

大气中二氧化碳浓度增加 对气候的影响

王 绍 武

(北京大学地球物理系)

提 要: 本文综合介绍了近年来关于大气中 CO_2 浓度增加对气候影响的研究。通过对 CO_2 浓度、全球气温及海平面高度变化的分析,和对火山活动、太阳常数变化的估计,讨论了在过去一百年气候变化中 CO_2 的作用,并介绍了对未来气候变化预测的研究结果。

主题词: 二氧化碳含量 气候

人类对其居住的地球环境长期以来没有或很少有什么影响。但本世纪以来情况发生了根本性的变化。从1900年到1987年世界人口增加了3倍,从16亿增加到50亿,城市增加了近20倍,大城市的迅速增加,全球能源消耗从相当于7.7亿吨煤增加到90亿吨以上,增长了10倍以上。因此,估计大气中 CO_2 浓度目前已经比工业化之前增加了25%。

众所周知, CO_2 的增加产生“温室效应”,使地球气候变暖。现在一般认为到下一个世纪中期,大气中 CO_2 浓度可能增加1倍。因而造成全球性的变暖。气候变暖又会引起如冰雪融化、海水膨胀使全球海平面高度上升。因此, CO_2 问题不仅关系到能源计划和工业发展,也关系到农业、渔业及城市建设等社会发展的各个方面,所以受到国际上愈来愈多的重视。

1985年美国能源部组织有关科学家编写了4卷关于 CO_2 增加对气候及经济等影响问题的当前技术水平(State-of-the-Art)报告^[1-4]及2卷综合报告^[5-6],总计1763页,堪称巨著。我们总结了报告中有关气候变化影响的部份,并补充了一些其它杂志发表的科研结果,写成此文,以饗读者。

一、大气中 CO_2 浓度的变化

要了解 CO_2 增加对气候的影响,首先要知道过去 CO_2 变化的情况,但可惜大气中 CO_2 浓度的系统观测到现在不足30年,因此人们不得不用各种方法推算和估算过去大气中的 CO_2 浓度。这方面近年来有了很大进展,例如,从极区冰芯气泡可直接测定 CO_2 浓度,利用树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 测量也能给出定量结果。这里不准备讨论这些方法的细节,仅在表1中列出不同方法的

时间分辨率与精度。

综合各种分析方法的结果,一亿年来 CO_2 的变化大致可分为三个阶段,第一阶段自白垩纪中期(10^8 年前)到最后冰期(10^4 年前),由于火山活动,早期的 CO_2 浓度可能达到过2000ppm,甚至有人估计为目前浓度的13倍,以后一直到大约一百万年前降到200—300ppm,在近百万年的冰期中随副冰期与副间冰期而变化,副冰期时约为200ppm,副间冰期时约为270ppm,这样直到1万年前最后一次副冰期。第二阶段为冰后期,即一万年前到19世纪初。在大约8000年前曾一度上升到300—320ppm,比整个冰后期平均高10—20%,此后即稳定于250—310ppm之间。图1给出200A.D.以来的 CO_2 浓度变化曲线。可见在此期间,高低值大约有70ppm的变化。第三阶段大致可从1800A.D.开始,这时由于人类活动、土地开发、砍伐森林、燃烧化石燃料,大气中 CO_2 急剧增加(图2)。南极冰芯直接测量结果(图2中圆圈与实线)表明,1800年前后约为280ppm到80年代初上升到340ppm以上,不过目前对工业化之前的 CO_2 浓度估计却仍有争议,有的作者认为也许低到265ppm,甚至有人认为还要更低,所以现在一般取工业化前的 CO_2 浓度为260—280ppm。

表 1 大气中 CO_2 的测定方法

Direct and indirect methods for reconstructing the atmospheric history of CO_2
(Gammon et al, 1985)

方 法	测定时期	分辨率	近似精度 (%)
地质碳循环模式	10^8 — 10^5 年前	10^5 年前	2—3
海洋沉积同位素分析	3×10^5 — 10^3 年前	10^3 年	10—20
极冰气泡中 CO_2 直接测量	5×10^4 年前—1980A.D.	20—300年	(1)
年轮中碳同位素分析	10^4 年前—至今	年	5(2)
海洋化学分析	100A.D.—至今	30—150年	5
直接湿化学分析	1860—1960A.D.	日/月	3
光学吸收谱分析	1900—1958A.D.	日/月	5(2)
无色散红外观测	1958A.D.—至今	分	0.1(0.03)

1958年之后有了逐月 CO_2 浓度的严格观测数据(图3)虽然这只是一个站的记录,但还是有代表性的。人们曾把近年的南极与北极的观测与之比较,发现除了半球之间及不同纬度之间有一定差别之外,变化趋势则是非常一致的。从图3及最近的观测看出,1958约315ppm,1985年345ppm,27年增加了30ppm,平均每年增加1ppm以上。1976—82年增量达到1.5ppm/年,远远超过了冰后期的变率(0.1—0.5ppm/年),甚至也大于冰期最后阶段的变率(0.5—1.0ppm/年)。因此,大多数科学家都同意到下一个世纪中期,大气中 CO_2 浓度可能达到本世纪初(300ppm)的两倍(600ppm)。

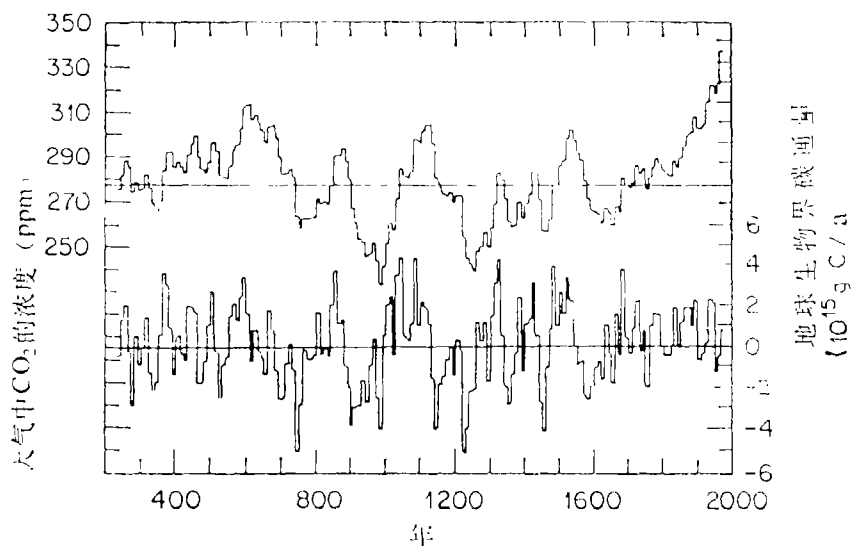


图 1 200AD以来大气中CO₂浓度(上)及地球生物界碳通量(下)

