

1750 年以来的全球平均气候强迫与温度响应

Peter R. Rowntree

(英国气象局哈得来中心)

摘要 估计了 1750 年以来认为在气候变化中有重要作用的主要辐射强迫。这些分析强调了生物圈 CO_2 释放和甲烷增加在 20 世纪初期以前所起的作用。在 20 世纪中叶以前,化石燃料燃烧所起的作用较小,因为相同来源的硫酸盐气溶胶抵消了其中 CO_2 的影响。文章表明,通过合理估计温室气体、人类活动和火山气溶胶的贡献,简单的箱式扩散气候模式可模拟实测全球气候变化的诸多特征,就象根据冰川数据和仪器记录数据所作的估计一样。模式不包括太阳辐射强度本身的变化,也不包括此时期内气候的内部振动,后者在最近的研究中被认为是必要的,但是包括了其他研究所忽略的火山气溶胶的作用。对火山气溶胶强迫作了三种不同的估计。虽然考虑火山气溶胶后改善了模式对观测资料的拟合,但检验分析表明,并无任何一种估计更为明显地优越。温度记录表现出与三维模式所得到的气候敏感性一致。

关键词 辐射强迫 气溶胶 全球温度 箱式扩散模式 气候变化

引言

气候的变化可以归因于辐射的自然和人为扰动及气候的内部变化(Manabe 等, 1991),全球及区域气候变化的预测需要利用陆面及大气环流与海洋的三维耦合模式。然而较简单的,有些仅仅是一维的水平(如 Robock, 1979)或者垂直(如 Hoffert, 1980)气候模式,也用以模拟全球平均温度记录。这些模式需要气候敏感性估计作为输入参数,即全球平均温度对给定辐射扰动的平衡敏感性估计,而此扰动可从三维模式结果中导出。虽然 Robock(1979)只考虑了火山气溶胶就得到 1881 年以来北半球陆地温度的一个很好的拟合,但引入海陆和南半球的数据却得到了非常不同的结果。Wigley(1991)进一步阐明了这种简单模式描述全球温度记录对温室气体及对流层硫酸盐气溶胶的响应的能力。最近的研究表明使用简单的气候模式已有可能拟合全球平均温度记录,只需引入一

些假设的因子,如 Friis-Christensen 和 Lassen(1991)提出的太阳强迫(Schlesinger 和 Ramankutty, 1990; Kelly 和 Wigley, 1992)或者推断气候系统的内部变化起了重要的作用(Schlesinger 和 Ramankutty, 1994)。这些试验分析都未考虑火山强迫。

本文中报告的试验包括温室气体强迫和对流层与平流层(火山)的硫酸盐气溶胶所产生的强迫,得到的对观测记录的拟合表明,上世纪温度记录能够合理解释,而无需引入太阳辐射强度的变化和气候系统内部的振动。

1 模式

气候系统的箱模式自从由 Hoffert 等人(1980)引入以来已被广泛地用于气候预测。本文使用的模式类似于 Wigley(1985)的模式,他把大气、陆地和海洋混合层组合在一个单箱中。这种模式利用对流层和海陆近地面层间的迅速耦合把气候系统的各部分联系起来(图 1)。经由大气中“对流层-地表层”(大

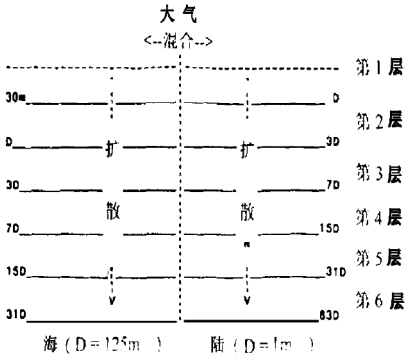


图 1 箱扩散模式的结构

气-海洋和大气-陆地)各层次之间的相对迅速的水平热交换,用一种简单的混合来表示(后面描述)。模式的各层边界海洋为 30、125、375、875、1875 和 3875 m,陆地之下则为 1、3、7、15、31 和 63 m。

在 Schlesinger(1986)的反馈研究中在对流层顶辐射热通量 H 表示为:

$$H = \sum Q_n - \Delta T \times (1-f) / G_0$$

这里 ΔT 为顶层温度与初始平均状态之差; $\sum Q_n$ 为输入辐射扰动之和, Q_n 为大气成分扰动的贡献; 因子 f 表示气候反馈参数(Schlesinger, 1986)。参数 $G_0 = T_s / S(1 - \alpha_p)$ 表示在没有反馈时地面温度对 H 的敏感性, 而不是对温度的负敏感性。变量 T_s 是平均地面温度, S 是太阳常数, α_p 是行星反射率。取典型值 $T_s = 288 \text{ K}$, $S = 1370 \text{ Wm}^{-2}$, $\alpha_p = 0.3$, 则 $G_0 = 0.3 \text{ K(Wm}^{-2})^{-1}$ 。对 $\sum Q_n$ 的平衡响应为:

$$\Delta T = \{G_0 \sum Q_n / (1 - f)\}$$

因此,若 CO_2 扰动加倍, Q_{CD} 为 4.3 Wm^{-2} 时,在没有其他反馈时($f=0$)对流层顶的响应为 1.29 K 。这种基本的响应会因正反馈而放大,因负反馈而减少;如随着大气变暖,水蒸气会增加,冰雪的范围会减少;而由于大气变暖变潮,直减率又会降低。对一个给定的辐射扰动来说,总的反馈效果以及相

应的气候敏感性和温度的增加具有相当的不确定性,这主要是由于与云相关联的反馈的幅度和符号具有不确定性(Senior 和 Mitchell, 1993)。由政府间气候变化专门委员会(IPCC)提出的 1.5 K 到 4.5 K 的响应对应于 $f=0.14$ 到 0.713 的范围。

