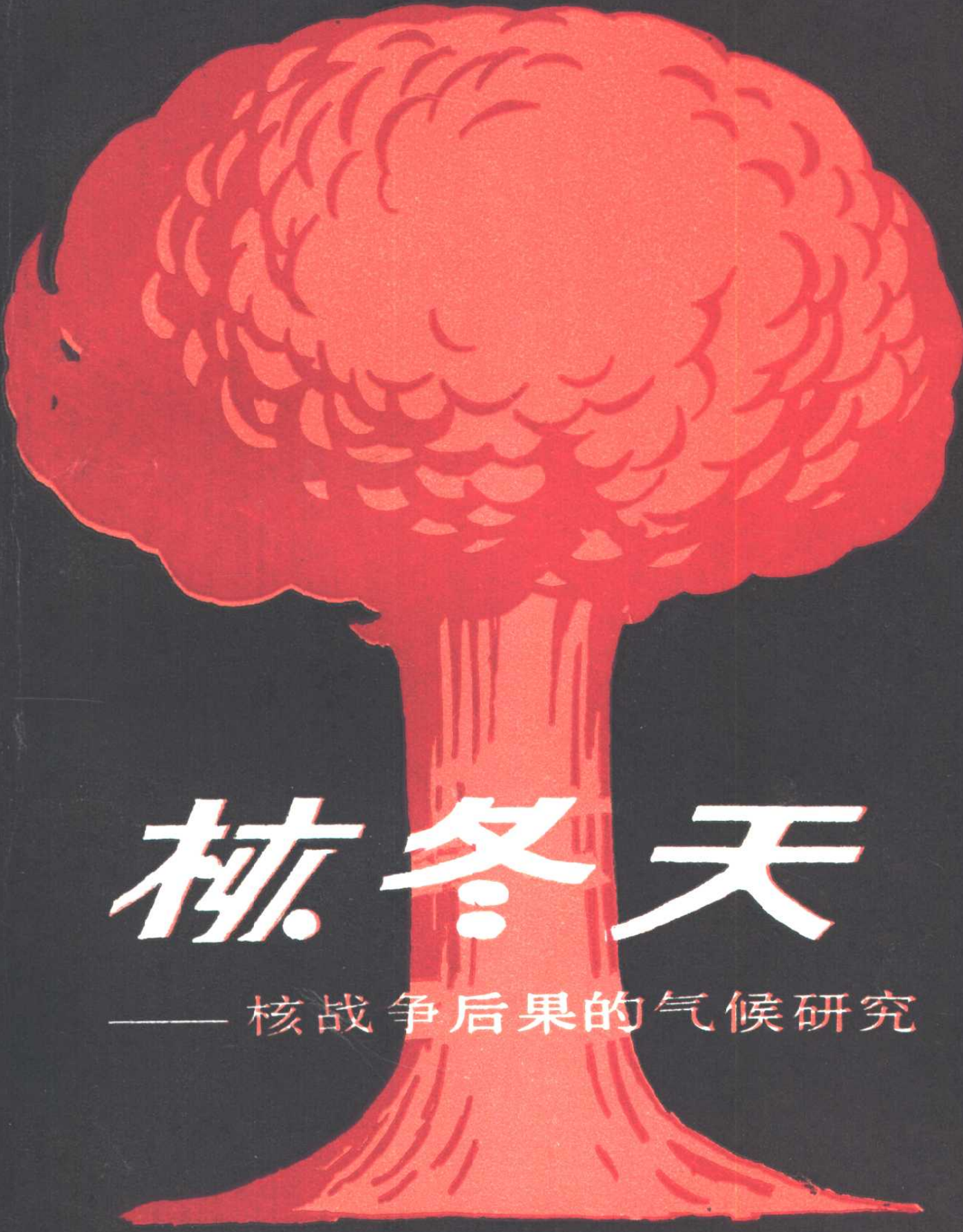




核冬天

——核战争后果的气候研究

· 气象科技情报研究所编 · 气象出版社 ·

核冬天

—核战争气候后果的研究述评

气象科技情报研究所编

气象出版社

内 容 简 介

“核冬天”是1982年以来，在研究万一发生热核战争时，核爆炸对天气气候影响的一个假说。一场热核战争引起的大范围燃烧与地面扬尘，飘浮在空中的大量烟尘阻挡了太阳照射，地面气温将急剧下降，全球将进入持久严冬。这灾难不仅降落在交战双方，还将涉及全世界。

“核冬天”假说一提出，立即引起世界各国的关注。两年多来，频繁召开各种国际会议，开展学术讨论。本文集在广泛总结了“核冬天”方面研究成果的基础上，撰写了综合评述，并译出几篇主要著作。

本文集可供关心这方面问题的读者对“核冬天”假说的主要研究结果、现状及存在的问题有一基本的概括的了解。

核 冬 天

——核战争后果的气候研究

气象科技情报研究所编

* * *

气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京市彩虹印刷厂印刷 新华书店北京发行所发行

*
开本：787×1092 $1/32$ 印张：6.5 字数：145千字

1985年12月第1版

1985年12月第1次印刷

统一书号：13194—0285

印数：1—2,000

定 价：1.70元

前 言

“核冬天”是1982年以来新提出的关于核爆炸对天气气候影响的一个假说。与过去不同，它的新内容是：未来一场核战争将引起大面积的城市、森林等燃烧与地面扬尘，大量烟尘布满对流层大气并进入平流层大气，使天空变成幽暗，全球地面平均气温将下降到 -20°C 左右。由此，核战争不仅造成交战双方目标区内的巨大破坏，而且将严重地影响到全球气候，波及到全世界。

由于显然的政治影响，“核冬天”假说刚提出，立即引起了世界各国的注视，特别是美苏两国。两年多来，频繁地召开各种国际会议，开展学术讨论。我国科学家曾多次被邀请参加会议，我国对“核冬天”的态度和观点也受到各国的密切注视。

“核冬天”假说是有一定科学依据的。近十多年来，大气气溶胶的气候效应研究也是全球气候研究计划中一个重要课题。不少结果表明，历史上火山爆发喷出的烟尘，曾对全球平均气温的变化有一定影响。当然，“核冬天”是一个复杂的科学问题，目前的假说中，在核爆炸烟尘的物理化学特性的假定方面还有不少不确定性因素。更重要的是，核爆炸烟尘在大气中形成、输送和消除的过程，涉及到从中小尺度、次天气尺度、天气尺度直到大气环流的多尺度大气过程的综合效应。绝非仅用一个大气环流模式所能模拟的。尽管如此，“核冬天”研究的现有结果表明，大气气溶胶粒子的

辐射效应对天气气候的影响是一个值得重视的问题。

本文集在广泛总结了近两年多来“核冬天”方面的重要文献资料的基础上，撰写了综合评述，并对几篇主要著作，翻译了全文及部分章节。这些材料将有助于读者全面了解“核冬天”研究方面的主要结果、现状与问题。

目前，“核冬天”方面的学术活动主要由国际科联(ICSU)环境问题科学委员会(SCOPE)所主持，其主要活动内容都刊载在“SCOPE ENUWAR Newsletter”上。1986年下届国际科联全体大会上还将对“核冬天”问题作出结论性报告。关于更详细的内容读者还可参阅1984年由康奈尔大学M.A. Harwell教授所著“Nuclear Winter”，以及1985年，美国科学院组织了18位专家编写的专著：“The Effects on the Atmosphere of a Major Nuclear Exchange”。

国家气象局气象科学研究院
院长 周秀骥 1985年6月

核 冬 天

目 录

前 言

- 一、国外有关核战争对大气影响研究述评…………… (1)
- 二、大规模核战争可能引起的气候影响…………… (38)
- 三、多次核爆炸的全球影响——核冬天…………… (60)
- 四、核战争的气候影响…………… (82)
- 五、采用三维模式模拟核战争对全球气候的影响… (103)
- 六、核战争对大气的影响及其相互作用…………… (124)
- 七、核战争和某些类似的自然现象可能引起的气候
 后果…………… (168)
- 八、有关核爆炸对大气成分和气候影响研究的带注
 释的参考资料…………… (180)

国外有关核战争对大气 影响研究述评

殷显曦 忻贤华

引 言

自从本世纪四十年代中期第一颗原子弹在日本广岛爆炸之后，关于核爆炸对大气成分和气候影响问题引起了科学家们的关注。但当时对于空气和水是否会受到核爆炸的影响这一众所关心的问题，一些非常有名的核物理学家多是持否定态度。在后来的几十年中，研制了威力更大的核装置，一颗百万吨级爆炸当量的氢弹约能释放 5×10^{16} 焦耳的能量，这至少相当于第一颗原子弹的1,000倍。大量的核试验提供了一些关于核爆炸后大气物理过程的资料，一些科学刊物讨论了单颗核爆炸对大气影响的纯技术问题。但是，许多气象学家仍不相信，孤立的核爆炸对天气影响的时效会超过几个小时，并且认为这种影响只限于局部地区及特殊的气象条件之下。因此，人们一般认为，核战争爆发后主要是在交战国双方的目标区内造成大量伤亡和经济损失，未介入战争的国家则不会受到伤害。但最近几年来这种看法有了很大改变。1980年瑞典皇家科学院的环境科学杂志《Ambio》编辑部开展关于核战争对人和生态影响的征文活动。1982年西德的 Crutzen和Birks 在该杂志上发表了题为“核战争后的大

气：中午的黄昏”的文章^[1]。他们根据数值模拟结果指出：由多颗核爆炸所造成的大火形成的热物质，以及爆炸点周围地区由汽化的土壤所形成的气溶胶将从源地向四周充分扩散，并将在几周或更长的时间内使空气的混浊度加大，对北半球大部地区到达地面的太阳辐射都有显著影响，从而引起气候变化。此后，美国的 TTAPS 研究组*（1983^[2]，1984^[3]）及苏联的 Aleksandrov 和 Stenchikov（1983^[4]）等相继发表了他们关于核战争的气候影响的数值模拟结果。他们的共同结论是大规模的核战争将引起严重的全球天气和气候变化。简单说，地面核爆炸会使大量尘埃进入大气层，空中核爆炸能使大量烟雾进入大气。在核战争后，进入大气层的太阳辐射的大部分将在高空为核尘埃和烟所吸收，从而使高层大气升温，而到达地面的太阳辐射则显著衰减，天空变得幽暗，地面辐射平衡遭到破坏，即地面放射的长波辐射大于到达地面的太阳辐射，从而使地面温度迅速下降，甚至低达零下20—25℃。人们把这种由核战争引起的地面强烈降温现象称作“核冬天”（Nuclear Winter）。

这些数值模拟结果的发表，进一步引起人们对核战争气候影响的关注。尽管对于“核冬天”的真实性目前还存在争议，有待进一步研究，但它已引起许多国家科学家们的重视。1983年5月世界气象组织第九次大会审议了“核武器的应用对地球大气和气候的可能影响”这一问题，指出世界气象组织应该对此作出评价。而且认为世界气候计划中的某些

* TTAPS 研究组由美国不同学科的5位科学家组成，他们是：R. P. Turco, O. B. Toon, T. P. Ackerman, J. B. Pollack 及 C. Sagan。TTAPS 是他们5人姓氏的字头缩写。

研究和解决这类困难问题有关，当联合国的有关机构提出咨询时，世界气象组织将就其职能之内的有关科学问题作出回答。同时，国际科学联盟理事会（ICSU）的环境问题特别委员会（SCOPE）已开始进行关于核战争对环境影响的国际评价工作，并在伦敦英国皇家学会召开了工作组会议，草拟了“核战争的环境后果研究计划”（ENUWAR）。1983年10月31日美苏两国的科学家各自在华盛顿和莫斯科利用通信卫星首次召开了“核战争以后的世界”电视讨论会。同年11月在美国旧金山及瑞典皇家科学院分别召开了关于核爆炸的地球物理和地球化学后果的专题讨论会，及关于“核冬天”的研讨会。这些学术会议报告了一些已有的研究成果并准备在已有资料的基础上作进一步研究。1984年8月，美国的《科学》杂志及英国的《自然》杂志先后发表了一些关于“核冬天”的不同观点的评论文章。同年11月，国际科联和世界基督教争取和平联合会在意大利召开了关于核战争后果及其防止的学术讨论会，我国陶诗言同志参加了这次会议。1985年2月，国际科联又在日本东京召开关于核战争后果的学术讨论会，我国周秀骥同志参加了这次会议。在这两次学术会议中，许多国家尤其是美苏两国的科学家报告了他们的研究成果，日本科学家则着重提出了他们关于广岛和长崎经受核爆炸后的惨重后果的教训。根据国际科联的计划，1985年3月和10月，还将在澳大利亚和美国的华盛顿再次召开研讨会，提出关于“核冬天”的最后报告，并将于1986年国际科联的下届全体大会上对“核冬天”的实际意义作出较肯定的判断。

由上述可见，关于“核冬天”的研究已成为当前国际科

学界所关心的问题。本文将简介近年来关于核战争对大气影响方面的研究成果，并提出一些粗浅看法。

一、核爆炸对大气影响的研究概况

在本世纪五十年代和六十年代，关于核爆炸对大气影响的研究侧重于单颗核爆炸所释放能量的影响、原子云的发展和消散及放射性物质的扩散等过程，例如Holzman (1951)、Martin (1954)、Mason (1955)、Arakawa和Tsutumi(1956)、Bojkov (1957) 及 Machta (1963) 等。此外也有一些工作涉及核爆炸对大气电导率的影响^[5]。七十年代开始研究核爆炸对大气臭氧层的影响。由试验可知，当空气加热到约2300K时，氮分子将分解并且作为一种平衡成分将产生大量的氮氧化物(NO)。通过 NO 和 NO_2 ，臭氧(O_3)和氧原子(O)可能催化转换为分子氧(O_2)。因此，在因核爆炸造成的火球中或其周围出现的空气剧烈加热将产生大量的 NO_x ，它在迅速冷却之后变稳定，并在以后的几天或几周中大量破坏平流层的臭氧，从而使到达地面的紫外线显著增加，这将会影响人类的健康，对动物和植物都会产生不利的影响。一般认为，每个百万吨级爆炸当量的核爆炸会产生5000吨 NO_x 。根据Glasstone和Dolan(1977)研究，由一个百万吨级爆炸所造成的火球云在前几分钟内以超过100米/秒的速度上升，在6分钟内达到20公里的高度。根据Chang和Wuebbles(1984)的研究，臭氧变化的物理过程可分作4个阶段：从核爆炸产生 NO ，平流层中核云稳定化，由于 NO_x 的催化作用破坏臭氧，以及 NO_x 的弥散和消除。Hampson (1974)最早研究了多颗核爆炸对臭氧层可能造成的破坏，此后，MacCracken和

Chang (1975) 及 Whitten 等 (1975) 的报告断定, 10,000 百万吨级的核交战会使北半球平流层的臭氧含量在长达数十年之久都处于严重减少 (约 25%) 的状态。而 Chang 和 Wuebbles (1984) 估计, 假设核战争的级别为 10,606 百万吨, 则北半球臭氧峰值的减小约为 51%, 最大的臭氧损耗出现在约 6 个月内, 5 年后臭氧损耗小于 10%, 然后恢复原状。应指出的是, 在上述这些计算中还未考虑化学、辐射和动力学过程之间的耦合作用, 因而这些结论具有一定的不确切性。此外, 为确定大气中臭氧含量的变化趋势, 有些工作研究了七十年代整个大气柱中臭氧含量的测量结果。例如 Reinsel (1981) 等通过对资料的时间序列的统计分析后断定, 在北半球因核试验所造成的臭氧减少的最大值约为 2—4%。

进入八十年代以来, 西德的 Crutzen 和 Birks (1982) 提出了一个新的概念, 他们认为, 一场全面的核战争引起的森林大火所产生的烟, 足以长达数星期或更久地切断北半球大部地区的太阳光; 由其他一些物质如煤气、石油和城市大火所产生的烟对辐射的影响也是极其重要的, 其效果可以引起大面积地区的地面急剧降温。他们的文章和论点在世界有关科学界中引起了震动, 使人们认真地意识到一场大规模的核战争所造成的气候影响远比过去认为的要严重得多。此后, 美国的 TTAPS 研究组 (1983, 1984) 利用一维全球辐射-对流模式 (RCM) 进行了更为全面的研究。他们进一步研究了由半球尺度的烟云引起的大气和地面温度的显著变化, 确认了 Crutzen 和 Birks 关于气溶胶的气候效应的重要性这一基本观点, 并利用气溶胶模式模拟了由各类核战争产生的气溶胶的演变及其影响。他们指出, 在多颗核弹爆炸之后, 大陆

中部地区的地面温度会在几个月内下降几十度，而海洋表面温度的降低值不超过 3°C 。值得指出的是，TTAPS 对大陆和海洋表面降温的模拟是通过假设不同的地面热容量进行分别计算的结果。他们所采用的一维辐射-对流模式基本上是求水平变化的平均值，并将一些象温度和气溶胶浓度等物理量看作只是高度的函数。这样的模式只是提供了全球平均的气候状况，没有考虑区域性或季节变化，对起源于某一地区的扰动如何通过大气的相互作用再对其他地区产生影响也无法解决。但尽管如此，TTAPS (1983, 1984) 的研究仍不失为一项有代表性的工作。

通过对不同的但可比较的大气烟注入量，利用较高维的模式进行计算，从而扩展了 TTAPS (1983) 的结论。MacCracken (1983)[6] 报告了从一维辐射-对流模式及二维（纬度/高度）统计-动力模式得到的结果。一维模式的结果是陆面约降温 30°C ，这和 TTAPS (1983) 的结果非常一致；而二维模式的结果是在烟层下的陆地区域降温约 15°C 。Covey (1984) 等通过具有固定海面温度的三维模式，说明在核战争后冬季、春季和夏季的大气环流发生了区域和全球性的变化[7]。他们假定光学厚度为 3 的情况若维持 1—3 周，则无论在哪个季节，核战争将会使对流层中部发生强烈的辐射加热，地面会显著冷却（约 30°C ）。他们认为，由气溶胶引起的大气辐射加热所造成的环流变化，可使气溶胶的传播远超过开始形成烟的高度和纬度带。近来，美苏科学家 S. L. Thompson、V. V. Aleksandrov、G. L. Stenchikov、S. H. Schneider、C. Covey 及 R. M. Chervin (1984) 在瑞典 Ambio 杂志上联合发表了“用三维模式模拟核战争的全球气候影响”一

文[8]，介绍了美国用国家大气研究中心（NCAR）的9层全球大气环流模式（GCM）及苏联用科学院计算中心的2层全球大气环流模式（CCAS）模拟核战争气候影响的研究结果，它们和TTAPS（1983）的结论基本一致。S. L. Thompson 等断定，“如果由核战争引起的烟和尘埃大量地存在于数公里高度内的大气中，有些地区的陆地温度将剧烈下降，中层大气温度将升高，并将引起大气环流的严重变化”。这就意味着北半球大部地区将处于冻结温度之下，这种严寒甚至会扩展至南半球。

1983年初，美国国防部要求国家研究理事会（NRC）对核爆炸的大气效应作出评价。为此，国家研究理事会成立了由有关学科专家组成的核爆炸大气效应委员会，在已有工作的基础上对核战争的气候影响进一步作了较系统的研究。最近（1985年初），美国科学院出版社出版了该委员会的最后报告——《大规模核战争对大气的影响》一书[9]。此书根据迄今最详细和最广泛的科学证据，考虑了尘埃、烟和化学物质的气候后果，研究了核战争对全球大气的长期影响，提出了结论性的意见，并就今后的研究提出了建议。从此书的内容看，无疑它已成为当前关于核战争对气候影响的一部专著，对于今后这方面的研究具有一定的参考价值。

综上所述，自从五十年代以来，关于核爆炸或核战争对大气或气候的影响研究是逐步深入的。尤其是八十年代以来随着气候模拟研究的发展，使核战争的大气影响的研究达到了一个新的水平。但应指出的是，在这些模拟研究中所采取的假设具有一定的不确切性，并且烟尘分布也不相同，因而对这些模拟研究难于进行确切的比较。目前，这方面的研究

也仍处在继续深入的过程中。

二、核战争的可能规模与核气溶胶

近30年来，尽管美苏都在谈论限制战略核武器及进行裁军谈判，但它们从未间断核爆炸试验。世界核武库的数量与爆炸当量均在不断发展，从全世界的核武库看，目前美苏两国共有近50,000个核弹头，其中用于摧毁主要军事目标的战略核弹头约17,000个，用于起威胁作用的战术核弹头约30,000个。在美国大陆约有1000多个导弹发射井，为此，苏联对准美国每个发射井的核弹头至少有两颗；同时，苏联拥有约1,400个导弹发射井，而美国也有相应的核弹头瞄准这些发射井^[3]。美苏两国核武器的总爆炸当量达 1.5×10^{16} 吨 TNT，因此，一旦爆发核战争，爆炸的威力和影响后果是可想而知的。在关于核爆炸后果的研究中，过去多是根据一般核试验资料，限于单颗核爆炸的影响；近几年来为探索核战争的影响，已开始进行多颗核爆炸后果的研究。在这些研究中，一般是根据美苏两国的核实力，设想和预测可能发生的核战争规模。例如美国TTAPS研究组的设想规模如表1^[3]所示。

表中所列各种类型的核战争，除最下一行的未来核战争外，均处于两个超级大国的核实力范围之内。在TTAPS的研究中，所设想核战争的规模为100—25,000百万吨爆炸当量，而以5,000百万吨作为基本型核战争*。

地面或近地面核爆炸会使大量细微的尘埃粒子进入空中，例如TTAPS基本型核战争注入大气的尘埃量可达

* 但美国国家研究理事会(NRC)所采取的基本型核战争的总爆炸当量为6,500百万吨^[1]。

表 1 核 战 争 规 模 分 类

假想的不同规模的核战争		总爆炸当量 (百万吨)	地面爆炸占总量的百分数 (%)	城市或工业目标占总量的百分数 (%)	每个核弹头的当量 (百万吨)	爆炸弹头的总数	次微米烟头数量 (百万吨)	微米烟头数量 (百万吨)	烟的光学厚度	埃的光学厚度
1.	基本型核战争	5,000	57	20	.1—10	10,400	225	65	4.5	1
2.	低当量空中爆炸	5,000	10	33	.1—1	22,500	300	15	6	.2
3.	全面核战争	10,000	63	15	.1—10	16,160	300	130	6	2
4.	中规模核战争	3,000	50	25	.3—5	5,433	175	40	3.5	.6
5.	有限程度核战争	1,000	50	25	.2—1	2,250	50	10	1	.1
6.	对一般军事目标的核攻击	3,000	70	0	1—10	2,150	0	55	0	.8
7.	对“硬”军事目标的核攻击	5,000	100	0	5—10	700	0	650	0	10
8.	对城市的核攻击	100	0	100	.1	1,000	150	0	3	0
9.	未来的核战争	25,000	72	10	.1—10	28,300	400	325	8	5

9.6×10^8 吨，其中 80% 可注入平流层。由核火球发出的强烈光辐射足以点燃相当大范围内的一切可燃物质，从而使大量的烟进入空中，例如基本型核战争注入大气的烟量可达 2.25×10^8 吨，其中 5% 进入平流层。这些大量的尘埃和烟形成核气溶胶悬浮于空中，形成核云——尘埃云和烟云，从而严重地影响大气的光学特性。表 1 右面 4 栏是各类核战争所产生的烟灰云和尘埃云中的次微米 (Submicrometer) 粒子数量及其对大气透明度的影响情况。

气溶胶云对辐射的影响主要取决于气溶胶粒子的大小、气溶胶的浓度和复折射率以及它在空中的滞留时间。气溶胶云影响地球辐射平衡的主要方式是吸收或散射太阳辐射、反射太阳辐射以及吸收或放射红外辐射。而衡量气溶胶对大气影响的基本指标是气溶胶的“光学厚度”或不透明度（光学厚度 $\tau = -\ln \frac{I}{I_0}$ ， I_0 为透过气溶胶层之前的太阳辐射强度，

I 为透过气溶胶层之后的太阳辐射强度， $\ln$ 表自然对数）。由于辐射的衰减取决于吸收和散射，故光学厚度又可分作吸收光学厚度、散射光学厚度及衰减（吸收加散射）光学厚度，一般常用的光学厚度指的是衰减光学厚度。显然，气溶胶层对太阳辐射的消弱能力愈强，则光学厚度愈大。由表 1 可见，各种类型核战争形成的核气溶胶云的光学厚度一般在 0.1—6 之间。

大家都知道，大气中的水汽和二氧化碳对太阳辐射基本上是透明的，而对地面放射的红外辐射则具有强烈的吸收作用。因此，对地球来说，大气具有一种保温作用常称为温室效应 (Greenhouse effect)，又称之为花房效应。但是，如果

大气中的气溶胶粒子的平均直径小于标准红外波长（约10微米），则这种气溶胶的红外不透明度小于其可见光不透明度，即阻挡太阳辐射而使地面的红外辐射易于散逸到宇宙空间，从而产生一种“反温室效应”（anti-greenhouse effect）——使高层大气变热而使地面变冷^[3]。根据在核试验过程中收集到的核云中的尘埃和烟的样品分析说明，有相当数量的尘埃粒子的尺度为次微米；在核大火产生的烟中，约有90%以上的烟粒子其直径小于1微米。由表1也可看出，由各类核战争注入大气中的次微米烟和尘埃粒子的数量是相当大的。由此可见，核气溶胶将会对地球产生明显的反温室效应，这也正是出现“核冬天”的最基本的物理机制。

气溶胶层对可见光和红外辐射的影响还取决于气溶胶的浓度。到达地面的太阳辐射强度随大气中吸收性强的细微粒子的数量而按指数律减小，但到达地面的红外辐射主要取决于大气温度而不是气溶胶的数量，因此当大气中存在大量气溶胶时，它造成的主要气候影响是使地面急剧地变冷^[3]。此外，气溶胶对气候的影响还决定于它在大气中滞留时间的长短。一个大的光学厚度维持的时间愈长，它所造成的气候影响也愈深远。气溶胶粒子从大气中清除的过程一般包括因重力作用而下落、被一些物体表面所粘附以及被云水、雨和雪所冲刷。对于“湿”清除而言，气溶胶粒子的生命期取决于云形成的频率和不同高度的降水。在正常大气中，几公里高度以内的气溶胶粒子有时可在几天内被冲刷掉。在对流层高层（5公里以上）粒子的平均生命期增加到几个星期或更长。在平流层（12公里以上）很少形成云，所以小粒子的生命期一般可达一年或更长。由此可见，核战争将会造成较长

时间的气候影响。

三、核战争对气候影响的数值模拟结果

数值模拟是本世纪五十年代后期开始发展的一种利用电子计算机，根据一定的初始资料，通过求解大气动力学和热力学方程组，从而定量地预测大气状态变化的方法，近年来它已较广泛地应用于大气动力学和气候学研究中。八十年代以来，国外一些科学家开始用数值模拟方法研究核战争对气候的影响，从而使这方面的研究趋于客观、定量，也提出了一些新的看法。在这些研究中，采用了许多不同的数值模式：如TTAPS的核战争分类模式、粒子微物理模式和一维辐射-对流模式；MacCracken的二维模式，劳伦斯利弗莫尔国家实验室（LLNL）的二维模式和Robock的二维能量平衡气候模式（EBCM）；以及美国国家大气研究中心（NCAR）和苏联科学院计算中心（CCAS）的三维全球大气环流模式等。现将主要模拟结果简介如下：

1. 半球平均光学厚度

假设核爆炸及其所引起的大火主要集中在北半球的中纬地区（ $30-60^{\circ}\text{N}$ ），因此，中纬度地区的平均尘埃不透明度和烟不透明度比其他地区约大2—3倍。图1为TTAPS根据各种核战争（见表1）所引起的各种程度尘埃云和烟云混合的在可见光范围内的半球平均光学厚度[2]。

由图可见，在一次TTAPS基本型的核战争中（5,000百万吨级），最初北半球的光学厚度约为4，其中由平流层尘埃造成的光学厚度为1，由对流层烟所引起的为3。一个月后光学厚度仍然较大，约为2。2—3个月后，由于大部分烟

灰已被雨水冲刷掉，此时光学影响主要决定于尘埃。此外由图还可看出，第1、2、9和10类规模的核战争所造成的光学厚度类似，即3,000—10,000百万吨级的爆炸可造成类似的影响。第11、12和13类规模的核战争的绝对影响虽较小，但它们所造成的光学厚度仍接近或超过火山爆发的影响。值得指出的是，尽管由火山爆发造成的地面温度下降 $\leq 1^{\circ}\text{C}$ ，但有些火山爆发仍造成了明显的气候变化。由此可见，核战争所造成的气候影响是严重的。尤其是，对第14类规模核战争（100百万吨级的对城市的核攻击）的模拟说明，由于城市的可燃物质多和城市大火的排烟量大，因而对城市的核攻击将造成更大的光学影响。据估计，在全世界现存的战略核武器中，只需用不

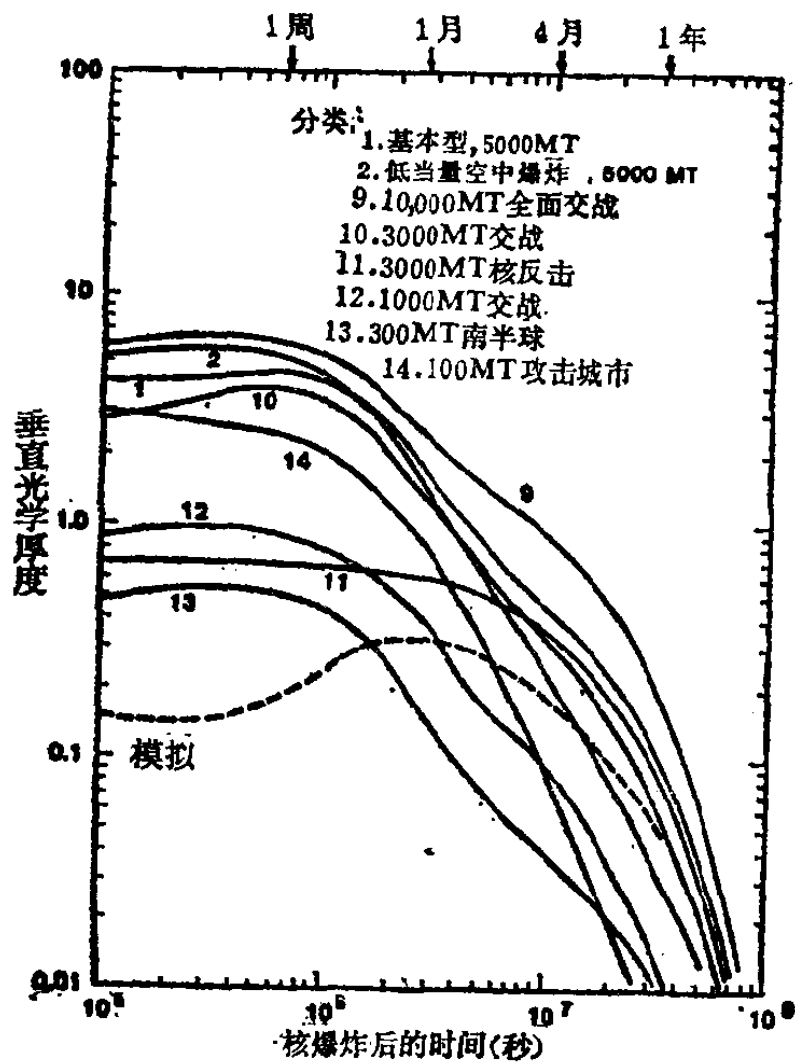


图 1 核尘埃云和烟云对波长为550毫微米辐射的半球平均垂直光学厚度（散射加吸收）随时间的变化。光学厚度 ≤ 0.1 不计在内； ~ 1 有意义， > 2 有可能产生重大影响。光学厚度 ≥ 1 时，太阳光的传输呈明显的非线性。为便于比较，图中---列出了通过对扩展中的 El Chicho'n 火山爆发云进行计算得出的光学厚度

到 1 % 的核弹头攻击城市，即可形成比 10,000 百万吨级核战争大得多的光学厚度和气候变化。

2. 半球平均地面温度变化。

由于核战争对大气光学特性的影响，将必然引起地面温度的变化。图 2 为 TTAPS 根据几种不同规模核战争所造成的

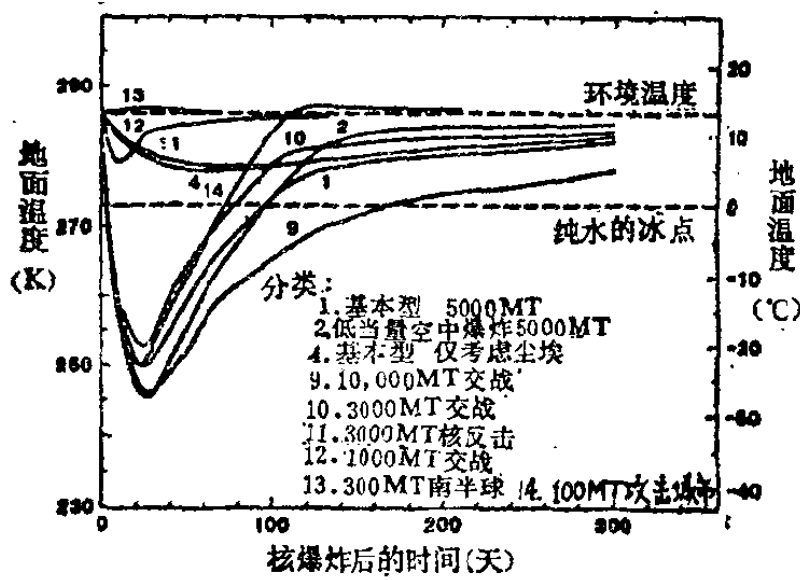


图 2 核战争后半球平均地面温度的变化。列出的温度一般指内陆的地面温度，分类 4 和 11 中的大火影响未计在内

尘埃和光学厚度计算的北半球大陆地区平均地面温度的变化情况[2]。

由图 2 可见，在核爆炸后 3—4 周内会出现很低的温度。根据对 5,000 百万吨级的基本型核战争的计算，大约在 3 周以后陆地最

低温度可降至 250K (- 23 °C)，低于零摄氏度的温度可维持数月。即使是那些降温幅度最小的 (分类 4 、 11 和 12) 核战争，也可使陆面温度下降 5 — 10 °C。由此可见，各类规模的核战争都会引起严重的气候影响。一场 100 百万吨级的城市空中爆炸型的核战争能使地面低于 0 °C 的温度维持两个月，其最低温度可达 250K。模拟结果的比较说明，对流层中的烟灰层会使地面温度短期地突然降低，而平流层中的细颗粒尘埃则会使降温时间延长至 1 年或更久。此外，根据对海洋地区的模拟可知，由核战争引起的海洋表面温度的下降远不如陆面那样明显，一般降温小于 3 °C，这主要是因为海洋热容

量大及海水混合作用强的缘故。这种海洋影响也将会波及内陆，尤其是沿海地区。因此，TTAPS 小组认为，内陆地区地面温度的下降幅度比他们的模拟结果要小30%，而沿海地区可能还要小70%。所以，在一次基本型的核战争中，大陆温度在开始回升之前可能下降到260K，即-13℃左右，以上结果未考虑季节变化。

值得指出的是，由于所用的模式及所采取的假设有所不同，因而现有的一些数值模拟所得出的降温幅度是不一致的。表2就不同的模拟结果作了比较[9]。

表 2 核战争后陆面温度的变化

个 例 (核战争规模)	模式类别	降温区域	季节	最大地面 温度变化 (°C)	最低温 度持续 时间 (天)	温度回 升50% 的时间 (天)
TTAPS基本型 初始光学厚度 $\tau_0 = 4$	一 维 TTAPS模式	0—90°N 陆地区域	年平均	-37	28	76
TTAPS基本型	二 维 LLNL模式	30—60°N 陆地区域	年平均	-11	~10	70
NRC基本型	三 维 NCAR大气 环流模式	30—60°N 陆地区域	夏季	-26	~10	—
NRC基本型	三 维 NCAR大气 环流模式	30—60°N 陆地区域	春季	-17	~10	—
TTAPS基本型	二 维 能量平衡气候 模式(EBCM)	30—60°N 陆地区域	夏季	-17	30—60	~100
TTAPS基本型	二 维 能量平衡 气候模式	30—60°N 陆地区域	春季	-14	60—90	150— 200

由表 2 可见，TTAPS 的模拟结果降温幅度高于其他模拟结果，主要原因是对陆面温度的模拟未考虑海洋影响，而且是平均结果，也未考虑季节变化。

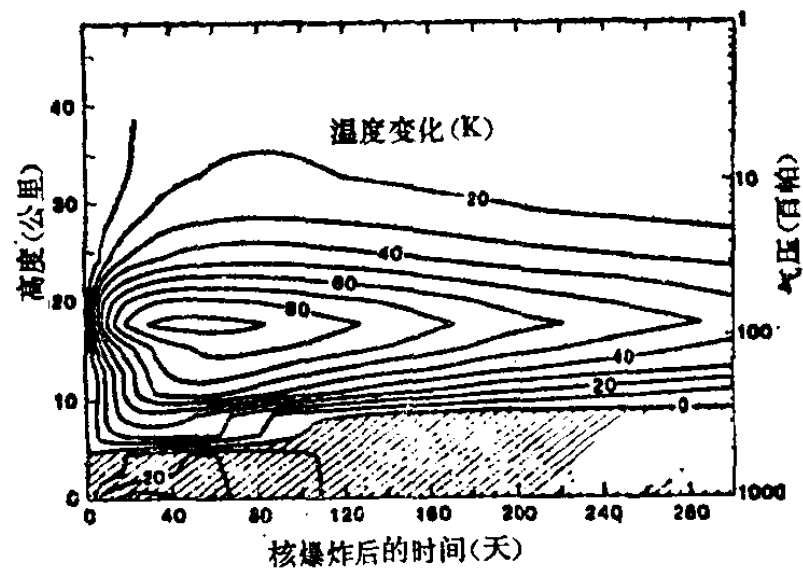


图 3 基本型核战争后北半球对流层和平流层的温度变化(K)，阴影部分为降温区。图中以百帕为单位标出了环境气压层

3. 垂直温度廓线随时间的变化

图 3 为 TTAPS 对一次基本型核战争后垂直温度廓线随时间变化的模拟结果[2]。

由图 3 可见，核战争造成大气温度变化的主要特征是在平流层低层和对流层高层温度明显升高（升高约80℃），以及在地面和对流层低层温度的明显下降（下降约40℃）。升温是由于高空尘埃云和烟云吸收太阳辐射，这种升温能维持较长的时间，因为在高空粒子的滞留时间较长。升温幅度较大的原因是：高层大气的热容量较小，红外放射率低及高度较高处的初始温度较低。地面降温的原因是由于气溶胶云使入射太阳辐射通量衰减。这种由核战争引起的温度变化可长达数月，甚至一年。

