	0.0133	0.73	2.15	0.0	0.0

对 CO₂ 4.3 μm 带的辐射传输,我们用逐线积分^[10]和离散坐标法^[11]作了计算.在表 4 中列出了对四个模式大气得到的五个波段上,在二种 CO₂ 体积混合比时,大气顶出射辐射通量及其相应的变化量.可以看到,CO₂ 浓度加倍时,相对变化的最大值是在 2385~2390 cm⁻¹ 波段.

表 4 某些波段大气顶出射辐射通量及其相对变化量

Table 4 Outgoing flux at the top of atmosphere for some spectral intervals and their relative changes

大气模式	CO ₂ (330 ppm)	λ (cm ⁻¹)									
		2380~2385		2385~2390		2390~2395		2395~2400		2400~2405	
		F (W/m ²)	ΔF (%)	F (W/m ²)	ΔF (%)	F (W/m ²)	ΔF (%)	F (W/m ²)	ΔF (%)	F (W/m ²)	ΔF (%)
中纬 夏季	1×CO ₂	8.28E-4	0	2.90E-3	0	9.55E-3	0	1.23E-2	0	1.30E-2	0
	2×CO ₂	8.51E-4	2.70	1.85E-3	-36.0	6.83E-3	-28.5	9.90E-3	-19.4	1.11E-2	-14.7
中纬 冬季	1×CO ₂	4.91E-4	0	1.57E-3	0	4.13E-3	0	4.93E-3	0	5.17E-3	0
	2×CO ₂	4.71E-4	-4.03	1.03E-3	-34.1	3.05E-3	-26.1	4.03E-3	-18.1	4.46E-3	-13.8
付热带 夏季	1×CO ₂	7.14E-4	0	3.25E-3	0	1.15E-2	0	1.54E-2	0	1.64E-2	0
	2×CO ₂	6.69E-4	-6.36	2.03E-3	-37.4	8.09E-3	-29.9	1.22E-2	-20.6	1.38E-2	-15.7
热带	1×CO ₂	6.59E-4	0	3.12E-3	0	1.13E-2	0	1.49E-2	0	1.59E-2	0
	2×CO ₂	6.05E-4	-8.18	1.92E-3	-38.4	7.89E-3	-30.0	1.19E-2	-20.4	1.34E-2	-15.5

4 CO₂ 辐射影响的监测

CO₂ 和其它温室气体对气候的影响是通过它们的辐射作用来实现的.不同气体对辐射传输的影响具有各自的光谱特征,因此,有可能通过选择适当波段的辐射测量把 CO₂ 的作用分离出来.

从对太阳辐射和长波辐射传输的影响来看,在宽波段上,CO₂ 增加造成的大气顶出射辐射的相对变化是很小的.因此,通过测量宽波段上地气系统出射长波辐射和反射太阳辐射^[12]来监测 CO₂ 增加的辐射影响将不是一个有效的方法.与宽波段情况相比,在 CO₂ 15 μm 带的某些窄波段上,大气顶出射辐射在 CO₂ 增加时有较大的相对变化,因此在这些窄波段上进行监测是较为有利的,但要得出有意义的结果,则需要进行几十年的长期观测.

Luther^[13] 提出在较高的高度测量 755~760 cm⁻¹ 波段的向下辐射来监测 CO₂ 增加的辐射影响,与测量 15 μm 带窄波段大气顶出射辐射的方法相比,它对 CO₂ 变化的灵敏度要高 1~2 倍,是一个比较有效的方法,但它的缺点是不能象卫星那样进行全球连续测量,在观测地点上也受到很大限制,只能在高山上进行单点测量,并且大气中的水汽对测量还有相当大的干扰,臭氧对测量也有一定的影响.

通过分析 CO₂ 增加对 15 μm 带和 4.3 μm 带辐射传输的影响,我们发现,在卫星上测量 4.3 μm 带的 2385~2390 cm⁻¹ 波段在大气顶的出射辐射是监测 CO₂ 辐射作用的一个更