使用相同的公式和在计算 H 的方程(1)时使用的合适的 T 值,分别处理了海洋和陆地。试验中假定辐射扰动相同,即不考虑强迫中的海陆对照,海洋与陆地上面大气间的混合通过一个代表水平平流通量的附加项来包括:

$$dT_L/dt = C_{LO} \times (T_O - T_L)$$

$$dT_O/dt = C_{OL} \times (T_L - T_O)$$

公式:

$$C_{LO} = C_{OL} \times (0.735/0.265)$$

$$\times (\delta z(1)/\delta z l(1) \times [\rho C_p / (\rho C_p)_L])$$

用来调整通量。此处, $(\delta z(1))$ 和 $\delta z l(1)$ 分别为海洋和陆地模式顶部层次的有效深度(即包括大气热容量的修正量)。变量 ρC_p 和 $(\rho C_p)_L$ 分别为海洋与陆地的热容量,系数 C_{OL} 可通过北半球中纬度季节循环的验证模拟来调节,这里取值为 $5/\text{年}$ 。海洋与陆地表层与深层之间较慢的热量传输用垂直扩散过程来表示,扩散参数为 κ 。在大多数试验中,海洋的垂直扩散率取为 $10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Hansen 等, 1984),陆地取为 $2.4 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 。补偿高纬度底层水生成项的全球平均的海洋涌升(某些复杂的箱扩散模式中所考虑的)忽略不计。考虑涌升至少需要 2 个附加经验常数:平均涌升率和涌升水温的变化与全球平均温度变化的比率 π , Kattenberg 等人(1996)使用的模式中取 $\pi=0.2$, 并且还用了另外的三个经验常数:陆海平衡变暖比,涌升率接近最小的阈值变化及其最小涌升值, Bretherton 等人(1990)所作的比较表明,忽略涌升的试验结果介于两个包括涌升的试验(假定 $\pi=0$ 和 $\pi=1$)之间,更接近 $\pi=0$ 的结果,可能是在 $\pi=0.2$ 附近。

2 模式中的辐射强迫

2.1 引言

本文使用的模型包括 CO₂、甲烷、一氧化氮、对流层和平流层气溶胶强迫,还有很多因子未包括在其中。

(I) 氯氟烃(CFC)和平流层臭氧:假定 CFC 的增暖效果全球平均起来为平流层臭氧的减少所产生的变冷所抵消(Isaksen 等 1992; Toumi 等, 1994)。虽然已作过净强迫的估计,但并不足以解决净强迫相对对流层顶的臭氧减少的位置具有强烈敏感性问题的估计,理所当然就需要考虑对流层顶高度的垂直变化。

(II) 欧洲上空对流层臭氧观测表明,自上世纪以来对流层臭氧在增加。虽然辐射影响是显著的(例如在 Payerne (47°N, 7°E) 就接近 1Wm⁻²),但模式表明全球平均的贡献可能小得多(Johnson, 私人通讯)。

(III) 因为缺乏了解,忽略了太阳辐射本身的变化(Isaksen 等, 1992)。卫星观测表明,这种变化在上一个 11 年的太阳周期中是很小的(0.1% 或 0.2Wm⁻² 的量级),自 19 世纪后期以来能影响 10 年尺度的长期变化估计为 0.1Wm⁻² (Foukal 和 Lean, 1990),比起这里所考虑的 CO₂, CH₄ 和气溶胶产生的影响要小得多。

(IV) 其他对流层气溶胶的变化加剧,据预测某些成份的增加会产生正强迫(如煤烟尘)。只要确信其影响程度足够大,任何这种强迫都应该包括在模式中)。

2.2 温室气体

2.2.1 二氧化碳

人类活动和生物圈的 CO₂ 输入均包括在内。从化石燃料燃烧输入的 CO₂ 直接用拟合指数公式来明确规定,数据由 Rotty (1982) 提供(采用了 Boden 等(1991)的新数据)。这种拟合总的来说是好的,得到 1860~1980 年间总的 CO₂ 输入量为 162.5GtC,而 Rotty 的总量为 162.2GtC。

在 Rotty 的数据之前,在 1750~1860 年这一时期,假定有与 1860~1913 年相同的指数增长率。用来拟合化石燃料输入(I_{ff})的公式见表 1。

表 1 化石燃料燃烧排放的 CO₂ ($I_{ff}/GtC a^{-1}$)

1750~1913	$I_{ff}=0.061 \times \exp(0.042 \times (\text{年代}-1850))$
1913~1929.5	$I_{ff}=0.908 \times \exp(0.0073 \times (\text{年代}-1913))$
1929.5~1946	$I_{ff}=1.025 \times \exp(0.021 \times (\text{年代}-1929))$
1946~1973	$I_{ff}=1.452 \times \exp(0.042 \times (\text{年代}-1946))$
1973~1990	$I_{ff}=4.638 \times \exp(0.015 \times (\text{年代}-1973))$

使用一个简单的 CO₂ 模式来大致区分由化石燃料和生物圈对 CO₂ 变化的贡献,模式将每一种贡献分为三个不相等的部分:每年输入量的一半加入瞬变储备,假定以 130 年为半衰期按指数减少,另一半中 p 部分永久保留下来,($1-p$) 部分则(假定)立即变为沉降进入海洋和陆地。与 Schwartzs 所定义的 CO₂ 的累积增暖(GWI) (Maier-Reimer 和 Hasselmann, 1987; Schwartz, 1993) 一样,我们可以将本模式与 Maier-Reimer 和 Hasselmann 的碳循环多因子箱模式的 CO₂ 所致累积增暖进行比较。当 $p=0.422$ 时,获得了相当一致的结果;在 50、100、150 和 200 年 GWI 分别为 8.0、15.3、20.9 和 25.6 $\mu Jm^{-2} kgC^{-1}$,而 Maier-Reimerh 和 Hasselmann 的模式是 9.2、15.5、20.7 和 25.2 $\mu Jm^{-2} kgC^{-1}$ 。

1750 年以来生物圈输入的 CO₂ 则由大气 CO₂ 历史记录作残差拟合(在 1ppmV 之内)来确定,如 Siegenthaler 和 Oeschger (1987) 及 Boden 等(1991)根据冰芯和大气数据所作出的估计一样。这就意味着输入是线性增加的,从 1750 年的零线性增加到 1830 年的 0.48GtC/年,从 1830 年到 1920 年则保持为 0.48,然后又线性减少到 1940 年的零。1940 年后假定净输入为零,CO₂ 保持在 1ppmV 以下,这意味着 1940 年后砍伐森林所引起的 CO₂ 的改变和因植树与 CO₂ 增加产生的植被“肥化”作用等相反的变化是