表 3 为其他一些模拟结果的高层温度变化与TTAPS 结果的比较[9]。

由表 3 可见，与美国核爆炸大气效应委员会利用三维大气环流模式的模拟结果相比，TTAPS 关于高空增温幅度的模拟也偏高。尤其是利用大气环流模式及考虑大气中的降水

过程对核气溶胶的清除作用后，高空增温幅度及持续时间均有较显著的减小。

4. 地面太阳辐射通量的变化

表 3 核战争后高层大气的温度变化

个 例 (核战争规模)	区 域	季 节	最大升温 (°C)	最大升温 持续时间 (天)	最大升温 高 度 (公里)
TTAPS基本型	0—90°N	年平均	+ 95	55	17
NRC基本型	30—70°N	年平均	+ 85	43	11
NRC基本型(半球)	0—90°N	年平均	+ 65	47	11
NRC基本型 快速降水清除	0—90°N	年平均	+ 35	30	11

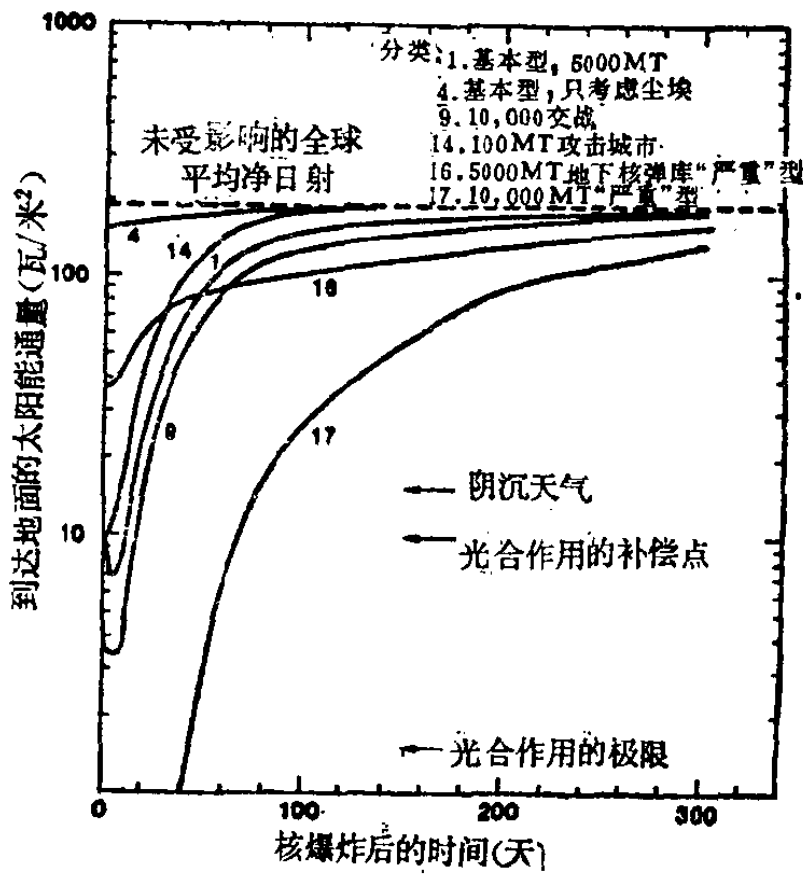


图4 核战争后北半球地面太阳能通量的变化情况。太阳能通量系就日变化和半球取平均。图中标出了光合作用跟不上植物的呼吸作用时的通量(补偿点)及光合作用终止时的通量。这两个界限值随植物种类不同而有所变化

图 4 为 TTAPS 对各类核战争引起的地面太阳辐射通量下降情况的模拟结果[2]。通过图中基本型核战争的影响可看出，在核交战后的数周内，半球平均的地面太阳辐射通量小于正常值的10%。日射的衰减除了会造成地面降温外，还会影响植物的生长率和海洋中生物的生长率，以及沿海地区甚至全球的食物链。在10,000百万吨级的核战争情况下，在北半球的大部地区约有40天的平均亮度将低于光合作用所需光照的最低限度。大约在两个月的时间内，平均亮度低于只够维持植物新陈代谢的光合作用的亮度。由此可见，核战争所造成的后果将是严重的。

5. 环流影响

北半球中纬度地区爆发的核战争所注入大气的烟，会对全球大气环流造成严重影响。通过对环纬圈的风取平均值，

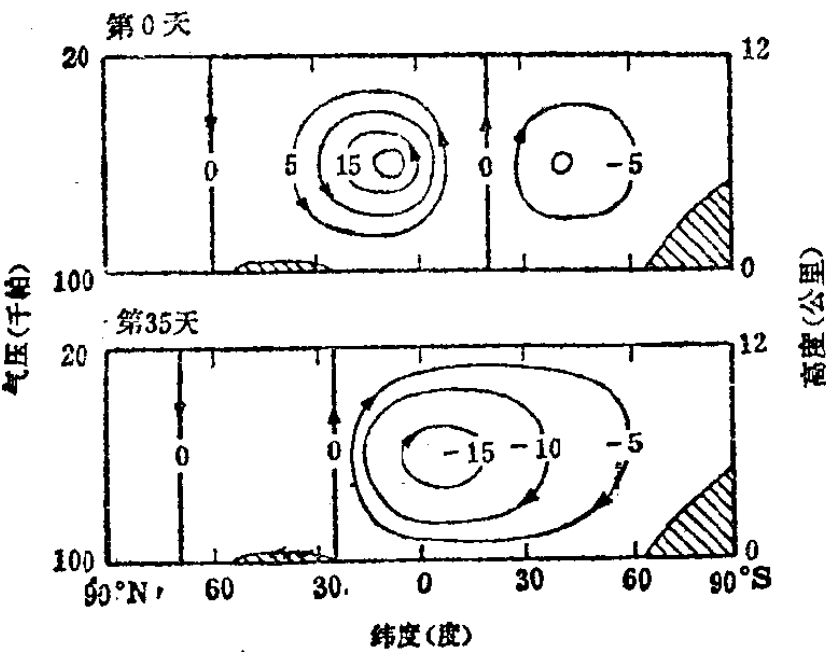


图5 用纬度-高度平面中质量流函数表示的 纬向平均大气环流的CCAS模拟结果。箭头表运动方向(单位： 10^{10} 千克/秒)，0 天指气溶胶注入大气前的时间

并将所得的经圈环流标在 纬度-高度图上，可以很好地说明这种情况。图 5 为Aleksandrov和 Stenchikov(1983) 利用苏联科学院计算中心的三维大气环流模式 (CCAS) 的模拟结果,此图说明,核爆炸之前 (图

的上部)及受核烟影响的第35天(图的下部)的经圈环流[8]。

由图 5 可见,在受到核战争影响之前的环流型呈两个单体,它们都在热带地区呈上升运动而在中纬地区呈下沉运动,这是在取年平均太阳加热时可能出现的典型环流情况。但在受核战争影响后的第35天,环流型出现了显著变化,原来的双圈环流由一个巨大的单圈环流所代替。由于核爆炸所造成的核烟因吸收太阳辐射而强烈受热,在北半球副热带地区呈强烈的上升运动,同时,这种受扰动后的环流会把烟向上并向南半球输送。

美国利用 NCAR 的三维大气环流模式按不同季节对核战争的环流影响作了更细致的模拟。它对 4 月份(春季)的模拟结果与 CCAS 的年平均结果类似,在核战争后16—20天,由于中纬度核气溶胶的强烈受热使原来的双圈环流变成巨大的单圈环流,在靠近赤道一边的烟边界处引起上升运动并使环流强度约增加一倍。在环流单体的上部出现 2—4 米/秒的平均向南风速,这说明从中纬度地区到赤道的纬向平均烟输送时间平均约为 2 周。延伸到 30°S 的强下沉运动会使南半球副热带地区的云量显著减少。而在一月份,利用 NCAR 模式所作的模拟说明,正常的一月份纬向平均环流主要由一个很强的北半球单体构成,在赤道地区呈上升运动,在北半球的副热带地区呈下沉运动,而烟云在北半球的注入似乎不会产生具有统计显著性的平均经圈环流的变化,因为一月份 30°N 以北地区可供烟吸收的太阳能量比 4 月份要少,从而限制了环流变化。但尽管如此,由于冬季北半球固有的环流形势,在北半球中纬度爆发的核战争所造成的气溶胶仍会输送到热带地区或南半球,从而为热带地区和南半球造成灾难性的影

响[8,9]。

此外，核战争后由于海陆温度变化的差异将会出现显著的海陆温差，它所造成的影响可能和隆冬高纬地区所发生的情况类似：大陆盛行反气旋、高纬海洋地区盛行洋面气旋、沿海地区特别是大陆东岸频繁地出现强沿海风暴等。但目前这些影响尚只能是一种推测，因为对这些现象的模拟需要更细的模式分辨率。

6. 对其他一些气象要素的影响

核战争的气溶胶所造成强烈热效应以及环流变化将肯定会引起其他有关气象要素的变化。但由于对热效应本身的模拟具有一定的不确切性，因而对其他要素的推论则把握更小，对此尚需作进一步的理论研究。现就一些已有的研究结果简介如下：

(1) 低雾

在大尺度烟云和尘云的影响下，近地面温度下降到了露点温度以下，因而在陆地表面会形成辐射雾。这种雾至少在初期会对陆地降温起一定的缓和作用，尤其是对露点通常较高的热带地区。但是，关于这类辐射雾的生命期及其能提供的热保持的程度则尚不清楚。在冬季晴空情况下，当雾层以上具有强下沉运动及低层风近于静稳状态时，则这种雾能持续的时间最长。如果近地面发生混合作用，则雾就会抬升形成层云。由于核战争后，在烟和尘埃云下实际上见不到阳光，通风条件势必较差，因此人们可以预料，在某些地方雾和层云会持续下去，但另一些地方它们会很快消失。在那些具有持续不散的雾的地区，雾会引起一定的温度补偿作用。Covey等利用 NCAR 模式及 MacCracken 利用二维模式的模拟结果

均说明，在受核气溶胶影响的情况下，低层云量确实会增加，但要更准确地评价雾的作用，尚需改进数值模式中对边界层的数学处理[9]。

（2）云量和降水

在广为扩展的烟云中因吸收太阳辐射而产生的加热抬升层将抑制对流运动并防止层内云的形成，这是因为静力稳定度增加以及由于层中温度升高使相对湿度下降。由于降水一般要在较厚的云中形成，因此核战争后大气降水受到了抑制，至少在大陆上空的情况是如此。

被粒子云覆盖的海洋地区和大陆情况有所不同。大陆的边界层会呈静力稳定状态，但海洋边界层一般总是不稳定的。至少那些受来自大陆冷气流的影响，而海洋表层水仍是暖的地区是如此。在海上尤其是靠近大陆的海洋地区对流运动会增强，但由于核战争后高空存在暖层，所以对流运动只能在一浅薄的大气层中发展，一般不超过2公里（Walter, 1980）。但这样厚的云会产生降水，尤其是当云顶高度以下的温度低于零度时更是如此。因此，海洋对流边界层属于经常出现降水并能有效地清除粒子的地区。由于核战争后海陆之间的温度梯度增大，沿海地区还会出现强烈的气旋风暴，这种作用也可以增加这些地区的粒子清除率。此外，在核战争影响的初期，在大的烟云边缘和外围云幡附近，由于水平温度梯度的增加及适当情况下碳黑粒子的凝结核作用，对流云和降水会有所发展，但对此很难作出精确的计算。而且，在发生核战争的1—2周后，高空暖层的发展将远超出烟云的边缘，它将会抑制烟云边缘处的对流运动[9]。

(3) 特高云

粒子云上部的剧烈加热会驱动云以上的强对流。在对流活跃层中的混合作用会使细微的粒子向上运动,从而使最大受热高度上升并进一步使对流活跃层高度升高,同时水汽也会向上输送。在对流活跃层顶部温度将达到最低,通过对流向上输送的水汽会凝结形成卷云层。这种云的云量取决于对流活跃层底(接近最高温度)或其以上的大气的水汽浓度,这种云具有显著的辐射作用。由于在一般卷云中冰晶的大小适中(从数微米至数十微米),也由于冰能强烈地吸收红外辐射及反射可见光辐射,因此一般卷云对红外辐射的影响大于对太阳辐射的影响。但是,即使因为这样的云使反射率略有增加,它也会减少大气所接受的能量。如假设对流区域底层的水汽以100ppmv(百万分体积比)的混合率使整个对流区域均匀地混合(100ppmv是200百帕高度附近的代表值),随着上升空气的绝热冷却,约在近50百帕高度或略低的高度发生凝结,如云的范围扩展到凝结高度以上1公里及云中的大部分水汽凝结,则云的质量约为7克/米²。这样的云对10微米辐射的吸收光学厚度约可达到1。但如果粒子云本身引起的环流或混合作用使吸收性粒子云向上运动,则这种升高了的卷云层的红外不透明性会相应地变小[9]。因此,对于评价这种特高云的气候影响尚需作进一步研究。

(4) 对气候的长期影响

如果核战争的规模相当于NRC基本型,则当大部分核气溶胶粒子在大气中被清除后仍会存在着长期的气候影响。这种影响来自雪、海冰及植被分布的变化。这些变化会引起地面反射率、热惯性和蒸发能力的变化。核战争后果会引起洋流系

统的长期变化，从而使海面温度分布发生变化。通过对流运动使水汽向上输送直达10公里以上的混合作用也会对气候产生长期的显著影响。要评价出现这类长期影响的可能性是很困难的，因为对短期影响的模拟本身就存在着一定的不确切因素。Robock(1984)最近曾试用能量平衡气候模式(EBCM)评价这种影响，他在模式中考虑了雪和冰的反射率反馈及海冰热惯性和融化的冰水的反馈。将此模式应用 TTAPS分类，他发现在北半球的中高纬度地区，降低后的地面温度要在几年之内才能回升到正常状态。这主要是因为海冰面积增加，从而使北半球高纬地区海洋的热惯性减小而引起的。此外，由于烟粒子的散落使雪和冰的反射率降低，从而使高纬地区地面温度明显回升。如果是少至10—20百万吨的烟粒子在数月内散落在北极，如烟粒子只是与不超过正常雪量的降雪混合，烟粒子也会对雪的反射率产生重大影响^[9]。但对于这种影响的重要性很难进行估计，因为它取决于很多过程，如烟粒子和雪的具体降落时间、雪或冰面因溶化使烟粒子被冲洗以及雪面和冰面状态的变化。

四、关于“核冬天”不同看法的争议

Crutzen 和 Birks (1982) 及 TTAPS (1983) 等研究结果的发表，以及提出大规模核战争后会出现“核冬天”的看法以来，它既引起了国际科学界的关注，也存在着不同看法的争议。例如 S. F. Singer (1984) 在英国《自然》杂志上发表文章提出以下不同看法^[10]：

1. 如果认为陆地表面温度的变化取决于入射的太阳辐射和向外的红外辐射以及其他的人射和向外放射的能量通量之

间的不平衡，那么，除非能够完全确定所有能量通量的数值，否则即使是温度变化的正负趋势也无法确定。

2. 温度变化的幅度和正负趋势主要取决于光学厚度的比值（指可见光和红外辐射），因此这就不单取决于粒子的数量，而且取决于粒子大小的分布，尤其是取决于粒子的具体光学特性。对粒子大小的分布说来，凝聚作用是最重要的，它会改变粒子大小的分布，从而使烟云、烟灰云变得浓黑。对同样一块云说来，小粒子被碰并成较大的粒子会增加红外辐射的光学厚度，减小可见光的光学厚度。

3. 燃烧能产生一系列复杂的可吸收红外辐射的气态物质，从而对地面起到保温作用。例如干燥物质的燃烧定会产生相应的水汽，因为 CH_2 通过氧化会产生 H_2O 。而且，在粒子层下的水滴云也会阻挡和再放射由地面放射的红外辐射。这些因素都会减小地面温度的下降。

4. 另一种使地面变热的因素是各种可燃能源。例如木材的燃烧会释放 14×10^6 焦耳/公斤的能量，一天燃烧 1 公斤/米² 所释放的能量约为 200 瓦/米²，这相当于低纬度晴天的平均太阳能量。如每天每平方英尺燃烧 1 盎司的木材，会产生约 50 瓦/米² 的能量，它超过 TTAPS 就他们的标准型核战争所计算的最低太阳能（8 瓦/米²）好几倍，这就足以使地面温度不致降得太低。

5. TTAPS 的一维模式及 Covey 等人的三维模式均因分辨率太低而无法描述大气中的中尺度过程，而一些中尺度系统会产生强对流、积云、雷暴，以及雷雨、冰雹等，从而加强大气的清洗作用。因此，大气中的中尺度现象会影响核气溶胶在大气中的滞留时间，根据中尺度研究初步认为大气中不

可能存在着一个能吸收太阳能的稳定的粒子层。

因此, S. F. Singer 认为, 如果粒子的大小分布、水云和燃烧造成的气体能调整地面热辐射的损失, 则地面温度不仅不会降得太低, 甚至还可能升高。最可能的是使温度降低几度而不是降低几十度。而且 Singer 认为, 由核战争造成的气溶胶不大可能在大气中长期滞留, 因而也不可能会出现“核冬天”。

针对 Singer 的论点, S. T. Thompson、S. H. Schneider 及 C. Covey 等提出了以下看法[11]:

Thompson 等指出, Singer 提出的陆面降温的幅度和持续时间是个值得研究的重要问题。他们也认为 TTAPS 对降温幅度的模拟结果偏高了些, 他们利用三维模式所模拟的陆面降温平均约为 TTAPS 结果的一半, 沿海地区陆面降温幅度也不象 TTAPS 那样大, 但内陆地区 7 月份温度可下降 40°C 或更多, 这和 TTAPS 的结果是类似的。而且他们指出, 实际上温度无须下降 40°C , 持续时间也无须达数周或更长, 就将会对农业造成巨大的破坏。

Thompson 等认为, 所有的地面能量通量都可直接进行计算, 关于气溶胶影响地面温度变化的趋势问题现已解决——趋于变冷, 在这方面 TTAPS 的结论是很可靠的。因为烟云的太阳能吸收系数比红外吸收系数大一个量级, 核爆炸烟云的顶部可能位于对流层中层和高层, 太阳能的有效吸收高度将高于红外的有效放射高度, 所以气溶胶的温室效应是很小的。

关于 Singer 所提出的在最初的浓烟流中烟粒子的凝聚变大问题, Thompson 等也进行了讨论, 认为如果初始直径为

0.1微米或更小的粒子凝聚成0.2—0.3微米的粒子，则广为扩散的烟的太阳能吸收光学厚度最终会减少2，但就烟量及其分布而言，红外光学厚度的增加尚不足以显著地弥补地面的降温作用。Thompson 等也认为通过燃烧会产生 C_2H_4 ， C_3H_6 和 CO_2 等温室效应气体，但他们通过计算认为，这些气体的排放量太小，不可能显著地弥补地面温度的下降。Thompson 等认为 Singer 指出水云会产生较大的温室效应的看法是正确的，他们在三维模拟中已考虑了这种影响，但指出迄今对云量的模拟是否能令人满意是个尚不能肯定的问题。关于 Singer 提出的燃烧地区产生水汽的看法，Thompson 等认为是有道理的，但他们指出，当水汽已扩散到半球的相当大范围时，水汽含量应减小两个量级，所以它不足以造成显著影响。他们对 Singer 提出的关于通过燃烧所释放能量的计算也认为是有道理的，但同样当这种作用扩大到一个相当大的区域后，它对气候的影响就较小。他们指出，通过发烟燃烧产生的热量约为 1 瓦/米^2 ，此数值大大小于 $200\text{—}300 \text{ 瓦/米}^2$ 的太阳能吸收数值。因此尽管在燃烧时近燃烧地区将会接受许多热量，但平均来看，由燃烧发出的热量对防止地面变冷是微不足道的。因此，Thompson 等认为，Singer 关于核战争后地面温度不太可能降得很低的结论是没有可靠的根据的，而且 Singer 也还没有拿出定量的根据来证明温度降低只是几度而不是几十度。

关于核冬天影响能维持多久的问题，Thompson 等同意 Singer 提出的中尺度影响对确定大气中烟灰的清除率是重要的。烟云周围水汽对流活动的增强会使粒子的清除率加大，但目前尚不能直接地对中尺度环流中的浓烟云的影响作出计

算。但他们也指出，在他们的模拟中烟云顶部的干对流活动较强，在经过加热的烟云中相对湿度较低，因而防止了凝结的产生。此外，他们指出 Singer 未重视烟流的初始高度对确定大气中烟的清除率的重要性。如果烟注入大气的高度高于大气中水汽集中的高度（3 公里以上），则它在大气中的滞留时间将远长于近地面处的烟。关于烟的全球或跨洲际输送问题，Thompson 等指出，历史的观测记录确有记载，在有些大火灾中有相当数量的烟能在几天之内跨洲际地输送，目前尚未找到任何证据可以否定由大规模核战争引起的气溶胶在大气中的滞留时间可长达数周或更长的观点。

TTAPS (1985) 也就 Singer 的不同看法作了回答，认为 Singer 的许多观点考虑欠充分或认识上有差错。他们在这场辩论中的基本观点与 S. T. Thompson 等基本一致^[12]。此外，P. R. Ehrlich (1983) 的文章也曾认为 TTAPS (1983) 关于“核冬天”的结论严格说来不能为许多人所接受，而且认为核战争所造成的气候后果甚至与 TTAPS 结论相反，即核战争后地球表面会升温，从而对幸存的动植物造成威胁，这种看法与 Singer 的观点基本上是一致的。美国联邦应急处理机构 (FEMA) 通过研究认为，核战争后人们仍将会得到足够的粮食供应，但此观点遭到许多人的抨击。

五、美国核爆炸大气效应委员会的若干结论

由上述可见，关于核冬天的研究目前尚存在着争议，科学家们承认为取得最终结果尚需进行许多研究。1983年初美国国防部要求国家研究理事会对核战争的大气影响问题作出评价，为此成立了美国核爆炸大气效应委员会，进行了较系

统的研究，并于1985年初出版了此委员会的研究成果《大规模核战争对大气的影响》一书^[9]。他们的主要结论概括如下：

一场大型核战争会给大气带来大量的烟、细颗粒尘埃及一些化学物质，这些物质进入大气后会使得大气成分产生至少长达数周的巨大变化；但是，对这些物质的数量、垂直分布及其在大气中的滞留时间进行的计算尚存在许多不确切性因素；目前的科学技术尚无法对详细的大气化学反应、滞留物质的再分布和清除，以及环境受到严重恶化的持续时间作出准确的数值模拟。无论如何，委员会认为，在一场大规模核战争后，北半球温带地区相当大部分（也可能是全球相当大一部分）的地区显然有可能受到严重影响：地面温度长达数周地显著降低（尤其是发生在夏季的核战争）并长达数月地低于正常温度。由于温度降低及有关的气象变化会对核战争后幸存的人类及其赖以生存的生物圈产生严重的影响，对此应进行审慎的研究。更为具体的结论分述如下：

1. 在一次大规模的核战争中，城市地区和森林上空的爆炸会引起许多大火。烟的大量排放是最近才受到注意的核战争中的一个重要方面。对于爆炸当量为6,500百万吨级的NRC基本型核战争来说，它会在数天内向对流层排放大量的烟。有相当一部分烟可能通过气象过程在数周内被清除，这取决于反馈效应；但尚有大量的烟会在大气中滞留数月。烟在大气中滞留期间会逐渐扩散，较均匀地分布在北半球，但仍具有一定的不均匀性。在那些具有最初的半球平均烟量的地区，亮度会减弱100倍，从而使某一特定高度层下的温度显著降低，并使高层大气显著升温。虽然在关于烟排放及其对

大气所造成的光学和物理影响的计算中尚存在着一些不确切因素，但可以说明，一场基本型规模的核战争会对大气造成严重的影响。

2. 城市地区的核爆炸会比在其他地区的爆炸产生更多的烟，从而会造成更大的大气光学特性变化和气候影响。因为在工业化国家，大部分的资源 and 燃料都集中在大城市及附近地区，任何一种规模攻击城市的核战争，哪怕只是动用了现有核武库中的很小一部分，也会产生象6,500百万吨级的基本型核战争那样多的烟。

3. 烟对气候的影响与烟在扰动大气中的滞留时间及其分布的均匀性关系甚为密切。烟的滞留时间是很不稳定的，特别是在对流层高层。扰动本身会产生新的影响，其中有许多影响会使烟的滞留时间延长。虽然被吹起的烟（和尘埃）会迅速地沿着纬度带扩散，但在数月之内分布将始终是不均匀的，特别是在受影响地区的最南边更是如此。

4. 在基本型核战争中，地面爆炸会使数亿吨的尘埃进入大气，其中相当一部分的粒子半径小于1微米，这些粒子会在高空滞留数月。在这些次微米粒子中约有二分之一会进入平流层，并且即使低空的烟和尘埃被清除后，它们也能使地球表面的太阳辐射长期地减少。仅仅平流层中的这些尘埃，就能使平均的光强度明显地减弱，大陆地面温度显著降低。

5. 目前要准确地估算由基本型核战争吹起的烟和尘埃所造成的最可能的平均温度变化是不可能的。即使能够得到这种计算结果，它也不能对温度的变化情况作出有意义的描述。除了一些关键的物理参数存在着很大的不确切因素以及数值模式所固有的限制外，现有的计算还反映了很大的季节

和地理差异。最近，用包括简化假设的大气环流模式所作的模拟说明，在夏季，基本型核战争可能使北半球温带地区大陆的降温幅度达 $10-15^{\circ}\text{C}$ ，而大陆沿海地区的降温幅度则小得多。在冬季，同样类型的核战争所引起北半球温带地区的温度变化则较小，但在较偏南地区的温度下降则较明显。

6.核爆炸向平流层排放的氧化氮会减少臭氧数量。在6,500百万吨级的基本型核战争后数月，臭氧会大大地减少。根据当前的平流层结构所进行的计算说明，在核战争爆发约两年后大气中的臭氧会减少一半。在臭氧减少的最盛时期，对生物会发生影响的紫外线强度在地面约是正常值的1.5倍。最初，大气中的烟和尘埃会对地面受加强了紫外辐射的影响起保护作用，但随着粒子逐渐被清除，这种保护作用也随之消失。

7.要对基本型核战争可能对北半球热带地区及南半球大气造成的影响作出精确估计是很困难的。可以认为，虽然对南半球影响的程度要小得多，但仍有大量的尘埃会在核战争爆发后数周飘移到赤道地区或穿越赤道。不能排除由于核粒子云受热所驱动的巨大的穿越赤道输送的可能性。根据模拟结果，发现在春夏各月中都存在着这种由受热所驱动的越赤道的环流。

8.有些历史上的火山爆发以及地球外的一些星体可能也释放过与大型核战争相当的能量，并且也可吹起大量的尘埃，但因它们都未曾产生吸收性很强的烟灰粒子，所以所有这些事件均不足以为研究核战争影响提供有用的根据。此外，对历史上这些自然事件所引起的大气变化并不清楚，即使化石对此有所记载，但也尚未进行系统地发掘。因此，根

据现在掌握的历史上发生的火山和其他会产生影响的事件既不能证实委员会得出的结论，又未能给以否定。

9. 关于核战争对大气影响的各项计算都需要对一些不确切的物理参数作出定量假设。在许多方面，所取数值的范围在科学上是可靠的，并且所得出的总的结论从资料看来决定于所选取的数值。通过进一步的经验和理论研究可使某些不确切因素减小，但有些不确切因素却很难解决。比较大的不确切因素包括：（1）在大规模燃烧中产生的烟的数量及其吸收特性；（2）大规模燃烧产生的烟的最初高度分布；（3）大气中烟的早期清除机制和清除率以及最初几天烟的衰变；（4）在对流层高层和平流层内烟和尘埃的垂直和水平输送；（5）所引起的大气过程如云的形成、降水、风暴及风的类型等的变化；（6）由高空大量分布不规则的粒子所引起的大气状态变化，能否用现有的和准备新设计的数值模式作出预报。核战争对大气的影响取决于以上物理过程（1）—（5），而最终结论则更是取决于第（6）个不确切因素，即取决于模式的模拟能力。

六、几点看法和建议

综上所述，自从本世纪五十年代以来科学家们已在进行关于核爆炸对大气影响的研究。1982年 Crutzen和Birks 提出核战争引起的大火所产生的烟会引起一种使地面急剧降温的反温室效应，并从而会出现“核冬天”这一新的物理概念。这一概念的提出，是关于核爆炸的大气影响研究方面的一个巨大进步，它引起人们对核战争的气候后果作进一步关注。但是，由于评价核战争对气候的影响所需进行的一系列计算

——核弹头使用的数量和爆炸当量及爆炸型式，所产生的尘埃、烟和 NO_x 的数量，在大气中的水平和垂直分布以及这些物质的光学特性，都存在着一定的不确切因素，尤其是受数值模式模拟能力的限制，因而这些定量的模拟结果必然会存在较大的误差。而且这种误差是无法验证的，因而也很难说误差大到多少。从已有的模拟结果看，TTAPS 关于陆面和陆地上空温度变化的幅度由于未考虑海洋影响，模拟结果幅度偏大是肯定的。Singer 提出的一些看法有一定道理，例如关于水汽及大气中的中尺度影响以及核战争造成的气溶胶粒子的大小变化及非均匀分布等，都是在研究中应进一步考虑的问题。但正如 Thompson 等进一步指出的，与核战争造成的气溶胶对太阳辐射的吸收相比，上述有些影响的作用要小一个或两个量级。因此，TTAPS 及其他一些数值模拟结果中关于核战争后将会在相当大的地区造成陆面显著降温及高空显著增温的这种趋势是很可能的。这种温度变化也很可能引起环流变化及有关气象要素的变化。尤其是，这种温度变化无需达到几十度或是维持几周甚至几个月，就已经会给人类造成灾难性的后果。例如 ENUWAR 农业影响工作组的调研报告 (1985)[13] 指出：在生长季节平均温度降低 $1-5^{\circ}\text{C}$ 就会使农业产量严重下降；核战争后北半球第一个生长季节的农业生产将遭到彻底摧毁或绝大部分遭摧毁；世界上许多国家的农业产量的恢复将需要很长的时间，尤其是一些人口众多的国家如中国、印度，粮食的供给将成为严重问题。这就不能不引起人们对核战争的气候影响问题的高度关注及对此进行认真的研究。

关于核战争对大气或气候影响的研究无疑是一个涉及多

学科的为社会所关心的气象问题。对于气象学界来说，从事这方面的研究及向有关部门提供咨询服务应该说是责无旁贷。世界气象组织也已准备在世界气候计划中包括这项研究任务，以便向联合国的有关机构提供咨询。目前我国在这方面的研究尚处于空白状态，这是值得认真对待的。尤其是，我国迄今尚未拟订国家气候研究计划，气候模拟研究也尚处于起步时期。和国际先进水平相比，我国在动力气候学的研究方面存在着较大的差距，这也正是我国关于核战争的气候影响研究迄今未能进行的一个主要原因。当前，我国应在国外已有研究的基础上，组织科研力量开展关于核战争的气候影响研究，这项工作的开展也必将促进我国气候模拟研究的进步。同时，关于核战争的气候影响研究涉及许多学科，因此，这方面的研究需要组织有关学科专家的合作。

当前，关于核战争对大气影响的进一步研究所面临的主要问题是：要努力缩小在数值模拟的一些假设中的那些不确切性，以及提高数值模式的模拟能力，从而作出关于大气状态变化的可信的、定量的和比较准确的估计。为此，美国核爆炸大气效应委员会曾提出一些建议^[9]，其中有些是值得我们借鉴的。

1. 在关于核战争的气候影响的研究中，需要进一步重视的问题是：（1）烟和尘埃在大气中的输送以及由此对大气环流产生的影响，（2）烟粒子在大气中的寿命，（3）在一天到一周的时间尺度上的辐射强度的变化对地面温度和近地面层气象特征的影响，（4）海-陆气候相互作用区域的影响，（5）核战争造成的气溶胶的辐射、光学和红外特性及其时间演变，（6）降水和云结构变化的影响。

在研究的初期,一维辐射-对流气候模式是十分有用的,但除了关于辐射强度的变化对地面温度及近地面层气象特征的影响以外,此模式处理其它问题的能力有限。利用二维纬向对称环流模式可以研究上述问题中的(1)和(2),但应注意改进关于大尺度大气涡旋的参数化问题。利用三维大气环流模式(GCM)可以研究以上提及的所有问题,但现有的三维模式并不是为研究此问题而专门设计的,因此也需要改善模式中那些会影响气溶胶寿命和地面状态过程的处理。

2.需要进一步了解与核战争引起的大火有关的下列现象:(1)大尺度燃烧的动力学特征,包括大火的蔓延、瞬时的水汽凝结的影响、烟注入高度、光学特性和清除率的影响;(2)城市燃料的拥有量及其种类和密度;(3)野外燃烧的范围及季节变化;(4)核爆炸对城市燃料和自然燃料的引燃率;(5)由燃烧不同燃料的大尺度燃烧所产生的烟的数量、成分和大小分布;(6)烟粒子清除的长期微物理过程;(7)烟的中尺度输送和混合,包括烟的受热和微物理特征与动力学特征和降水的耦合作用。

3.核战争带来的重要危害之一是放射性死灰的污染。此问题不属于核战争气候影响的研究范围,该委员会未对此进行研究。但委员会认为,对放射性污染问题应较为详细地重新加以审议。早期的研究曾认为全球平均的长期放射性灾难将不会太严重,但这些研究是以大气核试验的铯-90死灰分析为依据的,这些试验的爆炸当量为数百万吨级,它能使放射性碎片排放至平流层,从而避免了早期降水清除。而当前核武库中以低于百万吨级的核弹头为主,这些核弹头则将绝大部分放射性碎片排放在中纬度的对流层中。这样,广为扩

散的死灰加上中期时间尺度（数日至数周）的降水，会使放射性污染问题更为严重。新的初步计算认为，低当量规模的核战争会显著地增加每百万吨爆炸所造成的全球平均的放射性危害。

4.已有的关于核爆炸后大气中注入尘埃的研究是以从核试验得到的少量经验资料为依据的，这些试验只是0.5—1.0百万吨的大陆地面爆炸。对火球质量负荷（即汽化的和熔解的石块和废碴）、上升、及决定尘埃粒子在稳定云中的最终分布的重新聚合过程进行更为细致的理论研究，可以使这些计算更为可靠。此外，已有的关于臭氧的计算都是利用一维化学输送模式的计算结果。如利用适当的二维和三维模式，可能比用一维模式能更符合实际地描述臭氧的时空变率。建议对此问题研制和应用高维模式，并需进行灵敏性试验和模式的验证。

5.对于过去数百万年中由大火山爆发引起的局地 and 全球气候影响，应由古气候学家和地质学家联合进行调研。在确定火山喷发物的年代时，年代越久误差越大，所以利用最近期的大型火山爆发资料能够更好地研究气候变化与火山爆发之间的关系。为了适当地对因大火山爆发而注入大气的物质的数量和特性进行定量处理，尚需作进一步研究。最近的一些研究表明，在海洋和大陆的一些沉积物中可发现一些由 10^6 — 10^7 百万吨的流星碰撞所产生的区域或全球性影响。为评价它们对气候和生物学带来的影响，尚需进行多学科的调研工作。

本文从科技情报研究角度出发，概述国外关于核战争对大气影响研究的发展概况并提出一些粗浅看法，目的在于提供有关领导及我国将从事这方面研究工作的同志参考。限于作者水平，欠妥之处尚希读者指正。

主要参考资料

- [1] Crutzen, P.J., and J.W. Birks(1982), The atmosphere after a nuclear war: Twilight at noon. *Ambio*, 11:114-125.
- [2] Turco, R.P., O.B. Toon, T.P. Ackerman, J.B. Pollack and C. Sagan(1983), Nuclear winter—global consequences of multiple nuclear explosion, *Science*, 222, 1283-1292.
- [3] Turco, R.P., O.B. Toon, T.P. Ackerman, J.B. Pollack and C. Sagan (1984), The climatic effects of nuclear war, *Scientific American*, August, 1984, Vol. 251, No. 2.
- [4] Aleksandrov, V.V. and G.L. Stenchikov (1983), On the modelling of the nuclear war, *Comp. Center USSR acad. sci*, 22 pp.
- [5] Bojkov, R.D., Annotated references on the effects of nuclear explosions on atmospheric composition and climate. 世界气象组织专题资料, 1984.
- [6] MacCracken, M.C., 1983, Preliminary estimates of the climatic effects of a nuclear exchange, Presented at Third Internat. Conf. Nuclear War at Erice, LLNL—UCRL Report No. 89770 23pp.
- [7] Covey, C., S.H. Schneider and S.L. Thompson, 1984, Global atmospheric effects of massive smoke injections from a nuclear war—results from general circulation model simulations, *Nature*, 308, 21-25.
- [8] Thompson, S.L., V.V. Aleksandrov, G.L. Stenchikov, S.H. Schneider, C. Covey, R.M. Chervin, 1984, Global climate consequences of nuclear war: simulation with three dimensional models, *Ambio*, 1984, Vol. 13, No. 4, 236-243 pp.
- [9] Committee on the atmospheric effect of nuclear explosions, 1985, The effects on the atmosphere of a major nuclear exchange, National academy press, Washington, D.C. 1985.
- [10] Singer, S.F., Is the "nuclear winter" real? *Nature*, Vol. 310, 23, August, 1984.
- [11] Thompson, S.L., Covey and Co-workers reply, *Nature*, Vol. 310, 23 August, 1984.
- [12] Turco, R.P., O.B. Toon, T.P. Ackerman, J.B. Pollack, C. Sagan, Letters on a "nuclear war", *Science*, Vol. 227, 358-362 pp.