为有效和方便的方法。在表 5 中给出中纬度模式大气在不同 CO_2 浓度时, 2385~2390 cm^{-1} 波段大气顶出射辐射 F , 以及它们相对于 CO_2 混合比为 330 ppm 时的出射辐射的相对变化 ΔF 。表 5 中的气溶胶(I)和(II)代表大陆气溶胶模式 I 和 II^[14], 它们在 0.55 μm 处的整层大气光学厚度分别为 0.225 和 3.315。由表 5 可见, 气溶胶对该波段的出射辐射影响很小, 特别是对 CO_2 增加造成的出射辐射的相对变化气溶胶几乎没有什么影响。由表 5 还可见, CO_2 加倍引起的出射辐射相对变化约为 -36%, 而在 CO_2 增加量 ΔCO_2 为 20% 时, 相对变化约为 -11%。用 $\Delta F/\Delta\text{CO}_2$ 表征出射辐射对 CO_2 变化的敏感程度, 则这一量约为 -55%, 比 CO_2 加倍时的平均量(-36%)要高约 50%, 这说明在 CO_2 开始增加时, 出射辐射变化的灵敏度更高, 有利于较早确认 CO_2 增加的辐射影响。与 Luther^[13] 测量 755~760 cm^{-1} 波段向下辐射的方法相比, 测量 2385~2390 cm^{-1} 波段的出射辐射对 CO_2 浓度变化的响应更灵敏。

表 5 不同 CO_2 浓度时, 2385~2390 cm^{-1} 波段大气顶出射辐射通量及其相对变化

Table 5 Outgoing fluxes at the top of the atmosphere in the spectral interval from 2385 to 2390 cm^{-1} for some CO_2 concentrations and their relative changes

$\text{CO}_2=330\text{ppm}$		$1\times\text{CO}_2$	$1.2\times\text{CO}_2$	$1.4\times\text{CO}_2$	$1.6\times\text{CO}_2$	$1.8\times\text{CO}_2$	$2\times\text{CO}_2$
无气溶胶	$F(\text{W}/\text{m}^2)$	2.896E-3	2.577E-3	2.333E-3	2.140E-3	1.984E-3	1.854E-3
	$\Delta F(\%)$	0	-11.02	-19.44	-26.10	-31.49	-35.98
气溶胶(I)	$F(\text{W}/\text{m}^2)$	2.892E-3	2.572E-3	2.328E-3	2.135E-3	1.978E-3	1.848E-3
	$\Delta F(\%)$	0	-11.04	-19.49	-26.17	-31.59	-36.07
气溶胶(II)	$F(\text{W}/\text{m}^2)$	2.857E-3	2.561E-3	—	—	—	1.845E-3
	$\Delta F(\%)$	0	-10.9	—	—	—	-35.82

我们还计算了不同 CO_2 浓度时, 2385~2390 cm^{-1} 波段出射辐射强度和亮温随天顶角的变化。表 6 是对中纬度夏季模式大气, 考虑大陆气溶胶模式 I, 在不同天顶角时亮温(K)的计算结果。表 6 中括号内的值为相对于 CO_2 体积混合比为 330 ppm 时的亮温差(K)。对任一天顶角, 2385~2390 cm^{-1} 波段出射辐射强度和亮温随 CO_2 浓度增加都有显著的降低。在 CO_2 浓度增加 20% 时, 对任一天顶角, 亮温降低都在 2K 以上。这说明该波段亮温随 CO_2 增加而变化的灵敏度是很高的, 对监测十分有利。

另外, 大气中的臭氧对 2385~2390 cm^{-1} 波段的测量没有影响, 水汽的干扰也可以忽略。这也是利用这一波段比用 755~760 cm^{-1} 波段更为有利之处。

CO_2 增加将使地气系统长波辐射损失减少, 造成辐射能收支不平衡, 目前很多气候模式预告, 由于 CO_2 增加, 地面温度将明显升高。这样, 地气系统向空间发出的长波辐射将随之而增加, 使辐射收支达到新的平衡。8~12 μm 大气窗区是地气系统向空间发射长波辐射能的主要光谱区, 这一波段的出射辐射在晴空时主要取决于地面温度。当地面温度上升时, 窗区的出射辐射将增加。若在卫星上同时进行 2385~2390 cm^{-1} 和 8~12 μm 二个通道的辐射测量, 则不仅可用此确认 CO_2 增加的辐射影响, 还可对可能出现的气候变化提供有价值的观测资料, 对气候模式预告气候变化提供有用的观测依据。

表 6 不同天顶角出射的 2385~2390 cm⁻¹ 波段的辐射强度相应的亮温(K)Table 6 Brightness temperature corresponding to outgoing radiance from different zenith angles in spectral interval from 2385 to 2390cm⁻¹