Proxy atmospheric CO₂ history for the period 200 A.D. to the present, the atmospheric CO₂ concentration (ppm) (upper) and the terrestrial biospheric flux (10^{15} g c/year) (lower) , (Stuiver et al.1984)

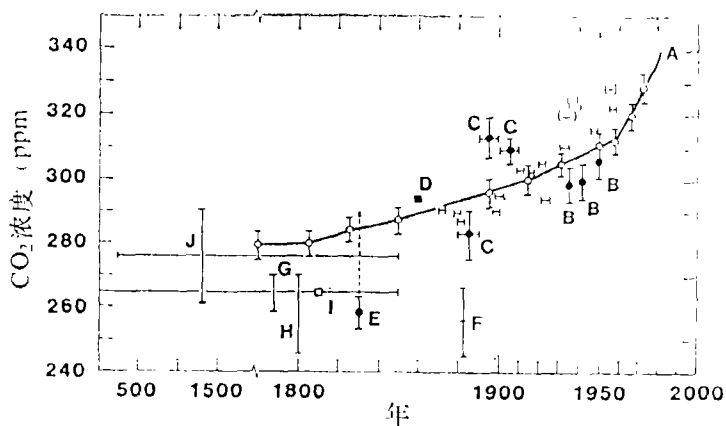


图 2 1800A.D.以来大气中CO₂浓度测定

A. Mauna Loa观测, B. 光谱分析, C. 巴黎观测, D. 模式计算, E. 海水分析, F. 1886A.D.空气样本, G. 模式计算, H. 年轮 I. 冰芯气泡, J. 太平洋沿岸年轮

The history of atmospheric CO₂ (Gammon et al.1985)

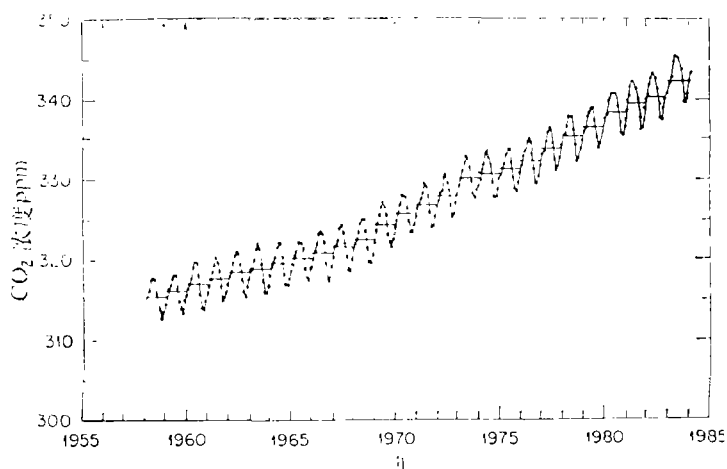


图 3 1958年以来大气中CO₂浓度 (Mauna Loa观测)

Concentration of atmospheric CO₂ at Mauna Loa Observatory, Hawaii, (Keeling, 1985)

二、近百年全球温度的变化

要估计未来CO₂浓度增加对气候可能产生的影响, 先要了解1800年以来 CO₂的变化是否

表 2 北半球地面温度变化的研究方法

Averaging procedures used in calculating mean surface air temperature of Northern Hemisphere, (Wigley et al. 1985)

作 者	分 析 方 法	范 围	时 期
Vinnikov等 (1982)	手绘距平图, 内插5°纬度10°经度值, 再按面积加权平均	17.5—87.5° N	1881—1981
山元等 (1981)	最优插值法求10°纬变30°经度值, 再按面积加权平均	0—90° N	1876—1975
Jones等 (1986)	用与距离成反比权重求5°纬度10°经度值, 再按面积加权平均	0—90° N	1851—1981
Hansen等 (1981)	半球分40个区求平均, 然后求区的等权重总平均	23.6—90° N	1881—1980

已经对气候产生了影响, 或者产生了多大影响。这就需要知道1800年以来气候究竟产生了多大的变化, 首先就是气温有多大的变化。可惜大范围的气象台站网是在1873年国际气象组织建立之后才逐渐建立起来的, 这给研究气温变化, 特别研究全球平均变化带来困难。

1950年 Willett 首先研究了1845—1940年期间每5年'气球'平均温度, 以后 Callendar (1961), Mitchell (1961, 1963) 继承了他的工作, 目前研究最多的是北半球, 至少已有4种不同的序列(表2), 不过虽然分析方法不同, 但结果还是很相近的, 其中除由元等的结果, 因为用了距离较远的站内插, 以致距平明显偏小外, 其他三位作者的序列之间的相关系数非常高。以作者姓氏的第1个字母为代表 $r_{Jv} = 0.955$, $r_{vH} = 0.965$, $r_{vM} = 0.938$ 。近来 Jones 等又把序列向前延伸到1850年。所以在研究过去一百多年北半球温度变化时, 人们多以此为依据(图4)。不过 Jones 等的资料大部份是以陆地站为基础的, 海上经常是空白, 早期资料尤其如此。所以一般又常用来代表北半球陆地上气温的变化。

从图4可以看出, 1880年之前温度变化比较稳定, 以后到上一世纪末气温略有下降, 本世纪以来直到1940年稳定上升, 增温幅度约 0.5°C , 但从1940年到1970年气温又下降了大约 0.2°C 。不过80年代又恢复到40年代的水平, 个别年甚至超过了40年代, 以至于1980—81年成为近百年来最暖的5年。因此粗略讲, 20世纪北半球变暖的幅度约为 0.5°C 。但是, 不少作者指出, 变暖的趋势在高纬更为明显。Jones 等的资料也说明, 自1880年到1940年极区($65-90^{\circ}\text{N}$)气温上升 1°C 以上。南半球资料更少。据 Hansen 等估计(图5), 自1880年到1980年也可能上升了 0.5°C , 不过 Hansen 等的资料虽然标明包括 $23.6-90^{\circ}\text{S}$, 但早期仅复盖了上述面积的10%, 因此不能肯定究竟有多大代表性。以上无论北半球还是南半球缺少资料主要受海洋限制。近来 Folland 等(1984)整理南、北半球夜间海上气温(NMAT), 与北半球陆地气温变化比较可以看