表 2 模式中使用的甲烷浓度/ppbV

1750~1883	748.2 exp(0.001047(年代-1750))
1883~1920	860+1.2(年代-1883)+0.0554054(年代-1883) ²
1920~1945	980.25+5.3(年代-1920)
1945~1968	1112.75+5.3(年代-1945)+0.19087(年代-1945) ²
1968~1990	1335.85+14.1(年代-1968)+0.05125(年代-1968) ²

平衡的。上述生物圈 CO₂ 输入的变化类似于用箱扩散碳循环模式拟合冰芯中 CO₂ 记录 (Siegenthalor 和 Oeschper, 1987) 所得的结果。最近的净输入为零的估计是在 IPCC 与 1994 年估计的范围之内 (Schirmel 等, 1995, 表 1.3), 初始 CO₂ 浓度 (1750) 取为 278.4ppmV。

对给定的大气结构, 假定在对流层顶 CO₂ 加倍会减少净向上的辐射通量 4.3 Wm⁻² (根据 Hansen 等, 1984), 且此通量用 ln(CO₂) 来度量, 模拟了 CO₂ 引起的加热, 尽管忽略了 CO₂ 的热区, 仍是一个很好的近似。因此 CO₂ 的加热扰动表示为:

$$Q_{CD} = (4.3/\ln 2) [\ln(CO_2) - \ln(CO_2)_0]$$

其中 (CO₂)₀ 为 CO₂ 之初始值。

2.2.2 甲烷(CH₄)

甲烷浓度的变化(CM)是根据冰芯数据由 Etheridge 等(1992)作出的, 他们注意到了长时间梯度的定常性, 其 1841~1978 年间的数根据其梯度估计值, 以表 2 中的简单函数来拟合。在 1841 年前和 1978 年后, 则分别使用 1841~1883 和 1968~1978 年的拟合函数外推。由于他们的数据是南极地区的, 相比而言, 全球平均值在本世纪 80 年代要高出 3% 左右 (根据 Boden 等 1991 年的资料), 故上述计算结果增加了 3%。

甲烷对大气层顶长波辐射扰动的贡献为:

$$Q_M = 0.0424 \times ((CM)^{0.5} - (CM)_0^{0.5})$$

这个公式 (Wigley, 1985; Hansen 等, 1984) 得出的辐射扰动与 1990 年的 IPCC 报告 (Shine 等, 1990) 中使用的非常类似。因忽略了甲烷和一氧化氮的作用叠加而产生的与 Shine 等

(1990) 的微小差异至少部分地因忽略水汽 (Shine 等, 1990) 和臭氧 (1992 年 IPCC 补充报告, Isaken 等, 1992) 的间接影响而得到补偿。

2.2.3 一氧化氮

用一个简单的算式表示 N₂O 的浓度 (C_N/ppbV) 变化:

$$d(CN)/dt = CNE - CN \times CNK$$

生命期 (1/CNK) 取为 167 年, 稍高于 Khalil 和 Rasmussen (1992) 提出的 150 年。

要鉴别 CNE 的来源是困难的, 它有两部分, 一个自然分量, 假定与工业化以前的汇相平衡 (CN₀ × CNK, 其中 CN₀ 为工业化以前的浓度); 另一部分是人为活动分量。如此划分是为了便于使用 280ppbV 的工业化前的浓度来模拟 N₂O, 使其与根据冰芯和大气数据所作的估计一样。这比 Khalil 和 Rasmussen (1992) 的 285ppbV 的浓度稍低, 然而应注意到 Leuenberger and Siegenthaler (1992) 提出的是 260ppbV。1980 年以来所估计的值与观测值之差都是在 2ppb 之内, 充分表现了 N₂O 相对其他因子对总强迫的微弱贡献。

由于 N₂O 引起的加热定义为: Q_N = 0.14 ((CN)^{0.5} - (CN)₀^{0.5})。除了忽略了甲烷和一氧化氮的叠加作用外, 此公式与 1990 年的 IPCC 报告所用的一样 (Shine 等, 1990)。这种忽略使当前一氧化氮的值, 高估了 5%, 对总强迫来说是一个很小的误差。

2.3 对流层气溶胶

模式中对流层气溶胶以硫酸盐表示, 它能在两个方面减少太阳辐射。直接辐射影响: 云量缺少时气溶胶反射太阳辐射; 间接影响:

表 3 硫排放和化石燃料消耗之间的关系/MtS

年代	$S_{\text{排放}a}$ (SDH)	$S_{\text{估计}b}$	$S_{\text{估计}/S_{\text{固}c}}$ ($\sim S_{\text{时间}}$)	$SDH/S_{\text{估计}d}$ ($\sim S_{\text{控制}}$)
1860	2.0	2.00	0.999	1.00
1870	3.5	3.10	0.999	1.13
1880	4.9	4.84	0.996	0.99
1890	6.8	7.39	0.988	0.91
1900	11.5	11.05	0.984	1.02
1910	17.5	16.8	0.977	1.04
1920	20.9	19.8	0.965	1.06
1930	24.8	21.5	0.932	1.15
1940	25.7	25.5	0.916	1.01
1950	30.1	29.4	0.842	1.02
1960	46.2	43.1	0.779	1.07
1970	56.5	61.2	0.699	0.931
1980	62.8	77.2	0.686	0.815
1990	67.2	82.3	0.693	0.817

注: a. 硫排放按照 Dignon 和 Hameed (1990) 及 Hameed 和 Dignon (1992) 所作的估计;

b. 根据化石燃料燃烧数据估计的硫排放: $S_{\text{估计}} = 21.4 \times S_0 + 15L$, 使用了 Boden 等的的数据 (1991)。此处 S_0 和 L 为固态和液态燃料的消耗, 单位: GtC;

c. $S_{\text{时间}}$ (见文中) 的估计亦根据化石燃料燃烧数据, 此处 $S_{\text{固}} = 21.4 \times \text{CO}_2$ 总排放, 单位 GtC, (Boden 等, 1991);

d. $S_{\text{控制}}$ (见文中)。

云中凝结核增加, 云滴变得更细、更多也更亮, 本应能变成降水的云水会因水滴粒谱变化延迟降水, 因而影响太阳辐射。对应 70MtS/年的硫排放 (如 1980 年 Langer 和