CO ₂ =330 (ppm)	1×CO ₂	1.2×CO ₂	1.4×CO ₂	1.6×CO ₂	1.8×CO ₂	2×CO ₂
θ ₀ (°)						
4.21	256.60 (0.0)	254.40 (-2.2)	252.50 (-4.1)	250.90 (-5.7)	249.40 (-7.2)	248.10 (-8.5)
15.25	256.20 (0.0)	253.90 (-2.3)	252.10 (-4.1)	250.40 (-5.8)	249.00 (-7.2)	247.70 (-8.5)
26.32	255.20 (9.0)	253.00 (-2.2)	251.10 (-4.1)	249.50 (-5.7)	248.00 (-7.2)	246.80 (-8.4)
31.85	254.50 (0.0)	252.20 (-2.3)	250.40 (-4.1)	248.80 (-5.7)	247.30 (-7.2)	246.10 (-8.4)
37.39	253.60 (0.0)	251.40 (-2.2)	249.50 (-4.1)	247.90 (-5.7)	246.50 (-7.1)	245.30 (-8.3)
42.93	252.50 (9.0)	250.30 (-2.2)	248.40 (-4.1)	246.90 (-5.6)	245.50 (-7.0)	244.20 (-8.3)

5 结 语

通过对 CO₂ 增加对辐射传输影响的分析, 我们认为用卫星测量 2385~2390 cm⁻¹ 波段出射辐射来监测 CO₂ 增加的辐射影响, 与其它监测方法相比, 具有对 CO₂ 变化的灵敏度较高, 可不考虑大气水汽和臭氧的干扰, 大气气溶胶影响很小, 可以进行全球连续观测等优点. 若同时进行 8~12 μm 窗区出射辐射测量, 则还可提供关于气候变化的有价值的观测资料, 这对证实 CO₂ 增加可能造成的气候变化是很有意义的. 由于造成气候变化的因素十分复杂, 要分离出 CO₂ 加倍的气候影响, 还必须同时对其它可能造成气候变化的因素进行有效的监测和分析研究.

致谢: 在计算 2380~2400 cm⁻¹ 波段气体吸收系数中, 用了石广玉的程序, 并和他进行了有益的讨论, 在此表示感谢.

参 考 文 献

- 1 WMO: 1986, *Report of the International Conference on the Assessment of the Role of Carbon Dioxide and Other Greenhouse Gases in Climate Variations and Associated Impacts*. WMO No. 661
- 2 Schneider S H. *J. Atmos. Sci.*, 1975; **22**(11): 2060~2066
- 3 Manabe S, Wetherald R T. *J. Atmos. Sci.*, 1980; **37**(1): 99~118
- 4 Hansen J et al. *Science*, 1981; **213**(4511): 957~966
- 5 Ramanathan V et al. *Rev. Geophys.*, 1987; **25**(7): 1441~1482
- 6 Bolin B et al. (eds), 1986: *The Greenhouse Effect, Climate Change, and Ecosystems*, John Wiley and Sons, Chichester
- 7 Gilliland R L. *Climate Change*, 1982; **4**(2): 111~131
- 8 Kerschgens M et al. *Tellus*, 1978; **30**(5): 429~435
- 9 Scott N A, Ohedin A. *J. Appl. Met.*, 1981; **20**(7): 802~812

- 10 石广玉. 中国科学(B 辑), 1984; 4: 378~385
- 11 汪宏七, 赵高祥. 中国科学(B 辑), 1989; (12): 1330~1339
- 12 Madden R A, Ramanathan V. *Science*, 1989; 209(4458): 763~768
- 13 Luther F M. 1983: *Fifth Conference on Atmospheric Radiation*, Baltimore, Maryland, P. 166~169
- 14 McClatchey R A e al. 1982: *A preliminary Cloudless Standard Atmosphere for Radiation Computation* International Association for Meteorology and Atmospheric Physics, Boulder, Colorado, U. S. A. 1982

RADIATIVE EFFECT OF INCREASING CO₂ AND ITS DETECTION

ZHAO GAOXIANG, WANG HONGQI

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing 100029, China)

The effect of increasing atmospheric CO₂ on solar and terrestrial radiation transfer in the atmosphere has been analyzed, and a spectral interval from 2385 to 2390 cm⁻¹ in the 4.3 μm band of carbon dioxide is suggested to be applied on satellite to detect the effect of increasing CO₂ in the atmosphere through the measurements of the outgoing infrared radiance in the spectral interval.

Key words: Carbon dioxide, radiation, greenhouse effect.