- [13] ENUWAR. Agricultural effects workshop report, 1985, 国际核战争对大气影响学术座谈会资料, (日本, 东京) 1985年2月。
- [14] 陶诗言, 近两年来美苏有关核战争对全体气候影响研究的进展, 《气象科技动态》1985年第一期。
- [15] 塔斯社1985年7月26日电讯, 核冲击后的世界: 电子计算机预测, 新华社资料1985年。
- [16] Committee of Soviet scientists for peace against nuclear threat, 1984, Possible climatic consequences of nuclear war and some natural analogs. 国际核战争后果及其防止学术讨论会资料(意大利), 1984年。
- [17] Carrier, G.F., Nuclear winter: the state of the science, Issues in science and technology, winter 1985. 同[13]。
- [18] Cess, R.D., G.L.Potter, W.L.Gates, 1985, The climatic impact of a nuclear exchange: sensitivity studies using a general circulation model, 同[13]。
- [19] Crutzen, P.J., L.E.Galbally, C.Brühl, 1984, Atmospheric effects from post-nuclear fires, 同[13]。
- [20] Penner, J.E., L.C. Haselman, L.L. Edwards, 1985, The dynamics and microphysics of large-scale fires, 同[13]。
- [21] MacCracken, M.C., J.J. Walton, 1984, The effects of interactive transport and scavenging of smoke of the calculated temperature change resulting from large amounts of smoke, 同[13]。

大规模核战争可能引起 的气候影响

George S. Golitsyn, Norman A. Phillips

译者按

此报告是世界气象组织（WMO）和国际科联（ICSU）的联合科学委员会（JSC）根据第36届WMO执行理事会的要求起草的。在1985年6月5—23日召开的第37届WMO执行理事会上，委员们对此报告给予了高度的评价，并建议WMO秘书长将此报告递交给联合国秘书长，以便将此文收集在联合国即将出版的核战争对气候影响的文件汇编中。

第37届WMO执行理事会还要求JSC在其1987年的第8次届会上继续加强研究，并对现有的报告作出修正。同时执行理事会还要求秘书长以修正后的报告为基础向第10次WMO大会提交一份对此问题的科研总结报告。

WMO执行理事会还建议JSC在今年8月19—24日在意大利召开的第五届核战争国际会议上发表此报告。

摘要

本文就过去若干年中对核战争引起的大气影响所进行的研究作了述评。主要发现是：1. 核战争引起的大火会产生大量吸收性很强的烟；2. 如果这类烟的数量多达 10^{14} 或 2×10^{14} 克，在核战争后数星期内，在内陆地区温度可能会下降 $10-30^{\circ}\text{C}$ 。近地面核爆炸产生的尘埃还会造成额外降温。如果上列的烟数量继续增加，降温的持续时间和受影响区域则也继续增加，但降温的强度则不随烟量的增加而加强，同时，对流层高度则因吸收了太阳辐射而升温。

计算中尚存在一些不确切因素。其中有一类不确切因素属于对核爆炸分布的估计以及烟的产生及其物理特性的具体细节。如美国科学院国家研究理事会的报告指出烟的数量为 0.2×10^{14} — 6.4×10^{14} 克，其基本型的估计为 1.8×10^{14} 克。而第二类不确切因素则由于对在受影响的大气中可能发生的过程尚不甚了解：烟会扩散至一个多高和多大的范围，烟在大气中能滞留多久，其物理特性将怎样变化，及其如何改变大气动力学和水份循环。这两类不确切因素既会使核战争对大气的影响进一步加剧，亦会使其影响得以削弱。

一、引言和综述

瑞典皇家科学院的环境科学杂志Ambio(1982, No.2/3)出版了核战争影响的专刊。专刊登载了P. Crutzen和J. Birks的有关核战争后的大气的文章。文章披露了对臭氧层的影响，并且得出了与美国科学院(NAS) 1975年就此问题的早期估算相一致的结论。但是Crutzen和Birks在文章中首次注意到了森林、城市、石油和天然气燃烧可能会产生大量的烟。他们指出碳质烟对太阳辐射具有很强的吸收性。通过计算他们认为，1百万平方公里的森林大火可以使烟覆盖区到达地面的太阳光减少到 $1/2$ — $1/150$ 。

自那以后不久，Turco等人(1983，以后称为TTAPS)就这种烟的大气影响进行了系统的研究。此外，Turco等(1984)、Aleksandrov和Stenchikov(1983) MacCracken(1983)、Covey等(1984)和国家研究理事会(1984)也都开展了研究。这些研究是根据以下推理步骤。

(1) 现有核武库中大部分弹头将用以攻击北半球中纬度地区的地面目标。鉴于目前大部分核弹头的爆炸当量为1百万吨或更小，它将包含许多次的核爆炸。

(2) 在城市及其附近地区拥有大量的军事和经济目标, 因此许多城市(如1000个)将会被彻底焚毁。这些城市的燃烧会产生大量黑色的碳质烟。

a. 那些短小时内不会沉降至地面的烟的光学特性呈红外透明性, 但对于太阳光却具有强烈的吸收性。

b. 通过对烟云高度作一系列简化的假设(例如10km)以及烟云沿水平方向迅速扩散至各经度, 会使平均光学厚度达到4或更大。烟云对大气温度最直接的影响表现为烟区上部温度明显升高, 而近地面层温度下降。

(3) 那些位于非城市地区的目标物增加了发生森林大火的可能性, 这类烟对可见光的吸收率低于城市燃烧发生的烟, 但它将使城市烟所产生的影响明显地加剧。

(4) 用以攻击硬目标的地面和近地面爆炸预计会将尘埃吹至平流层低层。对于可见光谱说来, 此类尘埃的吸收性大大低于城市烟, 但它们的散射效应是重要的, 尤其对较长时间尺度说来更如此。这类尘埃的数量可与 Krakatau 火山尘埃相比拟 (MacCracken, 1983 文章中的表1), 但比 Tambora 火山少。所以与通过燃烧产生的烟相比, 尘埃对温度的直接影响甚小, 至少对那些最通常使用的核战争类型说来是如此。

因此在计算“核冬天”时存在以下一些主要的技术问题: 会产生多少烟, 烟最初的光学特点及不断演变的光学特点, 烟在大气中最初的及其以后的分布, 大气中烟的清除速度, 受烟影响发生的温度变化, 随温度变化而发生的风变化, 以及最终由这些大气变化对烟发生的影响。

在对以上各类用以解释这些过程的推理进行评述之前, 有必要作几项重要的概括性声明。首先需要声明的是, 所研

究的基本型核交战是一场大的核战争,它会产生 2×10^{14} 克的烟,并且会立即杀戮数百万人。这样数量的烟不只足以切断受影响地区几乎所有的太阳光,而且即使烟数量发生较小的变化,也不会造成降温的相应变化。第二点需要声明的是,以上提及的各项与“核冬天”计算有关的要素涉及到甚为复杂的材料和过程问题,而目前已有的理论和经验知识对于解决这类问题都是不够的。例如,一个能用于制作一周天气预报的数值预报模式,却不能在大气显著异常情况下模拟热活性污染物的扩散。

二、爆炸产生的尘埃

关于由爆炸吹起的尘埃的资料及其物理特性在一定程度上是有争议的,并且这种资料也不完整。每1百万吨级的近地面爆炸会吹起多至5百万吨的物质,但其中绝大部分将立即沉降于地面(Glasstone和Dolan,1977)。由每1百万吨级爆炸产生并吹至高空的尘埃量大约为0.1—1百万吨,这取决于土壤的类型,其中最可能的数字为0.33百万吨。每百万吨爆炸所能汽化的土块量为0.1百万吨,这是能上升形成云的细颗粒气溶胶的上限量。Manins(1984)对云高和所含尘埃云的流体动力学特征进行了分析。他指出,大于0.03百万吨的地面爆炸所产生的地面尘埃有一半会被吹至高度为10公里以上的大气层。TTAPS小组通过计算认为每百万吨爆炸会产生 15×10^4 吨尘埃,其中 1.4×10^4 吨(8%)为次微米粒子。Izrael(1984)则认为次微米粒子约为2%。如果采用Glasstone和Dolan的数字,即总尘埃量为 33×10^4 吨,每百万吨爆炸即会产生 0.7×10^4 次微米尘埃。由此看来,TTAPS的尘埃评价可能过高(2倍)。

但是就净影响而言，还应考虑到大小为 3.5 微米的粒子能长达一个月以上地在大气中滞留。小粒子的尺寸分布是对数正态分布，其分布参数与土壤类别关系密切 (Izrael, 1973)。半径小于 1 微米的粒子数量约占粒子总数的一半，其重量如上述约占总重量的 2 %。该数值的普遍性尚不得而知。

尘埃排放高度亦较重要，因为在对流层中可能有大部分尘埃处于霾层以上。此外，由于尘埃属散射性气溶胶，它可以对行星反照率产生明显的影响。T·Ackerman (私人通讯) 认为在 TTAPS 的一些极端分类中，最大的降温即由该过程引起。

三、大火和烟的排放量

大规模燃烧的理论是我们认识大规模核战争后果的一个障碍。但已有一些个例可用作理论论证的根据。1943 年 6 月对汉堡的轰炸使烟达到了 9—12 公里高度 (Manins, 1984)。1945 年在广岛和长崎发生了火涡旋，后者规模比前者略小 (Barnaby 和 Rotblat, 1982)。在广岛发生的两天大火焚毁了地面上方 2 公里内的一切物体。

1984 年 4 月在伦敦举行的讨论会上披露了在城镇储存的“燃料”的数据。其范围从现代欧洲城镇中心的 200 公斤/米² 至郊外的 20 公斤/米²。Larson 和 Small (1982) 研究了总人口数为 1 百万的城市模式，它们的“燃料”储存范围从 10—40 百万吨。如果这些“燃料”的 1/2 得以燃烧，其烟的发生量为 1 % (Crutzen 等人的假设, 1984)，即会产生 0.05 至 0.2 百万吨的烟。根据 Crutzen 等人 (1984) 参阅的文献，烟气溶胶发生量为被烧燃料的 0.1 %—2.5 %，但如果出现闷火燃烧，烟气溶胶发生量则可增加至 16.5 %。因此它们的平均数

1%与假设的烟中元素碳的成分25%一样都是暂定的。当然城市大火产生烟的数量与爆炸的分类有着密切的关系。在Ambio的分类中列出了约1000个城市目标,对此预计能产生数百百万吨的烟。NRC报告的第5章认为,在城市中4%的被燃烧物质会转换成碳质烟,经过短时的沉降大约仍有 1.5×10^{14} 克烟滞留在大气中。由于计算程序中含有不确切因素,NRC报告的作者们只得在列出了城市烟基本值 1.5×10^{14} 克以外又确定了0.2至 6.5×10^{14} 克的范围。

库存原油的燃烧以及天然油气井的燃烧是产生烟的又一来源。库存原油估计为1000百万吨。根据Teller (1984),原油的燃烧会产生10%的烟(以重量进行计算),其中1%为烟灰。因此如果全部库存原油均被燃烧,即会产生 10^{14} 克碳质烟。天然气井燃烧产生的影响则较小。1980年天然气产量为 16×10^{11} 立方米,如果其1%转换成烟,即每天仅产生 0.03×10^{12} 克烟。

让我们再来看一下森林大火。首先看一下苏联的某些数字。在生产用材林中,平均干木材存储量为15公斤/米²,其存储量范围从1公斤/米²至30公斤/米²。其中15—20%属于燃性枝叶(Safronov和Vakurov, 1981),这些枝叶总能得到完全燃烧。然而树干的燃烧率为20%左右。这就使被燃烧的树干和枝叶达到平均8公斤/米²左右。用木材堆作试验(Devlishev等, 1979)说明,通过光雷达测量,烟发生量占被燃重量的1.8%。这样每百万平方公里被燃森林会产生 1.5×10^{14} 克烟。

该数字与Crutzen等人(1984)和TTAPS得出的值较为吻合。Crutzen等人通过计算认为20公斤/米²的森林生物总量的燃烧率为20%。该数字比以上提及的值低,但Crutzen假设

烟的发生量为4%，这样他们认为每百万平方公里烟发生量为 1.6×10^{14} 克。他们还认为烟发生量为4%，但烟发生量的范围为0.44—7%。由此亦可得出 0.2×10^{14} — 2.8×10^{14} 克烟的范围。NRC报告使用了较小的森林大火面积，大约为250,000平方公里，但每平方公里烟发生量与以上提及的类似，因此得出的森林烟发生量为 0.3×10^{14} 克。

对本节进行总结认为，有一定的证据说明，对于总量为 1.5×10^{14} 克的城市烟，其中城市燃烧、库存油料和工厂区燃烧分别产生 0.5×10^{14} 克烟。在夏季因为极易发生森林大火，因此需对每百万平方公里的森林大火加上 1.5×10^{14} 克烟，但这种烟的吸收性较弱。NRC列出的数字即 1.5×10^{14} 和 0.3×10^{14} 克与TTAPS所使用的 2.25×10^{14} 和Crutzen等使用的 2.32×10^{14} 一样与此值较为接近*。

四、烟的物理特性

由于粒子的尺寸与其光学特性及其生命期有着联系，所以我们将从粒子尺寸开始谈起。在排放不久的烟中，典型粒子的尺寸分布其峰值处于直径0.1微米或略大。这种粒子尺寸影响最大，因它接近于太阳光的波长。此外，尺寸为0.1—1.0微米的粒子（即所谓的“Greenfield gap”）在大气中滞留的时间最长。Jaenicke（1981）认为，处于这样尺寸范围中的普通气溶胶在1.5公里左右的高度滞留时间大约为一星期，在对流层中更高的高度滞留的时间为两星期左右。凝聚过程

* 较细颗粒的气溶胶亦可通过气态产生，如各种气体的燃烧。对此过程尚未进行评价。

会使尺寸的峰值随时间的增长变得更大, 但对该过程的了解尚不充分(但在对流层中层相对湿度降低, 凝聚过程亦减缓, 这看来是较合理的)。

气溶胶的化学成分决定其折射指数 m 。在TTAPS的文章中 $m=1.7-0.3i$ 。Stith等人(1981)发现森林大火烟粒子的 $m=1.53-0.05i$, 然而尘埃粒子的 $m=1.5-0.001i$ 。这样的 m 值分布以及粒子尺寸分布的差别使质量吸收系数 σ 的变化范围处于2—10米²/克之间(Crutzen和Birks, 1982; Penner, 1984)。NRC报告对城市烟采用了在可见光范围 σ 值为5.5米²/克。红外范围的 σ 值为0.5米²/克。TTAPS小组采用的值与此值较接近。

在计算辐射输送中, 单一的散射反射率 ω 是一个重要的因子, $\omega=K\sigma/(K\sigma+K_a)$, 这里 $K\sigma$ 和 K_a 是光散射和吸收系数。就烟灰说来, $\omega=0.5$ 至 0.6 , 然而就森林大火的烟来说, $\omega=0.8$ 至 0.9 (Crutzen等人, 1984)。Kondratjev等人对有记录的烟和烟灰的数据作了评价, 得出 ω 值为 0.17 至 0.94 , 该值取决于气溶胶中元素碳的含量。对这些参数及其随时间的变化需进一步进行研究。

现在已可能对烟的光学厚度进行研究。为方便起见, 我们假设烟为 1.5×10^{14} 克。如果烟在 $30-70^\circ\text{N}$ 之间均匀地扩散, 即可得到 1.34 克/米²。如果 $\sigma=2-10$ 米²/克, 我们即可得到可见光学厚度 τ_v 为 2.7 至 13.4 。如果这同样数量的烟在整个北半球均匀地分布, 光学厚度范围将为 1.2 至 5.9 。许多研究核战争后大气影响的学者所采用数字都处于该范围之内(如NRC的基本型分类认为半球的平均值为 4)。

根据Grigorjev和Lipatov(1978)的资料可以对森林大火

产生的烟灰作一有趣的估算。他们根据卫星数据估算, 1972年8月在苏联的烟云覆盖地区约占 1.5×10^6 平方公里, 其中烟灰的占有量为 1.2×10^{12} 克。通过将一小得多的燃烧面积外推至一百万平方公里, 即可得到 2.2×10^{14} 克的烟灰。在Crutzen等人(1984)的文章中, 烟的数量为 1.6×10^{14} 克, 其中碳质的含量为8%, 即 0.14×10^{14} 克。这种相差15倍的碳质含量目前尚未能作出解释。这里可以认为Crutzen的值是低估的。

假设气溶胶浓度是高度的函数, 那么气溶胶的物理特性, 即辐射通量的计算就是直截了当的事, 可不必再作大的简化。烟最初随高度的分布取决于伴随着大火而产生的对流和扰动。Manins(1984)考虑了在这类热力层中烟的上升, 对于层结随高度呈线性分布的静止大气来说, 热力层顶根据Briggs(1975)有

$$Z_{\text{top}} = 255Q^{1/4}$$

这里Z以米为单位, Q是热源, 单位为百万瓦。该方程式对20个火山爆发和若干个大规模森林和城市大火所观测到的烟流高度作出了较好的描述。热力层的底层约位于 $Z_b = 0.6Z_{\text{top}}$ 。为了能到达中纬度对流层顶, 即10公里高度, 热源必须达到 2.4×10^6 百万瓦。如果要使半数的烟进入平流层, Q必须达到 10^7 百万瓦。作为一个验证, 人们可以看一下Cotton(1984)对一假设的城市大火所作的数值模拟。Cotton发现, 在一个直径为8公里的燃烧地区, 加热率为 5×10^6 百万瓦〔大约为汉堡(1943)结论的3倍〕, 受热的最高高度为14公里。但根据以上的方程式, $Z_{\text{top}} = 12.1$ 公里。NRC报告采用了理论烟流模式和假设的城市大火区分布(作为面积的函数),

得到的结论是“在1至10公里高度之间烟输入量的分布是很均匀的”^{*}。

Manins引证了几个北美森林大火烟到达平流层的若干例子。Kondratjev和Grigorjev (1984) 引证了几个烟上升至11公里高度和大规模森林大火后大气透明度降低的例子。1950年9月的艾伯塔森林大火的烟扩散到西欧（距离约有7000公里），高度达9公里（Wexler, 1950; Watson, 1952）。在1972年干旱的夏季，苏联西部发生了大火，其烟的高度达3—5公里，扩散距离达5600公里，在乌拉尔地区弥漫着烟，并且在远至巴尔喀什湖地区还能看到烟（Grigorjev和Lipatov, 1978）。1984年7月在Krasnojarsk地区发生的30平方公里的森林大火，其烟上升至3—3.5公里高度。1954年在Burjatia发生的森林大火，其烟的高度达8公里（Korovchenko, 1958）。这些数字与以上提及的方程式相吻合，如果燃料的热量发生率为19百万焦耳/公斤，并且每平方米燃烧8公斤燃料，那么通过以上的公式得出烟的高度达3公里。

通常观测到的森林大火烟的高度为2—3公里。烟流一般无法升得更高的原因可能是由于干旱天气和反气旋中大尺度下沉运动间的相关性，前者有助于大火的发生，而后者则有助于产生干旱天气。反气旋中的典型温度递减率是属于稳定型的，这也抑制了烟流的升高。

通过卫星（Matson, 1984）和飞机（Stearns, 1984）可对森林大火进行很好的观测。在可见光谱范围中，从上面只

^{*} 对均匀的烟密度和随高度均匀的烟混合率之间的差别需认真加以研究。由于后者在低空能有效地发挥影响，因此对于清除来说会起到重要的作用。

能看见烟。火是看不见的。当波长大于 3 微米时，烟是透明的，但采用红外观测能容易地确定大火区以及烟覆盖下空气的温度。这就非常清楚地阐明了要产生所谓的“核冬天”所需要的条件。

另外还有一个机制可以在白昼促使烟上升。当形成了吸收性很强的烟云以后，其云顶层受太阳光而加热，从而产生对流。Ginsburg 等人 (1984) 假设在白昼地面吸收太阳辐射热量为 $Q=120$ 瓦/米²，以此对这种可能性作了粗略的计算，这种假设可应用于厚度 $h(t)$ 不断增长的扰动边界层通常采用的方程式：

$$h(t) = \left[\frac{2Qt}{r\rho C_p} \right]^{\frac{1}{2}}$$

式中 r 是静力稳定度因子，每公里大约 3 度， ρ 是平均密度。当 $t=2$ 周时，该方程式得出 $h=10$ 公里。虽然对假设的条件作了很大的简化，但该结论说明了对流在抬升烟云的边界顶部中的重要性。

几乎所有对温度变化的计算都忽略了烟覆盖区内烟高度的水平变化和气柱内烟密度的变化（克/米³）。如果 1.8×10^{14} 克烟均匀地分布在北半球中纬度地区整个陆地上空，该数量的烟是足够大的，然而在这些地区可见光学厚度亦将是很大的（大于 4），它足以切断所有到达地面的太阳光。对于该区域中水平变化产生的影响我们可以想象另一极端的例子，即 1.79×10^{14} 克烟只是分布在该区域 1 % 的面积上，而 99 % 的面积却只为 10^{12} 克烟所覆盖。那么相当多的太阳光即会到达 99 % 的地面，“核冬天”的发生即会推迟，其影响亦会得到削弱。MacCracken (1983) 已指出了烟分布不均匀性

的这种影响：在烟数量较大情况下，对烟的水平分布假设为均匀，会过高地估计大气的水平平均温度变化。当然大气的水平运动会使烟初始的不均匀性趋于均匀，因此大气的水平运动亦会使一定数量的烟更有效地切断到达地面的太阳光。由于烟的数量随时间增加而减少，因此发生这种情况的速度是很重要的。对此，目前正在进行一些探索性的研究。MacCracken (1983) 在一个简单的全球大气环流模式中，曾使用某一层次一月份的风以驱散最初集中于美国和欧亚东部4个目标区数量为 2.07×10^{14} 克的烟云（这些地区最初的光学厚度无疑将大于20）。MacCracken还使用了简单的降水清除率，这种清除率决定于用大气环流模式（GCM）根据未受影响的冬季条件所计算的雨量。核爆炸后3天在大部分中纬度地区的陆地光学厚度大于1，但北半球的大部地区无烟。至第30天该清除模式将半球平均光学厚度从大于4减至1.1。只是少数孤立的不规则地区光学厚度维持在大于5。在此计算中，MacCracken承认低估了大尺度扩散作用，因为它忽略了其它各层次的风，并且它还忽略了通过烟引起的温度变化而产生的风变化。但它还是阐明了由于烟的扩散使温度的影响加剧，以及由于烟的清除而使温度的影响减弱这两者之间的竞争所发挥的重要作用。

降雨清除被认为是对烟最有效的清除过程。这方面已有非常局地性的云下尺度的理论模式，清除率可由下式说明：

$$dm/dt = -m \times \text{清除率}$$

式中 m 表示烟的数量， t 表示时间。以此作为前面所描述的高度的函数，利用按照正常大气的气溶胶根据经验所确定的数值，这样的方程式能更直截了当地得到应用。NRC小组在他

们的正常分类中采用了一个相当快的降雨清除率，即在 3 天内使 5 公里高度内半数的粒子得到清除，和一个相当低效率的清除率，即 5 公里高度以上的 26 天的垂直沉降清除。Turco 等人（1984）采用了一个较为折衷的 15 天数值。但有些计算忽略了烟清除。

显然对于大量使用核武器时将会出现的大量烟云的形成和其特性尚缺乏足够了解，但是即使我们知道得很少，从一般经验也可指出烟能扩散得很远、升得很高和持续较久。

五、柱体大气模式的结果

对于一场全面规模的核交战所造成的大气后果及其发展要作出完整的描述需要使用最完善的三维环流模式，即使如此，人们仍有权怀疑，现有的这类最先进的模式能否有能力得出可靠的结论。但对这问题应用一些较为简单的模式还是有用的，因为较为简单的模式能较容易地说明起作用的物理原理，此外，有些柱体（即 1 维）模式中的辐射通量方程比三维模式的辐射通量方程更为准确。

从 NRC 报告的图 7.2（见本文集第六篇的图 2）中可以 得到烟云的各不同可见光厚度引起地面温度变化的情况，该图阐明了当太阳天顶角为 60° 时，作为烟云光学厚度的 函数的传输（即到达地面的太阳入射光部分）的相关性。以下列出了一些摘自该图的具有说明意义的数值。

光学厚度	传输
1	0.35
2.1	0.1（极阴沉的天气）
4	0.01（光合作用的极限）
15	10^{-6} （月光）。

为了提供参考，我们可提一下MacCracken的个例（1983），在该个例中有 2.07×10^{14} 克烟分布在北半球，它引起的平均光学厚度为4。

在一简单的柱体模式中，大陆区域的光学厚度为4或更大，即会开始降温，其降温率与太阳落下后的夜间降温类似（由于云对红外线来说几乎是透明的，因此不会增强正常大气中的温室效应）。由于来自地面的黑体辐射和温度的关系为 T^4 以及清除作用，这样的降温率会随时间逐渐地减弱，但有此幅度的烟云其降温则是严重的。

Golitsyn和Ginsburg（1983）所使用的模式是最简单的模式。该模式考虑了整个大气中的太阳辐射和热辐射，以及该两种辐射在大气层的高层和低层边界的平衡。将该模式应用于火星尘暴，得出大气中由于尘埃的增加升温 30°C ，而地面则降温 $10-15^\circ\text{C}$ 。这结论与Zurek等人（1982）进行的直接测量结果较为吻合。火星尘暴与核交战后大气中的烟和尘埃现象类似。当火星位于其近地点时，在其亚热带和南半球的中纬度地区会产生火星风暴。大约一星期后，尘云纬向并合，然后5—10天后越过赤道覆盖整个星球。可见光学厚度的极值为5。虽然火星尘埃与城市大火相比散射性较强而吸收性较差，但观测到的大气温度和地面温度的变化与在过去几年中正在研究的核交战后的大气模式所得出的结论在定量上看是接近的。

Golitsyn-Ginsburg模式中的平衡温度 T_e 通过以下方程式表示：

$$T_e = [I(1 - A)/4\sigma]^{1/4}$$

这里 $I=1370$ 瓦/米²，为太阳辐射； A 是系统的平均折射率； σ 是Stefan-Boltzmann常数。如果 $A=0.3$ ，该模式即可得出一般可接受的值 $T_e=255$ K，同时地面温度 T_s 亦可得出较为理想的值288K。如果可见光学厚度从2增加到3， T_s 即减小至接近于 T_e ，大约下降30°C（如果红外光学厚度增加到足够大的程度，自然会恢复正常的温室效应）。在该模式中陆地上的平均大气温度 T_a 会增加（当可见光学厚度增加时）若干度，在海洋上约增加15°C，因为海洋具有较大的热惯性。以下三种效应，即： T_s 随可见光学厚度的增加而迅速下降；随着可见光学厚度的增加， T_s 向 T_e 靠近；海洋上空大气温度的净增加大于陆地上空大气温度的净增加，在大气对核交战后的云作出的响应中似乎都起了作用，对于这种响应人们正在使用更为完善的模式加以描述。

Turco 等人（1983）使用了辐射-对流模式以研究各类不同的核爆炸和大火。他们根据气溶胶的演变，使气溶胶的清除参数化，并且从相应于年平均的初始条件积分一年，绝大部分的核战争都会在2个月左右的时间内使地面温度下降20—30°C（低边界层条件最能代表地面条件）。Izrael 等人（1984）也使用了辐射-对流模式，根据从紫外至红外光谱的详细计算，对给定的气溶胶和气体吸收廓线，作为高度的函数计算稳态温度廓线。对太阳光吸收性很强的大量气溶胶来说，他们也发现温度会下降25°C左右。如果可见和红外光学厚度之比较小，这种降温亦较小。他们发现由核爆炸引起的二氧化氮会使平流层低层和对流层高层受热，这种影响同样会使地面温度下降3°C左右

NRC报告中的表7.3（见本文集第六篇的表1）对一组计

算（以柱体模式为主）作了总结，这些计算采用了入射太阳辐射的季节平均值，烟云的最初光学（可见）厚度为4—8，清除率也略有不同。在该组的计算中地面温度下降范围为15—42°C，发生时间为核交战后14—35天，这些差别来自于预料到的各种不同的假设。NRC的基本型分类使温度在17天后下降21°C，这次计算中假设5公里以下高度的清除率较高（前面已提及）。MacCracken（1984）在他的柱体辐射模式中，采用半球-平均光学厚度进行计算，最终得出了类似的结论（这并不奇怪，因为在一闭合区域的水平平流不会改变平流场的水平平均）。

六、三维大气模式的计算

已经报告了一些三维模式的计算结果。Aleksandrov和Stenchikov（1983）采用了低水平分辨率（12度×15度）的2层大气环流模式。它们的烟云均匀地分布在北纬12度以北的地区，并始终保持在该地区。该地区的初始（可见）光学厚度为7，并且在一年时间内逐渐降至0。入射太阳辐射调整到每一纬度的年平均值。通过对第40天的陆地温度进行计算得出，陆地温度比未受到影响的值低40°C。对海洋进行计算认为温度变化较小，小于10°C。

相比之下，Covey、Schneider和Thompson（1984）采用了较为复杂的环流模式。该模式在垂直方向有9层，并使用了在水平波数16处作菱形截断的球谐函数（这相当于在水平方向约有512个自由度以及约2500公里的最小水平波长）。云是作为预报的相对湿度的经验函数确定的。大气辐射计算包括了正常大气中绝大部分的重要机制。但略掉了烟对红外辐

射交换的影响（较小）。海洋温度取季节气候值。假设陆面的热容量为零（即地面的净辐射平衡相等于来自地面的显热和潜热通量）。对太阳辐射则取其季节值和纬度值。

他们的初始烟云总量为 2×10^{14} 克，均匀地分布在 30° — 70° N，高度为 1—10 公里，并且烟云始终处于这样的位置。产生的光学厚度为 3，并且在求积分的 20 天时间内始终保持这样的光学厚度。他们的夏季模拟得出的结论认为，在夏季大气受到的影响最大。中纬度的大陆地面温度在 10 天内从 290K 降至 270K，在北美和欧亚中部地区可降至 250K。对受暖大西洋影响的欧洲降温，该计算比 Aleksandrov-Stenchikov 计算得出了更好的结果。

无论是一维还是三维模式，所有的计算都预报在烟云顶部会升温。例如 Covey 等的计算结果认为在 65° N，高度为 10 公里的地方会升温 80° C。由于这种加热的缘故，两个大气环流模式的计算都认为平均经向环流会发生很大的变化，即云靠近赤道一边的部分会有上升运动，并且在高空有向赤道的运动（根据 Covey 等的计算大约每天 400 公里）。这也就意味着除了通过大尺度涡旋运动形成的正常数量的越赤道空气交换以外，还有可能（至少对烟云而言）使云迅速地扩散到低纬度地区以及扩散到南半球。

最近用简单的 2 层三维模式进行了初步的计算，其意图是包括烟云的水平平流（开始时烟云主要集中于“目标”区）以及取决于云密度的局地值的辐射计算（MacCracken 和 Walton, 1984; Stenchikov, 1984）。可以定性地预料它与烟均匀分布的情况之间的差别，即浓度最大的烟引起最大的温度变化，欧亚大陆的降温幅度大于北美。降温影响在某种程

度上随着烟向南扩散而扩散。

Cess等人(1984)研究了简单气候模式对用于计算核交战后烟的影响的一些简单假设的灵敏性。发现在计算中考虑日变化与考虑随着正常受热的地面边界层移向云顶而使静力稳定度减小是同样重要的。Obukhov和Golitsyn(1983)也指出,由于在对流层高层的暖空气中相对湿度减小、来自地面的对流减小以及由于凝结核过量对降水的抑制作用,从而使降水减少。他们提到的一个有趣的影响是,静力稳定度增加后的大气(温度随高度升高下降得较慢)会具有较小的斜压不稳定性。前面提及的火星尘暴可能会产生这种影响,在火星上所有的气旋性涡旋都不见了(Rayan和Henry, 1979)。

七、长期影响

我们已经提到了对平流层臭氧的影响(NAS, 1975; Crutzen和 Birks, 1982; Izrael 等人, 1983)。这些研究说明,在一场使用了一百万吨或更大的核武器的核交战中,北半球将有70%的臭氧遭到破坏。相反小当量的爆炸会在对流层形成臭氧。森林大火也会产生臭氧,但对此过程尚未进行定量评价。臭氧和其它一些气体如二氧化碳、甲烷和乙烷会形成烟雾,而且这种过程会很快发生。另一方面大部分同样的气体会增加大气的红外不透明性。通过简单的评价(Izrael, 1983)说明,该过程会使温室效应增加数度。但是海洋的巨大热惯性可以推迟这种效应(NAS, 1982)。由于大气中这些气体的生命期不超过数年(Crutzen和Andreae, 1984),这种增强的温室效应可能不会在核交战后的大气中出现。对于大气化学的影响尚未象温度影响那样引起注意。NRC报告的第六章

包括了一些这方面的情况。

核战争以后地面反射率的变化具有潜在的重要性。被烧的面积尚不足以使总面积的平均地面反射率发生明显的变化。用Robock的能量平衡模式对未来数年的积分表明，夏季温度初始的下降会增加高纬度地区的积雪，这种降温影响可以部分地在今后若干年中保存下来。由于高纬度地区雪污染尚会产生一种相反的影响(Warren和Wiscombe, 1984)。这就反映了长期影响的复杂性和不明确性，以及需采用最先进的大气模式进行详细的数值模拟的必要性（如果这样做确实是充分切合实际的！）。

由于大气中残余放电的增加可能会使大气电特性发生变化(Izrael, 1983)。可以想象这会影响降水。至今对此尚没有可靠的定量评价。

八、结 束 语

除了生物学和化学影响以外，“核冬天”的主要技术问题可分成以下两类：

（1）Crutzen-Birks理论的定量化，即在某一给定的核战争中会产生多少烟？其初始的特性如何？以及核战争结束后烟的分布如何？

（2）计算核战争对大气及其下垫面（陆地和水）的综合影响，其中包括大气对烟的影响。

以上两大类的技术问题尚存在着很大的不确切因素，如NRC研究认为发烟量为 $0.26-6.5 \times 10^{14}$ 克，其基本型数值为 1.8×10^{14} 克。此外也有必要指出，这些不确切因素含两方面的作用，它们可以使影响加剧，但有时却又可使影响减

缓。

迄今为止，所有的研究都集中在 1×10^{14} 或 2×10^{14} 克烟。在温度变化的计算中，该数量的烟足以在初始时切断受影响地区所有的太阳光。这些条件在目前完全足以使我们相信以下的一些结论是可靠的。

不管今后在减少大气计算（属存在的第二类技术问题）中的不确切因素方面取得多大的成功，都不会影响目前对 10^{14} 至 2×10^{14} 克核烟发生后在数周内引起的严重温度变化的预报（除具体细节以外）。

所以在第二类技术问题中关于减少大气计算中的不确切因素方面所取得的进展主要是对产生烟量较少的核交战模式、估计对低纬度的影响和长期（如一年）影响来说是重要的。那么存在的某些不确切因素是什么样的？而要很快地用可靠的因素取代不确切因素以便就“核冬天”非常微妙的问题作出可靠的结论又存在着多大的可能性呢？

（1）烟的扩散

这可能是个最关键的问题，因为其它的问题均取决于对局地烟浓度的认识。除了对边界层的空气污染以外，气象学家对此问题的经验甚少，即使在空气污染方面，主要有用的结论亦是属于“工程”性质的经验公式（承认数值预报和大气环流模式预报只能预报气流速度而不是预报粒子的位移可能是有益的，后者和对示踪物质扩散的追踪有关）。

由于比湿具有某些示踪物质的特性，因此有人会认为数值天气预报能成功地预报降水，也就意味着大气环流模式亦有能力成功地计算其它示踪物质的扩散。但是降雨在很大程度上取决于垂直速度，水汽的生命期甚短，并且也能很好地

确定海面是水汽的来源。所以在这方面的试验是没有意义的。

垂直对流是计算烟云扩散的另一方面，这种对流很可能发生在吸收太阳辐射的云顶。虽然已有一些基本的原理可用于研究该过程的幅度，如前面已提到的Ginsburg 等人(1984)的工作即是如此，但这种对流可能包括许多水平尺度的扰动对流，而且这种现象亦会引起类似的烟云高度和浓度的不均匀性。在预计会出现的尺度的基础上，对垂直气流作实验性论证是很困难的。因为向上的烟扩散预计会增加其生命期，在计算“核冬天”这一非常敏感的问题时，这种过程将是非常重要的。

(2) 光学时效

如果能在各种所需的大气条件下对自然大火和大规模核武器试验引起的大火加强观测，则有可能减少早期的烟光学特性中的不确切因素。对于长期影响而言，烟粒子本身间的聚合以及与其它气溶胶的聚合会改变可见光和红外光谱范围的光学特性。对于这类光学特性的某些变化已拥有理论模式。对于长期扩散计算的精度需进一步提高，然而对于自然气溶胶的补充亦需详细地加以计算。

(3) 清除

现已公认，降水是清除烟粒子最有效的过程。预计最初的烟粒子是灰水性的，所以潜在的烟云清除效率对这种粒子性质的变化速度甚为敏感。例如通过与其它气溶胶的合并发生变化。对此问题存在的困难与前面提到的光学时效问题是一样的。对这种效应的数值模拟将是很复杂的问题。例如，在低空海洋性空气中，烟的浓度小于大陆性空气，这点看来是正确

的。但是凝结却趋于发生在湿度较高、烟缺少的海洋性空气中。如果采用一些平均值则会忽略这种差别，如果烟浓度随高度发生变化，那么在“气团”对流中亦可能发生同样的效应：在一个积云或积雨云中卷入高度和卷出高度间的相关性以及近云处烟浓度的垂直变化将是重要的。

正如前面已经说过的，在计算“核冬天”这些甚为敏感的问题中，以上提及的各类不确切因素并不是单方面的问题。也就是说，那些无意中发生的模拟误差会过高地估计产生的影响，而其它一些无意中发生的误差则又会低估这种影响。在最初采用比较原始的模式确定核战争后降温的可能性是较合适的。但是要研究“核冬天”的一些更为微妙的问题需要更高标准的真实性和可靠性，这种标准是大气模式在许多年内所无法达到的。

忻贤华译自1985年 WMO 执委

会第37次会议资料

殷显曦 校

多次核爆炸的全球 影响——核冬天

R. P. Turco, O. B. Toon, T. P.
Ackerman, J. B. Pollack, Carl Sagan

摘 要

以前为了研究火山爆发的影响而研制的模式已被用来研究核战争对全球大气和气候的可能影响。由于核战争发生的规模会有很大差别，有些物理参数也有不确定性，因此研究结果必然是不精确的，但最可能发生的第一级影响肯定是严重的。由高当量地面核爆炸引起的细颗粒尘埃，以及由各种当量的空中爆炸引起的城市和森林大火而产生的烟会使太阳辐射通量在半球范围内显著衰减，并使陆地温度降至冰点温度以下。在数十亿吨级核交战的多次模拟中，我们发现这样规模的核战争所产生的尘埃和烟能在1—2周内环绕整个地球，平均亮度会减弱至环境亮度的百分之几，陆地温度则会降至 -15 — -25°C 。会产生光学和气候重大影响的临界当量值可能是很低的：大约只需100百万吨级的大城市上空的核爆炸即能在数星期之内使半球平均的烟光学厚度大于2，同时，即使在夏天也能使地面温度长达数月地处于冰点温度以下。如果是5000百万吨级的核战争，

那么在北半球中纬度即使是远离核战场的任何地方，放射性死灰能长达数天至数星期地从外部对全身作 γ 射线辐照，其长期平均剂量达到50拉德，而且其生物学性质活跃的放射性核素（Radionuclides）的内部剂量可能与该值相等或更大。由于烟云和尘埃云吸收太阳辐射产生了较大的水平和垂直的温度梯度，这样可能会加速北半球的粒子和放射性物质向南半球输送。如果再结合核爆炸的瞬时破坏如冲击波、大火、放射性死灰和由于臭氧被破坏而产生的强烈的紫外线辐射、长期的严寒、黑暗和放射性，核爆炸会给幸存者及其它生物带来严重威胁。