1991 年 Rodhe 的估计一样), 最近的对流层顶辐射强迫估计值无论是直接影响 (Q_{SD}) 还是间接影响 (Q_{SI}) 都在 $-0.3 \sim -1 \text{Wm}^{-2}$ 之间。

继 Dignon 和 Hameed (1989) 之后, 作者估计了对流层硫酸盐强迫的时间变化。因为硫酸盐在对流层中的生命期较短, 其气溶胶浓度可假定与硫排放 (E_s) 成正比, 此假定忽略了硫排放的不同高度和地理分布所产生的可能影响。硫排放量与化石燃料燃烧的关系为:

$$E_s = S_{\text{控制}} \times S_{\text{时间}} \times S_{\text{换算}} \times I_{ff}$$

此处, I_{ff} 为化石燃料中 CO_2 的输入, 单位: GtC/年; $S_{\text{换算}} = 21.4 \text{ (MtS/GtC)}$, 为固体燃料换算因子; $S_{\text{时间}}$ 为时间变化因子, 代表油和天然气取代固体燃料的影响, 而 $S_{\text{控制}}$ 表示对硫排放的控制效果。

$S_{\text{时间}}$ 和 $S_{\text{控制}}$ 的时间变化由 Boden 等 (1991) 从 CO_2 的排放分析中导出, 而硫排放量的估计值则由 Dignon 和 Hameed (1989) 及 Hameed 和 Dignon (1992) 给出。表 3 列出了基本数据。应该指出, 在各种硫排放量的估计中存在很大差异, 例如 Möller (1984) 估计 1980 年的排放量为 80MtS。Charlson 等 (1991) 使用和 Möller 和 Dignon-Hameed 估计值的平均, 模式中使用的值如表 4 所示。

表 4 用于模式的硫排放估计

时期	油和天然气的使用引起的排放量调整	时期	硫排放控制所产生的调整
1750~1870	$S_{\text{时间}} = 1$	1750~1963	$S_{\text{控制}} = 1$
1870~1900	$S_{\text{时间}} = 1 - 0.0005 \times (\text{年代} - 1870)$	1963~1980	$S_{\text{控制}} = 1 - 0.0108 \times (\text{年代} - 1963)$
1900~1943	$S_{\text{时间}} = 0.985 - 0.0015 \times (\text{年代} - 1900)$	1980 至今	$S_{\text{控制}} = 0.816$
1943~1972	$S_{\text{时间}} = 0.911 - 0.00762 \times (\text{年代} - 1943)$		
1972 至今	$S_{\text{时间}} = 0.69$		

近期 $S_{\text{时间}}$ 和 $S_{\text{控制}}$ 取常数, 部分地是因为临近期末缺乏数据, 应该是暂时的, 可得到修订; 部分地也要归因于本世纪 70 年代以来石油价格上涨及在中国固体燃料在化石燃料中比重的上升。

就直接影响而言, 辐射影响的时间变化

大略与硫的排放成线性关系。为了反映硫酸盐浓度和辐射强迫间的不确定的关系, 试验了好几个比率值, 为得到硫输入为 70MtS/年时 -0.5Wm^{-2} 的强迫, 直接影响确定为: $Q_{SD} = -0.00714E_s$ 。由于云滴数目与 CCN 数目的非线性关系, 对于间接影响, 其线性关

系较差(Kautman 和 Chou, 1993; Jones 等, 1994; Martin 等, 1994)。根据 Jones 所作的一系列试验,取 Langner 和 Rodhe(1991)所取气溶胶水平的一半、等量及加倍,导出了一个与硫排放有关的公式: $Q_{SI} = 1.826Q_{SI}(70)((1 + 0.1E_s)^{0.21} - 1)$ 。这里, $Q_{SI}(70)$ 为硫输入 70MtS/年时的加热,这个公式非常相似于 Kaufman 和 Chou(1993)的公式,他们的指数是 0.24。

2.4 平流层火山硫酸盐气溶胶

来源于火山喷发的平流层气溶胶对气候强迫有相当的作用(如 Russell 等, 1993)。但正如在附录中讨论的一样,1750 年以来对这种作用的估计颇有问题。正因如此,本文的工作亦不打算对火山喷发引起的辐射强迫的历史过程作出明确的定量估计,只评价温度对不同方法所获得的各种辐射强迫估计值的敏感性。

我们使用了下面的估计:

(I) Lamb(1970, 1984)根据文献记录和地面辐射资料所作的估计。有些数据取决于观测到的温度,尽管它们不是火山喷发的惟一指标。

(II) Moore 等(1991)和 Hammer 等(1980)的“M, H”冰芯数据,与 Lamb(1970, 1984)的估计相比,每 10 年作一次变动。

(III) Sato 等(1993)根据文献记录,地面辐射和卫星资料所作的估计。

(IV) 根据 Robock 和 Free(1995)等从冰芯推导出的冰芯-火山指数(IVI)。

(III)和(IV)仅仅提供了 1850 年后的数据,所以使用(II)的数据前推至 1750 年,关于这些不同估计值的差异的详细分析列于附录中。

光学厚度换算为对流层顶辐射强迫(Q_v)是根据 Russeel 等(1993)的计算得到的,他们使用了 Mauna Loa 观测站(夏威夷)在 1991 年皮纳图博火山喷发后的观测资料。这表明 0.01 的气溶胶光学厚度会使对流层顶向下的通量减小 $2.5Wm^{-2}$ (太阳辐射减少

3.9,长波辐射 1.4)。考虑到皮纳图博和其他火山喷发后,平流层有近 1K 的长波增暖,此值调整为 $2.3Wm^{-2}$ (根据 Ingram 的计算)。这个估计比 Lacis 等(1992)得到的 $3Wm^{-2}$ 的值低 23%,虽然他们在 1982 年厄尔奇冲火山喷发后不久从气溶胶粒谱分布测量中得到的值是 $2.4Wm^{-2}$ 。本文所得结果只需作线性换算以表明使用 Lacis 等(1992)所建议的转换的结果。