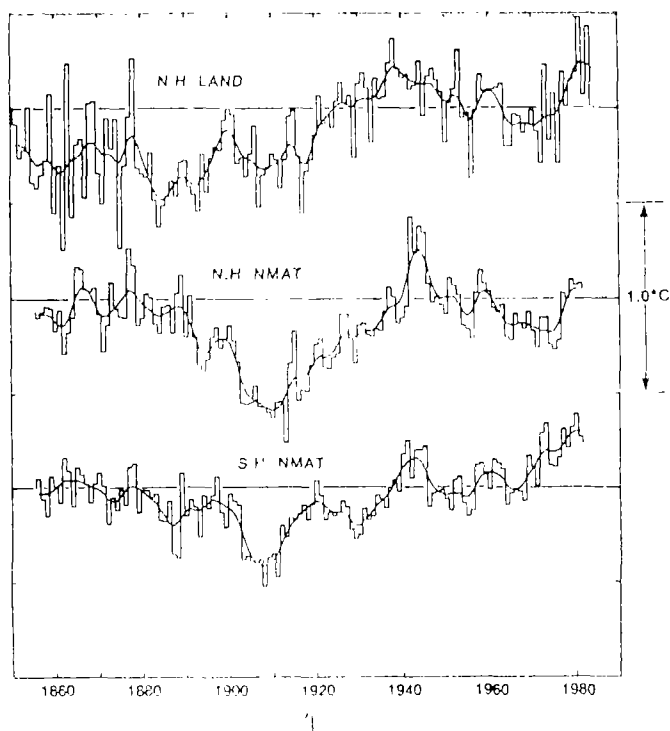


图1 近百年温度变化

上、北半球陆地气温, 中、北半球海上夜间气温, 下、南半球海上夜间气温

Annual mean surface air temperature fluctuations for Northern Hemisphere land areas (upper), for Northern Hemisphere nighttime marine areas (middle) and for Southern Hemisphere nighttime marine areas (lower), (Wigley et al. 1985)

出, 虽然20世纪的变暖趋势基本一致, 但上世纪到本世纪初的变化则不同, NMAT的最低点看来在1910年前后, 与北半球陆地(图4上)及南半球陆地(图5)的情况不同, 陆地气温的最低点似乎在1880年前后。不过无论如何以上资料说明本世纪以来全球温度的变化趋势是增暖。这似乎有利于认为是 CO_2 浓度增加产生的结果。

当然这只是地球表面的气温变化情况, 可惜对流层与平流层没有长期的资料。目前唯一较为可靠的是Angell与Korshover整理的序列, 他们共选了63个均匀分布于全球的测站, 用等压面之间的厚度计算850—300hpa, 300—100hpa, 100—50hpa气层间的平均温度, 平流层又用火箭观测向上延伸到平流层顶(55公里)。虽然这个序列不足30年, 但提供了对流层及平流层温度变化的重要信息。初步分析表明, 对流层的温度变化与地面温度变化有密切关系, 与Jones等的陆地温度相关系数高达0.80(表3), 但1953年以来平流层的温度下降趋势十分明显, 而且高度愈高下降愈激烈(图6), 在最高的46—55公里层自1950年代末到

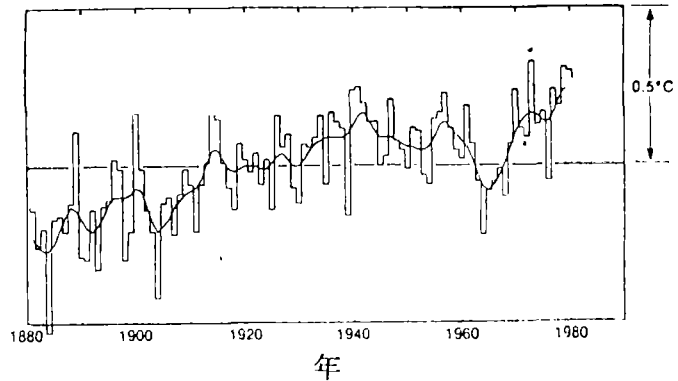


图5 近百年南半球温度变化

Southern Hemisphere annual mean temperature fluctuations, (Hansen et al. 1981)

表3 不同气温序列之间的相关系数

Correlations between different series of temperature, (Wigley et al. 1985)

	AK(对流层)	AK(地面)	NMAT	SST
北半球	J	0.80(26)	0.73(78)	0.62(80)
	AK(对流层)	0.71(26)	0.80(26)	0.69(26)
	AK(地面)		0.61(26)	0.26(26)
	NMAT			0.90(78)
南半球	H	0.82(26)	0.65(77)	0.61(77)
	AK(对流层)	0.66(26)	0.81(26)	0.78(26)
	AK(地面)		0.36(26)	0.41(26)
	NMAT			0.91(78)

J = Jones等

AK = Angell与Korshover

[1] = Hansen

NMAT = Folland等

SST = Folland等

括弧中数字为序列长度N。

1970年代中期,温度下降 6°C 以上。至少在平流层低层,南、北半球的变化趋势大致相同,对流层温度上升,平流层温度下降,这与诸多大气环流模式所得到的 CO_2 增加的影响也是一致的,这又是一个有利于用 CO_2 增加来解释气候变化的证据。

三、海平面高度的变化

如上所述,我们已经习惯于根据地表气温来讨论全球平均温度变化,但从物理的角度看这是不够的。因为一旦大气中 CO_2 浓度发生变化,必然改变地球表面的热平衡,这时显然不仅仅地球表面气温有所反映,整个气候系统都要有反映,而气候系统各部分的反映又必然与其热容量有密切关系。因此比较一下各部份的热容量是很有意义的。据 Wigley 等(1985)分析,气候系统的总热量

$$Q = \sum_i A_i C_i T_i$$

A为面积, C 为单位面积的容积热容量, T为温度。将大气分为海上与陆上两部份,其温度分别记为 T_A 与 T_L , 海洋混合层平均温度为 T_o , 陆地表层平均温度 T_s , 上式可写为

$$Q = \frac{29}{100} \frac{AC}{40} \left[T_o + A + \frac{71}{29} (19T_o + T_s) \right]$$