引 言

人们已经提出了对未来核战争所可能产生的尘埃、烟、放射性物质和有毒气体的短期影响及长期影响的忧虑。从以往地球上许多物种的绝迹来看，大量尘埃粒子云可能在其中起了重要作用，这一新的发现更促使我们去研究核战争的影响，最近，Crutzen和Birks认为通过核爆炸引起的大火可能会产生大量浓黑的烟，这些烟会减弱太阳光并造成气候变化。由于已取得了这些进展，使得我们采用了新的资料和经过改进的模式来计算由核战争引起的尘埃云和烟云（以下称核尘埃和核烟）对全球环境潜在的影响。在此我们想避开谈论核战争引起的冲击波、大火和辐射这些短期的影响。在核战争的最初阶段世界上绝大部分的人口都会幸存下来并经受战后环境的影响。所以，相应地由核战争带来的长期、全球尺度的事后影响可能与其瞬时影响一样重要。

我们使用了一系列的物理模式以研究这些现象，它们是：核战争规模分类模式、粒子微物理模式和辐射-对流模式。使用核战争规模分类模式，可以确定核交战中每次爆炸

引起的和高度有关的尘埃、烟、放射物以及 NO_x 的输入（假设核爆炸的范围、数量、类型，包括爆炸高度、地理位置和裂变当量系数）。以下还详细讨论了原始资料模式参数化的问题。一维微物理模式用以预报尘埃云和烟云的时间演变，对于尘埃云和烟云我们假设是能迅速和均匀地扩散的。一维辐射-对流模式（简称一维RCM）采用计算得出的尘埃和烟粒子大小的分布，以及光学常数和米氏理论，计算可见光和红外光的光学特性，计算光通量以及随时间和高度变化的空气温度。由于计算得出的空气温度对地面热容量甚为敏感，我们对陆地和海洋环境的温度分别作了计算，以便确定可能发生的温度对比。关于一维RCM的计算所采取的技术已有很多文献加以说明。

虽然我们所使用的模式能粗略地计算扩散开的尘埃和烟云所造成的平均影响，但它们无法准确地预报短期的影响和局地影响，我们的计算结果的可用性取决于爆炸云和大火烟云的扩散速率和程度。在一次大规模核交战以后不久，数千个单独的尘埃云和烟云会分布在整个北半球中纬度地区，高度达30公里的范围内。水平湍流扩散、垂直风切变以及连续不断地排放烟可以使核碎片云在1—2周内扩散至整个地区，并填满云中所有的空隙。对这样的云扩散最初阶段的空间平均模拟结果必须注意以下几点：在某些地方影响偏小而在另一些地方则又偏大，但在任何一个地方影响随时间的变化都较大。

目前的模拟结果尚未能反映出各种时间尺度的大气运动与一维RCM计算出的、经过修正的大气（太阳和红外） λ 升温及冷却率之间强烈的耦合作用。由于在这里计算出的驱动力

出现很大扰动，全球环流形式几乎也肯定也会发生变化。虽然一维RCM只能预报水平的、日平均的及季平均的状况，但利用该模式却可以计算大气的第一级气候反应，这也正是我们进行这项研究的目的。

一、核战争可能的后果

从全世界的核武库来看，基本战略核武器和战术核武器的总爆炸当量 $\approx 12,000$ 百万吨（MT），核弹头数量 $\approx 17,000$ 个。这些核武器的爆炸力约相等于1百万颗在广岛使用的原子弹。虽然，高当量核弹头的总数量正在随时间减少，但大于1百万吨的核弹头仍构成了7,000百万吨的爆炸当量。此外，还有 $\approx 30,000$ 颗的低当量战术核弹头未被列入这次分析中。一旦使用核武器会造成什么样的可能后果问题是很复杂且很有争议的。在历史上，人们对于核战争的长期影响的研究集中在5,000—10,000百万吨规模的全面交战。按照目前的军火库存及不可预测的战争性质，尤其是核战争的情况，这样规模的核交战是可能的，而且还可能会发生更大规模的升级。

表1给出了本文所估计的几种可能的后果，我们假设基本型核交战的规模为5,000百万吨。规模分类范围从100到25,000百万吨。鉴于城市或近城市地区拥有许多重要的军事和工业设施，因此我们认为，在核战争中会有一定数量（约15—30%）的总爆炸当量将用于攻击城市或工业目标。由于战略核弹头的当量很大（一般 ≥ 10 万吨），因此要精确地打击单项目标较困难。比如，一个10万吨核弹头的空中爆炸能夷平和焚毁的面积 ≈ 50 平方公里，而一次1百万吨的空

中爆炸，其破坏的面积约为前者的5倍，这就意味着在对有价值的设施和反击力量的攻击中会造成很大额外的破坏和损伤。

表1 核战争的可能后果

分类号	规模分类	总爆炸当量(MT)	地面爆炸当量百分数(%)	城市或工业目标爆炸当量百分数(%)	弹头当量范围(MT)	总爆炸次数
1	基本型	5,000	57	20	0.1—10	10,400
2	低当量空中爆炸	5,000	10	33	0.1—1	22,500
9	10,000MT最大	10,000	63	15	0.1—10	16,160
10	3,000MT核战争	3,000	50	25	0.3—5	5,433
11	3,000MT核反击	3,000	70	0	1—10	2,150
12	1,000MT核战争	1,000	50	25	0.2—1	2,250
13	300MT南半球	300	0	50	1	300
14	100MT攻击城市	100	0	100	0.1	1,000
16	产生大量尘埃的核战争	5,000	100	0	5—10	700
18	25,000MT未来型	25,000	72	10	0.1—10	28,300

核尘埃和核烟的特性对于本文的分析说来是至关重要的。表2和表3分别列出它们的基本参数。对于核爆炸的每种可能后果，我们都必须掌握进入大气的细颗粒尘埃（直径 ≤ 10 微米）和烟灰的基本数量，从而作出光学和气候预报。

表2 基本型核战争的尘埃参数化

爆炸类型	核爆炸云稳定后所含的物质*		
	尘埃数量 (吨/MT)	尘埃大小分布** [$r_m(\mu m)/\sigma/\alpha$]	H ₂ O (吨/MT)
地面爆炸	3.3×10^5	0.25/2.0/4.0	1.0×10^5
低空爆炸	1.0×10^5	0.25/2.0/4.0	1.0×10^5

尘埃成分:含硅的矿物质和玻璃

对可见光波长的折射指数: $n = 1.50 - 0.001i$

稳定后的核云云顶及云底的高度, Z_t 和 Z_b (对于地面和低空爆炸)

$Z_t = 21Y^{0.2}$, $Z_b = 13Y^{0.2}$, Y = 以百万吨为单位的爆炸当量

多次核爆炸的相互作用已忽略

通过基本型核战争输入大气的尘埃

尘埃总量 $\approx 9.6 \times 10^8$ 吨, 80% 进入平流层, 8.4% 的半径 < 1 微米;

通过地面爆炸输入大气的次微米尘埃为 25 吨/千吨, 占总量的 0.5%;

火球稳定后的总初始面积 $\approx 2.0 \times 10^6$ 平方公里

*假设物质在云中的分布是均匀的。

**粒子的大小分布 (数目/ cm^3 — μm 半径) 呈对数正态关系, 而在大尺寸一端则为乘方律关系, 参数 r_m 和 σ 分别是对数正态分布的众数半径和其方差, α 是大尺寸一端 r - α 关系的指数。对数正态分布和乘方律分布在半径 $\approx 1\mu m$ 处相联接。

地面或近地面的核爆炸都会通过以下一些机制产生细微的粒子: 1、喷发和粉碎土壤粒子; 2、使土壤和石块汽化然后重新凝聚成细核; 3、吹起地面尘埃和烟。对核试验的资料进行分析说明, 每1百万吨当量的地面爆炸会使 1×10^5 至 6×10^5 吨的尘埃保持在稳定的云中。此外, 对在核云中收集到的尘埃样品的大小分析说明, 大部分的尘埃大小为次微米 (sub-

micrometer)。地面核爆炸比火山爆发更能有效地产生细颗粒

表3 基本型核战争的大火和烟的参数化

大火面积和排放量

城市大火面积是根据大气平均透明度为50%且热辐照度为20卡/厘米²的等值线确定:

$A(\text{公里}^2) = 250Y$, 这里 Y = 城市上空爆炸的当量(百万吨); 火区的重叠部分不计。

城郊地区的可燃物质为3克/厘米², 市中心(占城市总面积5%)为10克/厘米²。

城市可燃物质平均燃烧率为1.9克/厘米²。

平均烟排放系数为每克燃烧物质排放0.027克烟(城市中心为0.011克/克)。

野火面积为 5×10^5 公里², 其中燃烧了0.5克/厘米²的燃料, 其烟排放系数为0.032克/克。

长期的大火燃烧了 3×10^{14} 克燃料, 其烟排放系数为0.05克/克

火焰高度(大火顶部和底部高度)

城市大火: 1—7公里

火暴(占城市大火的5%): $Z_{\text{底}} < 5$ 公里; $Z_{\text{顶}} < 19$ 公里

野火: 1—5公里

长期大火: 0—2公里

燃烧时间

城市大火: 1天; 野火: 10天; 长期大火: 30天

烟特性

密度: 1.0克/厘米³, 复折射率: 1.75—0.30i,

烟粒大小分布: 城市大火为 $r_m(\mu\text{m})/\sigma = 0.1/2.0$,

野火和长期大火为 $r_m(\mu\text{m})/\sigma = 0.05/2.0$, 均为对数正态分布。

基本型核战争输入大气的烟

烟排放总量 = 2.25×10^8 吨, 5%进入平流层。

其中城郊大火排放量占52%; 火暴占7%; 野火占34%; 长期大火占7%。

城郊大火面积为 2.3×10^5 公里²; 火暴为 1.2×10^4 公里²;

野火为 5.0×10^5 公里²。

粒尘埃，但过去在计算核战争的影响时却未能恰当地利用这一特性。

由核火球发出的强烈光足以点燃相当大区域内一切可燃物质。在广岛和长崎的核爆炸就是例证。在这两个城市，凡遭到冲击波严重破坏的地区也都遭到大火的焚烧。过去20年的评估明确地指出，大部分核爆炸以后，在城市和森林地区都会引起大范围的大火。北半球拥有 $\approx 4 \times 10^7$ 平方公里的森林，可燃物质的平均拥有量为 2.2克/厘米^2 。全世界的城市和城郊覆盖面积 $\approx 1.5 \times 10^6$ 平方公里。市中心地区约占城市地区的5—10%，在那里拥有 ≈ 10 至 40克/厘米^2 的可燃物质。此外，住宅区的可燃物质拥有量 ≈ 1 至 5克/厘米^2 。由野火和大规模城市燃烧排放出的烟约相当于所燃烧燃料的2—8%。在整个排放出的烟中，具有很高的光吸收特性的烟灰（主要为石墨碳）按重量占50%。在野火或城市大火所产生的烟中，约有90%以上由直径小于1微米的粒子组成。在可见光波长的计算中，烟粒子的折射率的虚数部分取为0.3。

二、模 拟

这里所讨论的模式预报一般仅代表整个北半球所受的平均影响。由于核爆炸及其引起的大火将主要集中在北半球的中纬度地区($30-60^\circ\text{N}$)，因此，中纬度地区的平均尘埃不透明度和烟不透明度的预报值可能要比上述模式计算的平均值大2—3倍，而在其它地区则低于模式计算的平均值。图1（见本文集第一篇之图1，下同）对于尘埃云和烟云给出了与表1所列各种核战争引起的可见光波长的半球平均光学厚度。利用垂直光学厚度可以对核云特性作出方便的诊断，同时也可

用它粗略地估计不同核战争情况下大气的光亮度和温度。

在基本型核战争(5,000百万吨)的可能后果中,最初北半球的光学厚度 ≈ 4 ,其中 ≈ 1 是平流层尘埃造成, ≈ 3 为对流层烟所引起。一个月以后光学厚度仍然较大, ≈ 2 。2—3个月以后,由于大部分的烟灰已被雨水冲刷掉,此时光学效应主要决定于尘埃。在基本型核战争中大约有1000百万吨的爆炸当量(占总爆炸当量的20%)会使得240,000平方公里的,即城市面积50%部分引起大火。这相当于全世界城市面积的1/6,是北半球发达地区的1/4,是北约组织和华沙条约组织参加国人口 $>100,000$ 的城市的面积的1/2。在大火地区平均可燃物质 ≈ 1.9 克/厘米²。余下的4000百万吨爆炸当量能引起500,000平方公里的森林、丛林和草地的大火,在这大火中被燃烧量 ≈ 0.5 克/厘米²燃料。

在基本型核战争中排放的烟量 ≈ 225 百万吨(排放数天)。而目前全球每年烟排放总量 ≈ 200 百万吨,但它对大气造成扰动的作用还不及核烟的1%。

图1中相应于核战争规模分类为1、2、9和10的光学厚度模拟结果表明,3000—10,000百万吨级的爆炸可造成类似的影响,即使是核战争规模分类中的11、12和13,虽然它们的绝对影响不很大,但由它们引起的光学厚度也与火山爆发较接近或超过大火山爆发造成的光学厚度。尽管由火山爆发造成的地面温度下降 $\leq 1\text{K}$,但值得指出的是,有些火山爆发,如1815年的Tambora火山爆发仍造成了明显的气候变化。

核战争规模分类14是一场爆炸当量为100百万吨,即由1000个10万吨的弹头对城市进行的核攻击。攻击中焚毁了25,000平方公里的拥有建筑设施的城市面积(这样一个面积

约相当于100个大城市)。计算烟的排放量时用了与基本型不同的大火参数。我们假设城市中心地区可燃物质的平均含量为20克/厘米² (基本型为10克/厘米²)，每燃烧1克物质的平均烟排放量为0.026克 (基本型核战争城市中心燃烧的烟排放量采用的参数较为保守，为0.011克/克)。以上提及的各类核战争规模，都能有约130百万吨城市燃烧的烟进入对流层 (在核战争规模分类14中，不会有烟进入平流层)。在基本型核战争中城市中心燃烧产生的烟只占城市燃烧烟的10% (见表3)。

烟排放量足以使在半球规模上发生明显大气光学特性变化的临界值约为 1×10^8 吨。从分类14中可以看出，在这100个大城市中的每个城市将燃烧约 4×10^7 吨的可燃物质，排放出 1×10^6 吨烟。这样的大火可以通过100百万吨的核爆炸产生。意料不到的是，在全世界现有的战略核武器中，只需不到1%的弹头用于攻击城市，即可引起比10,000百万吨核战争大得多的光学 (和气候) 变化。

图2 (见本文集第一篇之图2, 下同) 为北半球大陆地区地面温度变化的情况，它是根据几种不同规模的核战争产生的尘埃和烟光学厚度进行计算得出的。最令人吃惊的是在核爆炸后3—4周内会出现很低的温度。对5000百万吨的基本型核战争，可以预报大约在3周以后陆地最低温度可降低至250K (-23°C)。低于冰点的温度能维持数月。从图2所列各种规模核战争看，即使是那些造成降温幅度最小的核战争 (分类4、11和12)，也可使陆地温度下降5— 10°C ，这足以使夏季变为冬季。这样我们不难看出，各种规模核战争都有可能对气候引起严重的影响。一场100百万吨的城市空中爆炸型

的核战争能使地面有两个月时间温度低于冰点，其中最低温度可达250K。在这种情况下，温度的回升主要通过光学厚度较薄的残余的烟灰云对太阳光的吸收（见本文集第一篇之图2）。对排放烟和不排放烟（如分类10和11）的核战争，进行比较表明，对流层中的烟灰层会使地面温度短期地突然降低，而平流层里的细颗粒尘埃则会使降温的时间延长至一年或更久（从气候学上看，长期的降温 1°C 属较大的气候变化）。在所有情况下，核尘埃都会使地球表面的温度降低，烟灰云亦趋于使地球表面降温，但当烟灰云光学厚度较薄，或位于近地面处的情况则不然（这种情况并不重要，因为它只能导致暂时的，而且是很小的 $\leq 2\text{K}$ 的升温）。

计算表明，与大气辐射传输的变化相联系的全球海洋地区温度的变化是很小的（降温 $\leq 3\text{K}$ ），这主要是因为海洋有较大的热容量，以及洋面的水混合较快。但正如最近在东太平洋的较小范围内所发生的洋流和涌升流的变化（厄尼诺现象）那样，大气纬向环流型的变化会引起洋流和涌升流的显著变化。海洋储热库的作用也会使预报的大陆温度下降值变小一些，这在沿海地区尤其如此。要衡量这种影响是比较困难的，因为大气环流型是在变化的。事实上在大陆的内陆地区温度的下降幅度比我们在此预报的要小30%，而在沿海地区则可能小70%。所以，在一次基本型的核战争中，大陆温度可能会在开始回升之前下降到260K左右。

图3（见本文集第一篇之图3）是预报的、由基本型核战争引起的垂直温度廓线随时间的变化。温度变化的一个最主要的特点是在平流层低层和对流层高层温度显著地升高（最多可升高80K），以及在地面和对流层低层温度的明显下降（最

多可下降40K)。升温是由高空尘埃云和烟云吸收太阳辐射所造成，这样的升温能维持较长时间，因为在较高的高度上粒子的滞留时间较长。升温的幅度与以下一些因子有关：高层大气的热容量较小；红外放射率低和高度较高处的初始温度较低。地面降温是由于在模拟的第一个月中气溶胶云使入射太阳辐射通量衰减（见本文集第一篇图4）的结果，由于太阳能是在红外能向空间辐射的高度以上被吸收，因此在我们的计算中绝不会发生温室效应。

图4（见本文集第一篇的图4）给出了各类规模核战争引起的日射减弱情况。通过基本型核战争可以看出，在数周内半球平均的地面太阳辐射通量小于正常值的10%（除去尘云和烟云中的不规则部分以外）。日射的衰减除了会造成以上提及的地面降温以外，还会影响植物的生长率及海洋中生物的生长率和沿海地区及全球的食物链。在10,000百万吨级的核战争情况下，在北半球的大部分地区约有40天平均亮度将低于光合作用所需光照的最低限度，大约在2个多月的时间内平均亮度低于只够维持植物新陈代谢的光合作用的亮度。由于在核战争发生后的1—2周内，核云可能处于有空隙的不规则状态，这样从核云的空隙中泄漏下的阳光会促进植物的生长，但这些空隙一般会很快地又被封闭起来。

三、灵敏性试验

作为本项研究的一部分，我们还进行了许多灵敏性计算。在此我们对计算结果作一总结。在一场基本型核战争中，核尘埃参数可能的变化会使半球平均的最初尘埃光学厚度变化于0.2—0.3之间，因此仅核尘埃一项也可对气候产生

很大影响。就基本型核战争来说，所造成的尘埃不透明性将比El Chichón和Agung火山爆发的总气溶胶不透明性大得多。我们即使在可能的范围内取对气候影响最小的尘埃参数值，

其对气候的影响仍同那些大火山爆发产生的影响相当。

图5对基本型核战争的几种不同烟参数(包括尘埃)变化比较了核云光学厚度。在基本型核战争中，我们假设火暴(fire storm)所排放的烟在进入平流层的烟中只占很小一部分($\approx 5\%$)。这样，分类1和分类3(不含火暴)的光学厚度就很类似。作为一个极端的例子，如果所有的核烟都进入平流层，并很快扩散至全球，那么较大的光学厚度就会维持一年。从分

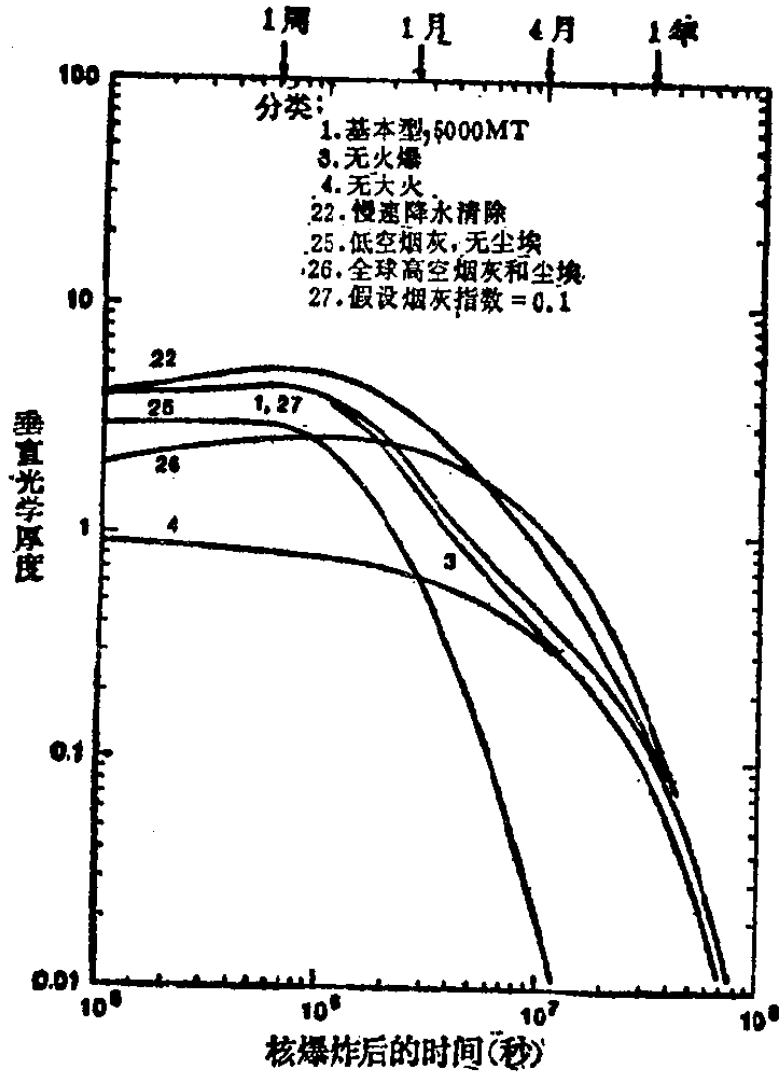


图5 在一次灵敏性分析中，核云的垂直光学厚度(对550毫微米辐射的吸收加散射)随时间的变化。光学厚度值是指北半球的平均值。各曲线均对应于基本型模式(分类1)的参数变化并考虑了相应的核尘埃。分类3未考虑火暴；分类4未考虑大火；分类22的烟的湿清除率减少到1/3；分类25的烟最初限制在最低3公里高度内；分类26的烟最初分布在全球13—19公里高度之间；分类27的烟折射率的虚数部分的值从0.3减到0.1。为了便于比较，在分类4中只考虑了基本型模式的尘埃(未考虑大火)。

类22中也可看出光学影响持续时间延长，在此分类中烟粒子在对流层被清洗掉的时间在近地面处从10天增加到30天。相反，当核烟一开始处于近地面时，以及假设动力的和雨水的清洗过程不受影响时，烟的清除就要快得多（分类25）。但即使是在此分类情况下，有些烟仍能扩散至对流层高处，并在那里滞留数月。

在一系列的光学计算中，烟的折射率虚部变化于0.3和0.01之间。对0.1—0.3之间的各种折射率虚部计算出的光学厚度基本上无差别（见图5中的分类1和27）。折射率虚部为0.05时，吸收光学厚度仅减少50%，若折射率虚部为0.01，吸收光学厚度就减小85%。此外，总的不透明性（吸收加散射）约增加5%。这些结果说明，在烟中，石墨碳成分减低至很少的百分数之前，核烟云里的光吸收和加热始终很强烈。

有一个灵敏性试验（分类29，图中未标出）研究了从北半球平流层输送至南半球的尘埃和烟灰对光学的影响。在该计算中，是将南半球的300百万吨级核战争（分类13）所产生的烟与基本型的平流层尘埃和烟的一半结合在一起考虑的（这是为了近似得出平流层内的快速全球扩散）。在南半球，最初的光学厚度 ≈ 1 ，3个月后下降到0.3左右。在数周之内，预报南半球大陆地面温度平均下降8 K，并在8个月时间内始终比正常温度低4 K。但也应考虑到季节变化的影响，如春季或夏季的核交战可能会引起最糟的后果，在那时，庄稼最易受到影响，火灾的后果也将最严重。在南半球秋冬季节可能最不易受降温和黑暗天气的影响。但无论怎么说，这种核战争对南北两半球的热带地区影响都将是严重的，对此应进一步作出分析。季节因素还可调节烟和尘埃对大气的影

响，对此也应进一步研究。

另外对一些更严重的核战争也作了灵敏性试验，这些核战争的当量范围为1,000—10,000百万吨，而且令烟和尘埃参数取更不利的值。预报出的影响将更为严重。虽然发生这

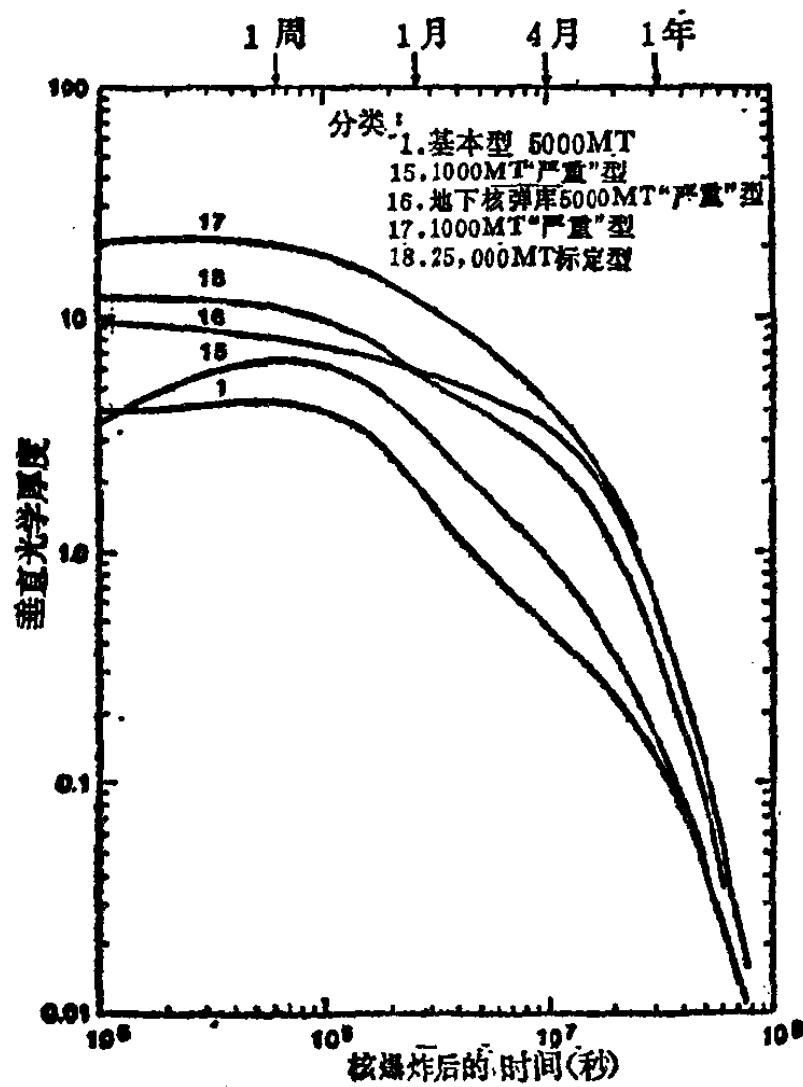


图 6 由加强了爆炸当量或能更多地产生核尘埃和核烟的各类核战争造成的光学厚度(在550毫微米吸收加散射)随时间的变化。“严重”类型一般包括细颗粒尘埃增加6倍，排烟量增加1倍。在分类15、17和18中，第1至第2个月内不透明性主要由烟造成。在分类17和18中，1—2月之后尘埃对光学厚度发生主要的影响。分类16中大火未计在内，所有的不透明性均由地面爆炸产生的尘埃造成。

类严重的核战争的概率较低，但我们必须考虑到，它们会造成灾难性的后果。因此，需要把它们出现的概率与它们产生的后果结合在一起估计其严重性，这种做法是理智的政策。遗憾的是我们未能给这些有关的概率作出精确的定量估算。可是鉴于这类大规模核战争的特点，在使用核武器时必须首先考虑这种严重情况。

在作出了以上这些保留的前提下，我们在图6中给出了一些更为严重

的核战争造成的光学厚度情况。从图中可以看出大的光学厚度可持续一年。陆地地面温度可降至230—240K，约低于正常温度50K。这些严重的核战争影响加之低亮度（见本文集第一篇的图4），会造成广为扩散的、灾难性的生态后果。

为了能粗略地确定在早期扩展的云中气溶胶凝聚的光学特性的作用，曾进行了两次灵敏性试验（模拟中考虑了扩散云中粒子的凝聚）。最初的稳定尘云和烟云扩散得很慢，假设它们覆盖整个半球约需8个月的时间，那么3个月以后粒子的凝聚作用大约会使平均不透明性减小40%。如果碰撞粒子的粘附效率取最大值，那么，3个月后平均不透明性可减小70%。但最可能的情况是，迅速的凝聚和聚并作用会使半球的平均云光学厚度减小20—50%。

四、其它影响

我们还粗略地研究了放射性死灰，由火球产生的 NO_x 和热解引起的毒性气体的长期影响。有关放射性死灰的物理特性已是众所周知。我们的计算基本上着重于由于扩散的核尘埃的清洗和干沉降造成的放射性死灰的大范围及中等时间尺度的积聚，为了能估算可能的辐照量，我们假设各种核武器的裂变当量都为0.5。在一场基本型的核战争中，假设人类对于尘埃没在任何遮蔽物，尘埃本身又不受雨雪等天气影响，并且假设只暴露在核战争发生两天之后开始下落的放射性死灰的 γ 辐射之下，那么人类在几个月的时间内所承受的半球平均辐照累积量即可达到约20拉德。在那段时间，死灰将主要集中在北半球中纬度地区，这样，那里的辐照剂量可比平均值大2至3倍。考虑到生物学上呈活性的原子核的吸收以及偶

尔受到局地化死灰的辐照，那么在基本型核战争中，在中纬度地区人们所受到的长期平均离子化辐照总量 ≥ 50 拉德（假定全身均处于外部 γ 辐射照射之下），此外，身体的某些器官还会受到内部 β 和 γ 射线的辐照。在同样的假设条件下，10,000百万吨级的核交战会使这些平均剂量增加一倍。这些剂量比以往估算的大一个量级，因为在以往的估算中忽略了低当量（ < 1 百万吨）核爆炸在对流层留下的核残片的中期时间尺度的清洗和沉降。

我们在进行的许多次研究中都涉及了由高当量爆炸火球产生的 NO_x 问题，以及对平流层臭氧的破坏问题。我们发现，在基本型核战争中，臭氧的半球最大平均衰减为30%左右。如果每个核弹头的爆炸当量都减低至1百万吨以下，那么臭氧的衰减数会小得多。考虑到太阳中波紫外线(UV-B)辐射的增加和臭氧减少之间的关系，一场基本型核战争后一年（这时尘埃和烟灰均已消散），中波紫外线的剂量大约会比正常值大一倍。中波紫外线影响会随着核战争中所使用的弹头爆炸当量的增加而增加。

通过核大火会产生大量的毒性气体（高温毒素），其中包括CO和HCN。根据Crutzen和Birks的研究，严重的空气污染，包括增加的臭氧浓度会长达数月地笼罩北半球，另外，我们也很关注已被大量使用的合成有机化合物燃烧时施放出的极其长效而有毒的二氧化物和呋喃化合物。在一场核战争中所施放出的二氧化物和呋喃化合物可多达数百吨，对这些核热解毒素对生态的长期影响值得作进一步的研究。

五、气象变化

大气和地面对太阳光的吸收在水平方向的差别是形成大气环流的决定性因素。就本文所研究的许多例子来说，这种作用会发生较大的变化。例如北半球大陆地区和临近的海洋地区之间的温度差大于10K就会诱发起强烈的季风环流，其作用与印度次大陆的冬季环流类似。同样，在布满核碎片的大气区域和尚未含有烟和尘埃的附近大气区域之间的温度差会引起新的环流型。

厚的核尘云和核烟云能通过以下各种机制造成显著的气候变化和有关的影响：在大气层高层，太阳辐射向太空的反射，以及对太阳光的吸收会使地面大范围地降温；太阳能的吸收和增温情况的变化会驱动小尺度和大尺度的大气环流；增加水汽和云的凝结核，这将对云和降水的形成产生影响；大火和烟灰会使地面的反射率发生变化。在确定核战争对大气的全面影响时，以上这些因素都是密切相关的。目前尚不可能详细地预报耦合的大气环流和辐射场的变化，以及天气和微气候的变化，这些变化都同本文谈到的进入大气的大量尘埃和烟有关。因此也只能是作出最一般的推测。

海洋的水分蒸发是向海洋边界层连续不断地输送水汽的来源。在大范围的水面上可能会半永久性地笼罩着一片浓雾或霾。至于对海洋降水的影响尚不清楚，尤其是当正常的盛行风受到太阳辐射驱动力变化的影响时更是如此。有些大陆地区将持续数月地降雪。降水能导致烟灰的清除，但该过程清除核云的效率可能不高。从平均情况看，受影响地区的降水率很可能比周围大气小。海洋蒸发的潜热是产生风暴的主要

能源，高层大气的温度高于大气低层，会抑制对流和降雨。

尽管核战争会引起大雪，但不太可能诱发起冰期，因为短于1年的降温时间对于克服地球气候系统的惯性说来可能是太短了。在核战争过后数年，海洋这个热量库可能会迫使气候趋于正常。从气候上看，核大火产生的 CO_2 意义不大。

六、半球间的输送

在早期研究中，我们曾认为核碎片和放射性物质在两半球之间大量输送需要一年或更长的时间。该论点是在环境条件下对输送进行观测，包括对一些大气层核武器试验的碎片云的扩散进行观测为依据的。不过在一次核战争以后，由数千颗核弹头几乎同时地爆炸产生的浓度烟云和尘埃云会造成巨大的动力扰动。我们可以根据火星上全球尺度尘暴的演变作粗略类推。火星大气层低层的密度与地球平流层类似，而且火星的旋转周期与地球也几乎一样（但火星的太阳辐射只是地球的一半）。在火星的任一半球上发展起来的尘暴往往会很快地加强并扩散至整个火星，其穿越赤道所需的时间平均为10天。很明显，造成此现象的主要原因是上升的尘埃受热，然而这些尘埃又控制着其它的热源并驱动环流。Haberle等人使用了一个二维模式以模拟火星尘暴，他们发现，在哈得来环流中心的低纬度尘埃对于改变风场起着最重要的作用。在一切核战争中，大部分的尘埃和烟将在中纬度地区进入大气。但Haberle等人在他们的计算中无法处理行星尺度波动。行星波振幅的变化对于中低纬度之间的核战争碎片输送可能起着关键的作用。

对南半球大气的显著影响可通过以下一些途径产生：

(1) 在南半球的核爆炸产生尘埃和烟进入大气；(2) 通过季风一类的风将北半球的核碎片吹越气象赤道；(3) 由于核尘埃云和烟云对太阳加热的影响，在对流层上层和平流层产生两个半球之间的输送。根据《太阳中层探险者》卫星对El Chichón火山爆发后形成的云(初始时 14°N)的光度观测说明,约7周以后,平流层气溶胶的10—20%被输送到了南半球。

七、讨论和结论

本文通过研究认为,一次5000百万吨级的核交战会产生严重的长期气候影响。尽管对于核爆炸产生的尘埃和烟的数量及特性尚有疑点,而且我们用于分析的模式有一定的局限性,但我们仍可得出以下一些初步结论:

1. 与以前的研究所不同的是,我们发现,一次全球性的核战争会对气候产生重大的影响,它们表现为:地面长达许多星期地处于黑暗之中;地面温度长达数月地处于冰点温度的状态;全球环流型受到巨大干扰;以及局地天气和降水率产生巨大变化。这些可以使严酷的“核冬天”在任何一个季节发生。平流层中核碎片穿越半球的输送会大大加速,但对此需要作进一步的模拟研究,以便使这种影响定量化。由于穿越半球的输送过程得到加速,北半球核战争产生的核碎片会大量地迅速进入南半球,但是在过去一直认为南半球受核战争的影响将是很小的。虽然估计气候的变化会持续一年多,但看来不太可能使气候发生更大的长期变化,比如不太可能诱发起一个冰期。

2. 如果城市地区遭到沉重的攻击,那么规模较小的核战

争（100—1000百万吨）亦会对气候产生较大的影响。因为即使是小至100百万吨的核战争也足以使世界上数百个大城市的市中心遭到破坏和焚毁。虽然核战争的规模起着重要的作用，但由于足以产生大量烟的临界当量是如此之低，即使是一场有限的核战争，也会产生严重的影响。这也就是说，一场5000—10,000百万吨的核战争就更不能只产生很小的影响。

3.由空中爆炸产生核大火而引起的黑烟对气候的影响比地面爆炸吹起的尘埃对气候的影响更大（当两种影响同时发生时）。因为烟对太阳光的吸收效率很高，相反，尘埃几乎不吸收太阳光。烟粒子极其微小（直径一般 <1 微米），这样就使得烟粒子能较长时间地滞留在大气中。另外在城市、森林和草地上空的核爆炸（甚至只是对导弹发射井和其它战略军事目标的攻击）也很可能燃起大面积的大火。

4.城市大火产生的烟可能比次生的森林大火产生的烟更为重要，对此至少有以下两点原因可以说明：（1）城市里存有大量的可燃物质，在全面的核交战中，这些可燃物质易受到直接的攻击。（2）强烈的火暴能将烟吹至平流层，在那里它们可以滞留一年或更长的时间。

5.在核战争对气候的影响中，核尘埃也起着作用。核战争的方式对尘埃-气候影响起着重要的作用。当核武器当量较低且主要采用空中爆炸而不是地面爆炸时，对气候的影响较小。而多弹头爆炸则可能加剧核尘埃对气候的影响。但由于缺乏资料对此无法作出评价。

6.放射性死灰的辐照可能要比由经验辐照模式所预报的更为强烈，范围更为广大。因为经验辐照模式忽略了持续多天或数星期的中速放射性死灰的沉降。当百万吨级以

下的核爆炸后，突然向对流层释放出空前大量的裂变碎片时，这种沉降尤为明显。在一次5000百万吨级核战争中，北半球中纬度地区的全身 γ -射线剂量有可能高达50拉德。在核攻击目标的下风方绵延数百公里的辐射碎片降落地带，还会出现更大的剂量。这些估算尚未包含可能具有重要作用的、由生物学上呈活性的原子核引起的内部辐照剂量。