图 2 显示了不同来源的 10 年平均值。如果考虑附录中提到的证据,调整 Lams DVI 记录,即在 1809 年有一次很强的喷发而 1835 年的 Cosequina 火山喷发不重要,则 1850 年前的某些主要差异会减小。1850 年后最主要的差异是在 1910~1919 年,其时 Sato 和 Lamb 的曲线对 Katmai(1912)的喷发都没有什么反映。其次在本世纪 50 年代,其时 IVI 曲线比其它曲线有更多的火山活动,再次在 60 年代,按照 Sato 和 IVI,其时与 Agung 关联的气溶胶光学厚度较大而 Lamb

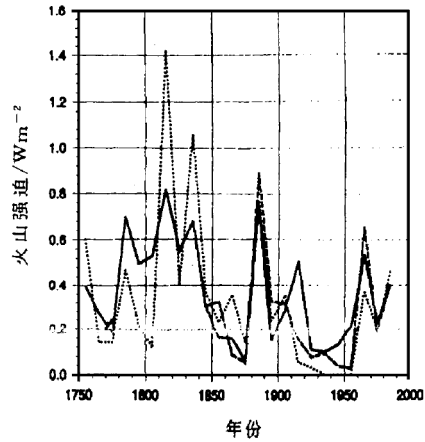


图 2 16 世纪 50 年代和 20 世纪 80 年代中 10 年平均的火山喷发强迫 (W/m^2), 根据 (I)Lamb(1970, 1984)的尘幔指数(点线); (II) Sato 等(1993)(虚线); (III)Robock 和 Free(1995), 1850 年后的冰芯火山指数(实线); 虚线(II)和实线(III)在 1850 年前使用“M, H”冰芯数据

换算的光学厚度则较小。

应该注意到在 1883 年前没有辐射观测记录支持这些所谓火山喷发影响的估计,在 1892 年前只有一个记录,到 1896 和 1906 年至多有 2 到 3 个记录(Kimball,1924)。且冰芯数据的解释也可能有很大的误差(Hammer 等,1980;Robock 和 Free,1995)。

2.5 1750 年以来辐射强迫的变化

2.5.1 人类活动影响

图 3 显示了人类活动对辐射强迫贡献的时间变化。除了硫酸盐气溶胶外,早期的讨论指出,时间变化的主要特征与图 3 所示没有大的不同。硫酸盐强迫不确定性的幅度为绝对数值的 2 倍,而且由于直接和间接影响的不确定性,其时间发展也是不确定的。有几点应当引起注意:

(I) 1750 年以来的多数时期,生物圈 CO_2 产生的强迫占主要地位,1920 年以前其贡献大于其他诸因子贡献的和。这一特征是与冰芯记录的 CO_2 、19 世纪后期和 20 世纪

初期的地面记录数据及化石燃料燃烧的估计是相符的,但后者小一个量级,不足以解释 CO_2 的增加。20 世纪中期以来,该因素对估计值的作用相对降低——由于化石燃料日益起主导的作用,这一特征就不那么明显和重要了。

(II) 1910 年后,甲烷的贡献是第二位。虽然目前尚低于化石燃料产生的 CO_2 的一半,但它是持续增加的。在有大气观测数据以前,冰芯数据也提供了很好的参考。一氧化碳的作用相对较小。

(III) 正像先前由 Wigley(1991)和 Isaksen 等(1992)指出的一样,直到 20 世纪后期化石燃料燃烧所起的作用在符号上都是不确定的,因为在全球平均中, CO_2 和硫酸盐的作用几乎相抵消。图 4(略)表示了各种硫酸盐气溶胶贡献的强迫。两种强迫(曲线(III)和(II))与总强迫 1Wm^{-2} 间的差异是由于间接影响随着排放量和硫酸盐浓度增加而减少引起的。注意,在 1980 年提出的直接强迫最低估计是大约 0.3Wm^{-2} (Kiehl 和 Briegleb, 1993),而在高端,间接强迫的估计超过了 1Wm^{-2} (Jones 等,1994)。但是这些估计对所作的假定非常敏感,特别是关于气溶胶的自然和背景浓度方面。若用 1980 年 70MtS/年 的排放,会产生大于 2Wm^{-2} 的辐射强迫贡献,这不能解释最近几十年所观测到的记录,因为总强迫是负的(包括了非化石燃料源)。

正如 Isaksen 等(1992)所讨论的一样,一个有意思的特征是对化石燃料增加率降低的初始响应是正的辐射强迫增加,这是因为硫酸盐浓度立即响应了这种变化,而 CO_2 的响应是逐渐累积的,在短时间尺度上是很小的。用数学式表达,若定义化石燃料燃烧产生的总强迫为: $F(t) = a_0 \int_0^t I_{\text{ff}}(t') dt' - b_0 I_{\text{ff}}(t)$, 则硫酸盐和 CO_2 强迫的平衡(第一项和第二项)就要求化石燃料的输入与 $\exp(a_0 t/b_0)$ 成正比(Roberts,私人通讯)。因此如果硫酸盐的冷却平衡了由于化石燃料成指数增加所

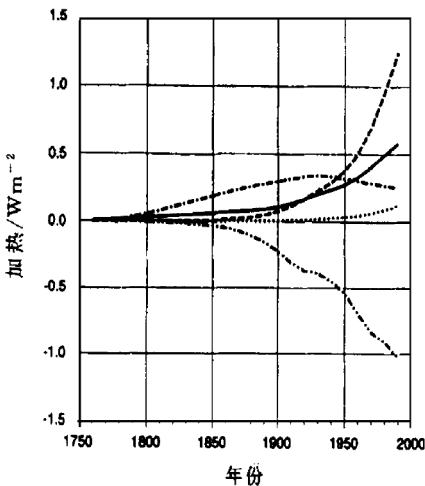


图 3 对流层顶辐射扰动的贡献估计

(以 1750 年为基准,实线:甲烷;点线:氮氧化物;短线:化石燃料的 CO_2 ;点划线:生物圈 CO_2 ;双点划线:对流层气溶胶(假定排放为 70MtS/年 ,直接和间接影响均为 0.5Wm^{-2}))