这里粗略认为单位面积大气柱的热容量与单位面积陆地相同,而是单位面积海洋的40分之一。由此我们可以推算 T_o , T_A , T_s 及 T_L 对整个系统热量变化的贡献约为1%, 1%, 95.6%及2.4%。这就是说,海洋混合层的温度变化是非常重要的。不过目前除了表层海温之外,仅有一些个别的站有深层海温观测,而且序列也很短。因此无法确切了解整个混合层温度的变化。但是,海温升高,体积膨胀全球海平面高度会相应升高,而且由于海水的流动,这个变化往

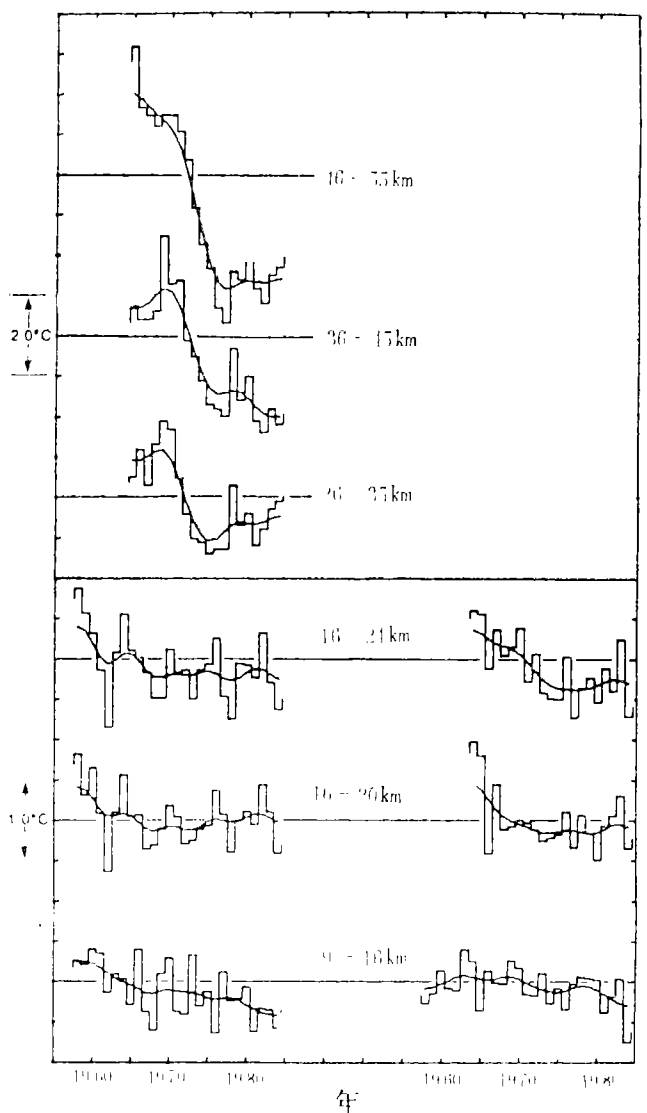


图6 平流层年平均温度变化

左为北半球,右为南半球

Stratospheric annual mean temperature fluctuations for Northern (left) and Southern (right) Hemispheres. (Angell 1985)

往反映了全球变化的总趋势。况且, 无论气温资料还是模拟实验都说明高纬温度变化比中、低纬激烈, 两个半球高纬均有大量冰雪, 气候变暖冰雪融化, 必然亦使全球海平面高度上升。因此海平面高度变化也是气候变化的一个良好指标

海平面高度一般指的是相对高度 (RSL), 它的变化经常由三部份组成:

(1) 第四纪冰期后融冰引起的地壳运动, 称为均衡反应 (isostatic rebound)。这一部份约占观测到的RSL变化的30%, 世界各地因地理位置及岩石结构不同变化于0.8—3.0毫米每年之间。

(2) 局地性海洋密度与环流变化造成的RSL变化, 这一部份年际变化很大。

(3) 海洋体积变化。这种变化又可由两部份组成: 因冰雪融化、海水质量变化而造成的RSL变化, 称为海面升降变化 (eustatic change)。因海水本身温度变化引起的膨胀, 收缩造成的, 称为体积变化 (steric change)。

为了研究气候变化的影响, 人们经常用各种方法分离出前两部份变化, 而专门分析第三部份RSL的变化。图7为近百年的观测资料, 共有两个序列, 一个为100年, 一个为50年, 显然短的序列的回归直线斜率大, 即增长率高。由于资料还是太少, 而且代表性不够广泛, 所以很难说那一种序列更接近实际平均情况。不同作者的估计也有出入 (表4), 但大致可以认为近百年RSL上升10—25厘米, 或上升率1—2.5毫米每年。

然而, 这里面究竟有多大成份是海水膨胀造成的则不好估计, 一般认为过去30—40年由于表层海水温度上升RSL至多可能有0.7毫米每年的变化, 如果深层海水温度也变化则可能引起1毫米每年的RSL变化。不过现在并没有明显迹象, 说明深层海水有一致的变暖或变冷的趋势。例如 Barnett (1983) 曾比较了1920—30年代及1960—70年代两段时间200米深及1000米深海温, 发现热带西太平洋变暖, 而赤道太平洋变冷。但资料过于稀少, 这个差异 (约每百年几度) 达不到信度要求。其余北半球海域及南半球热带海域变化更小, 而且无一致趋

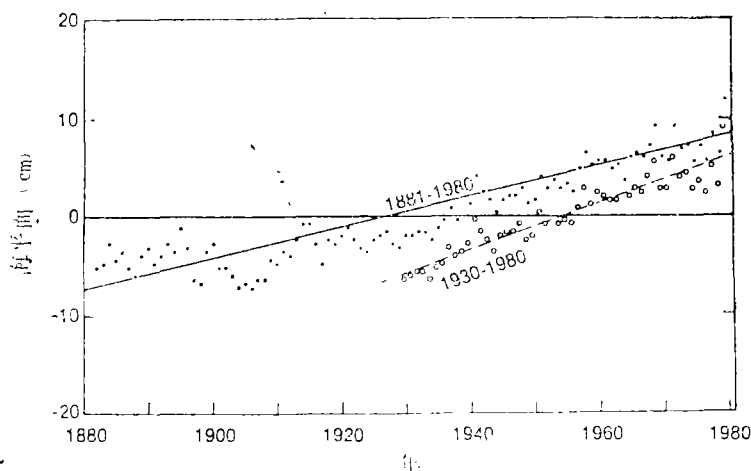


图7 全球海平面相对高度变化

黑点为1881—1980年序列, 圈点为1930—1980年序列, 实线和虚线分别为此两序列的回归直线
Estimates of near global sea-level changes based on the analysis of the two periods of record shown, (Barnett 1984),