7. 由于医疗卫生设施遭到破坏，粮食储存受到影响和一切民事服务近于瘫痪，这一切加剧了核战争产生的灾难性影响，这些影响包括亮度的减弱、零度以下的温度、中等时间尺度的放射性死灰辐照、严重的热解造成的空气污染和中波紫外线通量的增强。所有这一切可以使更多的人死亡，将使全球生态系统处于严重的紧急状态。

由于我们在研究中使用的是一维模式，且基本数据又不完整；再则我们对所研究的问题无法进行实验研究，因此我们对核战争的物理和化学影响的估计必然带有一些不确定性。此外，对于我们的各类规模核战争可能会引起何种大气动力学和气象学上的变化尚无法作出详细的预报，这些变化会对初始的尘埃云和烟云起着维持作用或驱散作用也无法作出预报。但无论怎么说，核战争的第一级影响是很大的，而且是很严重的，因此我们希望在这里提出的科学问题将会得到积极的和严肃的探讨。

忻贤华译自《SCIENCE》1983年12号

殷显曦、谷风校

核战争的气候影响

R.P.Turco*, O.B.Toon, T.P.Ackerman,
J.B.Pollack, Carl Sagan

新的研究成果倾向于：即使是一场中等规模的核战争，所引起的大量烟云和尘埃云亦能造成全球性的“核冬天”。

引 言

自从40年前开始了核武器竞赛以来，人们一直认为，美苏间爆发的核大战所造成的最具破坏性的结果是在北半球的主要目标区造成大量的人员伤亡。如果发生这样的核战争，交战各方的社会和经济结构会遭到瘫痪，但人们对非交战国，即占人类大多数的人口是否会直接或间接地遇到危险，仍持有争议。近些年来，人们对核战争可能带来的各种长期的非直接的全球影响提出了疑问，如核战争爆发后的放射性尘埃；高层大气中保护性臭氧层的破坏，以及它们对气候的恶劣影响，但至今仍有少数权威性文章倾向于贬低由核战争带来的这些新的威胁。在某些情况下，他们仍然死揪住在预报多弹头核爆炸的综合影响研究中难免存在的不确切因素大做文章。

今天，必须重新审议对核战争的潜在全球影响所抱的乐

* 这5位作者简称为TTAPS

观态度。我们五人小组的最新研究结果认为：一场大的核战争给气候带来的长期影响要比原来设想的更为严重，意义更为深远。这种观点已得到欧洲、美国、苏联一些科学家的赞同。核大战以后地球上很大一片地区将较长期地处于黑暗、异常低温、强风暴、毒性烟雾和放射性死灰的长期笼罩，以上所有现象的综合已被简单地称之为“核冬天”。至于核战争的有形影响可归结为运输系统、高压输电线网、农业生产、粮食加工、医疗救护、环境卫生、民事服务和中央政府全部趋于瘫痪。甚至是远离核冲突的地区，幸存者们亦将受到饥饿、低温、放射病、人体免疫系统减弱、传染病和其它恐怖性后果的威胁。一些生物学家和生态学家坚持认为，在某些情况下，许多有机物质包括人类的灭亡是完全可能的。我们几个人最初都是从事不同课题研究，尔后汇集到一起的。在汇集到一起之前我们单独地与他人结合，从事诸如以下一些现象的研究：火星上的风暴及地球火山爆发对气候的影响。最近，我们对以下的假设发生了兴趣，即：在地质记录中已得到证明的一种或数种物质的大规模消亡是由于小行星或彗星的影响，形成大量尘埃云所造成。1982年，美国国家科学院的一个委员会要求我们研究分析由核战争引起的尘埃对气候的可能影响。该委员会认为，由核爆炸引起的尘埃与其它灾害如火山爆发和其它陨星引起的尘埃是相似的。我们已审议了此问题，并且利用复杂的大—中尺度大气现象的计算机模式对此问题作进一步的探索。这些模式均是10年前研制的，其主要目的是研究大气中质点的起源、特性及其作用，同时，另一个很重要的方面亦引起了我们的重视。即西德Max Planck化学研究所的Paul J. Crutzen和科罗拉多大学

的John W. Birks在瑞典环境杂志Ambio上发表了一篇文章，指出由核爆炸引起的燃烧会产生大量的烟，这种烟严重地削弱照射到地面的太阳光。根据这个原理，在研究由核战争引起的尘埃对气候影响的同时还增加了对烟的研究。

我们的研究成果发表在1983年12月《科学》杂志上，文章指出：“核战争对全球大气和气候所发生的可能影响是严重的。由高当量地面核爆炸引起的细颗粒尘埃的升起，以及由各种当量的空中核爆炸后城市及森林燃烧产生的烟可能会使太阳辐射通量呈半球性的明显削弱、陆地温度则降至冰冻状态”。此外，还发现核战争后长期笼罩北半球的放射性死灰量比早先的研究结果大一个量级。象其它核冬天影响一样，放射性甚至可以扩散到南半球。我们得出这样的结论：“如果将核爆炸的瞬时破坏、大火、放射性死灰和后来由于臭氧层的破坏引起太阳紫外辐射的增强等综合起来，就会出现长时期的严寒、黑暗和放射性辐射，对人类的幸存者和其它物种都将是一个严重的威胁。”以后我们依据功能更大的全球大气环流模式进行了研究，其结果也有助于证实我们的研究方法以及我们研究结果的主要内容是正确的。以下，我们将对此重大问题的研究现状作一评述。

一、在掌握核战争对气候影响之前，我们必须了解地球辐射收支通常是如何得到平衡的。在一定的时间内，大气和地球表面所吸收的太阳辐射等于其对太空热辐射的总量。由于热辐射强度是按温度的4次方发生变化，所以地面温度和大气温度能较快地进行调整，以便维持吸收到的太阳能和散失的热能之间的总平衡。

如果地球和月亮一样，周围没有空气，那么地球表面则

将吸收到的太阳能直接辐射到太空。这样，全球的平均温度将大大低于水的冰点，生命体也就无法在地球上生存。幸亏地球周围存在着大气，并吸收一部分由地面施放出的热量，所以它能使平均地面温度大大高于冰点温度，并为许多生命体如人类提供了良好的生存环境，当然这也必须依赖液态水的存在。

由于太阳辐射能较容易地透过大气，而热辐射则不然，这样，大气即为地球表面起了一种隔热作用，这种作用称“温室效应”。太阳放出的辐射一般为电磁波谱的可见部分，相反地球表面放出的热辐射主要集中在红外部分。大气中能吸收红外主要成分是水（冰晶、液态水和气态水）和二氧化碳气体。这两种成分对可见光来说是透明的，这样大气一般可看作为太阳光的窗户及热辐射的绝缘物质。

在正常情况下，对流层或大气低层的温度，大约在12公里以内随高度的增加而降低，对流层的上边界称对流层顶。地球表面的热量借助以下几种机制通过大气向上传输：热辐射、小尺度扰动，大尺度对流和通过上升水汽的凝结释放潜热。在一个纯辐射大气中（即那种大气中没有空气的垂直运动，所有的能量均通过辐射来传递），吸收了大部分太阳能的低层大气其温度将高于较高层次，在这种情况下，向上的热辐射将超过向下的热辐射，使得超过部分的热量能散发到太空。如果大气中对红外辐射的不透明性增加（且可见光不透明性不变），则温度也升高。例如，有良好红外吸收能力的二氧化碳在大气中大量增加，那么地面就会变热。

相反，如果在红外不透明性未显著地增加的情况下，大气中有些成分仍会削减到达地面的太阳辐射量，那么地面温

度就会降低。例如，如果所有的太阳辐射都在大气层的高层被吸收，无法到达地面，而地面能毫无阻挡地向太空辐射能量，那么地面温度就会降低至与周围无空气的星球一样。如果太阳辐射的吸收出现在大气上层，则地球的辐射收支平衡不会造成“温室效应”（我们相应地将此条件称为“反温室效应”anti-greenhouse effect）。在太阳辐射的吸收层以下，大气温度将不随高度变化；在太阳辐射吸收层以下的任一高度层，向上的红外通量等于向下的红外通量，净能量的传输则是微不足道的。

二、大气中的粒子可通过以下几种方式影响地球的辐射平衡：吸收太阳辐射；将太阳辐射反射回太空；吸收或施放红外辐射。一般地说，含有细颗粒粒子，即气溶胶的云能使云所处高度的大气变热。但它也可使其以下的高度层及地面变热或变冷，不过这取决于粒子对红外辐射的吸收是否比反射或吸收可见光更多。

如果粒子对可见光波长的吸收能力很强，那么气溶胶的反温室效应则达到最大。这样，如果气溶胶是由具有很强的可见光吸收能力的黑色粒子，如由烟灰组成，那么到达地面的太阳辐射则很少，反之当气溶胶由能强烈散射可见光的光亮粒子组成时，地面吸收到的太阳辐射则较多。因此在评价核战争中有关粒子对气候的影响时，应着重考虑由燃烧产生的烟灰粒子，因为烟灰属于一种为数不多却又常见的，对可见光吸收能力大大高于对红外辐射吸收能力的粒子。

气溶胶能在多大程度上使地面变冷（通过阻挡太阳辐射或使地面变热（通过加强温室效应），这取决于粒子的大小。如果粒子的平均直径小于标准红外波长（大约10微米），该

气溶胶的红外不透明性则小于其可见光不透明性。相应的，一个直径很小的气溶胶，即使其太阳辐射的吸收能力很弱，但它的可见光作用将大于其红外作用，这样就使得大气低层和地面变冷。就烟灰来说，即使是一些较大的粒子，情况仍是这样。

粒子层对可见光和红外辐射的影响还取决于气溶胶的厚度和密度。到达地面的太阳辐射强度随大气中细微的、吸收性强的粒子数量按指数律减少。但到达地面的红外辐射更多地取决于大气温度而不是气溶胶的数量。这样，当大气中存在大量的气溶胶时，造成的主要气候影响是地面急剧地变冷。

气溶胶的“光学厚度”（即不透明性的量度，等于吸收和散射产生的人射光束按负自然对数衰减）是气溶胶对气候的可能影响的理想指标。例如，因为大部分的光均能到达地面，因此，云的光学厚度远小于1，只能产生小的影响；相反，如云的光学厚度为1或更大，那么大部分的光将被大气吸收或散射至太空，这样，云就会产生大影响。虽然火山灰粒子偶然也能达到使可见光作用大于红外作用的理想大小，但由于火山气溶胶的光学厚度不大（小于3），以及本身对可见波长光的吸收很弱，因此，由它造成的地面降温将是很有有限的。但是大量的火山云仍能扰乱地球的辐射平衡，并足以造成异常的天气。由直径为几公里或更大些的小行星或彗星碰撞，然后掉进大气层而形成的巨大尘埃云，对气候会产生更大的影响。这些尘埃云的光学厚度很大，最初可以达到1000。

气溶胶的辐射效应对一个星球温度的影响不仅取决于气溶胶的光学厚度、可见光吸收率和粒子的平均大小，它还与

这些特性随时间的变化有关。一个大的光学厚度维持的时间越长，地面温度和大气温度愈接近，而趋于一种新的平衡状态。通常全球辐射平衡的变化对海平面的影响需经过若干年才显现出来，因为海洋最上面的混合层可深达100米，而且它的热容量是很大的。相反，空气温度和大陆地面温度只需几个月即能达到一个新的平衡值。事实上，当空气已变得很冷，地面上的对流又已中止，而地面温度则又因为辐射冷却迅速降低，这样，只需几天或几周即可达到平衡。实际上，这种情况每天晚上都发生，只是并未在如此短的时间内达到平衡。

粒子通过几种过程从大气中消除：由于重力的作用而下落，被地面或其它表面粘附，被水云、雨和雪清除。对于“湿”清除而言，粒子的生命期取决于云形成的频率和不同高度的降水。在正常大气中，几公里高度以内的粒子，在某些地方可能几天内即可被冲刷掉。在对流层高层（5公里以上），粒子的平均生命期增加到几个星期或更长。在平流层（12公里以上）很少形成水云，所以小粒子的生命期一般可达一年或更长。平流层清除主要靠重力下落和粒子的大规模对流传输。对平均大小的烟粒子和尘埃粒子来说，它们沉降到地面的效率很低，粒子一般需几个月的时间才能明显地减少。

很明显，粒子被排放进大气的高度能影响粒子在大气中的滞留时间。一般来说，在正常的大气中，粒子的初始高度越高，滞留时间则越长。不过烟灰和尘埃大量地进入大气会深刻地改变大气结构和粒子清除率。

在分析核战争对气候的影响时，我们根据公众所了解的单颗核爆炸的威力、目前核武库的贮存量及其部署，以及美

国与苏联的核战争计划，分成一些不同的类型。在所分析的几十个类型中包括100百万吨级的对对方有价值城市的攻击，3000百万吨级的对对方导弹发射井的攻击和10000百万吨级的对双方各类目标的全面交战。“基本”类型是一场5000百万吨级核交战，其中总爆炸当量的20%在城市、郊区和工业区爆炸。所有假设的核攻击类型都处于两个超级大国的实力范围以内。

核爆炸很容易引起城市和乡村地区的大火。核爆炸热辐射的闪光具有与太阳光相似的光谱，该闪光的能量相当于核爆炸总能量的三分之一。闪光非常强烈，一个一百万吨级的核弹在标定高度为1公里的空中爆炸能把10公里或更大范围内的一切可燃物质自然地点燃。虽然爆炸的冲击波会扑灭一些火苗，但它也会通过吹开火焰、撕裂煤气管道和储油罐以及引起电火花和机械火花，引起无数次的再次着火。冲击波造成的破坏还会妨碍消防工作，以致使燃烧得以蔓延。根据1945年广岛、长崎原子弹爆炸的燃烧作用，可以预计，一颗威力已大大增加了的战略核武器所引起的燃烧面积可以从几十平方公里扩展到数百平方公里。

三、在森林和草原地区的核爆炸也会燃起大火，但对此很难作出评价。在野外地区影响燃烧的因素包括：湿度、燃料的水汽含量、燃料的数量和风速。北半球温带地区大约有三分之一是森林，三分之一为灌木林和草地。人们知道，只需几个火种这类地区的野火就可以蔓延至数万平方公里，即使没有核战争，这类大火也大约每10年发生一次。虽然大部分的野火可能限制在核爆炸的热闪光范围内，但由于对分散的核发射井进行多次爆炸的攻击也可能会酿起大得多的燃

烧。

由核战争造成的烟总量取决于许多因素，其中包括：用于袭击各类目标的不同核爆炸的总当量；爆炸的引燃效率；每1百万吨当量的平均引燃面积；燃烧区内所拥有的平均可燃物质质量；可燃物质被烧的百分率；烟的产生量与被烧燃料的比值以及除了由局地降水清除的烟以外，实际进入大气环流的烟量。假设，一场核战争只动用了两个超级大国核武库中不到40%的核武器，并对以上提及的各项因素分别列出最可能达到的值，那么，通过计算认为，一场全面交火的核战争所产生的烟总量将轻而易举地超过1亿吨。从许多方面看，这还是一个保守的估算。根据Crutzen及其在澳大利亚科学与工业研究组织的同事Ian Galbally和在Max Planck研究所的Christoph Brühl最近所作的估算，一场全面交战的核战争可产生近3亿吨的烟。

如果1亿吨烟作为一块不变的云覆盖整个地球，可以使地面的太阳辐射强度减少95%。但刚开始时该云不会覆盖整个地球，那么北半球的一个很大区域，特别是目标区则将更加黑暗，届时这些地区的中午时分，其亮度也只是象有月光的夜晚。如果这种白昼黑暗持续数周或数月，就会引起气候灾难。即使是很少量的烟也会造成严重的动乱。

由野火产生的烟一般只能进入5—6公里高度的大气层低层。相反，大的城市燃烧产生的烟可进入高至12公里的对流层高层。大的核爆炸会造成空前大规模的燃烧，加上核武器的多次爆炸会产生复杂的对流活动，这样，有些烟可以进入更高的大气层。对规模极大的燃烧进行的动力学研究说明，少量烟流甚至能进入平流层，高达20公里。

四、在第二次世界大战轰炸汉堡时，该城中心受火暴包围，在地面出现了因加热产生的飓风般的由四周往里吹的风。在一个较大区域，热量的迅速释放会产生具有强烈对流的涡旋、龙卷和气旋。这种火灾的净强度可能会通过以下两种途径显著地减少烟的排放：由于极高的温度使在火灾区生成的碳化烟粒子氧化；通过对流区里的降水清除烟粒子。在计算核战争释放的烟总量时考虑了这两种因素。

烟对气候的影响取决于烟的光学特性，而光学特性却又受烟粒子的大小、形状和成分的影响。由半径约为0.1微米、含有较多石墨、呈极黑色的粒子组成的烟具有很强的滤光作用，而作用最弱的烟则由半径大于0.5微米、主要成分为油质的粒子组成。而城市燃烧产生的烟则由呈较大颗粒的烟灰粒子所组成。由强烈的火势产生的烟通常含有粒子较大的灰、炭化、尘埃和其它碎片，这些物质通过因加热产生的风被吹起。那些最大的粒子在燃烧的下风方脱离烟云。虽然火势大的燃烧所产生的烟较少，但它们能吹起许多较细的尘埃，并能燃烧许多种金属如铝和铬，这些金属的燃烧会产生许多极细的粒子。

对于城市燃烧释放出毒性气体的问题尚未进行充分的研究，但众所周知，许多事故性火灾的死亡都是由毒气造成的。许多燃烧，除了产生大量一氧化碳以外，通过现代化建筑物的合成建筑材料和装饰材料的燃烧还会产生氰化氢和氯化氢。如果在核冲突中，一些大的有机化学仓库泄漏或遭燃烧，那将会增加空气中的毒性气体。关于这样吸附在烟粒子、焦灰和尘埃粒子表面的热毒素能否大范围地毒化环境和随风长距离地输送的可能性，需要作进一步的研究。

地面或近地面的核爆炸会引起大量的尘埃。尘埃形成的主要机制为，由于爆炸弹坑处的沙土粒子喷发并分解，然后使沙土和石块蒸发及重新成核，最后在地面吹起尘埃和烟。一个1百万吨级的地面爆炸会产生几百米直径的弹坑，喷发出几百万吨的碎片，大约能把10万至60万吨的土壤吹至相当的高度，并能将1万至3万吨的次微米尘埃粒子吹至平流层。尘埃所能达到的高度取决于爆炸的当量：由爆炸当量小于10万吨级的爆炸产生的尘埃云不会越过平流层。相反，由大于约1百万吨级的爆炸产生的尘埃云主要在平流层得到稳定。空中爆炸也会吹起大量的尘埃，这主要随着火球的升起，通过真空抽吸作用将尘埃吸离地面。一场具有多次爆炸的核战争，通过综合作用可增加进入较高高度的尘埃总量。

五、由核战争产生的尘埃数量很敏感地受核爆炸形式的影响。地面爆炸将用于对付一些硬目标如导弹发射井和地下指挥所，对软目标则可采用空中爆炸，也可采用地面爆炸实施攻击。在美国大陆有1000多个导弹发射井，为此苏联至少有两枚核弹头专用于对准每个发射井。反之，苏联拥有约1400个导弹发射井，而美国则也有相应的核弹头对准这些发射井。那些空军基地、后备机场、潜艇及指挥和控制设施均属战略目标，对这些目标的攻击手段一般都是地面爆炸。简而言之，即使一场不包括攻击城市目标的核战争，其所需的爆炸当量很可能至少达4000百万吨。这样的核战争大约会给北半球温带地区的平流层带来约120百万吨的次微米尘埃粒子。该数量将超过1982年墨西哥的El Chichón火山给平流层带来的尘埃数量好几倍。该数量亦相当于1815年的Tambora或1883年的Krakatau火山给全球带来的尘埃量，该两次火山爆发均

比墨西哥火山爆发大得多。

为了方便起见，对于由火山爆发和核战争对大气产生的影响已进行了多次模拟。但对火山爆发给大气的影响与一系列的核爆炸所产生的影响尚无直接的换算方法，因为火山和核爆炸产生的气溶胶粒子，它们在成分、大小和形状上都有着根本的区别。因此，只得将在核爆云里直接测量到的尘埃特性作为进行计算的根据。

火山爆发和核爆炸间唯一能合适地进行比较的是由它们各自产生的长期气溶胶光学厚度。事实上，在测试和校准气候模式时，使用了由火山爆发产生的全球“尘幔”资料。通过此方法，能定量地计算大火山爆发后所测量到的呈半球性的地面变冷。目前对核爆炸尘埃进行的计算结果与火山现象的观测结果完全一致。例如，一些严重的火山爆发能导致一年或更长时间的气候变冷，对这一点现已很清楚。尽管如此，根据历史记载，火山对气候的作用不是很大的，因为火山只是局地性的尘埃源，因此其地理影响受到限制。此外，火山爆发给平流层带来的细颗粒尘埃很少（且无烟灰），而核爆炸相反，它能大范围地给大气带来大量的细颗粒的烟灰和尘埃。

六、在核爆炸的裂变反应中产生的原子经常呈不稳定同位素状态。在这些状态中的辐射衰减会产生 α 、 β 和 γ 射线。大部分的核武器中能量均来自核裂变和聚变。这中间大约能产生300种不同的放射性同位素。其中大部分都凝聚（或吸附）在火球中形成的气溶胶和尘埃上。因此尘埃与由核爆炸产生的放射性是密切相关的。

最值得注意的是瞬发性放射性死灰和中期放射性死灰，

前者主要是吸附在大尘埃粒子上的短期放射性同位素，它们一般在爆炸后数小时下落至地面；而后者则是吸附在较小粒子上的中期放射性同位素，它们能随风飘移长达数天至数月，最终通过下落和降水得以清除。瞬发性放射性死灰由地面爆炸形成，中期性放射性死灰则由1万—50万吨级的地面和空中爆炸产生。这种爆炸能使放射性物质沉积在对流层的中高层。

放射性死灰造成的危险取决于拉德（辐照的剂量单位，等于每一克组织吸收100尔格电离能量）总量，每小时的拉德剂量率和辐射的类别。瞬发性死灰具有强烈穿透性的 γ 射线杀伤力最大。扩散范围大的中期性死灰则含有强度较弱的长期 γ 射线剂量。如果，长达数天地全身暴露在450拉德的 γ 射线放射中，那么为数一半的成年人则会遭到致命的伤害。对于中期性死灰的100拉德以上的长期照射，即使是健康的人，也会影响其免疫力，并导致癌症、先天不足和其它疾病。

最近对基本型放射性死灰的影响所进行的研究说明，瞬发性死灰会给数百万平方公里的地面造成致命的放射性污染。而中期性死灰则至少会覆盖北半球的温带地区，使那里不具防护的人长期地处于平均为50拉德的 γ 射线照射中。会进入食物链的，在生物学上呈活性放射性的同位素如铯90和碘131，对某些内脏器官的照射会使总剂量增加2—3倍 Lawrence Livermore国家实验室的Joseph B. Knox指出，如果核发电厂直接遭到攻击，那么，平均的 γ 射线剂量可以增加到数百拉德或更多。

目前采用一维模式以确定核战争的长期全球影响的可能

程度。这些模式只是考虑了大气的垂直结构。很明显，大气是个复杂的三维系统，它那复杂的相互影响决定了它对抗扰动的反应。在目前尚没有找到能高度准确地模拟核冬天的，具有一定特色的三维模式，但人们已在研究这样的模式。现有的气候模式和大气环流模式试图用一系列经验方法，来描述尚未被人充分了解的物理过程。但在核冬天的情况下，气候受到的影响很大，以至人们对此方法持有疑义。

因此我们的方法是通过一维模式的微物理、化学和光学的详细计算，以确定第一级影响。在从事该项研究之前，甚至这种简单的方法也尚未被人问津，其次也还不清楚是否应该采用更为复杂的三维模式。根据预报出的第一级一维影响，已推导出主要的、三维的气象相互作用，后者在今后较为高级的研究中必将作进一步研究。三维的结果基本上确认了我们的一维结果。

七、在研究中采用了三种基本模式：核战争规模分类模式；粒子-微物理模式；辐射-对流气候模式。核战争规模分类模式将确定在某次核战争中产生的烟、尘埃和放射性的数量。这主要根据前面提到的对烟和尘埃的计算方法来确定。微物理模式主要模拟烟粒子和尘埃粒子的数量和大小演变，以及模拟放射性沉降，这种沉降由物理上的相互影响和粒子在各不同高度的垂直输送引起。辐射-对流模式则用以计算有关粒子的光学特性和红外特性，计算可见和红外的能量通量以及计算作为时间和高度函数的空气温度。由于事前预报的空气温度受地面热容量的影响较大，因此对陆地和海洋各自作了单独的计算，以便区别可能的温度差。

一维模式无法准确地预报核战争的短期或局地影响。根

据一维模式制作的预报的可用率取决于烟流和尘埃云的扩散率及扩散程度。在一次核交战以后不久，数千个单独的烟和尘埃云立即分布在北半球温带地区，其高度达20公里。由于水平湍流扩散、垂直风切变及不断产生的烟，使得由核碎片形成的云在一周内覆盖整个温带地区，使单个的云之间不留任何空隙。此时期内局地影响与用一维模式模拟的平均影响相差较大。

对核战争造成影响的任何一种评估都有其不确定因素，为了弄清各种规模核战争及一些关键参数变化对结果的敏感性，已进行了一系列的模拟工作。虽然本文的篇幅有限，无法对所有的评估结果作出评议，但本文对一些结果作了有选择的总结。总的看来，我们得出的结果认为，由一场大的核战争产生的烟云和尘埃云的光学厚度可与大火山爆发产生的云的光学厚度相比，有时甚至更大，而且绝大部分的光学厚度都比火山云大一个量级。所以核战争的影响最有可能造成气候性灾难。

烟和尘埃对气候的影响取决于它们对到达地面的太阳光的过滤量。也就是说会发生饱和作用。如，光学厚度为3的烟云能防止95%以上的太阳光到达地面。在此情况下，光学厚度的继续增加对平均地面太阳光的削减是很小的。这样，在烟对气候的影响方面，光学厚度3大约为饱和程度。尘埃的饱和程度大约为光学厚度20，与烟的饱和程度相比，尘埃的光学厚度的增加在初始时较慢。关于在核战争中能吹起足够多的尘埃从而造成全球性的光学饱和，目前仍有疑义。

八、烟云和尘埃云衰减光线的方式是不同的。乌黑色的烟幕能吸收大部分的人射光，而被其散射到太空或地面的人

射光只占很小一部分。这种吸收使烟云很快受热，产生强烈的空气运动和风。而尘埃云则相反，它主要是散射入射光，并只吸收很少一部分光。为了能有效地切断光线，完全呈光散射型的云必须是很厚的，不然，许多光线则直接向地面散射，比如，正常的水云即如此，它的光学厚度一般为10或10以上。

我们发现有许多不同规模的核战争能数周或数月地削减太阳辐射。在核战争爆发的第一、二周里，云是很不规则的，因此在早期阶段，我们的计算可能会低估平均光强度。但无论如何，在目标区内，即使是中午亦将是一片黑暗，无法看清东西。

核交战产生大量的烟能使大陆的温度显著降低，并维持一相当时期。本文列出的许多规模的核战争都能使陆地温度长达数月地低于冰点。在春季或初夏平均温度只需降低摄氏几度即能使北半球温带地区的庄稼颗粒无收。我们列出的一场基本型的核战争能使温度降低40摄氏度（实际温度降到约 -25°C ）。然而根据现有的核储备，及其未来的核装备，它足以造成冬季更加严寒。

我们所预报的由5000百万吨基本型核战争引起的温度变化（随高度和时间发生变化）揭示了一些重要的特性。首先，在充满烟云的大气高层，由于大量地吸收太阳辐射（通常这些辐射是用于地面升温的），使高层大气受热温度升高至 $30-80^{\circ}\text{C}$ 。同时地面因一片黑暗温度降低。那些热的云就象热气球一样，并不是静止不动，而是上升并扩展。

一场大规模核战争后一个月，陆地上的整个对流层不存在热交换，即使是战后3个月，也只是在近地面的几公里高度

内才能有足够的太阳能以驱动微弱的对流。事实上，平流层将会降至地面从而改变大气的结构。在某些地方，温暖的海洋性气流仍会在近地层流入大陆，但这些热量只能使大气中仅几公里的高度范围产生对流。强烈的逆温层会有效地抑制对流活动。在其它一些地方冷气流可能从大陆流出，在海洋地区受热、上升并重新循环至大陆上空，最终在陆地上平静下来。

由烟云形成的逆温还可能使烟和尘埃在大气中滞留的时间增加。结果会带来某些反馈，也就是使核冬天更趋严重而且持续的时间更长。对此反馈作用迄今尚未进行过计算。逆温还减少了水汽由下往上的对流传输，阻碍了多烟的空气中水滴的凝聚。这样也就大大地限制了在几千公里高度以上的降水。烟灰和尘埃在大气中滞留的时间越长，水平扩散就越大，对气候的影响亦越广。这种情况下，粒子将主要通过以下一些途径得以清除：连续的凝结、散落、通过全球尺度的风系统输送，以及通过扰动将粒子输送到仍会发生降水清除的高度较低的区域。

九、通过计算得出的大陆上空的温度变化并不是由最初云的不规则性及大陆上的冷空气与海洋上的暖空气相混合而引起的。利弗莫尔实验室的Michael C. MacCracken 根据对大烟粒进行追踪的大气环流模式对云中的不规则性及来自海洋的热量传输所产生的综合效应作了分析。他还利用二维气候模式研究由5000百万吨级的基本型核战争所产生的烟对陆地温度的影响。他发现陆地温度降低的平均值大约是内陆温度降低值的一半。甚至采用更为复杂的三维大气环流模式对基本型规模核战争进行计算也说明，在广大的大陆温度降低20—40°C是可能的。

计算结果指出，烟灰云通过吸收太阳辐射，可能会上升并呈水平方向扩散。这种现象会加速烟流的早期扩散和全球性的扩展。在其它情况下，通过风切变和扰动也会发生这种现象。最近美国国家宇航局Ames 研究中心的一个小组（由Robert M. Haberle 和我们五人小组中的Ackerman 和Toon组成）采用先进的二维全球大气环流模式对对流层中的烟灰云受热后产生的运动作了计算。Ames 小组假设烟灰云覆盖了整个30—60°N的地区，其厚度为地面到8公里的高度。通过这个烟模拟说明，云里的大量碎片上升到平流层并很快地向赤道和南半球移动。

这些计算虽然只是初步的，但它证明了最初研究中的一个主要假设：在北半球的烟灰云和尘埃云能依赖自己的动力迅速地向南半球移动，并给南半球造成巨大的气候异常。这种扩散的加速，能给南北两半球的热带地区造成最严重的后果，在那里，本地的有机物对于黑暗和严寒极其敏感。核冬天扩散到热带地区，就意味着史无前例的生态灾难。

对于核冲突会产生的主要的气候影响和半球间传输的推测还得到三维全球大气环流模式复杂计算的进一步论证。虽然这些模式尚不能象示踪元素那样跟踪烟和尘埃，或根据要求对放射性物质的输送作出详细的计算，但它们必定可以确定由于烟灰的大量增加而产生的风场中初始的三维扰动和温度的变化。目前已有美国国家大气研究中心的Curt Covey, Stephen H. Schneider和Starley L. Thompson 以及苏联科学院计算中心的Vladimir V. Aleksandrov 和Georgi L. Stenchikov两个研究小组开展了这些高级的气候研究。

十、以上两个小组都对北半球在春、夏季发生核战争以

后数周的正常和非正常的经圈方向（或南北方向）大气环流作了预报，它们得出的结论是一致的：通常在热带地区分叉的哈得来环流会演变成一个单独的强单体，单体内近对流层高层有股很强的由北半球直接吹向南半球的风。这就意味着全球风系统发生了深刻的变化。

正常的经向环流是由大尺度行星波振动的残余运动所形成。全球环流模式能预报行星波运动中的距平，对这方面的研究结果也是很令人吃惊的。NCAR小组发现，大陆尺度的受热气团能在数天时间内深深地渗透到南半球。这样，所有地球上有人类栖息的大陆都会很快地被烟所笼罩。全球环流模式还能预报北半球大部分地区的温度，令人吃惊的是在2—3天内可使局地变得非常寒冷。NCAR小组把这称为“快速变冷”（quick freeze）。这种情况，实际上在全球范围内，不管是北方或南方都将受到核冬天的威胁。

我们对核冬天期间在沿海地区的天气活动也作了研究，认为，尽管那些地区的人射太阳光大大地减少了，海洋仍会给沿岸的海洋边界层不断输送热量和水汽，在某些地区寒冷的离岸风与海洋环境相互作用，产生强烈的风暴和强降水。另一些地区，盛行风则将海洋空气带到寒冷的大陆，形成厚厚的层状云和持续不断的降水。至于这些强天气能深入大陆多远尚不清楚。但所有这些强天气活动都可能在沿海100公里的范围内发生。

关于核冬天尚有许多问题有待解决。地面迅速地降温会产生大范围的雾，这些雾则又会影响地面辐射平衡。大气中存在的数百万吨核碎片会影响云滴的特性，因此碎片的清除率也受到影响。

由核爆炸形成的云和受核爆炸影响的自然云还会对总的大气红外辐射平衡产生影响，但其对地面温度的影响尚不清楚。气候模式尚未涉及的，有关核战争所产生的日变化还可能影响核碎片的动力学和清除。通过核爆炸带来的降水及引起的大火，可能会影响大气化学和辐射过程。所有这些影响都是核冬天基本理论中下一步需要进行探讨的主要方面。但根据现有的科学依据，所有这些影响都无法改变已得出的关于核战争给气候带来影响的预报。

目前对于海气相互影响的了解还太少，它对短期气候变化有着重大的影响。过去曾发生了一系列可能是巧合的现象，如1982年春发生了El Chichón火山爆发，接着在1982年冬和1983年春，在南太平洋发生了强烈的厄·尼诺现象，同时向南的信风异乎寻常的平静。在这以后，1982年冬季和整个1983年北美和欧洲出现了不正常的天气，那年冬季北美大部分地区的温度是有记录以来最低的，而欧洲则在12月份出现了一个温暖的春季。虽然要证明所有这些现象是有联系尚缺乏依据，但有证据可以说明，洋流、风和天气在一相对较短的时间尺度内，存在着潜在的重要的关联，对这种关联必须进行周密的研究。

十一、我们的研究还包括了核战争对气候的二次影响。核战争引起的大面积的燃烧，烟灰在冰雪上的沉降及植被的区域性变化会使地球表面的反射率或折射率产生变化。我们对反射率短期变化作了评价，发现它与太阳光的过滤相比是无关重要的。但如果发生了半永久性的反射率变化，那么会引起气候的长期变化。相反，不管发生什么样的气候扰动，巨大的海洋热源能发挥出一种使气候趋于暂时正常的作用。

初步结论认为，一场核战争不太可能导致一个冰期的到来。

我们还分析了由于大气成分的变化对气候的影响。发现，最大的、呈半球性的温度变化与氧化氮的产生有关，而臭氧的破坏引起降温则不超过数摄氏度。核战争能使产生温室效应的气体发生浓度变化。在烟和尘埃被清除以后，这些气体可能会使地面温度升高数度。但是对这些相互补偿的温度变化目前尚不甚了解，这是因为由核战争引起的大气化学和大气物理的变化将通过一些现有的模式尚未适当处理的过程而起耦合作用。因此显然在此问题上还需要作许多分析工作。

当然，我们决不可能确切地预见由核战争引起的实际后果。一系列独立的物理作用也会协同地相互影响，以致对许多有机物的生存造成威胁。对环境的长期破坏和对全球生态系统的长期干扰最终给人类带来的破坏可能比核爆炸可怕的短期破坏作用以及放射性死灰的破坏作用更为严重。

忻贤华译自《SCIENTIFIC AMERICAN》

1984年8月

殷显曦校

采用三维模式模拟核战争对 全球气候的影响

S.L.Thompson, V.V.Aleksandrov
G.L.Stenchikov, S.H.Schneider
C.Covey, R.M.Chervin

摘 要

苏美两国科学家利用不同的三维气候模式模拟了大规模核战争对全球气候的影响。其研究结果与以往所进行的研究,包括TTAPS小组去年在《科学》杂志上发表的“核战争对全球大气的影响”的结论基本一致。本文的作者们得出结论认为,“如果由核战争引起的烟和尘埃大量地存在于离地数公里高度内的大气中,有些地区的陆面温度将大大地下降,中层大气温度将升高,进而使大气环流产生严重的变化”。这就意味着北半球大部分地区将笼罩在冻结温度之下,这种严寒甚至会扩散至南半球。

一、引 言

无疑,一次大规模的核战争所产生的冲击波、热量和辐射的影响会使人类经受从未忍受过的灾难,但即使有数以亿计的人口死于核战争的瞬时影响,在爆发核战争的最初阶段,全世界人口中的绝大部分仍会幸存下来。因此核战争的长期全球环境影响及其对幸存者带来的后果乃是一个值得研

究的重要问题。

在过去的一系列研究中，对核战争的中期和长期影响都已进行了研究。这些研究中的大部分都以放射性死灰为研究重点，因为它会产生潜在的严重影响。但在过去的10年中，人们已越来越清楚地认识到，由大的核火球产生的氮氧化物进入平流层会大大地破坏臭氧层，进而使到达地球表面的紫外线-B辐射增加，对人类的健康、动物和植物都产生不利影响。同样，多年来，人们对由潜在的核爆炸燃起的大火，并由此向大气排放化学污染物和尘埃亦有了一定的了解，可是直至最近人们才开始认识到大量的烟和尘埃会给天气和气候带来恶劣的影响。

Crutzen 和Birks 通过一个简单的量级计算认为，一场全面核战争引起的森林大火所产生的烟能在长达数星期或更长时间切断北半球大部地区的太阳光。他们还认为，由其它一些物质如煤气、石油和城市大火产生的烟亦将是极其重要的。在Crutzen和Birks 的研究发表前，没有人曾定量论证这类大火引起的烟会对大气发生重大的半球尺度的影响。

以后Turco 等人对由半球尺度的烟云引起大气和地面温度显著变化的可能性继续作了研究。Turco 等人采用一维辐射-对流全球气候模式(RCM)进行的评价，进一步确认了Crutzen 和Birks 的有关气溶胶在气候学上的重要性这一基本观点。此外，Turco 等人还使用气溶胶模式预报由各类核战争产生的气溶胶的演变及其清除。

虽然RCM只是反映了现实大气特性中极端简化的情况，但人们通常仍用它来研究气候的变化。RCM基本上是求水平变化的平均值，并将一些如温度和气溶胶浓度等物理量看

作只是高度的函数。这样的模式只是提供了全球平均的气候状况,没有考虑区域性或季节变化。另外,对起源于某一区域的扰动如何通过大气相互作用——例如通过风传输热量对其它区域产生影响的问题,RCM亦无法解决。不过RCM就计算机应用说来是较经济的,并且它擅长于计算详细的辐射传输,该计算对于核战争-气候问题的最初研究是很重要的。