致 CO_2 加热时,则当 $I_H(t)$ 的增加减慢时, CO_2 的加热就占主导地位。从化石燃料燃烧的估计(表 1)和以上定义的辐射强迫来看,在 1913 年前和 1946~1973 年间(a_0/b_0)足以大到硫酸盐占主导地位。

这就解释了直到一次大战开始时化石燃料的应用受到限制以前,由于化石燃料燃烧引起的负强迫稳定增长,即使含硫不高的方案也是如此。这也解释了在二次大战后在化石燃料燃烧的迅速增长期间总强迫的减少。图 5(略)中所选因子对加热贡献的计算 10 年际增长时变曲线也阐明了这一点,在 1973 年前 a_0 为常数期间, CO_2 增加占主导地位,因为 b_0 随着对硫排放增长的限制而减小了(Dignon 和 Hameed, 1995)。正像 Wigley (1991)所讨论的一样,即使全球 CO_2 和硫酸盐产生的强迫相平衡,气候也仍会受到影响,因为在大气中,硫酸盐生命期短,所产生的强迫在空间上是非均匀的。

2.5.2 人为强迫和火山强迫的综合作用

人类活动产生的总强迫(图 6)对 1Wm^{-2} 的总气溶胶强迫来说,只是在 1950 年后增长才是线性的,不同于近指数关系的增长(20 世纪大部分时间的形式),其中化石燃料 CO_2 的作用优势如图 3 所示。1920 年后

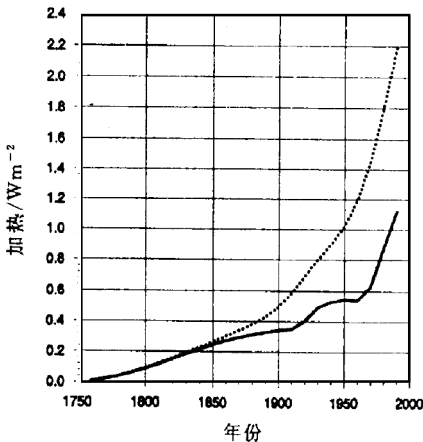


图 6 同图 3, (I) 点线:全部温室气体; (II) 实线:温室气体加对流层气溶胶

原来较弱的气溶胶强迫(0.6Wm^{-2} ,图 7)有较大的增加。在火山强迫包含进去以前,每一种强迫都通过一个固定的补偿进行调整,使其在 1750~1979 年期间平均火山喷发强迫为零。这里所考虑的任何火山喷发强迫都导致图 7 所示的时间尺度为几十年的变化,其中火山喷发占主要地位。特别值得注意的是,19 世纪早期和后期火山喷发的强负强迫和 20 世纪中期火山喷发很少时的正强迫。这些强迫导致了 10 年时间尺度上的 0.3Wm^{-2} 量级的变化(相对基本强迫),对于上述较强(较弱)的气溶胶强迫,在 1920(1990)年左右,只超过 0.3Wm^{-2} 。从这里得到一个很明确的推论:我们应该料到火山喷发对全球平均增暖的显著贡献,除非气候系统内部的变化是如此之大以致使 20 世纪后期以前所有强迫变化都相形见拙,但从大气环流模式的估计来看,这是不可能的。

3 温度预告

3.1 气候敏感性

为了能根据温度解释辐射强迫记录,有

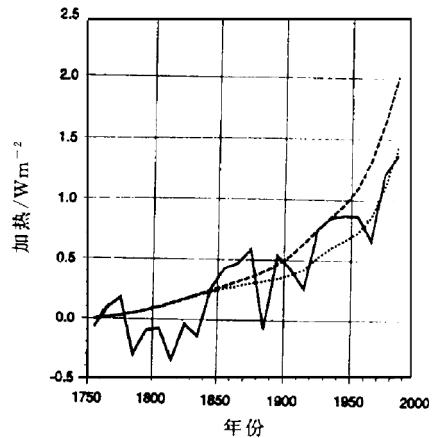


图 7 同图 3, (I) 虚线:全部温室气体; (II) 点线:温室气体加对流层气溶胶(直接影响与间接影响相等,共 0.6Wm^{-2} , 硫排放为 70MtS/年); (III) 实线:温室气体加对流层气溶胶和火山气溶胶(IVI 估计)

必要定义模式的“气候敏感性”(双倍 CO₂ 时的平衡增暖)。从三维气候耦合模式中得到的值大约为 2~4.5K (Kattenberg 等, 1996, 表 6.3)。对于这样一个范围, 我们可以在观测到的温度增加(比如过去 100 年中)的基础上定义一个适当值。图 8 阐明了温室气体的影响, 当敏感系数取极端值, 即 $f = 0.2$ 和 $f = 0.7$ 时, 可得到 1.6K 和 4.3K 的 CO₂ 加倍时的平衡增暖。敏感性越低与观测到的增暖一致性越好。注意, 此处使用的观测温度与 1950~1979 年的平均值有关。为了与模式相比较, 零值被调到 +0.45K, 这个调整并不影响后面所作的统计评价。图 8 还表明如何通过加入 70MtS/年的排放时 1 Wm^{-2} 的总硫酸盐气溶胶强迫来换算 1990 年 $f = 0.7$ 时的相似增温模拟, 就像 $f = 0.2$ 、硫酸盐缺少时所获得的结果一样。仅仅考虑温室气体模拟存在的问题是曲线形状相差甚远, 没有从 19 世纪中期到 20 世纪早期缺乏增温或者 1950 年后类似增温停滞的迹象。考虑硫酸盐气溶胶后改善了这两种特征, 并且使总的增暖与观测有更好的一致性(类似的结果最近已由三

维模式(Mitchell 等, 1995)获得)。然而仍然有较大的差异, 例如从本世纪 20 年代到 40 年代, 增温小于观测值的 1 半。

因为对流层硫酸盐强迫的大小存在不确定性, 所以就更有理由取一个各种三维模式所得数值中间附近的气候敏感性了。因此除非有特别声明, 本文后面使用的反馈因子均为 0.57, 这个值给出 CO₂ 加倍时 3K 的平衡增暖。