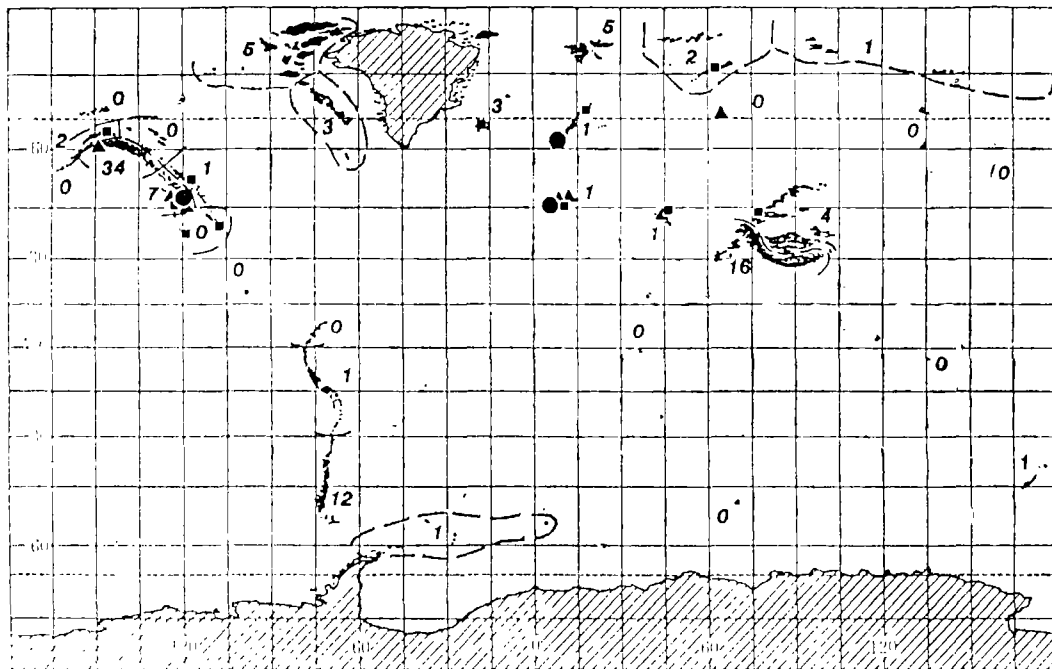


图 8 冰川对海平面高度变化的贡献

数字为百分比数, 0 表示 $< 0.5\%$

The percentage contribution of each region to the total volume of water transferred to the ocean from glacier wastage, (Meier 1985)

表 4 近百年全球海平面高度上升率

Estimates of mean global sea level incraiae, (Barnett, 1985)

作 者	上升率 (厘米/百年)
Thorarinsson (1940)	> 5
Guténberg (1941)	11.8
Kueñen (1950)	12-14
Lisitzin (1958)	11.2 ± 3.6
Wexler (1961)	11.8
Fairbridge and krebs (1962)	12
Emery (1980)	30
Gornitz et al. (1982)	12
Barnett (1983)	15.1 ± 1.5
Barnett (1984)	14-23

势。因此可以认为海水膨胀虽然可能是近百年RSL上升的一个原因,但至少不是主要原因。

这样一来,显然冰雪的融化可能就是RSL上升的主要原因了。不过观测表明,占全球冰盖总面积85%的南极冰盖及占12%的格陵兰冰盖,冰面物质平衡均不是负值(表5)。因此融冰可能主要来自占总面积仅3%的大陆及海岛冰川,特别是那些季节性冰盖地区。不过各地冰川的贡献也是差别很大的。图8为除南极与格陵兰外各冰川对海平面高度变化的贡献(百分比)。可以看出主要变化来自阿拉斯加、西藏高原、南美安的斯山南部及北美落矶山北部。

表 5 冰川与冰盖物质平衡与海平面高度变化

Estimated mass balance of glaciers and ice sheets and variations of sea level(Meier et al.1985)

冰盖与冰川	观测期	面积(百万平方公里)	物质平衡 (相当水,米每年)	海平面变化 (毫米每年)
冰川与小冰盖	1900—1960年	0.54	-1.2 ± 0.7	+0.5 ± 0.3
格陵兰冰盖	1929—1984年	1.73	+0.02 ± 0.08	-0.1 ± 0.4
南极冰盖	1970—1984年	11.97	+0.02 ± 0.02	-0.6 ± 0.6

四、CO₂影响的确定

如上所述,近百年来全球气温上升约0.5°C,海平面高度上升10—25厘米,好象和大气中CO₂浓度增加的趋势一致。但其实问题并不如此简单,例如1940—1970年正是CO₂增加激烈的时期,北半球陆地气温却明显下降,海上与南半球也有不同程度的下降,仅此一点即可证明必须还有其它因素在控制地球的气候变化,以致在一定时期能掩盖CO₂增加造成的变暖。

气候系统内部各部份之间的相互作用与相互调整,如海气相互作用,一般认为是年际变化的主要原因。但却不可能解释较长时期全球性的变化。这种变化很可能主要是气候系统外部强迫因子造成的。除了CO₂等大气成份变化,最主要的外部强迫因子可能有两个,即火山活动与太阳常数变化。因此如果能对这两个因子的作用有一定估计,则有利于澄清CO₂对气候的影响。

1970年Lamb首先设计了一个描述火山活动的定量指数,称为尘幕指数(DVI),建立了1500A.D.以来的序列(图9),经常被广泛采用。后来Simkin等(1981)把火山活动分为0—8级,称为火山爆发强度指数(VEI)。这些资料都说明1920—50年代是火山活动的沉寂时期。50年代之后火山活动逐渐增加,例如VEI≥4的火山活动就比50年代前增加了3倍。也许这至少可以部份地解释1940—1970年期间气温的下降。Bryson及Goodman(1980)分析了20—60°N42个测站的日射资料,计算了气溶胶光学厚度,其结果与火山爆发次数有明