考虑到RCM的水平平均特性,Turco等人进行了两种计算。在第一种计算中,设地面的热容量较低,以便模拟陆地表面的热惯性。在全部陆地的个例中,气溶胶的输入会明显地降低地面温度。在烟输入的最初30天中,地面温度会从北半球的年平均温度 15°C 降至大大地低于冰点。但随着以后几个月中大气中气溶胶的清除,地面温度逐渐回升到最初的值。在地面降温期间,含有烟的大气层温度升高。以上两种情况均由烟气溶胶吸收太阳光造成。由此也就产生了明显的逆温层,即在近地面的冷空气上空形成了一层热空气。

当Turco等人采用全属海洋面热容量特征时,得出的结果则截然不同。在此情况下,由于热惯性要大得多,因此地表温度的降低幅度很小(6个月后下降不超过 3°C)。当然,在真实的大气中,以上两种情况会同时地发生:被烟笼罩下的陆地温度下降将大大超过海洋。此外,那些最初未能被烟覆盖的地区如热带地区和南半球,温度下降则将是很小的。

因为平均说来大气运动会将较热地区的热量传输给较寒冷的地区,这样Turco等人预计,陆地降温地区在某种程度上会得到从较暖的海洋或其它受降温影响较小的地区输送来的热量的补偿。Turco等人通过对其它一些简单气候模式的结论作外推,估计在大陆的中部地区陆地降温幅度可减小20%,

沿海地区减小40%。他们还进一步预计，由于气溶胶引起的加热使正常的大气环流遭到破坏，从而可使气溶胶从它们产生的地区扩散到其它纬度地区，可能还会进入南半球。

Turco等人用RCM得出的结论基本上与其它一些一维模式的结果相同。MacCracken 根据同样的核气溶胶数量 对一个一维模式和一个二维模式进行了计算。他在报告中指出，一维模式的结论认为，陆地最大降温约为 30°C ，这与 Turco 等人的结论大体一致。虽然在二维模式中只是判定了纬度和高度，但通过取海陆之间热混合作用的近似值，考虑了海洋的调节作用。这次模拟认为，两星期后烟覆盖下的陆地平均降温大约为 15°C 。由于空间平均模式在计算平均陆地降温和确定区域性影响方面的局限性，促使两组科学家各自利用三维大气模式更详细地研究这一重要的问题。

二、大气环流模式

在大气环流模式（GCM）中，大气是由基本物理定律，如质量守恒、能量守恒和牛顿第二定律的数学公式表示的。但是，大气是一种连续的流体，由于计算上的限制迫使我们将模式大气离散化。也就是说我们必须在水平和垂直方向能覆盖全球的不连续网格上，以数量有限的变量（例如温度和气压）去近似地求解连续方程。离散化过程意味着模式无法分析一些小尺度特征和过程，而这些特征和过程我们认为在确定大尺度大气环流和温度时是非常重要的。这些“次网格尺度”过程必须用大尺度场表示，也就是所谓参数化过程。例如对云的形成、降水，以及地球表面的扰动和辐射热输送的表示，在GCM中都属于参数化过程。

美国国家大气研究中心最近研制的GCM（以下称为NCAR模式）所给大气和地面的分辨率约为纬度 4.5° ，经度 7.5° ，从地面至对流层、平流层、直至30公里高度共分9层。这里所报告的模式采用了一年特定时间的太阳辐射、海面温度、海冰、臭氧和雪覆盖等预定参数。由于海洋上层混合层巨大的热容量，即使不考虑海洋的相互作用，也不致于明显地影响这里所介绍的时间较短（少于数月）的模拟，另一方面，在假设地面热容量为零的情况下计算陆地表面温度，这对于时间尺度大于数天的情况说来是一个合理的近似。利用这种模式从一年中的不同时间开始进行模拟。

苏联科学院计算中心所使用的模式（以下称CCAS模式）水平分辨率为纬度 12° ，经度 15° ，垂直方向分为2层，分别表示对流层的地面和高12公里左右(20kPa)的层次。与NCAR模式不同，CCAS模式在计算海面温度变化时采用了耦合的海洋上层热力学模式。CCAS模式使用的是年平均太阳能，所以它趋于表示年平均状况而不是某个季节。

NCAR和CCAS模式都根据他们的分辨率给出大陆的位置和地形高度。实际上由于对太阳能量吸收的不均匀，以及以后通过辐射、凝结和扰动过程使太阳能转换为感热、位能和动能，从而产生了大尺度的大气运动和不同的温度。这两个模式都包括了降水和云的参数化，它们的形成和消散是由相对湿度和对流活动决定的。这两个模式对一些最重要的观测变量的模拟结果较为吻合。

三、理想化的气溶胶情况

我们所用模拟程序是首先在正常的条件下进行一定时间

的运算，然后在最初的受影响时刻（0天）在模式大气中加进广为扩散、浓密的模拟烟云。但更实际的情况是：许多可能遭核攻击的目标区都会向大气排放烟，而模式风也应该使烟作水平和垂直的运动。不过这些辐射性质活跃的烟其输送和清除是一个很复杂的问题。至今还没有任何一个三维气候模式对这些过程作过模拟，因此规定了固定的气溶胶的纬度-高度分布。所以得出的结论只是部分地考虑了相互作用，即气溶胶加热影响大气环流和温度，但模式风并未吹动气溶胶。尽管模式存在着这样明显的局限性，我们仍可用这些模式研究海陆分布和季节变化的重要性，并且对使用综合气溶胶辐射传热、输送和消除过程的下一代模式提供参考。

在NCAR模式中，烟的基本数量与美国国家科学院(NAS)核爆炸大气效应委员会所使用的一样。该数量以假设核战争规模为6500百万吨为基础，其产生烟气溶胶的总量为 1.8×10^{14} 克（见附录1），而且这些烟气溶胶都均匀地分布在1—8公里的高度和30—70°N的范围中。根据这样一个烟气溶胶数量，北半球中纬度地区太阳辐射的吸收光学厚度为3（见附录2）。在太阳仰角平均为30°的情况下，太阳光到达有烟云覆盖的地面只是正常值的0.25%。

在NCAR模式中所假设的烟粒子对太阳辐射是非散射性的（只是吸收），并与红外辐射无直接的相互作用。如果吸收光学厚度不变，在辐射计算中包括尘埃和烟的散射，则到达地面的太阳能将进一步减少。由于通过烟的向下红外辐射使地面升温的趋势很弱，因此忽略红外不透明性是个合理的近似。无论烟气溶胶的数量是多少，凡扩散的烟都不可能显著地增强“温室”效应。

NCAR 模式不考虑日变化的影响，采用在一天中固定的平均太阳仰角。对于本研究的光学厚度来说，这种一般气候模拟是近似准确的，但是如果热带地区的烟光学厚度较小，那么它就会低估到达该地区地面的太阳辐射。这样，NCAR 模式中的辐射近似值并不是我们所用的烟数量的明显不可靠性的来源。也就是说，如果我们将假设的烟吸收光学厚度减少一半或增加一倍，对计算得出的中纬度地区的降温幅度的影响也不会超过数摄氏度。

CCAS 模式所采用的气溶胶分布有一部分是以 Turco 等人的10,000百万吨规模的核战争为依据，气溶胶分布分为对流层烟和平流层尘埃。在受影响型的模拟中，在12—90°N范围内让模式的上下两层都有烟，且为了模拟气溶胶的清除过程，曾尝试把烟吸收光学厚度从最初的6减至受影响30天后的3.5。由于吸收光学厚度3.5和6之间的差别对到达地面的太阳光影响很小，因此，NCAR 和 CCAS 模式中至少其第一级指标是很相似的。在 CCAS 模式中，平流层尘埃的辐射效应是通过减少向下的太阳辐射，和增加由较暖的平流层向下到达对流层的红外辐射进行参数化的。在 CCAS 模式中模拟的平流层尘埃的光学厚度在前30天中为1.2，而后衰减为0.7。

四、模拟结果

在模式大气中一旦加进烟云，受影响的陆地区域的地面温度即开始迅速下降。原先使地面升温的热量，现在却在烟云中明显地使大气受热。图1说明了 CCAS 模式中的这种影响。通过对第10天的模拟说明，全球陆地平均温度下降

15°C (见图 1)。由于所取的平均值还包含了未受烟覆盖的陆地地区, 因此被气溶胶云笼罩的陆地地区的地面温度可下降近25°C。根据NCAR的模式计算, 在最初的温度迅速下降以后, 受烟影响的陆地地区的地面温度在7月份平均下降25°C, 4月份平均下降11°C, 1月份平均下降5°C(见图2)。在这两个模式的模拟中, 都假设海洋增温作用很明显, 因为根据它们的模拟, 如果行星上不存 在海洋, 那么预计年平均温度下降将是30—40°C。不过风对降温的减缓作用尚不足以防止大陆严重的降温。

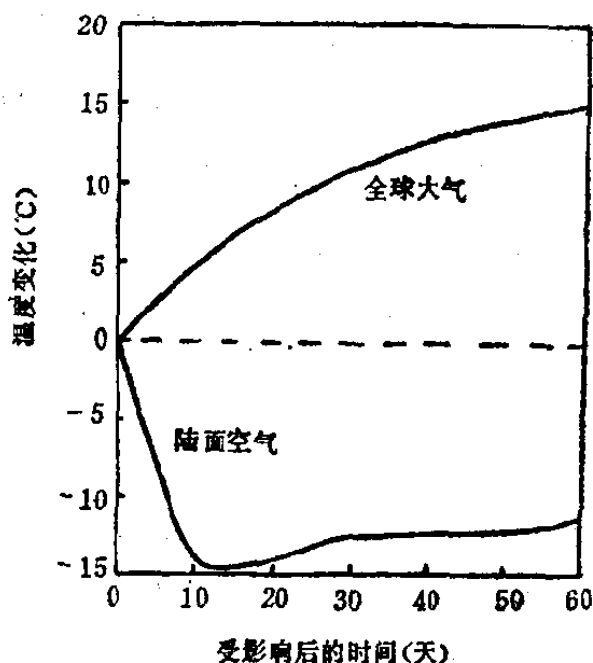


图1 CCAS模式中,从核爆炸的最初阶段至气溶胶输入模式大气后的前6天中,全球平均的大气温度和地面温度的变化。大气吸收了通常使地面升温的太阳能,使大气得到升温,同时地面却变冷(摘自Aleksandrov和Stenchikov1983)

环纬圈平均的大气温度的纬度-高度分布较大地受异常加热的影响。图3给出了NCAR模式模拟的在7月份10—20天的平均结果。最大的大气升温发生在有烟的大气中,与未受影响的可控型模拟相比,升温幅度可达数十度。但较为明显的升温可扩展至远离烟的地区,甚至在南半球发生。升温范围的扩大说明环流有了较大的变化,而这种变化却又由大气热结构的根本性变化所引起。

在CCAS模式中,对流层中层温度场的稳定化(即随着高度的升高温度下降较慢)亦一直扩展至30°S。在这两个模式

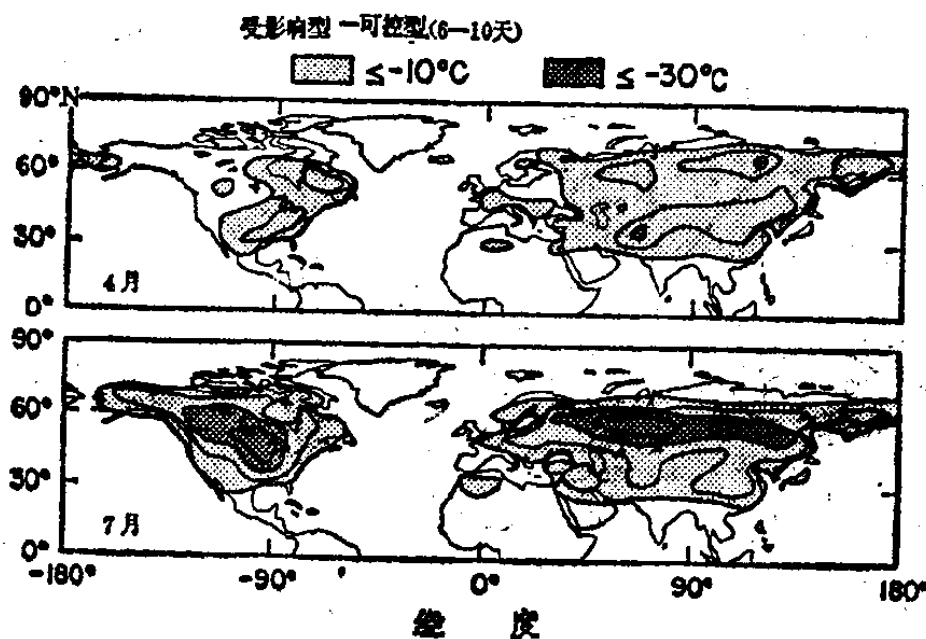


图2 在4月和7月的模拟中,在 NCAR 模式大气中加入烟后产生的地面温度变化,数值取自加入烟后6天至10天的平均,等温线间的温差为 10°C ,浅色地区为降温幅度大于 10°C 的地区,深色为降温幅度大于 30° 的地区。

中,由于在大气升温幅度较大的地区相对湿度很快地降低,因此在这样的地区水云一般会消散。由于大气稳定度的加强,以及与此有关的湿对流和降水受到抑制,会削弱对流层中层至高层气溶胶的清除。NCAR 模式中的烟云顶部处于干对流活动很强烈的位置。由于受热后的烟中相对湿度较低,从而妨碍了凝结的发生。因此位于数公里高度的烟粒子平均寿命将比目前的估计更长,目前一般估计大于10天。但根据 NCAR 模式,在烟覆盖之下的,高度仅为数公里的范围内,云和相对湿度都趋于增加。

图4为 NCAR 模式7月份模拟的地面温度抽点打印(snapshot)图,它分别显示了烟输入前的最初(零天)状

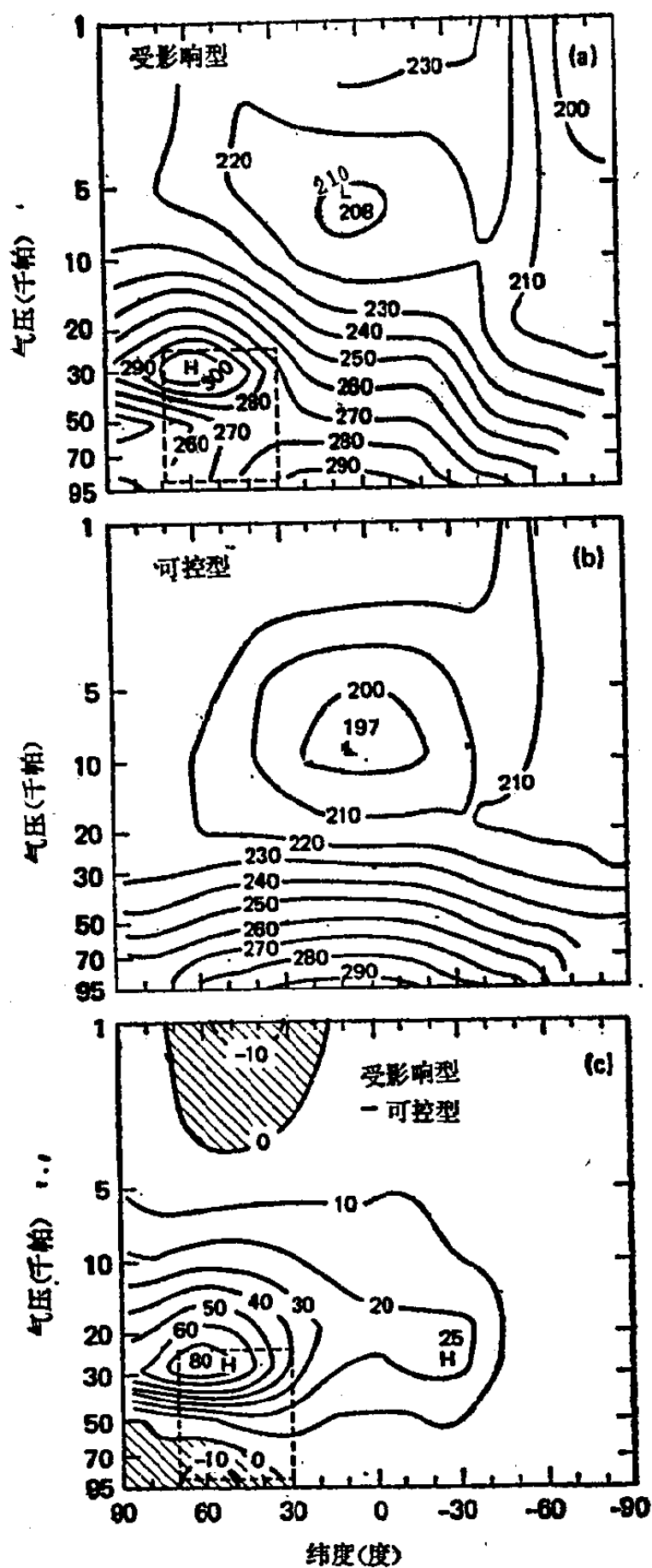


图3 在7月份模拟中, NCAR 模式中加入烟后10—20天的纬向平均温度(K)。图中给出了对受烟影响后和未受烟影响的大气模拟情况, 及两者之差。在两者之差的比较图中呈阴影的部分为负数(降温)。虚线所示的区域为加入烟的大气部分。

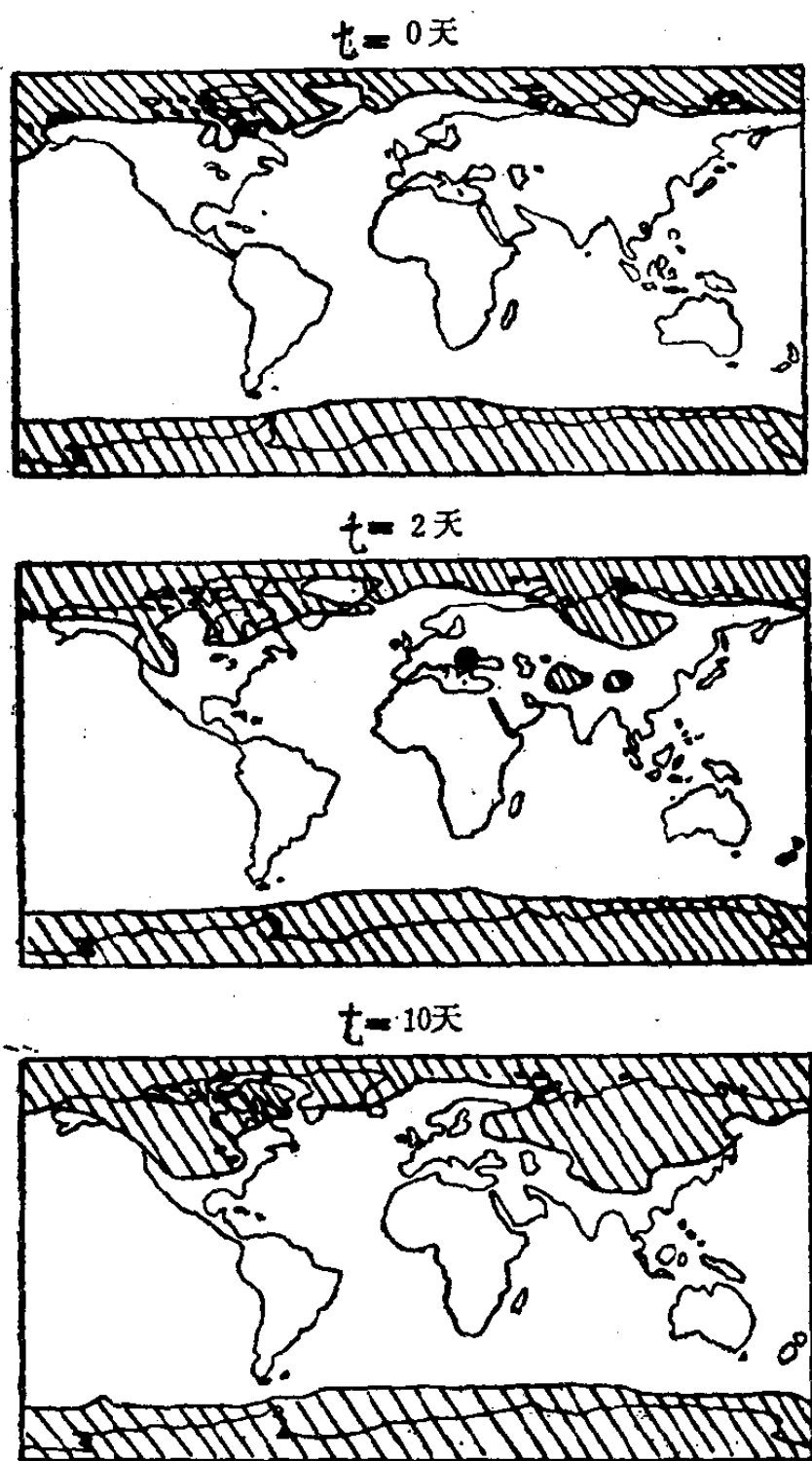


图4 NCAR 模式对7月份加入烟后三个选定时刻上进行模拟得出的地面温度。 $t = 0$ 天是指烟进入大气前夕, 阴影部分为温度低于 270K (大大低于冻结)的地区。

况，以及第2天和第10天后的状况。即使在烟输入后较短的时间（2天）内，被烟覆盖的地区的温度亦会降至冻结温度以下。这也就是说，在初始时，烟呈很不规则状态的现实大气中，只要烟粒子浓度足够，并能维持一天以上，被这大气覆盖的地面温度即会很快降到冰点。在这样的情况下，事实上我们即可随机地挑选出世界上温度会迅速降至冻结温度以下的地区。此外，即使象我们的模式一样，烟是均匀地分布的，天气的固有差异仍会造成各地区温度异常的不同时间演变，这种演变决定于核战争时最初的天气条件。例如，NCAR模式中的天气变化会使西欧的温度在8天以后，而不是2天，降至冻结温度以下。即使地面温度能很快地回升到正常值，但温度不正常地降至冻结温度以下的可能性对庄稼会产生严重的影响。

根据NCAR模式对第10天所做的模拟说明，当地面降温广为扩展后，北美和欧亚的相当大一部分地区温度将降至冻结温度以下，但由于海洋不断提供热量，沿海地区，尤其是大陆的西部地区一般不象大陆内地那样会经历严重的地面降温。但遗憾的是，在这些模式中，这类缓解作用的具体细节取决于地面湍流能量交换的参数化，而这种参数化至今仍处于原始阶段。CCAS模式中第

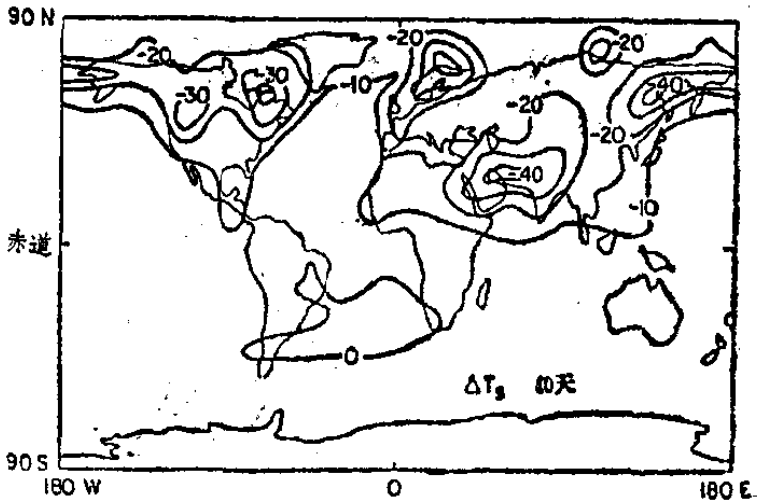


图5 在核战争气溶胶注入大气后40天，通过CCAS模式模拟得出的地面温度变化(与初始条件相比)(摘自 Aleksandrov和Stenchikov 1983)。

40天的地面温度变化型式也说明最大降温的地理分布是不规则的（见图5），但降温幅度最大的区域在大陆。

北半球的烟会对全球大气环流产生严重的影响。通过对环纬圈的风求平均值（即纬向平均），并将所得的经圈环流标在纬度-高度图上，可以很好地说明这种情况。正如本文集第一篇的图5中所给出，在受烟影响之前以及第35天 CCAS 模式中的经圈环流型，最初的环流型呈两个单体，它们在热带地区都呈上升运动，在中纬度地区呈下沉运动，在取年平均太阳加热的情况下，这是可能期望出现的典型情况。但是这种环流型却为一个大的单个的单体所取代，由于烟的强烈加热，它在北半球的副热带地区呈上升运动。这种受到扰动后的环流会把烟向上并向南半球输送。

图6表示 NCAR 模式对4月份所作可控型模拟和受烟影响型模拟中的纬向平均大气环流。可控型模拟清楚地指出了在热带地区，正常的经圈环流在赤道附近上升，在副热带地区下沉，并且它的强度和对称性通常与接近春、秋分的时间的远近有关。在 CCAS 模式中，受影响型的模拟说明，纬向平均环流发生了很大的变化，它在较大的程度上类似于北半球的夏季环流，而不象春季环流。北半球烟的输入会在靠近赤道一边的烟边界处引起上升运动，并使环流强度约增加一倍。在环流单体上部出现2—4米/秒平均沿经圈向南的风速，这说明，由中纬度地区到赤道的纬向平均烟输送时间平均约为2星期。延伸至 30°S 的强下沉运动使南半球副热带的云量大量减少（主要模拟南半球冬天旱季），这样，在 NCAR 模式的这个模拟中，尽管假设在 30°N 不存在向南运动的烟，但南半球的气候仍会受到影响。

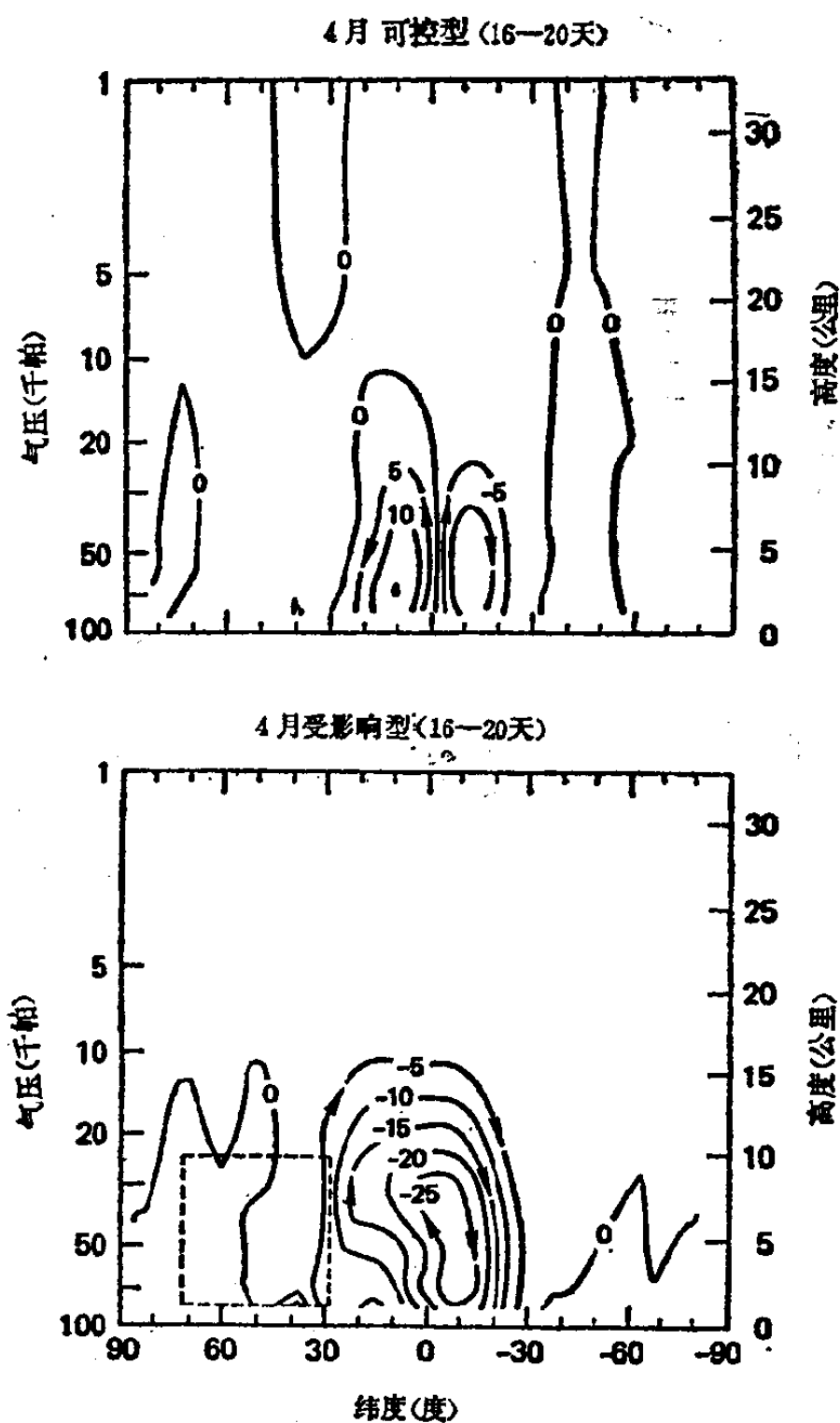


图6 以纬度-高度平面上的质量流函数显示的NCAR模式4月份模拟得出的纬向平均环流。箭头表示经向和垂直的运动方向(单位: 10^{10} 千克/秒),所取的时间平均是16—20天。虚线方格为注入烟的区域,图中分别列出了对未受烟影响和受影响后的大气模拟情况,与CCAS模式得出的结论类似,正常的经向环流在受影响的模拟中为一个单个的、大的环流所取代

在1月份，NCAR未受影响型的模拟说明，正常的1月份纬向平均环流主要由一个很强的北半球单体构成，该单体恰好在赤道的南边呈上升运动，并在北半球的副热带地区呈下沉运动（图略）。烟在北半球的输入似乎不会产生具有统计显著性的平均经圈环流的变化（即超过模式环流的固有变率）。在1月份， 30°N 以北地区可供烟吸收的太阳能比4月份和7月份少，这样似乎就限制了环流的变化。

尽管在1月份的模拟中明显地缺乏经度平均的高层向赤道气流，但不能因此就认为不会发生向着赤道或穿越半球的烟输送。图7为高度12公里（20kPa）的风流线，证实了这一计算结果。图中点线代表“气象赤道”，从图中可以看出穿过气象赤道的半球间输送。由于在1月份气象赤道位置偏南，强烈的冬季高空风（20米/秒）能将烟的大碎片和烟带较快地吹至副热带。如果通过这样的机制在低纬度地区集结起大量的烟，对于强烈的热带太阳辐射的吸收就会产生动力反馈，导致对环流的严重影响，这好比在其它季节，在北半球输入大量的烟一样。换句话说，北半球冬季的核战争对气候的影响比我们制定的烟数量的纬向平均统计所造成的后果还要严重，尤其是根据热带气候或南半球气候的观点看更是如此。此外，无论在哪个季节发生核战争，进入平流层的气溶胶产生的气候影响都会长达数月地对南半球的农业带来极其不利的影响。

图7中4月份受影响型的流线说明，半球间输送很强的区域是很大的。尽管纬向平均的平均经圈风速只是数米/秒，但沿穿越赤道流线的风速常常高于20米/秒。这样只需少于一星期的时间，区域尺度的浓密的烟碎片就会输送到热带

地区或南半球。即使与未受影响型的烟清除率的估算相比，这仍属一个很短的时间。将此结果与可能在内陆发生的地面迅速降温结合考虑就可说明，在热带地区有可能发生瞬时的、灾难的、低于冰点的温度。

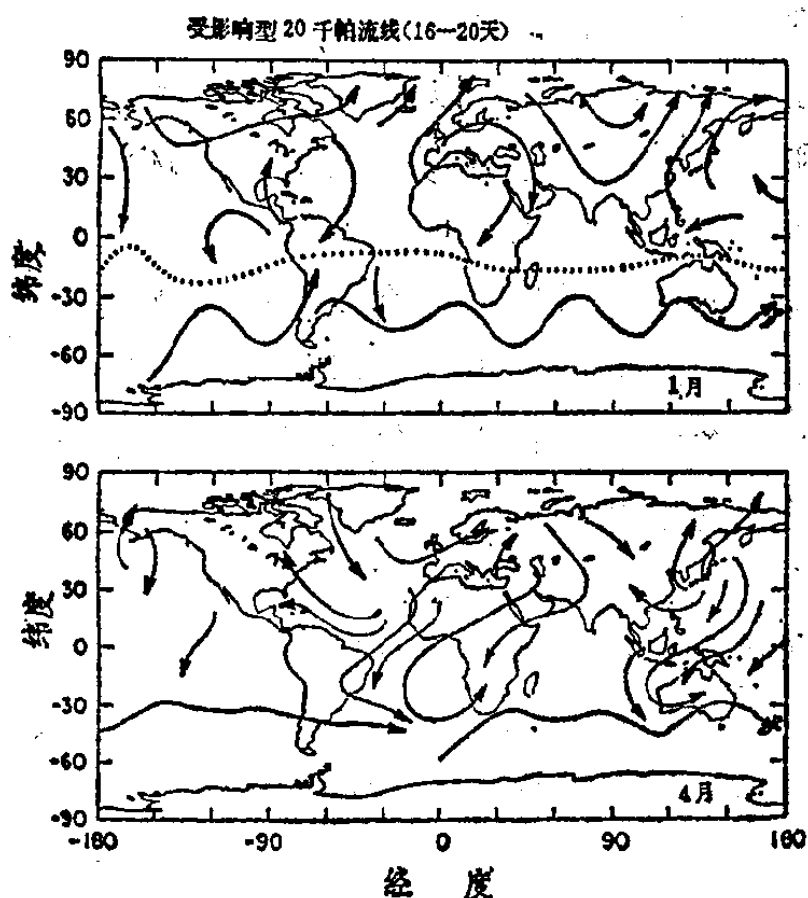


图7 流线为NCAR模式对1月和4月20kPa(高度约为12公里)高度的风速进行计算的结果。虚线为“气象赤道”，穿越气象赤道的，由北向南的输送通常较缓慢。但应指出的是如果烟被输送至北半球热带地区，它会通过太阳辐射强烈地受热，从而有可能产生新的风，这种风可能会使烟被输送得更远

五、结 论

显然，对于由大规模核战争引起的气候影响的演变和地

理尺度作出评价是一个动力学问题，也就是说，诸如烟分布量的时间演变是一个关键的问题。而核气溶胶对大气环流的反馈作用使此问题的动力学特性变得更为复杂。在核战争开始后数天之内，大气中风和降水都将出现巨大的变化，以致以今天的条件为基础对气溶胶的扩散和清除的估算是有很大疑问的。所有这些均说明，需要有一个完全相互作用的、不自相矛盾的处理，在这种处理中应考虑气溶胶通过风产生运动，并通过微物理过程清除，而这种微物理过程是根据模式预报的对流活动和降水进行参数化的。

对于确定大气中烟的扩散和清除说来，中尺度大气影响（10—100公里尺度）将是很重要的。在直觉上，人们可以预料，在烟云的周围，湿对流将会得到加强，从而增加粒子的清除率。但是，关于浓密烟云对中尺度环流的可能影响其明确计算尚有待完成。大气中烟的平均消除率在很大程度上取决于烟流在最初输入大气时烟的垂直分布状况。如果烟是在高于大部分水汽的高度（如高于3公里）输入大气，那么这些烟的生命期则大于近地面层的烟，因为在近地面高度烟易被冲洗掉。严重的城市大火可能会使烟在数公里高度以上输入大气。

所有进入大气的烟，并不都足够长时间地滞留在大气中，以致产生明显的大尺度气候影响。目前在核战争—气候研究中存在的一个最大问题是，在大火引起的积雨云中经过降水清除后仍滞留在大气中的烟的数量。对初步清除以后仍留在大气中的烟数量所作的计算是很不准确的，其范围可以从接近1（如第二次世界大战中汉堡的风暴性大火只是引起了较小的降水）至远小于1（如广岛的核大火以后发生了暴

雨)，这部分地取决于环境气象条件。

估计输入大气的烟有 180×10^{12} 克是并未包含任何初期的清除。但一些似乎恰当地修改过的假设，例如将城市燃料燃烧增加到接近1的“最佳估算”，能够补偿由于初期的清除而损失的烟。对于大量的烟能在大气中滞留数天的假设并不完全属于一种推想，对一些严重的森林火灾所作的历史观测说明，具有较大光学影响的烟会发生跨越大洲的输送，并能达到对流层中层。

尽管大家都认为这些早期的三维模拟在许多方面还存在缺点，但这些模式得出的一些基本结论却看来是很可能的。例如一场核战争会使大量的烟和尘埃进入数公里高度内的大气之中，在某些区域地面温度会大幅度下降，中层大气会升温，以及大气环流会发生深远的变化。这些基本的结论与目前所掌握的大气理论是一致的。此外，除非目前对对流层中层和高层（3—10公里高度）的烟量和清除时间的估算有较大的误差，否则，瞬时的、区域尺度的冻结温度从北半球中纬度地区扩展到热带地区（甚至到南半球）的可能性似乎是合乎逻辑的。

我们的这些评价仍依赖于气候模拟，因此我们尽可能不利用我们的模式所提出的气候影响来推测会产生生态结果。最近，在其它一些场合对于大规模核战争可能引起的生态后果进行了讨论。有人认为，即使不存在可能的气候影响，核战争仍会成为一场灾难，而且这种灾难将是史无前例的。但是根据我们得出的结论及其他人得出的结论，只是北半球短期气候影响一项，就会在很大程度上加重核战争的破坏力和破坏程度。

附录1 烟计算

为了说明如何通过计算得出由核战争所产生的烟数量，我们将扼要地描述一下美国国家科学院的核爆炸大气效应委员会所采用的计算方法。为了求得总的烟数量，我们使用了这样的关系：

$$S = Y \cdot I \cdot F \cdot f \cdot e$$

其中：

S = 烟总量（克）；

Y = 在会产生大火地区的爆炸当量（百万吨）；

I = 每百万吨爆炸当量所产生的大火面积（米²/百万吨）；

F = 被燃烧的燃料量（克/米²）；

f = 被烧掉的燃料部分；

e = 作为烟排放出的块状物部分。

这里所有用于计算 S 的各项因子都属不定因子，其变化范围至少达 2 倍。但产生疑问时，一般总是采用科学上呈保守的数值，例如，未考虑最初形成的大火区以外的大火蔓延。