图 9 比较了敏感因子 $f = 0.57$, 排放为 70MtS/年, 总扰动为 0.6 Wm^{-2} 时与 $f = 0.7$, 总扰动为 1 Wm^{-2} 时的模拟结果。选择这些强迫值是为了给出一个与 1990 年类似的增暖, 前者对观测数据的拟合在某些方面似乎是差点, 在 19 世纪后期和 1954 年后增暖减缓较慢。然而, 这一点并不是评价哪一个模式更准确的有力判据, 正像对辐射强迫的影响一样, 火山气溶胶的引入有相当重要的影响, 如图 9 (Robock 和 Free, 1995) 中的方案所示。

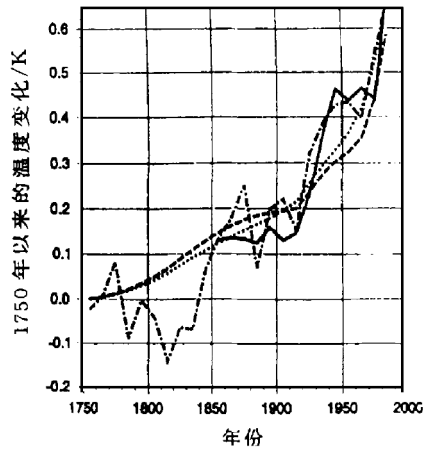
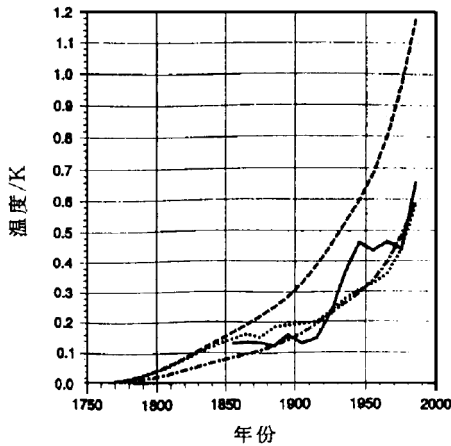


图 8 全球平均增暖, (I) 实线: 观测数据(根据 Jones 和 Wigley, 1991) + 0.45K; (II) 点划线: 温室气体的模拟实验结果, 不包括气溶胶, 反馈参数 $f = 0.2$; (III) 虚线: 同(II)但 $f = 0.7$; (IV) 点线: 同图 3, 包含硫酸盐气溶胶的影响, $f = 0.7$

图 9 1750 年以来的全球平均增温(K), (I) 实线: Jones 和 Wigley (1991) 的观测数据; (II) 虚线: 温室气体加硫酸盐气溶胶, 总功率 1 Wm^{-2} (如图 3), 气候敏感因子 $f = 0.7$; (III) 点线: 同 II, 但只包括气溶胶总功率 0.6 Wm^{-2} , 且 $f = 0.57$; (IV) 虚线一点线: 同(III), 但加上 IVI 火山扰动

3.2 包括火山强迫的模式与观测的比较

虽然不同的火山气溶胶方案自然会给出不同的响应(图 10),但与不包括火山喷发强迫的模式相比都表现出有改进。改进包括:

(I) 没有 1850~1900 年间的增温(实际没有);

(II) 在 19 世纪 80 年代前后变冷(不为 Jones 和 Wigley(1991)的数据所支持,但相对于观测值的差异小于 0.1K);

(III) 1910~1940 年有很强的增温(同观测数据一样);

(IV) 1940~1960 没有增温(与观测结果一致,但实测停滞延展到了 1970 年)。

各种情形之间的某些差异很有意义。例如根据冰芯数据的方案,20 世纪初期的增温停滞维持到了 1910 年,更强调 1912 年的 Katmai 喷发。这使得在本世纪 20 和 30 年代的估计更接近观测结果。Sato 和 IVI 两种方案在本世纪 70 年代与观测结果偏差较小,在

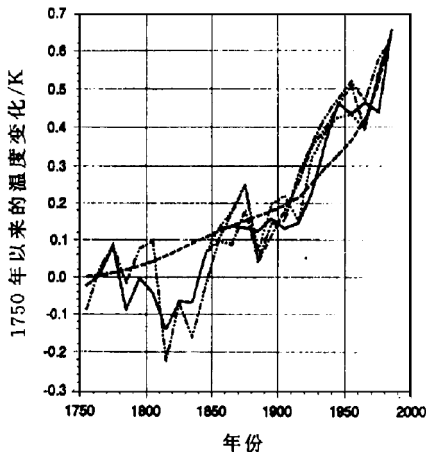


图 10 根据 Jones 和 Wigley(1991)的观测数据(实线)以及包括温室气体影响、硫化物气溶胶影响(直接影响等于间接影响,总强迫为 0.6 Wm^{-2})、各种火山喷发强迫估计的模式得到的全球平均温度(K), (I) 虚线: 零影响; (II) 点线: IVI(根据冰芯); (III) 点划线: Sato 等(1993); (IV) 双点划线: Lamb(1970, 1984)

整个 1850~1990 年间,至少总有一例曲线,与观测值的偏离略大于 0.1K。

从 1850 至 1920 年间,没有 10 年温度变化。拟合与观测数据的偏差可归因于气候的内部变化,且与火山强迫是相反的。集合气候模拟在对照试验中从不同的角度进行试验,都表明相互间存在明显差异(Johns, 私人通讯),由于观测记录只有一次现实,观测与模拟之间的差异是意料之中的,但三维模式表明 10 年际变化在约 $\pm 0.1\text{K}$ 以内(例如 Manabe 等, 1991)。

然而,还有其他可能的解释也值得注意,包括:

(I) 对火山强迫缺乏了解,尤其是 1892 年以前,然而正如前面指出的那样,在这一时间的主要喷发已为观测记录和冰芯记录所证实(Krakatoa, 1883; Tarawera, 1886)。

(II) 相对最近而言,由于以前观测的覆盖范围有限,全球平均气温的估计是不准确的。有意思的是 Hansen 和 Lebedetf(1987)的陆地温度记录在 19 世纪 80 年代是一个明显最冷期,正如在后面统计评价中所讨论的一样。