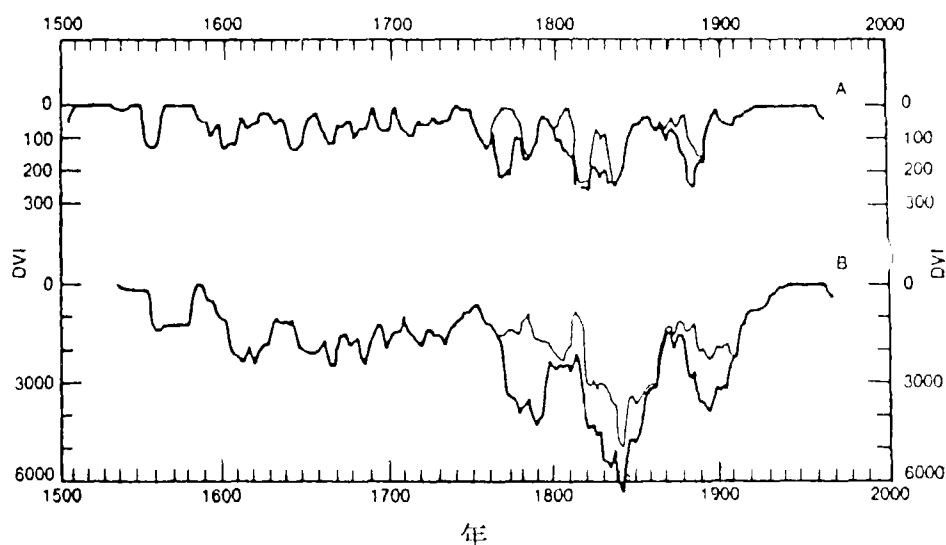


图 9 火山活动尘幕指数 (DVI) 10年滑动平均(A)及25年累计曲线(B)

Ten-year running mean of Lamb's DVI(A) and twenty-five-year cumulative DVI(B), (Lamb 1970).

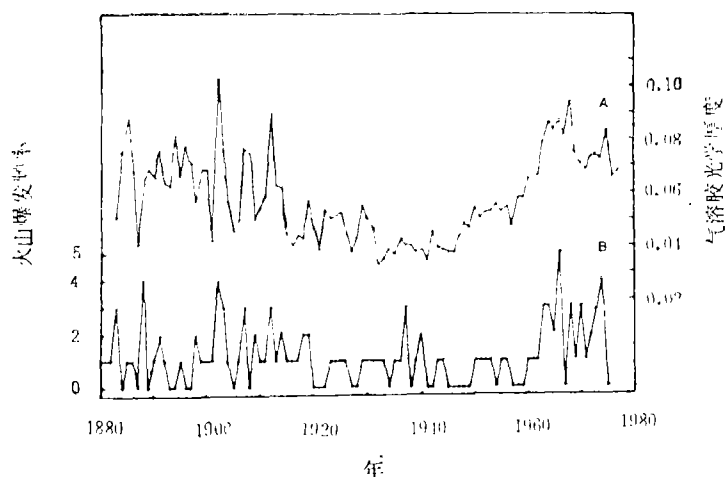


图 10 气溶胶光学厚度(A)及强火山爆发频率

Mean annual aerosol optical depth(A) and the number of Northern Hemisphere volcanic eruptions of large magnitude per year, (Bryson and Goodman 1980).

显的正相关(图10)。火山活动频繁, 气溶胶光学厚度增加, 气温应下降。从1940年到1960年代末大气光学厚度的增加是非常引人注目的。无论如何, 不同火山活动指数之间相关很大, 经低频滤波后更为突出。但与直接太阳辐射则为负相关与气溶胶光学厚度为正相关, 更重要的是与北半球平均气温为负相关, 滤波后相关系数在 -0.35 到 -0.75 之间(表6)。由此看来火山活动可能解释温度变化的15%到50%。因此, 至少从过去一百年来看火山活动是气候变化的一个重要原因。

表 6 不同火山活动指数与气温的相关数
Correlations between different series of volcanic forcing and temperature,
(Bradley and Jones 1985)

	1	2	3	4	5	6	7	8
9	-0.36	-0.44	-0.54	-0.29	-0.48	-0.66	(0.31)	-0.47
8	0.28	0.37	0.44	0.30	-0.36	0.52	(-0.50)	
7	-0.48	-0.32	-0.46	(-0.15)	-0.47	-0.43		
6	(0.26)	0.43	0.63	-0.25	-0.56			
5	0.65	(0.16)	0.81	0.65				
4	0.61	0.30	0.63					
3	0.56	0.41						
2	0.25							
9	(-0.45)	(-0.67)	(-0.67)	(-0.35)	(-0.61)	(-0.75)	(0.33)	(-0.57)
8	(0.25)	(-0.45)	(0.53)	(0.48)	(0.53)	(0.62)	(0.40)	
7	(-0.51)	(-0.35)	-0.63	-0.51	(-0.72)	(-0.47)		
6	(0.41)	(0.63)	(0.72)	(0.15)	(0.60)			
5	0.70	(0.18)	(0.81)	0.66				
4	0.80	(0.33)	(0.54)					
3	(0.62)	(0.51)						
2	(0.39)							

表中上部为原始数据,下部为低频滤波的计算结果,括弧中数字为达不到5%信度的相关系数。

1. Simkin等(1981)VEI, 2. Hammer等(1980)冰芯酸度, 3. Lamb(1979)DVI, 4. Mitchell(1970)DVI, 5. Oliver(1976)DVI, 6. Bryson与Dittberner(1976)DVI, 7. Pivovarova(1977)直接太阳辐射强度, 8. Bryson与Goodman(1980)年平均气溶胶光学厚度, 9. Jones等(1982)北半球平均气温

至于太阳辐射的变化,是指太阳辐照度变化问题。自1837年法国物理学家Pouillet提出太阳常数这个名词以来,长期未能证实或否定其为常数,直到1978年雨云7号卫星采用了空腔辐射仪,使观测精度达到0.05%,这才解决了这一问题,观测得出,太阳活动峰值时辐射经常出现低谷。但辐射变化仅0.2-0.5%,是否太阳常数可能有1%的变化,尚需更长时间的观测证实。

近来Gilliand(1982)用太阳半径变化来度量太阳辐射量的改变,用冰芯酸度做为火山活动指标,假定2045年CO₂浓度加倍(600ppm),发现这三个因子可说明温度变化方差的93%(图11,图12)。