表 1 是对城市和森林大火进行计算的结果。

表 1

因 子	城 市	森 林
$Y(Mt)$	10^8	10^8
$I(m^2/Mt)$	2.5×10^8	2.5×10^8
$F(g/m^2)$	3×10^4	2×10^4
f	0.50	0.15
e	0.04	0.04
$S(g)$	150×10^{12}	30×10^{12}

因为大部分的目标区位于 $30-70^{\circ}\text{N}$ ，其面积为 1.1×10^{14} ，如果所产生的烟在爆炸区的纬度带上均匀地扩散，每平方米空气柱的烟含量则大约为1.6克。

Crutzen、Galbally 和 Brühl 采用 Ambio 核战争分类法对 S 作了计算，结果为 310×10^{12} (克)，它比 NAS 的计算结果 180×10^{12} (克) 大了许多。

附录2 气溶胶对太阳辐射的影响

确定气溶胶云的辐射特性的主要因子是：粒子大小、成分、数量密度和云的质量（或大小）。粒子可以通过吸收辐射（将辐射能转化为内部加热）或散射（不产生吸收，只是改变辐射方向）与辐射相互作用。烟粒子由碳元素的较大块状物形成，它能很有效地吸收太阳能。相反，典型的矿物尘埃所散射出的太阳能则大大地多于其吸收的太阳能。

根据 NCAR 模式所使用的烟光学特性，烟对太阳能的平均吸收系数为 $1.8 \text{米}^2/\text{克}$ ，它不受波长的影响。此数值比大城市燃烧最初排放的烟的吸收系数小一半。但这样的假设是合理的，因为在浓密的烟流里，烟粒子的聚集和离散能减小有效的太阳吸收系数（如果最初由半径为0.1微米的烟粒子通过聚集形成了较大的、半径为0.3微米的粒子，烟的平均太阳光吸收系数则会减少不到1/2）。

通过气柱含烟量（克/米²）和烟的吸收系数（米²/克）的乘积可以得出吸收光学厚度。就大的气柱含烟量（ $>1 \text{克}/\text{米}^2$ ）而言，由烟的光学特性变化引起的吸收光学厚度的变化对于到达地面的少量太阳能不会产生较大的绝对影响。

假设由上往下穿透一气溶胶层的直接光束强度为 I_0 ，在

核气溶胶层底下出现的光束强度为 I ，然后通过以下的关系式得出该气溶胶层的光学厚度 (τ)：

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\tau}$$

光学厚度决定于吸收和散射（两者均衰减直接的太阳光束），因此更具体地说来可分成吸收光学厚度、散射光学厚度和衰减光学厚度（吸收加散射）。

如果当接受到的太阳辐射呈正常入射角（来自天顶），且太阳天顶角为 60° 时（典型的平均值），非散射烟云的吸收光学厚度为 3，那么光程则是光学厚度的 2 倍（ $3 \times \sec 60^\circ = 6$ ）。到达地面的太阳能与到达烟云的太阳能相比是 e^{-6} 或者大约为 0.25%。如果太阳天顶角为 0° （太阳当顶），则 I/I_0 为 5.0%，但是只要到达地面的太阳能量只占正常值很少的一部分，那么这些确切数字的不可靠程度对于地面温度的计算说来不太重要。

忻贤华 译自《AMBIO》Vol.13, No.4,

1984年，殷显曦 校

核战争对大气的影响 及其相互作用

美国核战争大气效应委员会

一、概 述

大规模核战争向大气施放的尘埃和烟的扩散、演变及影响涉及到大量相互作用的过程，这些过程很复杂，目前还不能进行详细的定量预报。通常采用的方法主要是一系列各种模式，其中有最先进的全球环流模式（GCM），它们主要用于天气预报和气候动力学研究。模式中，气压、温度、风、水汽和云场的水平分辨率为数百公里，并将对流层和平流层分为若干层（Gates和Schlesinger, 1977; Mahlman和Moxim, 1978; Washington, 1982）。一些较小尺度的过程，如中、小尺度湍流、对流、重力波、局地地形和陆地-海洋环流，它们只能通过参数化加以解决。尽管如此，有些模式还是比较符合实际地模拟了现在的气候。

但是，GCM 用于研究核战争引起的尘埃和烟对大气影响的问题时却在若干方面显得不足。在某些 GCM 研究中模拟了示踪气体的输送和日变化（Levy 等人, 1980; Cess 等人, 1984; MacCracken和 Walton, 1984）。但现有的 GCM 都未能模拟辐射性能较强的示踪物质的全部物理过

程，在这些过程中，净热效应驱动了环流，同时物质本身的分布也随着气流及复杂的与气流有关的清除过程而连续变化。由于模式的空间分辨率较低，因而对边界层过程的数学处理势必有些粗糙。最近进行的一些模式计算中包括了粒子输送和粒子对太阳辐射吸收的日变程，但这些计算在垂直分辨率方面非常有限（Cess 等，1984；MacCracken 和 Walton，1984）。对于核战争粒子问题，最重要的可能是云微物理过程，它能使粒子从大气中得以清除，但该过程目前尚未能包括在这些模式中。

其它一些比较专门化的模式可应用于问题的某些方面，例如积云尺度和中尺度环流模式，虽然模式对云微观物理学的处理比较粗糙，但仍可用于研究那些尺度小于 GCM 网格的具体过程。利用与粒子微物理模式相结合的一维（垂直）辐射-对流模式可详细研究这些重要的过程，模式的计算效率较高，因此对于灵敏性研究非常有用。二维环流模式与 GCM 相比，其真实性差得较远，但可用来模拟气流的纬向对称分量和相应的输送及核粒子的辐射加热效应。该模式在计算时比较简单，因此可用于灵敏性研究，作为 GCM 的很有价值的补充。

能量平衡气候模式（EBCM）是另一种较为简单的模式，可用于研究地面能量平衡和地面温度的辐射扰动（Sellers，1973；Robock，1983）。这类模式主要用于处理地面能量平衡，水平热量输送是作为一种扩散过程加以模拟的，扩散系数的选择保证能较好地模拟现在气候。因此对这类模式得出的结论须作审慎的解释。EBCM 的计算效率较高，并且可模拟水平变化，因此可用来说明一些象雪和冰的反射率、海冰覆盖

和海面温度等这类比较持久的气候因子的反馈作用。

表1和表2给出了利用一维、二维和三维模式得出的一些主要结论。

表1 地面温度变化

个 例 ¹⁾	模式分类	区 域 ²⁾	季节	最大地面温度变化 (°C)	最低温度 时间(天)	50%温度回升 时间(天)
NRC 基本型 $\tau_0 \sim 8$	1-D TTAPS	局 限 于 30—70°N 陆 地 区 域	³⁾ 全球 平均	-31°	25	76
NRC 基本型 半球 $\tau_0 \sim 4$	1-D TTAPS	局限于0—90°N 陆 地 区 域	全球 平均	-21	17	51
NRC 快速 降水清除 $\tau_0 \sim 4$	1-D TTAPS	局限于0—90°N 陆 地 区 域	全球 平均	-15	8	26
TTAPS 基本型 $\tau_0 \sim 4$	1-D TTAPS	局限于0—90°N 陆 地 区 域	全球 平均	-37	28	76
TTAPS 慢速 降水清除 $\tau_0 \sim 6$	1-D TTAPS	局限于0—90°N 陆 地 区 域	全球 平均	-42	35	120
TTAPS无大火型 $\tau_0 \sim 1.4$ 由平流层尘埃引起	1-D TTAPS	局限于0—90°N 陆 地 区 域	全球 平均	-14	47	~300
LLNL (与TTAPS 基本型类似) $\tau_0 \sim 5$	1-D LLNL	局限于0—90°N 陆 地 区 域	全球 平均	-32	14	47

LLNL (与TTAPS 基本型类似)	2-D LLNL	局限于30°N 陆地区域	全球 平均	-16	~10 ⁴⁾	70
LLNL (与TTAPS 基本型类似)		局限于 30—60°N 陆地区域	全球 平均	-11	~10 ⁴⁾	70
NCAR和NRC 基本型	3-D GCM NCAR -CCM	局限于 30—60°N 陆地区域	夏季	-26 ⁵⁾	~10 ⁴⁾	—
NCAR和NRC 基本型	3-D GCM NCAR -CCM	局限于 30—60°N 陆地区域	春季	-17 ⁵⁾	~10 ⁴⁾	—
TTAPS 基本型	EBCM Robock	局限于 30—60°N 陆地区域	夏季	-17	30—60	~100
TTAPS 基本型	EBCM Robock	局限于 30—00°N 陆地区域	春季	-14	60—90	150 —200

- 1) 所列个例以采用的排放规模为依据, τ 指对光学厚度的最初计算结果。
 - 2) 除了LLNL2维模式计算以外, 所列区域与被烟和尘埃覆盖的陆地区域及温度变化被平均化的区域都很一致。在LLNL2维模式中, 假设30—60°N 带烟和尘埃的排放是不均匀的, 列出的该项区域与温度变化被平均化的区域相一致。
 - 3) 全球平均指全球平均热量。条件相当于春秋分最靠近30度纬度的情况, 但因未模拟日变化, 因此情况也不严格符合。
 - 4) 对这些情况, 温度取自第10天的影响结果, 它与最大的地面温度下降的时间和数值很类似, 但并不完全一致。
 - 5) 这些数值指30—60°N 的陆地区域内平均的最大温度变化。它们与该区域的极值并不一致。
- 注: 表中列出的一维模式结果旨在说明灵敏性。由此得出的温度变化并不指平均的或甚至典型的大陆值。

表 2 高层温度变化

个 例	区 域	季 节	最大 升温 (°C)	最大值 时间 (天)	最大值高度 (km)
NRC 基 本 型	30—70°N	年 平 均	+ 85	43	11
NRC 半球基本型	0—90°N	年 平 年	+ 65	47	11
NRC 快速半球 降水清除	0—90°N	年 平 均	+ 35	30	11
TTAPS 基 本 型	0—90°N	年 平 均	+ 95	55	17

显然，核战争引起的烟和尘埃对大气可能带来的影响，我们的认识主要是依靠模式模拟得出的结论。为讨论方便将问题分成以下几部分：粒子云的早期扩散和演变、直接的光学影响、一维（垂直）模式计算得出热力效应、多维模式计算得出的热力和环流影响，以及由于形成了粒子云使辐射发生变化从而使环流，云和降水场发生的变化，对其中的某些问题已很快开展了研究。这里需要指出的是：本文的某些部分在不远的将来将为新的研究进展所取代。

由于无法得到受核战争影响的大气的模拟观测资料，因此不得不使用一些与大气形势显然有着很大差别的有关观测资料。本文在结束前对这类模拟资料的某些部分作了讨论。

二、粒子云的早期扩散和演变

最初会被烟流覆盖的面积取决于下列因素：大火的数量、每个大火中风扫过的宽度、平均风速、靠近烟流稳定层的风向变率、大火持续的时间以及大火区的重叠。如果城市大火的火流扩展到对流层中层，它们便会借助平均风速约20m/s的风转移。所以，持续数小时的大火会产生数百公里长的卷流。

据此,欧亚、北美和大西洋北部的大部分地区一开始就会被烟流所笼罩。Crutzen 等人 (1984) 通过计算认为,一个类似于 Ambio 规模(Ambio,1982)的核战争会使 $1 \times 10^7 - 2 \times 10^7 \text{ km}^2$ 的区域一开始即为烟流所覆盖。从委员会的6500百万吨级核战争来看,如果出现1000个城市大火,那么一开始即被烟流笼罩的面积(紧接着迅速燃烧和卷流上升)可达 10^7 km^2 左右,这个数值看来是比较可靠的。

在一个取决于太阳辐射加热的静态稳定大气中,由于烟的分布不均匀会引起不同的受热,从而产生局地的风系统,这些风趋于消除热力扰动和烟的不均匀性。在初始碳黑分布不均匀的积云尺度环流模式中,发现这种强迫的环流系统是一种有效的平滑因素(Chen 和 Orville, 1977)。委员会并不了解类似的大尺度数值试验,但完全有理由相信,这样的风系统会有效地在数百公里尺度中起作用。这是Rossby变形半径*的典型尺度。在这样的或更大的尺度中地球旋转的作用是很重要的,它将会对由热力强迫作用形成的烟的侧向扩散发挥部分的限制作用。不管怎么说,存在于北美和欧亚大陆 $30-70^\circ \text{ N}$ 之间的无烟的“洞”会在最初2天之内被烟填满。

在正常的气象条件下,大约3天后,大西洋上 $30-60^\circ \text{ N}$ 纬度带的主要空隙大部分将会充满烟,而且烟很有可能飘移到西欧上空。届时中纬度太平洋地区的一部分也会被烟覆盖。进一步扩散的速度与季节有一定关系,冬季速度较

*对于由对流层中部加热所驱动的中纬度扰动,Rossby变形半径是 $(N/f)H$, 这里 $N(\approx 10^{-2} \text{ s}^{-1})$ 是浮力振荡频率, $f(\approx 10^{-4} \text{ s}^{-1})$ 是科里奥利频率, $H(\approx 0.7 \times 10^4)$ 是尺度高度(Holton,1979)。这样,Rossby半径大约是700 km。

快，夏季则相反。图1说明在冬季核战争爆发3天后烟和尘埃的分布情况。这是以俄勒冈州的 GCM 模式导出的风



图1 在一次假设的核战争后3天，光学厚度的半球分布（摘自MacCracken1983）

(Gates和Schlesinger, 1977) 以及与基本型核战争相似的核战争烟排放规模为依据的(MacCracken, 1983)。该规模的核战争最初排放的烟粒子为207百万吨，尘埃为118百万吨。这里未包括由辐射引起的环流变化和粒子输送间的反馈。但在最近俄勒冈州的 GCM 模式进行的

的计算中包括了这一反馈作用，计算得出了相当类似的结论(MacCracken和Walton, 1984)，由于在计算中忽略了垂直风切变，并且未考虑烟受热而产生的平滑扩散，因此在图1所示的计算中烟的扩散可能被低估了。但无论如何，烟和尘埃毕竟覆盖了大部分北半球中纬度地区。根据这个计算，有些大的区域（面积为 10^6 km^2 ），其光学厚度在大火开始后3天超过20；但大约半球的20%（约 $40 \times 10^6 \text{ km}^2$ ）已经被光学厚度为5或更大的烟所覆盖。

最初由平流层尘埃所覆盖的面积很小，这与由稳定核云所覆盖的初始面积是一致的，对于一次基本型核战争来说，它约是 $0.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。虽然尘埃吸收太阳辐射的效率比烟小得多，但在平流层低密度的情况下，单位质量空气受热仍将是

很可观的。所以这些云仍因其自身引起的热环流趋于作侧向扩散。

对于一次互相进攻的核战争所引起的平流层尘埃云的扩散所进行的计算表明，如果使用气候平均隆冬风，从性质上看其分布与图 1 类似 (B. Yoon, 私人通信, 1983)。如果使用实际的随时间变化的冬季风，扩散则较快，但在夏季、春季和秋季温带地区平流层低层的纬向风较弱，因此扩散过程也相应较慢。在盛夏，从 18 公里以上高度注入大气的物质会向西飘移 (Holton, 1975)。

在烟流上升的最初阶段，核烟云将会受到早期的降雨清除和粒子凝聚的影响，但是当云稳定下来，并从呈水平层状的烟流中扩散出来以后，这些过程的效率会迅速减低。Crutzen 等人 (1984) 采用一个简化的模式发现，在大火卷流开始急速上升后的 30 天内，粒子的众数半径增加不到两倍。Turco 等人 (1983b) 对于扩散较缓慢的烟云中的凝聚作了计算。在一次试图找出最大布朗凝聚率的研究中，他们假设最初的卷流覆盖等于稳定的核云 (对基本型核战争来说大约为 10^6 km^2)。他们还假设水平扩散增长较慢，使得覆盖随时间呈线性增加，只需 20 天时间即达到 $20 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。根据上述原因，这样的扩散率已缓慢得不符合实际情况了。但即使采用这样的极端假设，一星期后发现平均烟粒子半径只增加了约 65%。

那些最初半径 $\leq 0.4 \mu\text{m}$ 的球形粒子其折射指数虚部 (折射指数的吸收部分) ≤ 0.1 ，半径的增加使得单位质量的吸收系数减小不到一半 (Bergstrom, 1973; Lee, 1983)。对于较小的或吸收性较弱的粒子及红外辐射来说这种变化所产

生的影响是较小的。正如以下我们要说明的,近地面处的早期温度变化对于基本型核战争的烟排放,单位质量吸收系数小于等于一半的变化是不很敏感的。这是因为基本型的烟排放最初具有绰绰有余的烟,能吸收受烟云影响地区所有的太阳光。但是,粒子直接热效应的持续时间却对吸收系数非常敏感。此外,有些量(如最初的排放量和吸收系数)比基本型规模减小一半时,甚至会影响早期的温度变化,因此凝聚和早期的降雨清除是非常重要的和复杂的问题,需要进一步研究。

有关大气中气溶胶的长期化学和物理变性,或者说“老化”是另一个需要更多基本资料的领域。碳元素基本上是一种惧湿物质,在大气温度的变化范围内是不活跃的,因此对烟灰来说,这可能是一个缓慢的过程,取决于碳粒子与其它先期存在着的吸湿性粒子的凝聚,如果发生凝聚,新产生的粒子即是吸湿性的,并通过吸附水进一步生长(Ogren,1982; Ogren和Charlson, 1983)。由于内部有碳元素,因此这些混合粒子仍会有效地吸收太阳光(Ackerman和Toon, 1981),但是,这种“老化”作用所引起的混合粒子尺寸的增加,对可见光和红外波长吸收效率的比值会产生重要影响。该比值是控制粒子对净辐射影响的一个重要因子,因此关于“老化”问题尚需仔细推敲。

三、直接的光学影响

图2给出可见太阳光(包括漫射和直接辐射)的传输特性,它是烟和尘埃不透明性(以基本型核战争所确定的粒子尺寸和折射指数为准)的函数。为方便起见,表3总结了基本型核战争排放烟的参数。就光学特性来说,烟光学厚度大

于 1，亮度即会迅速减低。如果亮度的减弱与 MacCracken (1983, 见图 1) 所计算的消光光学厚度相结合, 其结果将使 30°N 以北的大陆区域在核战争爆发后第一个星期的亮度降至光合作用所需的最低限度以下, 并且扩散的高浓度烟粒子会使核战争爆发后数天内天空变得漆黑一团。就委员会 (NRC) 的基本型核战争来说, 假设烟和尘埃会在 $30-70^{\circ}\text{N}$ 纬度带内迅速扩散成均匀分布, 那么在核战争后的 2 星期内, 该区域的平均亮度将会低于严重阴天的白天 (大约为正常晴空的 10%)。将基本型核战争总的向下太阳辐射通量与时间的关系曲线 (图 3) 同图 2 所示的传输程度相比可得出这样的结论。

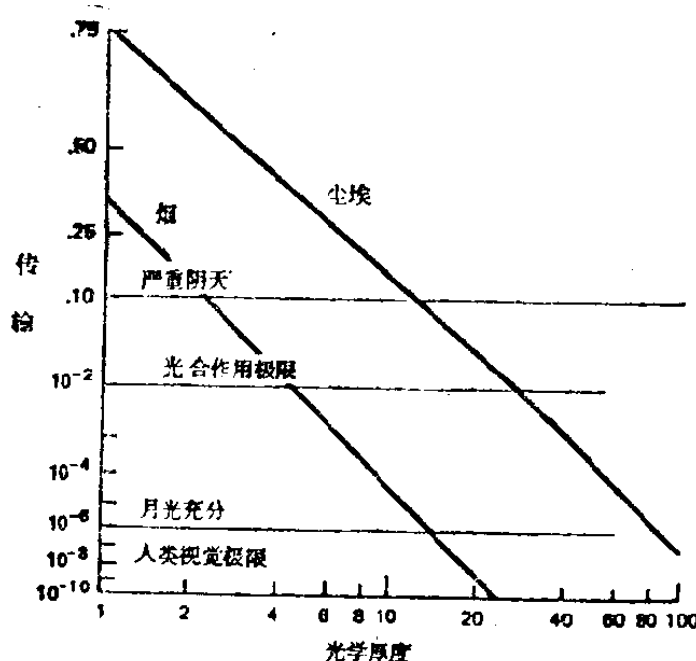


图 2 到达地面的人射太阳辐射, 它是 NRC 基本型核战争的烟和尘埃的光学特性造成的消光光学厚度的函数(见表 2)。假设太阳天顶角为 60° 。最小天顶角较小的纬度和季节, 白昼平均照度的衰减亦较小。这些计算采用 Pollack 等人 (1976, 1983) 的辐射变换方法, 该方法注意到了多向散射辐射。垂直刻度是对数的

表3 NRC 基本型核战争排放的气溶胶特性

	尘 埃	烟
总排放量(百万吨)	15	180
中等粒子, 半径 $r_m(\mu m)^*$	0.25	0.10
对数正态扩散	2.0	2.0
折射指数(实数部分, $0.5\mu m$)		
折射指数(虚数部分, $0.5\mu m$)		
消光系数, $0.5\mu m(m^2/g)$		
吸收系数, $0.5\mu m(m^2/g)$		
红外光学特性	相当于和波长有关的黑色玻璃	仅吸收, 剖面 $0.5m^2/g$
排放的垂直分布	37%平流层 63%对流层	0—9km内单位体积 质量均匀
排放的水平分布	30—70°N纬度带内 均匀	30—70°N纬度带内 均匀

* 对数正态大小分布的参数

图3中的数值是通过Turco等人(1983 a,b)的一维模式计算得到的。如作者所解释的, 该模式是详细的辐射传输模式与详细的粒子微物理模式的结合(Pollack等, 1981; Toon等, 1979; Turco等, 1979; Ackerman等和Toon, 1981, Pollack等, 1983)。

如图2所示, 当充分考虑多向散射时, 总的向下太阳辐射通量和烟不透明度之间存在一种近似的指数关系。这主要是因为烟具有很高的吸收率。由此会发生饱和, 以致大部分太阳辐射通量被小至2的烟光学厚度所清除; 以及烟光学厚度的进一步增加对地面所接受到的太阳辐射通量只产生较小

的额外影响。在一维辐射对流模式 (Turco等, 1983a) 和能量平衡气候模式 (Robock, 1984) 计算得到的温度变化范围内, 会出现这种饱和效应, 因为这些模式所预报的地面降温程度对于在亮度很低情况下的照度变化不甚敏感, 而且其中并未考虑到烟与烟间的空隙及其不均匀性。

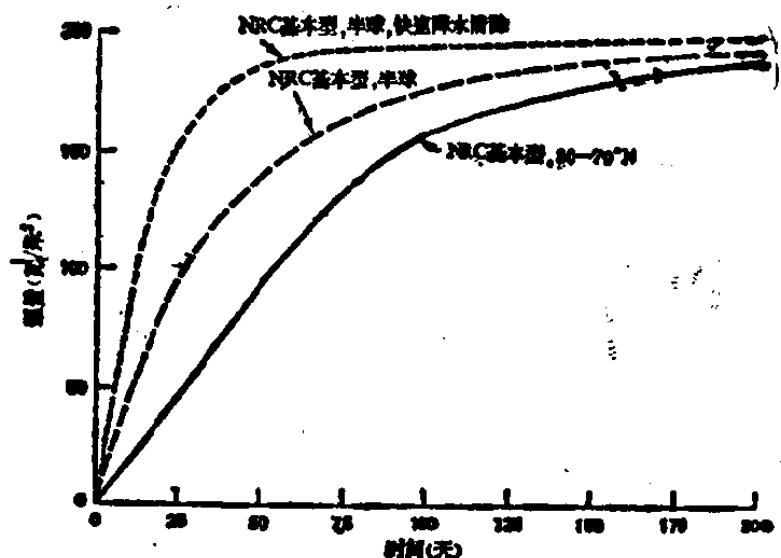


图3 对于 NRC 基本型核战争(30—70°N)、NRC 基本型核战争排放的烟和尘埃在 0—90°N 的扩散, 以及扩散时 NRC 快速降雨清除作用的变化, 地面向下总太阳辐射通量的时间演变

由于烟的吸收性很强, 烟云对太阳辐射的衰减大大超过具有相应消光光学厚度的水云和尘埃云。但是, 即使对于比较适中的地面照度的衰减(此衰减值和浓水云的影响差不多), 烟云也会对地面热平衡产生比水云更大的影响。这是因为水云对红外与可见光不透明性有很高的比值, 所以增加的红外辐射向下通量能够等于或超过太阳辐射通量的衰减(以24小时计)。但对于烟云来说, 其红外与可见光不透明性的比值较低, 因此太阳辐射衰减和红外辐射增强之间的补偿就不会发生, 不过正常的日太阳辐射总量已经很低的地区例外, 如极地冬季近黄昏时或核战争爆发的最初时期, 那时核碎片浓度很大, 光学厚度可达20或更大。

只有尘埃的光学厚度达到12左右, 相应的饱和状态才会

发生（见图2）。据此，并结合其它因素，尘埃的热效应对核战争规模的敏感程度大大超过烟的敏感性。对于表3所列举的基本型烟排放（即180百万吨烟在30—70°N纬度带内的扩散）所形成的烟不透明性最初完全处于饱和范围内，只有当此值减小75%（≈40—50百万吨）时，烟不透明性才接近饱和范围的边界值。如果烟排放低于这种程度，饱和就不再起作用，所以，随着烟排放量的减少，亮度的减低和温度的影响也就迅速减弱。另外，对于尘埃来说，只有在规模极大，并含有大量地面爆炸的核战争中才会达到饱和。对于基本型核战争的尘埃光学特性和数量，0.5 μm 尘埃粒子的消光剖面为2.8 m^2/g ，相应的消光光学厚度对于在30—70°N纬度带内均匀扩散的尘埃说来是〔0.6、(0.9)、1.5〕（三个数值分别为对流层和平流层中次微米尘埃的下限、最佳估算和上限）。在同样的纬度带内，由8,500百万吨尘埃的飘移引起的不透明性增加会使消光光学厚度达〔1.3、(2.1)、3.3〕。虽然8,500百万吨的飘移仍大大地低于尘埃饱和的阈值，其大部分位于平流层并滞留很长时间，所以在气候学上有重要意义，在基本型核战争中，最初只有约40%的尘埃排放进平流层，但是如果烟能使降水得到抑制，那么剩余部分就会破例在对流层高层滞留很长时间。

Crutzen等（1984）对烟云的透射—时间曲线也作了计算。他们研究了15天和30天的降雨清除时间的模式。对15天的降水清除时间进行计算，认为太阳照度被衰减到10%的状况能维持10—14天（确切的值取决于对森林大火范围的假设），在该段时间内，云均匀地扩散并覆盖北半球60%的区域。对于30天的降水清除时间来说，太阳照度减至10%的状况则能

维持14至24天。根据他们的计算，北半球约 $1/2$ 的区域会在10天内被烟云覆盖， $2/3$ 的区域会在20天内被覆盖。尽管在规模分类上，以及处理云的扩散和演变中存在着差异，这些衰减与NRC基本型的情况仍十分接近。

四、一维模式中的热效应

根据大气环流模式可以对由核战争引起的温度变化作出最详细和最可靠的评价。但是这一模式太复杂，对计算的要求太高，因此不宜用于灵敏度研究。在灵敏度研究中，一些参数（如核战争规模和粒子清除速率）的变化范围甚大。Turco 等(1983a,b)采用TTAPS一维模式进行了这种灵敏度研究。为了使TTAPS的研究结果与目前NRC基本型及采用NRC基本型的多维模拟研究结果相关联，用TTAPS模式对NRC基本型和以下两种情况作了模拟研究：快速降水清除、基本型的烟注入在整个北半球均匀地分布。

TTAPS的一维模式(Turco 等, 1983b)计算了由凝聚、碰并、沉降、垂直涡动扩散、表面凝华以及由参数化的降水清除过程引起的粒子的微物理演变(见Turco等, 1983b, 及Turco 等, 1979, 1981; Toon 等, 1979; Hamill等, 1982)。在NRC基本型中, 假设烟和尘埃云在 $30-70^{\circ}\text{N}$ 纬度带均匀分布。得出的结论对粒子过程甚为敏感, 这种过程是作为一个随高度呈指数生命期的线性衰减机制进行参数化的。由于粒子生命期随高度升高迅速增长, 烟流排放的最初高度与假设的降水清除速率垂直廓线间就会强烈地相互作用。委员会假定在0—9公里高度内烟是均匀分布的, 其部分理由是为了在缺乏可靠资料的情况下使问题简单化, 其次则是因为根据委员会

的判断，城市大火趋于使卷流进入对流层高层。如果卷流中的垂直混合很快，则很可能产生均匀的烟混合比率而不是均匀的烟浓度。但是，正如下面要谈到的，形成均匀混合比率的趋势可能随着时间的推移而迅速减弱，而且近地面降水清除速率的增加会严重地妨碍这种趋势。

表4给出了对 NRC 基本型的降水清除率廓线所作的假设，并与 TTAPS 研究中所使用的廓线作了比较。TTAPS 小组选择基本型数值旨在表示未受影响型的大气的降水清除特性；而 NRC 基本型则对这些数值作了修改，所以在大气低层（0—5公里）会发生快速降水清除，高于5公里则不会发生降水清除。进行修改的目的在于模拟受影响型大气中可能发

表4 烟 清 除 率 (s^{-1})

高 度 (km)	TTAPS(1983,1984)	NRC 基本型	NRC 快速降水清除个例
0—1	1.0×10^{-6}	4.0×10^{-6}	4.0×10^{-6}
1—3	8.6×10^{-7}	2.7×10^{-6}	4.0×10^{-6}
3—5	7.1×10^{-7}	1.3×10^{-6}	2.6×10^{-6}
5—7	5.7×10^{-7}	0	1.0×10^{-6}
7—9	4.3×10^{-7}	0	1.0×10^{-6}
9—11	2.9×10^{-7}	0	1.0×10^{-6}
11—13	1.4×10^{-7}	0	0

注：数值代表 $[(1/m) \, dm/dt]$ ， m 为单位体积内粒子的质量，0 是受 $K=10m^2/s$ 的涡动扩散控制的清除。烟从 5 km 以上高度向下扩散至 5 km，然后为给出的清除速率清除。5 km 以上的有效清除速率可通过图 4.4 所示的资料加以计算，在烟排放后的前 30 天，5—8 km 高度层被清除的烟达 $3 \times 10^{-7} s^{-1}$ 。

生的静态稳定性变化及云量变化所产生的影响，当然修改值是很不确定的。但即使不存在降水清除，模式中的涡动扩散也是从对流层高层清除粒子的有效机制。根据 Massie 和 Hunten (1981)，NRC 基本型与 TTAPS 计算一样假设垂直涡动扩散系数为 $10\text{m}^2/\text{s}$ 。根据此值，在干沉降的情况下，对流层高层粒子的特征生命期约为40天。

降水清除时间及其与烟的最初垂直分布间的相互作用对于估计气候影响是非常重要的，因此采用表4中最后一栏的降水清除时间对快速降水清除的幅度作了研究。根据这些较高的降水清除速率必将得出一个合理的情况，即对 NRC 基本型烟排放，烟的生命期被限制在低值一边。在这种情况下，假设烟在整个北半球扩散而不是在 $30-70^\circ\text{N}$ 纬度带内扩散。此时，初始的不透明性几乎等于 NRC 基本型所排放的烟和尘埃的一半在 $30-70^\circ\text{N}$ 纬度带扩散所造成的不透明性。TTAPS “慢速降水清除” 的有效清除速率约为其基本型的 $1/3$ ，它意味着烟生命期似乎被合理地限制在高值一边。把这种情况同 NRC 基本型作了比较。

图 4 给出每 2 公里一层的烟和尘埃造成的光学厚度的垂直廓线，(a) 图为 NRC 基本型；(b) 图考虑了快速降水清除的幅度；为便于比较，也给出了 TTAPS 基本型（图 4c）。在 TTAPS 基本型中，假设的对流层高层较快的降水清除会使烟团中心随时间降低，同时，在 NRC 基本型和考虑了快速降水清除幅度情况下，由于降水清除速率随高度降低而迅速增加，很快地清除了对流层低层的烟，只留下已升高了的烟云。对于 TTAPS 基本型和 NRC 快速降水清除，较低的不透明性初始值是由对这些个例中所假设的最初的

半球扩散所引起。NRC 基本型与 TTAPS 基本型也不相同，后者的平流层低层有烟及大量平流层尘埃。在图4c中它表现为廓线的初始部分，在近15和25公里处形成了一个凸起。在10公里以下，TTAPS和NRC 个例间廓线形状的差别是因假设的最初排放和清除速率廓线不同引起的。图5给出NRC 基本型、快速降水清除幅度和 TTAPS 基本型的光学厚度的时间演变。图中还给出由烟和尘埃造成的总光学厚度。这些结果反映了表4中的清除速率。

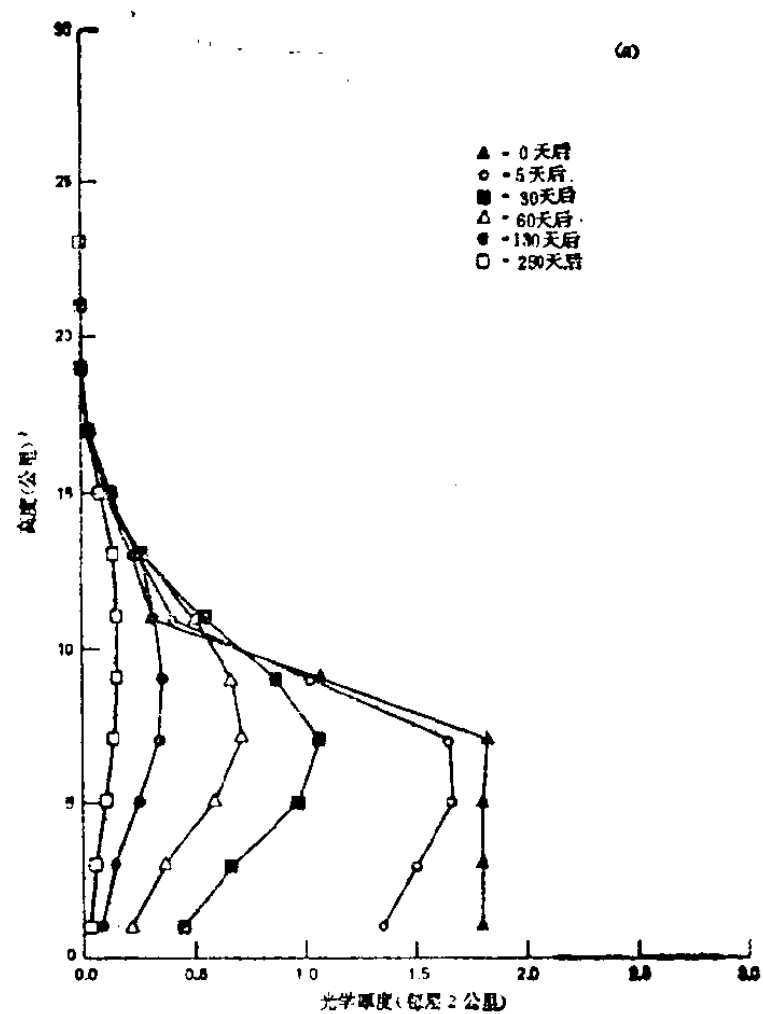


图4 (a) 假设的核战争烟和尘埃排放后各个时段内所产生的以2公里厚度层为单位的消光光学厚度。NRC 基本型。30—70°N

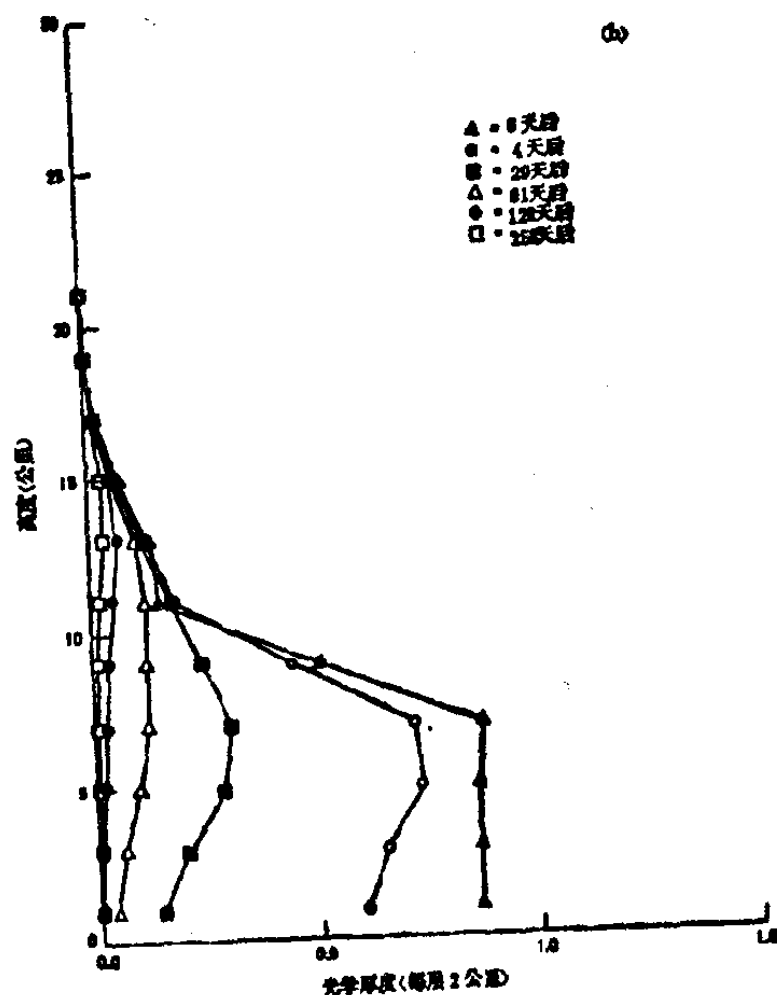


图4 (b)NRC 基本型, 0—90°N, 快速降水清除

关于 TTAPS 的辐射-对流模式在其他文章中已有过讨论, 读者可以参考有关文献 (Pollack 等, 1976; Ackerman 和Toon, 1981; Toon和Ackerman, 1981; Pollack 等1983)。该模式考虑了烟和尘埃的分布范围及光学特性, 清楚地计算了太阳和红外辐射, 其中包括大气的多向散射、吸收和放射, 并计算了前述有代表性的云量分布对辐射的影响。陆地区域的下垫面热容量不计在内, 但当该模式应用于海洋区域时则要考虑下垫面热容量。对海洋区域的模拟是Turco 等(1983a)所做的一系列模拟中的一个。TTAPS 模式得出的“地面”