(III) 忽略太阳发光强度的不确定变化。

在 1850 年以前,两种估计从根本上不相同。从大约 1780 到 1810 年间, Lamb DVI 估计的火山活动比冰芯记录的要低; Hammer 等人的格陵兰冰芯数据却表明有一个高峰,可归因于 1783 年 Lali 火山喷发,该火山的影响可能非常大,既可能是因为该火山接近格陵兰,也可能是因为对流层气溶胶的主要高浓度区位于该地(Stothers, 1996)。Lamb 记录虽考虑了该次火山活动,但强度甚低。正像已经指出的那样,根据某些南极和格陵兰冰芯记录中的高峰而考虑的 1809 年的峰值归因于先前未知的喷发,而这在 Lamb 的记录中是没有的,且 Lamb 的 1835 年 Cosequina 火山喷发的强度也不为冰芯数据所支持。

虽然,19 世纪中叶以前,温度数据太稀

少且不可靠,但冰河长度的变化数据仍能提供某些证据,以比较模式模拟的结果。表 5(略)列出由 Grove(1988)所作的 13 个主要冰河区的分析,在模拟结果和历史数据间有一些相趣的相似。观测到最大冰川范围的时间是在 1770~1780,1820,1850 和 1880~1890 年附近。和模拟出的温度低值颇相吻合。有某些随着冰原大小而不同的滞后也是可以料想到的,因为冰川对降雪增加和夏季冷却对永久冰原的的累积影响作出响应有一个过程。然而 1850 年冰川极盛期的滞后却是特别的长。20 世纪的退却已为 Grove(1988)等许多人所证实,而且至少在 1930 年后对大多数冰川而言是共有的特征)以及 1960 年后某些冰川的重新推进或退却速度的减缓都与模拟的 20 世纪 60 年代的温度最小值相吻合。Grove 所报告的 1600 年以来的几次主要冰川极盛期可能是太阳强度变化引起的大约 2500 年周期的一部分。这样一个振荡的冷位相的缓和可认为有利于几个世纪的气候变暖。然而,在过去几个世纪中效果并不明显:如果后续的温度振荡具有 1K 幅度(峰-谷),且为一个谷值位于在 1600 年的正弦波的话,那么其贡献可能大约是 0.075K。有两种可能性值得注意:这个时期太阳的变化对小冰期的开始和早期冰川极盛期(Denton 和 Karlen,1973)负有责任,以及在工业化时代以前较短时期的变化是由于火山引起的。然而应该注意到,Zielinski(1995)提出,1400 年以来较强的火山活动也可能对小冰期的触发有重要作用。

3.3 预告的统计评价(略)

3.4 讨论和结论

温室气体、人类活动产生的对流层气溶胶及火山活动产生的平流层气溶胶三种来源的辐射强迫分析表明,三种强迫都有可能对过去 250 年来全球平均温度的变化起重要作用。生物圈 CO_2 以及甲烷对 1750 年来的大部分时期中的增暖是主要的贡献因子。在 20 世纪以前化石燃料产生的 CO_2 作用很小,许

多研究估计表明,直到最近几十年,其作用才近似平衡甚至超过对流层硫酸盐气溶胶的作用。此时期化石燃料消耗的指数增长率减缓,从使用煤换为油和天然气及对硫排放进行限制,都使得化石燃料产生的 CO_2 在辐射强迫方面开始起主要作用。对流层硫酸盐所致气溶胶与温室气体强迫的综合作用表明,未来的气候变化可能对硫化物排放变化十分敏感。

由于对流层气溶胶对辐射强迫的负贡献,净人类活动所产生的强迫也就很小了,足以使得在平均活动时期上下的火山喷发活动成为 1750 年以来总强迫的重要调节因子。从大约 1912 年到 60 年代的低水平火山活动对约在 1950 年左右达极盛的增暖期起到了重要的作用。使用不同火山强迫估计模拟得到的温度与两组不同观测数据的拟合检验表明一致性很好,但并不能证明其中哪一种火山记录估计能得到更好的结果。

使用箱扩散模式,无需考虑诸如气候的内部变化和太阳强迫变化之类贡献甚小的因素,就能得到 19 世纪后期以来的实测全球平均温度和此前的冰川变化的合理拟合。Shine 等(1991)最近回顾了太阳扰动的可能作用。在近几十年中人类活动强迫较弱,这意味着太阳强度的变化仅仅只有 Lean 等(1992)和 Mesmes-Ribes 等(1993)估计的一半(前者达 0.06Wm^{-2} ,后者达 1Wm^{-2}),因为蒙德极小期时代可能已经对过去 250 年的强迫有过重要的贡献。然而 Foulkal 和 Lean(1990)估计,1874 年以来增加只有 0.1Wm^{-2} 。在对其大小缺乏更为定量的信息的情况下,太阳强迫就被略去了。以前有人用一个能得到同样好的拟合的模式做过估计,其中包括了有关太阳周期长度的太阳强度变化,为了得到最佳拟合,对这种变化的尺度作了刻意规定,但这种太阳活动机制似乎缺乏坚实的物理基础(Kelly 和 Wigley,1992;Folland 等,1992)。

4 总结

用一箱扩散模式模拟了自 1750 年以来

温室气体、对流层和平流层气溶胶在气候变化中的作用。从 1750 年到 19 世纪后期的模拟得到了类似于冰川记录的结果。有人认为工业化以前的全新世气候是一种未知的太阳强迫和火山气溶胶引起的不规则短期变化共同影响的结果,模式结论与此相符。对 20 世纪记录,从气候内部变化的模式估计来看,温度模拟的逼真度可能正如所期望的那样 (Marabe 等,1991)。看来似乎无需用太阳强

度变化和气候系统内部的规则变化去解释最近的气候记录,当然这并不是说这些因素是没有影响的。 CO_2 加倍的模式的气候敏感性是平衡增暖为 3 K,与观测的温度比较,在 1980 由硫酸盐引起的负强迫接近假定的 0.6 Wm^{-2} ,气溶胶强迫更大意味着更大的气候敏感。

易海涛译自 *International Journal of Climatology*, 1998, No. 4, 程也校