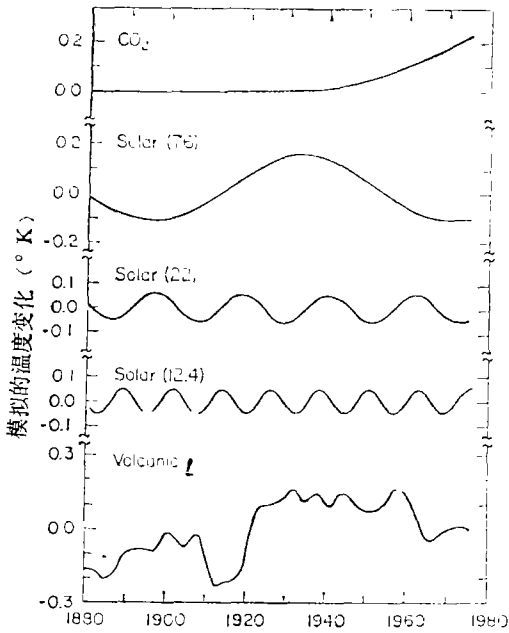


图 11 不同因子造成温度变化的模拟结果

自上而下为CO₂、太阳活动76年周期、
22年周期、12.4年周期及火山活动的影响

Model Hemispheric temperature
variations for different forcing
factors, (Gilliland 1982) .

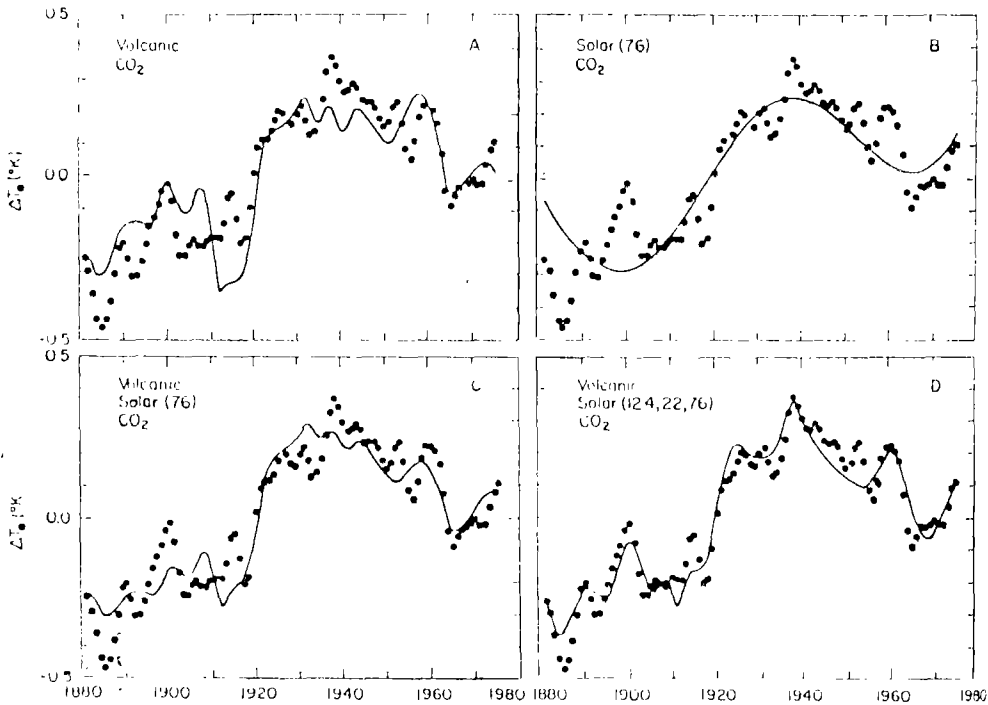


图 12 不同因子模拟温度变化与实况(黑点)的比较

火山活动、CO₂，B.太阳活动76年周期、CO₂，C.火山活动、太阳活动76年周期、CO₂，D.火山活动、太阳活动76年
22年、12.4年周期及 CO₂

Comparison of observed change in surface air temperature with the model predictions. (Gilliland 1982) .

表 7. 不同外界强迫因子造成的温度变化 (°C)

Contributions of different forcing factors to the temperature variations,
(Gilliland 1982).

强迫因子	$\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (T_i - \bar{T}_i)^2$	$\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N T_i - \bar{T}_i $	$T_{max} - T_{min}$
CO ₂	0.004	0.049	0.226
太阳活动76年周期	0.010	0.088	0.272
太阳活动22年周期	0.002	0.036	0.112
太阳活动11.4年周期	0.001	0.031	0.096
火山活动	0.015	0.105	0.403

表 7 给出各个外界强迫因子在过去一百年期间可能造成的温度变化的估计。由此看来, 火山活动的作用最重要, 其次为太阳活动, CO₂ 的影响最小。虽然, 这里所用的强迫因子的指数并不一定完全合适, 例如 CO₂ 的变化就采取了一种中间性的估计, 但大致还是可以给我们一个基本概念, 这三种因素在过去一百年的温高变化中各占有什么地位。当然, 除了这三个因子之外, 也许还有其它因子, 例如 Gilliland (1983) 就曾指出, 用上述三个因子拟合温度变化之后的余项有 18.6 年周期, 这很可能与潮汐周期有关。当然其作用显然小于上述三个因子。

五、未来气候变化的预测

要预测未来因 CO₂ 增加而引起的气候变化, 首先要估计当 CO₂ 浓度加倍时气候的响应。一般用各种气候模式求得 CO₂ 加倍时的平衡状态, 然后与未加倍时比较。最常用的气候模式有三类, 能量平衡模式 (EBM), 辐射对流模式 (RCM) 及大气环流模式 (GCM)。EBM 从能量平衡角度估计不同物理参数下的平衡温度, 这种模式虽然简单, 但考虑某个物理因子的作用, 还是有重要参考意义的。根据不同 EBM 模式模拟的结果, 大气中 CO₂ 浓度加倍时, 地球表面温度可升高 0.6—3.3°C。RCM 则可以更好地考虑各种物理过程, 如地气之间的热量传输, 大气中的对流热量传输, 以及辐射传输等。近年来这方面的工作非常多, 但不同模式之间差别较大 (表 8)。GCM 是目前国外最广泛用来研究 CO₂ 影响的模式。这种模式应用全球多层资料, 并可详细考虑各种物理过程。但除计算复杂, 费用昂贵之外, 目前主要缺点是未能采用海气耦合模式。例如, 表 9 中所列举的就是把海洋做为沼泽处理得到的结果, 近来又考虑了季节变化。12 月—2 月及 6—8 月模拟的结果 (图略), 表明不同模式之间有不少差异, 但也有很大共同之处。一般对流层及平流层底部气温上升, 但 20 公里以上的平流层中部气温下降, 对流层低层则极区、冬季气温上升明显。近来又模拟了降水量变化, 发现当 CO₂

表 8 不同辐射对流模式 (RCM) 模拟 CO_2 浓度加倍时地面气温变化
 Surface temperature change induced by doubled CO_2 concentration as calculated
 by RCM, (Schlesinger and Mitchell 1985)

作者 (发表年代)	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)
Manabe及Wetherald (1967)	1.33—2.92
Manabe (1971)	1.9
Augustsson及Ramanathan (1977)	1.98—3.2
Rowntree及Walker (1978)	0.78—2.76
Hunt及Wells (1979)	1.82—2.20
Wang及Stone (1980)	2.00—4.20
Charlock (1981)	1.58—2.25
Hansen等 (1981)	1.22—3.50
Hummel及Kuhn (1981 _a)	0.79—1.94
Hummel及Kuhn (1981 _b)	0.8—1.2
Hummel及Reck (1981)	1.71—2.05
Hunt (1981)	0.69—1.82
Wang等 (1981)	1.47—2.80
Hummel (1982)	1.29—1.83
Ludzen 等 (1982)	1.46—1.93
Lal及Ramanathan (1984)	1.8—2.4
Somerville及Remer (1984)	0.48—1.74

增加时对全球而言降水率增加。不过低纬度, 特别副热带降水率差变为负值, 因此预示那里可能因 CO_2 增加而发生干旱, 这可能是气候变暖, 气候带北移的结果。

这里还要指出, 近来不少作者指出微量气体的变化也可能对气候产生影响。甚至有人认为它的影响足以达到与 CO_2 相同的量级。例如, 根据 Wuebbles (1985) 的研究, 除 CO_2 外 CH_4 、 N_2O 及 CFC_3 等均可直接影响大气辐射传输, 同时又影响对流层与平流层的 O_3 及平流层的水汽, 因而对气候产生间接影响。表 10 给出 1850—1984 年微量气体的年增长率, 1850 年 O_3 总量比现在少 1.5%, 但 6hpa (36 公里) 以上比现在多, 在 3.5hpa (40 公里) 高度要多 7%。 O_3 含量高主要是 ClO_2 及 NO_2 少, 6hpa 以下 O_3 少主要是 CO_2 及 CH_4 少, 平流层低层 O_3 比目前少 2.3%, 对流层则少 5—8%, 可惜那时没有平流层温度观测。按计算 1850 年平流层上层 2hpa 处应比现在暖 6°C , CO_2 的影响大约占一半, 另一半则是 O_3 的作用。照这样计算那时地面温度比现在低 1°C , 其中 CO_2 的作用可占 0.67°C , CH_4 为 0.21°C , N_2O 等为 0.1°C , 因此至少从计算来看微量气体的作用是与 CO_2 同一个量级的, 其大小约为 CO_2 作用的一半。

表 9 大气环流模式 (GCM) 模拟 CO_2 浓度加倍时地面气温与降水的变化
 CO_2 -induced changes in global mean surface air temperature and precipitation rate,
 (Schlesinger and Mitchell 1985)

作者) 发表年代)	$\Delta T (^{\circ}\text{C})$	$\Delta P (\%)$
Manabe及Wetherald (1975)	2.6	7.8
Manabe及Wetherald (1980)	3.0	7.0
Hansen (1979)	3.9	6.0
Schlesinger (1982)	2.0	5.1
Washington及Meehl (1983)	1.3	2.7

表 10 CO_2 及微量气体自1850年到1984年的变化
 Variations of CO_2 and trace gas from 1850 to 1984, (Wuebbles 1985)

气 体	混 合 比 (ppm)		最近观测到的 增长率 (%/年)
	1850	1984	
CO_2	270	341	0.4
CH_4	1.0	1.72	1—2
CO	0.11	0.13	1—6
N_2O	0.285	0.302	0.25
CFC-11	0	1.9×10^{-4}	5—8
CFC-12	0	3.5×10^{-4}	5—8
CCl_4	0	1.5×10^{-4}	1—3
CH_3Cl	6.5×10^{-4}	6.5×10^{-4}	0
CFC-22	0	0.5×10^{-4}	7—10
CFC-113	0	0.3×10^{-4}	15—17
CH_3CCl_3	0	1.3×10^{-4}	5—8

Owens与Hales (1985) 用两种模式估计了 CO_2 及微量气体对未来气候的影响。一种模式 (LLNL) 假定到2065年 CO_2 达到600ppm。另一种模式 (Papont) 假定到2083年 CO_2 才加倍。 CH_4 的增长率还估计不准, 所以做了几种实验。对 CFC_3 也设计了几种情况, D1, L1及D2用现在增长率, L2用3 %年, D3采取1985年加倍, 以后保持常数, 表11. 为实验结果。

表 11 1980—2050年气温变化的模拟

Model calculation of the temperature variations from 1980 to 2050 A.D.,
(Owens and Hales 1985)

模式	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	CO_2 的作用 (%)	$\text{CO}_2 + \text{CH}_4$ 的作用 (%)
D1	2.0	52	82
L1	2.2	65	81
D2	1.5	75	75
L2	2.8	55	62
D3	2.2	48	75

从表11来看微量气体在温度变化中的作用是不容忽视的。

以上介绍情况表明,不同模式得到的结果差别还较大。对于下一个世纪什么时候 CO_2 浓度能够加倍的看法也不一致。但无论如何,由于人类活动 CO_2 浓度会持续增加是无疑的。因此气候亦将变暖也是肯定的。而且微量气体的变化也许还会加重这种影响,因此 CO_2 增加对气候的影响是一个迫切需要研究的课题。

参 考 文 献

- (1) Detecting the Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide, DOE/ER-0235, 1985, PP 198
- (2) Projecting the Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide, DOE/ER-0237, 1985, PP 381
- (3) Atmospheric Carbon Dioxide and the Global Carbon Cycle, DOE/ER-0239, 1985, PP315
- (4) Direct Effects of Increasing Carbon Dioxide on Vegetation, DOE/ER-0233, 1985, PP286
- (5) Characterization of Information Requirements for Studies of CO_2 Effects: Water Resources, Agriculture, Fisheries, Forests, and Human Health, DOE/ER-0236, 1985, PP235
- (6) Glaciers, Ice Sheets and Sea Level: Effects of a CO_2 Induced Climatic Change, DOE/ER60235-1, 1985, PP348