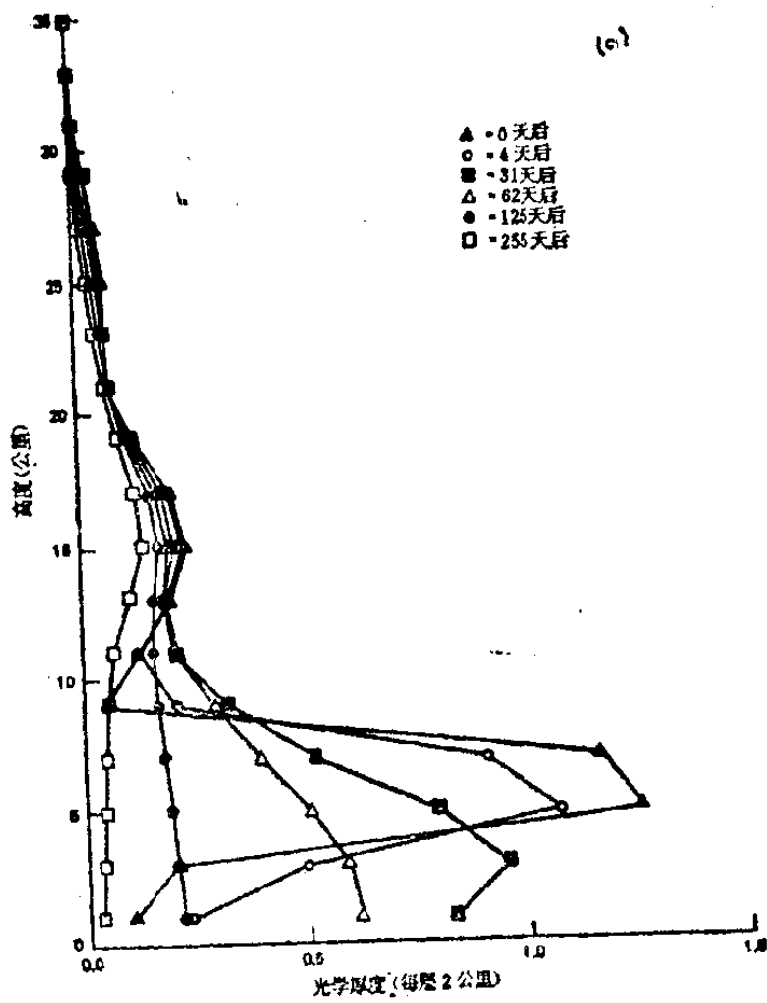


图4 (c) TTAPS 基本型

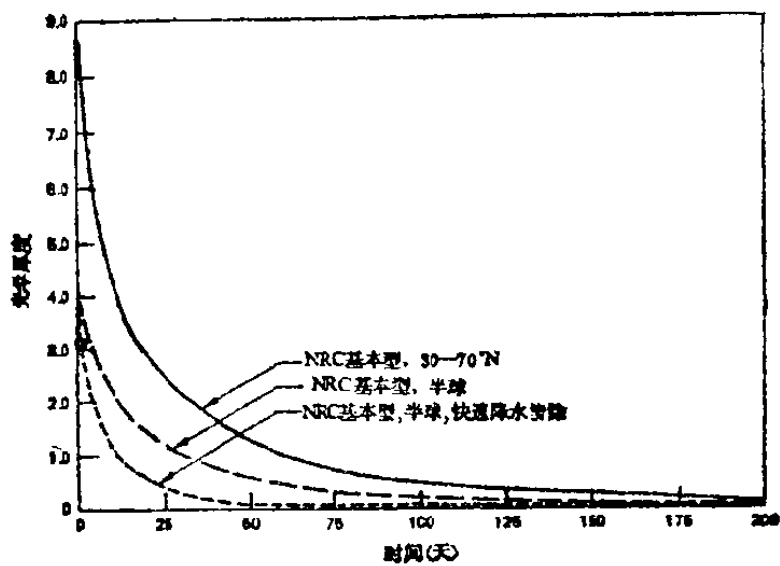


图5 NRC基本型(30—70°N)、NRC基本型排放(0—90°N),和NRC快速降水清除变化(0—90°N)的总柱体消光光学厚度。总光学厚度包括尘埃和烟的影响

温度实际上相当于 2 公里厚的大气最低层温度。由于海洋具有明显的热惯性，所以忽略陆地表面的热惯性不会产生太大的影响。热量的垂直混合是通过对流调节才会在模式中发生。

图 6 显示了 NRC 基本型、NRC 基本型的变种（烟和尘埃云分布在整个半球，而不只是分布在 $30-70^{\circ}\text{N}$ 纬度带）以及 NRC 基本型的快速降水清除引起的近地面处温度（实际指距地面 2 公里以内的大气的平均温度）的时间演变。这些温度在核战争爆发后 $10\sim 25$ 天迅速地降至最低点。在每种情况下都存在着缓慢的温度回升，通常在 $20-75$ 天的时间内温度可回升 50% 。

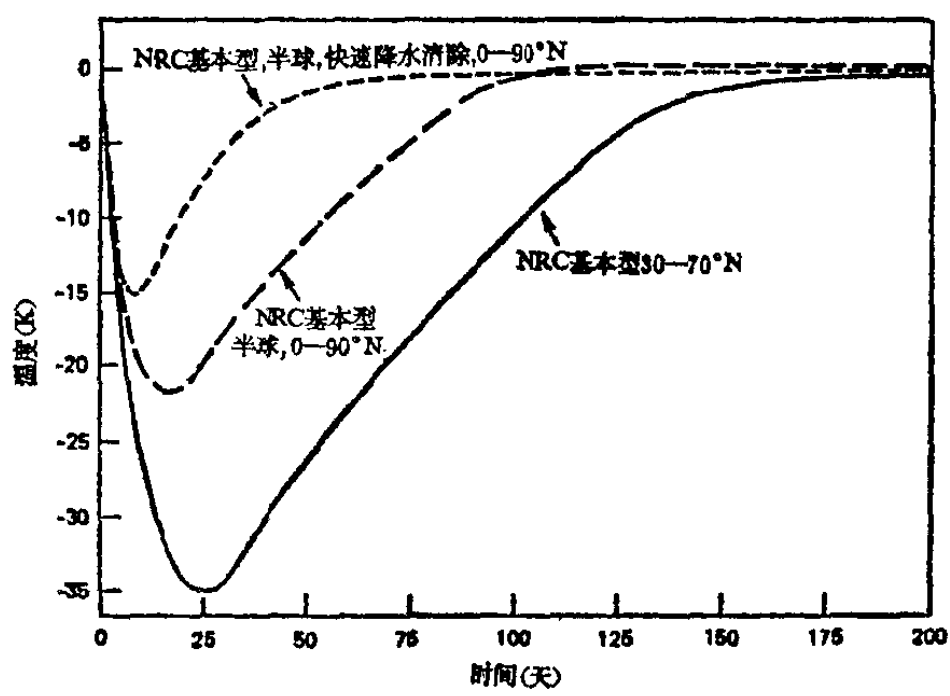


图6 NRC基本型($30-70^{\circ}\text{N}$)、NRC基本型($0-90^{\circ}\text{N}$)和 NRC 快速降水清除变化 ($0-90^{\circ}\text{N}$)的地面温度时间演变。图中所示的温度是用 TTAPS 模式得到的地面以上 2 公里的大气层的平均温度

表 1 对这些结论作了总结。为便于比较，表 1 还列出了其它一些计算结果。TTAPS的“无大火”型(Turco等,1983b)只局限于平流层尘埃，其最初的尘埃光学厚度为1.4。LLNL的一维模式与 TTAPS 的一维模式计算非常相似 (MacCracken, 1983)。最初的排放包括207百万吨来自城市和森林大火的烟灰和118百万吨平流层尘埃。此外还包括了通过排放进入平流层的氧化氮(假设为8.3百万吨氮)的光学影响和相应的臭氧减少。所得出的净影响使平流层低层吸收的太阳辐射稍有增多。通过这种计算得出的结论与 Turco 等 (1983b) 的结论类似。所产生的差别部分是由于对降水清除的处理方法以及对粒子光学特性的假设的不同。对于大陆地区的平均温度变化，甚至典型的温度变化，一维模式均不能作出可靠的计算。虽然多维模式有很大的不确定性，但它的计算效果较好，表 1 对这类多维模式也作了总结。有关这些模式的结论后面还将作详细讨论。

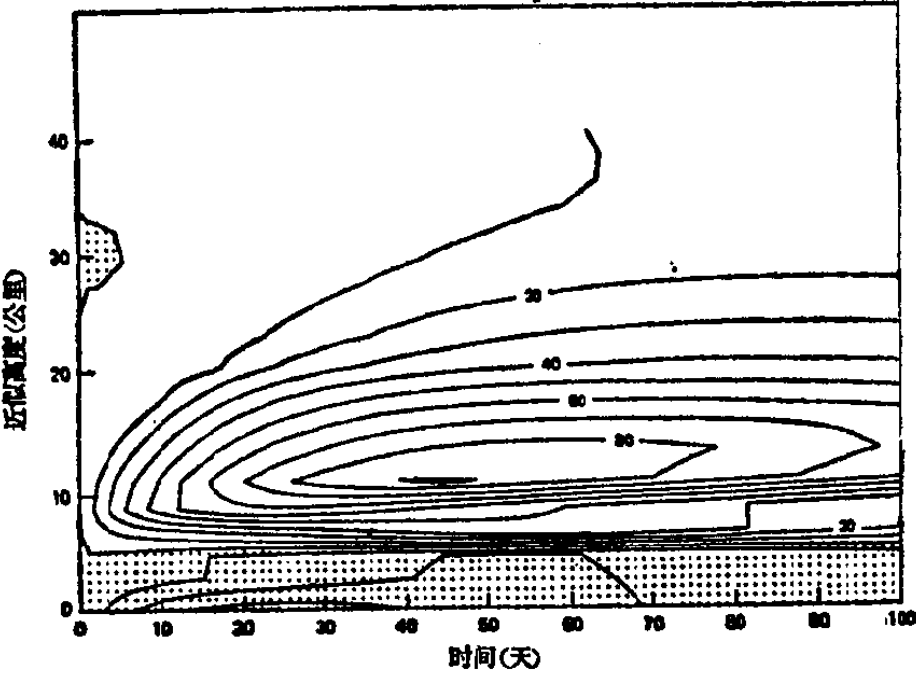


图7 NRC基本型30—70°N 温度影响的时间-高度剖面。带点部分代表负值

图 7 表示 NRC 基本型的垂直温度变化廓线的时间演变。TTAPS 小组的个例表明，吸收性很强的粒子云会使高层的温度迅速增加，导致温度廓线的初始部分发生很大变化，并且会产生严重的逆温以取代正常的对流层温度递减率。如前所述，由于光学饱和影响的结果，如果光学厚度为 2 左右或更大，一维模式对精确的烟排放数量的反应不灵敏；如果在 4 公里高度以上存在大量的烟，温度增加的幅度对于烟的垂直分布的细微变化也不敏感。除了在 7 天内光学厚度降至 2 以下的 NRC 半球快速降水清除型外，所有类型都说明，最大升温接近 80K。为说明这种不灵敏性，表 2 给出了各型中最大升温的幅度、时间和高度。

表 1 和表 2 中数字所示的温度变化趋势的实质在于烟粒子对吸收太阳辐射的有效性及对吸收和放射红外辐射的无效性。在 NRC 基本型中，对于 0.55 与 $10\mu\text{m}$ 的光波，烟的消光效率的比值约为 10。此比值由基本型的烟排放特性模式得到。吸收效率的比值约为 4。只要云的太阳辐射吸收率足够大，大部分太阳辐射被吸收的高度就会高于大部分热红外辐射得以放射的高度，由“温室效应”引起的正常地面升温也会终止，在辐射对流计算中会出现图 6 和图 7 所示的“反温室效应”趋势。只要太阳能量的吸收高度高于热红外放射高度，即使对于可见光波长足够大的以及红外不透明性也较大的光学厚度来说，此结论仍然有效（T.P.Ackerman, 私人通信, 1984; Golitsyn 和 Ginsburg, 1984）。在全球均匀吸收的、处于热平衡的云个例中，当太阳辐射在高于向太空放射热的高度被吸收时，平均地面温度约相当于和入射太阳光保持热量平衡的行星有效放射温度（目前地球约为 255K），同时云

的温度将会大大升高，其确切的温度取决于云的热放射性。

由于前面所提到的烟吸收光学厚度的饱和效应，一维模式的温度变化对于 NRC 基本型中表示光学特性的烟粒子尺寸分布的变化并不敏感。由于同样的原因，假设最初的烟排放量是足够大的，一维模式的结果对于最初的烟排放量仍不太敏感。如烟排放量（或烟吸收性）减小75%，它将处于饱和状态的边缘，这一数量的或更少的烟排放对气候的影响会迅速减弱。此外，当降水清除速率出人意料地相当高，就象 NRC 快速降水清除那样时，最大温度下降对烟的生命期颇为敏感。这时，高于强吸收临界值的烟不透明性（光学厚度约 2）可能不会维持太久，以使受影响的大陆地面温度呈近似热平衡。

五、多维模式计算的热和环流影响

人们不能期望用前面讨论过的一维模式精确地预报温度变化，尤其是近地面的温度变化。这些模式对于估计温度变化可能出现的幅度以及分析热趋势对各项假设的灵敏性是有用的。如前所述，不应把这些模式对温度变化的预报解释为表 1 中第 3 栏给出的区域的平均变化，甚至也不能解释为典型的变化。当烟和尘埃的排放量及清除速率给定后，用这些模式可能会得出一些上限值，这些值或许可用于不受海洋影响的内陆地区。但即使对于这样一个有限的定量目的，使用模式的结果时仍应持有一定的保留，因为那些会产生较大光学厚度的粒子可能在内陆地区的某些局地滞留较长时间，并可能引起较大的温度下降。

使用一维模式推导具有代表性的温度变化存在着三个重

要的局限性。第一个问题是一维模式忽略了几乎不变的海面温度对沿海地区和受海洋气流影响的内陆地区的气候的调节作用。这种局限性对于近地面的温度变化来说是最重要的，因为在高层对太阳辐射的吸收造成升温的情况会在海洋和大陆上空加剧并持续下去。第二个问题显得有些微妙。如MacCracken (1983) 指出的，尘埃的不均匀分布意味着在某些区域光学厚度很大，而在其它一些地方则几乎是晴空(参见图1)。这样，暴露在太阳光下的烟粒子将会少于呈均匀分布的同样数量的烟和尘埃的粒子。结果，使粒子的吸收力无法得到充分利用。均匀光学厚度的假设导致总的平均热趋势达最大值。第三个问题是这些一维模式并不预报和考虑水云分布的变化，而这种变化对辐射平衡会产生额外影响。MacCracken (1983) 的一维模式计算表明这种影响可能是重要的。在该计算中，不含水云的个例中地面温度下降的发生率比相应的含正常云的个例高33%。

在一次试图对这些影响一并加以考虑的尝试中，MacCracken 使用了二维子午面气候模式计算由俄勒冈州 GCM模式 (Gates和Schlesinger, 1977) 得到的经向平均所确定的粒子光学厚度所引起的温度变化。计算中的粒子输送和清除过程采用LLNL二维模式[该模式使用了LLNL的“GRANTOUR”规则；参看 Walton 和MacCracken (1984)]加以处理。如前所述，最初的粒子排放为118百万吨尘埃和207百万吨烟。用于粒子输送的环流只采用了单一的中部对流层风，但气候模式包括根据每个纬度带上陆地和海洋的加权平均值预报经向环流、云量、降水和水分循环的计算(MacCracken, 1983)。表1已对 LLNL 二维模式的正常降水清除参数化结果作了

总结，该结论经校正后代表未受影响的大气。

该模式得出的最大地面温度下降比一维 LLNL 模式小得多。这一差别主要是由于二维模式处理了大陆和海洋间的热量交换，以及所采取的烟的不均匀和逐渐演变的空间分布更接近于实况。通过计算得出的 30°N 的值不应看作为是这类规模的中纬度大陆某些局部地区会发生的温度扰动的极值。这种极值可能会大得多。MacCracken 还进行了一次不含降水清除因素的二维计算，以模拟核战争排放的烟和尘埃对降水的可能影响。计算结果表明，会发生比以前更大且持续时间大大延长的温度扰动。

Covey 等(1984)使用了 NCAR 公有气候模式 (Community Climate Model 缩写为 CCM) 进行了 GCM 计算。该模式的水平分辨率大约为纬度 4.5° 、经度 7.5° ，垂直方向分9层。烟被看作对应于未受影响的冬、春和夏季气候的大气初始状态的扰动。烟的总量及其分布和对太阳辐射的吸收性与 NRC 基本型甚为一致，即：在 $27-71^{\circ}\text{N}$ ，0—10公里高度内烟的浓度几乎是均匀的，吸收光学厚度为3.0。模式忽略了尘埃的排放。烟粒子的多向散射和红外吸收及放射也被忽略，并且不允许烟的分布随时间发生变化。NCAR的CCM 考虑了大气中各类气体对所有波长的吸收和放射，以及水云的散射和吸收。水云（液态或冰）分布是以相对湿度的分布和模式预报出的对流为依据的。

正如本文集第五篇之图3，它给出了烟排放后10至20天平均的夏季型纬向平均温度分布。图中有一个很大的最高温度区，与一维模式预报的结果很相似，不过，在一很宽的纬度范围内它以衰减的形式扩散，范围比烟扩散大得多。烟

排放后10天, 夏季 $30-60^{\circ}\text{N}$ 纬度带内的大陆平均地面温度变化是 -26°C , 春季为 -17°C (表1, Thompson等, 1984)。又如本文集第五篇之图2所示, 核战争发生后6—10天的平均地面温度变化。在这一类型中, 到了核战争后第10天, 虽然欧亚西部和北美沿海地区不会受到很严重的影响, 但欧亚西部和北美的大部分地区仍将受低于冻结温度的影响。如Covey等所指出的, 计算表明, 低于冰冻点的温度会在被大粒子所笼罩的纬度较低的区域迅速发展。该模式除了温度变化以外, 还预报了许多气象效应。

苏联科学院计算中心的Aleksandrov和Stenchikov (1983) 使用一修改后的俄勒冈州二层模式进行了GCM计算。计算从模拟正常的年平均情况入手, 这种情况包括含有能进入平流层和对流层的吸收性的云质点。计算中假设粒子从 12°N 向着极地在整个北半球均匀分布。计算只考虑对太阳辐射的吸收, 最初的吸收光学厚度大约为7, 所以, 如果考虑到云的面积范围, 最初的质量相当于NRC基本型的4倍。对烟的生命期的假设也是很长的, 其光学厚度在100天内可保持为3以上。

该计算认为, 到第40天, 在 65°N 区域, 平均地面温度的下降可达 22°C , 并且会在整个北半球产生很强的逆温。模式得出的地面温度极值变化完全是局地性的, 当40天后北半球陆地区域充满了大粒子时, 最大的温度变化超过 -40°C 。根据以上论述过的一维和二维模式的结论, 假设计算中最初的排放量很大, 清除速率很低, 则所得出的第40天的结论是合理的。但可能由于对此问题进行早期研究的模式的水平和垂直分辨率均太低, 因此当360天后烟云和尘埃云消失的时候,

其最初的区域平均状态和温度分布不太真实。Thompson 等 (1984) 将 CCM 和苏联科学院的模式所得出的结论进行了讨论、解释和比较。

将一维、二维和三维模式对类似规模进行的模拟加以比较, 并考虑季节影响, 由多维模式给出的平均陆面降温将比一维模式得出的结论小 50% 到 67%。这种差别是 TTAPS 小组所预料到的, 可以认为主要是由于在二维和三维模式中考虑了海洋和大陆间的热量交换; 此外, 也由于在 MacCracken 的二维计算中考虑了烟分布的演变。对于浓密烟云在大陆深处能滞留 10 天或更长时间的核战争言, NCAR 的 CCM 计算得到的大陆中部地面温度下降的极值与人们所期望的一维模式计算的极限结果较为一致。

在未来的研究中, 对计算进行改进可能产生的影响应加以注意。如果计算中包括太阳光的散射、红外吸收和放射, 并包括尘埃排放对光学厚度的影响, 则可能预报出不同的温度变化。考虑多向散射和尘埃影响时, 由于粒子云的反射率可能比 CCM 模拟中所假设的云的反射率更高, 也许会使近地面层的温度更低。

Covey 等在 CCM 计算中得出的大陆地区最初的降温快于 TTAPS 使用一维模式计算得出的。这种差别几乎可以肯定是由于处理近地面热惯性的方法和垂直分辨率的不同所造成。TTAPS 模式中的“地面”温度指地面以上 2 公里的大气层, 因此, 该模式并未考虑在 CCM 计算初期可能形成的、位于干旱的大陆地面上极其浅薄的冷层。正确处理近地面边界层是可靠地计算地面温度变化的先决条件。

在 CCM 计算中由于忽略了烟对红外的吸收和放射会导

致降温率的过高估计。但详细的计算表明，这种效应在 NRC 基本型排放的早期是不重要的(Ramaswamy和Kiehl, 1984)。另一方面，对于中高纬度地区的冬季它却很重要，因为在冬季，红外辐射对地面能量平衡所起的作用大于太阳辐射。如果烟粒子尺寸显著地大于 NRC 基本型中的粒子，红外放射就会明显地影响降温率。

在未来的研究中，应该重视对粒子输送的模拟。这样的模拟能用于计算烟云和尘埃云的早期扩散，并可直接计算粒子和环流间的反馈作用。不仅粒子的输送会使云扩散，而且由云产生的热量会使环流加强，从而使扩散进一步加速。

烟粒子的降水清除和衰变会对10—20天后的热扰动产生显著的补偿作用。虽然降水清除的参数化处理比较容易，但目前对于这些过程的基本方面了解太少，以致眼下无法开始模拟工作。此外，未来的研究应直接包括日变化。这不仅因为白昼近地面的温度极值具有实际重要意义，而且因为一天中的受热情况和温度变化将与风和垂直混合的日变化有联系，这垂直混合对粒子的输送和降水清除来说是很重要的。日变化甚至应在未来对一维辐射-对流模式的计算研究中予以考虑。如果这些模式直接对日变化进行模拟，则烟和尘埃排放的气候影响将略小(Cess, 1984)。

最后，对季节变化需作更详细的研究，到目前为止，一维模式就象Aleksandrov 和 Stenchikov 所做的那样，倾向于集中对年平均条件进行研究。Covey 等采用 CCM 对冬季进行了一次计算，但他们未就结论提出详细的报告。Robock(1984)曾使用 EBCM 模拟秋、冬以及春、夏季的核战争，但与 CCM 计算一样，计算中也忽略了为粒子所吸收和放射的红

外辐射。由于在冬季红外辐射起了较重要的作用，所以这些结果的意义尚不清楚。由此及中高纬度地区冬季是休眠季节，烟云和尘埃云的生态学影响在冬季不太严重。但对于冬季个例尚应进行认真研究，因为已经面临着严峻环境的人们，在战后对由核烟云和核尘埃可能引起的进一步黑暗和持续的严寒将是特别敏感的。此外，在冬季输送和扩散率通常较大。因此热带和亚热带地区会面临更大的危险，因为那里的生态学对气象变化甚为敏感。

六、对云量、降水和风的影响

前面提到的强热效应肯定会引起其它在气候上具有重大意义的物理量的变化。但热效应本身尚属一个不确定因素，因此对其可能发生的影响所作的任何推论把握性必然更小，对此必须进行理论研究。尽管如此，本节利用一些已知气象现象的相似性，可能时，还利用现有模式的结论，就评价这些效应作了一些尝试，即对以下一些现象作了研究：雾、云量和降水分布、纬向平均风、其它大尺度的风系统，以及特高的云。

1. 低雾

地面温度降到露点温度以下时，由于大尺度烟云和尘埃云的影响，在陆地表面上会形成辐射雾。最初，这些雾至少会对陆地起一种保护作用，以防止进一步降温，尤其是对露点通常较高的受影响的热带或副热带地区。

对于这类辐射雾的生命期及其能提供的热保护的程序尚不清楚。通常，如果辐射雾能维持数天的话，会趋于日平均热平衡，这种平衡指由于放射红外辐射使整个雾层冷却，与

由于入射太阳光未能被雾反射而被地面或雾层吸收，以及从高处夹卷来暖空气从而使雾层和地面加热之间的热平衡*。

在冬季晴空情况下，雾层以上具有强下沉运动及低层风近于静稳状态时，这种雾持续时间最长。如果在地面发生混合，雾就会抬升形成层状云层。人们知道，在加利福尼亚的 Central Valley，这类雾和层状云层会持续长达一个月。核战争以后，在烟和尘埃云底下实际上见不到太阳光，其通风条件可能至少与未受影响的大气发生同样变化。由此可以预料，在某些地方，雾层或低的层状云层会持续下去，但在另一些地方它们会很快消失。在那些出现了持续不散雾的地区，在地面温度补偿方面其影响不及未受影响的大气中的同类雾。

对于此问题尚缺乏有力的证明，Covey 等的 CCM 计算和 MacCracken 的二维模式结果都说明在受影响的情况下，低层云量确实会增加，但为了更准确地评价雾的作用，尚需改进边界层的数学处理。由于这类雾可能会持久不散，并具有温度补偿作用，所以在广阔的大陆地区，地面温度变化对粒子生命期的敏感性将比前面所述的更大。

2. 云量和降水

在广为扩散的烟云中因吸收太阳光而产生的加热抬升层将抑制对流并防止层内云的形成。这是因为静力稳定度增加以及层中温度升高使相对湿度下降。降水一般只在较厚的云中形成，因此可以得到抑制，至少在大陆上空是如此。

被粒子云覆盖的海洋地区的情况与大陆完全不同。大陆

*雾在形成过程中同时释放出潜热，但其影响与核战争引起的辐射影响相比是较小的。

的边界层常呈静力稳定状态，但海洋的边界层一般总是不稳定的。至少，在那些受来自大陆的冷气流影响，而本身的表层水仍较暖的地区是如此。因此，加强了的对流会出现在很大一片海洋地区上，尤其是靠近大陆的海洋地区。但由于在高空有一高温层，所以对流可能只是在一浅薄的大气层中出现，而且这种对流可能与来自大陆的非常稳定的极地冷空气经过附近海洋时所出现的情况相类似。这种对流边界层的厚度一般不超过 2 公里 (Walter, 1980)，但这样厚度的云会产生阵雨，尤其当云顶高度以下温度低于冻结点时更是如此。因此，海洋对流边界层属于经常出现降水，并能有效地将粒子清除的地区。沿海地区还会出现强烈的气旋风暴，因为陆地和海洋之间的温度梯度增加了。这些作用可以增加这些地区的粒子清除率。但是如果有一个发展完好、而且已抬升了的受热层，那么即使是沿海风暴云也不太可能穿透到很高的高度。

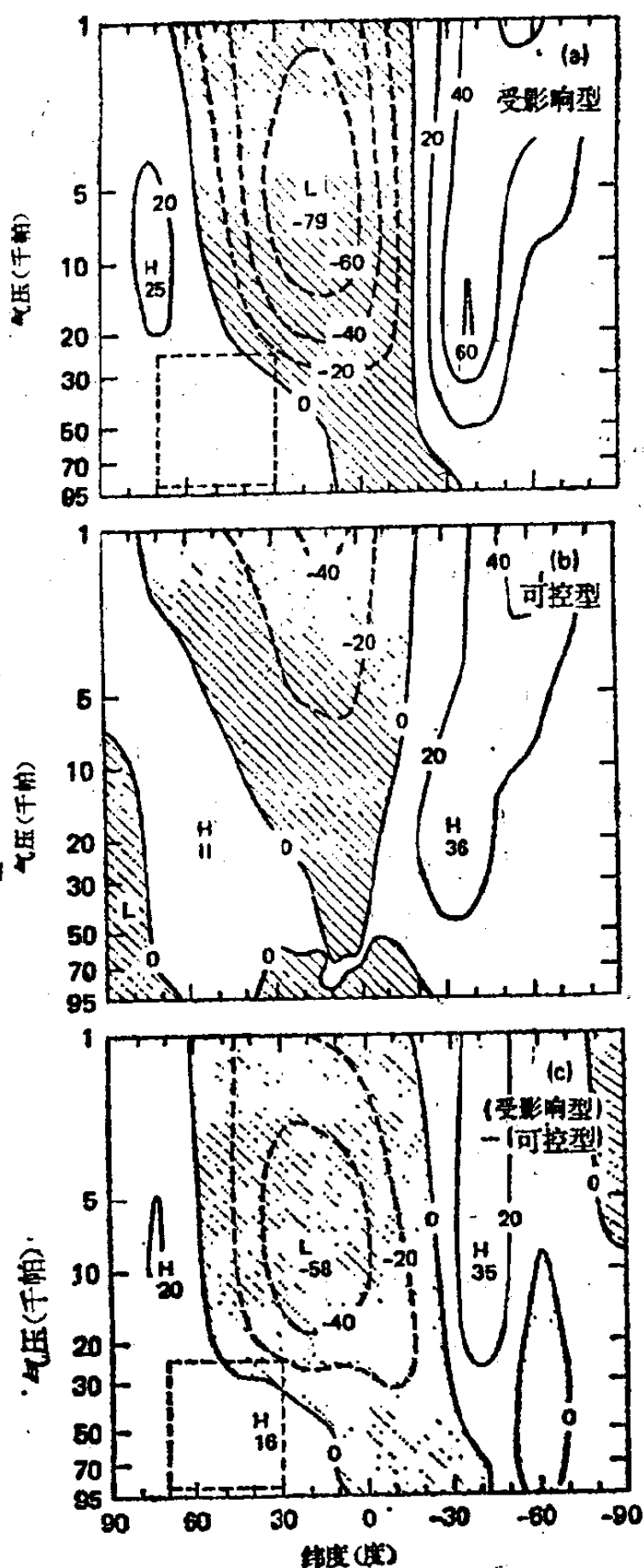
在大的烟云带边缘和外围云幡附近，对流云和降水会得到加强。Chen 和 Orville (1977) 指出，在合适的条件下，通过播撒碳黑粒子可产生小的阵雨。但对于沿烟云边缘的降水发展效率很难作出计算。初期，当云的边缘与面积之比值处于最大时，以及在广为扩散的热抬升层得以发展之前，该过程的效率最高。在这样的烟云演变阶段，增强降水可能性的分析中存在着较大的不确定因素。正如本文集第五篇图 3 所示，呈稳定状的暖层的发展大大超出烟云的边缘。这种作用在 1—2 周后趋于抑制云边缘处的强对流，这是由于云环境中的下沉运动补偿云区中上升运动这样的趋势造成的。

3. 纬向平均风

在已知任何一组温度场变化的情况下，可较容易地计算纬向平均的由西向东的风变化，这是因为风的变化和温度变化处于热成风平衡*状态。对Covey等的核战争规模夏季GCM模拟来说，图8底下那个方格为预报的平均由西向东的风的变化。这些变化与本文集第五篇图3底下那个方格所示的变化相吻合。其主要特点是在南半球的中高纬度和北半球的高纬度，通常为平流层的区域存在有明显增强的由西向东的风，以及在云的副热带（北半球）边缘上空出现强烈的东风。根据热成风关系，可认为这些特点均适用于温度变化场。它们的作用将会大大增加粒子的纬向输送率，如果有些粒子随时向上和向赤道扩散，情况尤为如此。

对于气流经向分量的纬向平均的变化预报存在更多的不确定性，但如给定某一改变了的加热场，即可较有信心地进行预报〔见Held和Hou(1980)对纬向平均环流理论的讨论〕。Covey等对春夏季进行的模拟认为核战争会引起巨大的变化。本文集第五篇的图6表示春季可控型和受影响型的经向环流气流的流函数。沿着云的热带边缘的剧烈加热使正常的双圈环流被含有上升运动的单环型所取代，这种上升运动处于云的南部边缘附近。剧烈的加热还加强和抬高了向南半球运动的经向气流。在这支气流中，平均经向速度约为 4m/s 。注意，经向环流的下沉分支也向南移动约 10° 纬度。在Covey等进行的冬季受影响型的计算中未发生这类平均经向环流的增强，因为在冬季，沿云的南部边缘的不同加热其强度尚不足

*即完全由温度和地面气压分布所确定的状况。此关系是大尺度地球风系统（地转风平衡）中科里奥利力与气压梯度力之间密切平衡的结果。但应注意，真正的温度变化场必然包括动力和辐射过程的影响。



以抵消由更南部的加热所驱动的正常环流。

在Aleksandrov和Stenchikov对年平均条件进行的模拟中, 平均经向环流明显地加强和扩展。在其它一些模式研究中, S.H. Schneider和S.L. Thompson (私人通信, 1984) 发现, 这种增强的越赤道环流的出现对粒子云的反射性甚为敏感。对一个反射性足够强的

图8 当 $t=10$ 天时通过CCM对夏季进行计算得出的受影响个例、可控型个例和前者减后者的纬向风剖面。等值线标有m/s的风速单位, 正值为东风, 阴影部分为西风(取自Covey等, 1984)。

云*来说, 在 CCM 中平均经向环流不会发生这类性质的变化。

本文集第五篇的图 6 中已变化了的经向环流会使粒子迅速从云的南部边缘向高处和赤道方向扩散。随着粒子的扩散, 受热现象也会随之向高处和赤道方向扩散。由于高处空气密度较低, 粒子受热效率更高, 由热驱动的经向环流的强度也随粒子的升高而增加。在 MacCracken 和 Walton (1984) 的 GCM 计算中以及二维模式计算中 (Haberle 等, 1983; M. C. MacCracken, 私人通信, 1984) 都得到了这类由于输送和加热间的耦合作用而产生的正反馈。在对一个最初烟云位于 4 公里以下的夏季型进行的模拟中, 向赤道移动的云其边缘处的烟会迅速上升至 30 公里, 它的进一步演变因受到模式垂直范围的限制而无法研究。这样, 通过正反馈机制很可能将烟吹至高处, 在那里烟的生命期将大大延长。即使不存在反馈机制的作用, CCM 产生的加强的经向环流也会在 1 或 2 星期内将烟输送到南半球的副热带。但是, 本文集第五篇的图 6 所示的较大的输送率 (大至 400 公里/天) 的发展并不是由粒子输送所引起的反馈造成的。

4. 其它大尺度风系统

高度较低的陆地和海洋间温度的显著差异所产生的影响与高纬度地区隆冬所发生的情况相似, 即: 大陆盛行的具有低空外流运动的反气旋、高纬度海洋地区的洋面气旋, 以及频繁**的**强沿海风暴, 尤其是沿着大陆东海岸的风暴发展。虽然 GCM 的补充计算会减少一些不确定性, 但在目前, 这些影响

* 通过高度较高的尘埃排放可产生这样的反射性, 它本身就意味着巨大的长期气候扰动。

仍只能算是纯理论的。在高纬地区冬、春季观测到的沿海水域的风暴较小，因此用于模拟这些风暴特性的模式需要比Covey等和Aleksandrov及Stenchikov使用的GCM具有更高的水平空间分辨率。

关于穿越半球的输送问题，Covey等注意到，CCM的春季结果表明，局地强的穿越赤道的气流可以延伸至 30°S 的对流层上层和平流层下层。即使在未受影响的大气中，对流层高层的大尺度低压槽有时也会从中纬度延伸至赤道，甚至越过赤道(Joung和Hitchman, 1982; Vincent, 1982; Huang和Vincent, 1983)。这种情况在冬季和海洋上空发生得较多。因此，如果烟到达对流层高层，即使前述增强的经向环流不起作用，其烟带或烟幡仍很有可能与主云体分离并延伸至南半球。烟带与主云体南部边缘的分离涉及补偿过程：向北注入清洁空气的云幡。这种情况与降水清除率的空间不均匀性相结合，将会确保即使在烟排放后的一个相当长时间内，光学厚度仍具有一定程度的不均匀性，在南半球烟覆盖的地区更是如此*。无论对未受影响的或受影响的大气，要了解靠近云的南部边缘的输送情况尚需作进一步研究。

5. 特高云

粒子云上部剧烈的加热会驱动云以上的强对流运动。在TTAPS模式计算中，这种对流确实在云的上空以对流调整的形式出现。图7所示的温度包括了这种对流调整的影响；由图可见作为对流调整引起的向上热量传输结果，云以上的温度已经升高。

* 在一系列未发表的GCM计算中，J. Mahlman（地球物理流体动力学实验室）最近描述了在一个未受影响的大气中，这些过程是如何维持不均匀性的。

对流活跃层中的混合作用会使细微的粒子向上运动，从而使最大受热高度上升并进一步使对流活跃层高度升高。这种作用并不包括在大尺度环流使粒子云升高的系统趋势中，TTAPS 小组承认这种作用，不过在他们的计算中并未明确考虑这种作用。

整个对流活跃层中水汽也会得到混合。在该层顶部，温度将达到最低，尤其是当对流单体可能越过中性浮力层时。通过对流向上运动的水汽有可能凝结成一个扩散的卷云状的云覆盖。其中的物质质量主要取决于对流活跃层底或该层底部以上(接近最高温度)的水汽浓度。这样的云有显著的辐射效应。由于在通常的卷云中冰晶的尺寸适中(半径从数微米至数十微米)以及冰能强烈地吸收红外辐射,反射可见光,因此,正常卷云对红外辐射的影响一般大于太阳辐射的影响。但即使这种云使反射率略有增加,它也会减少大气所接受的能量,所以不进行详细的计算是很难估计对气候的净影响的。例如,假如对流区域底层的水汽以100ppmv(百万分体积比)的混合比率在整个对流活跃层内被均匀地向上混合(100ppmv是200hPa高度附近空气的代表值)。随着上升空气的绝热冷却,在50hPa高度附近或略低处发生凝结。如果云的范围扩展到凝结高度以上1公里,且云层中的大部分水汽凝结,则云的质量约为 7 g/m^2 。半径为数微米或更小的球形冰粒对 $10\mu\text{m}$ 波长的吸收截面为 $0.1\text{--}0.2\text{ m}^2/\text{g}$ 左右(Bergstrom, 1973)。那么在此例中,这样的云对 $10\mu\text{m}$ 辐射的吸收光学厚度会发展到1。要评价这些特高云的意义尚需进行研究。例如,如果粒子云本身引起的环流或混合使吸收性粒子云向上运动,这类升高了的卷云层的红外不透明性就会相应

变小。

七、对气候的长期影响

如果核战争的烟排放量与NRC基本型相同，则在大部分烟被清除后仍能发生长期的气象影响。这些影响可来自雪、海冰和植被覆盖分布的变化，这些变化会引起地面反射率、热惯性和蒸散潜力的变化。也有可能出现导致海平面温度分布变化的洋流系统的长期变化。通过对流使水汽向上直至10 km以上的混合也会对气候产生长期、显著的影响。评价这类可能性极为困难，尤其因为较短期的影响本身有着很大不确定性。但是，Robock(1984)曾尝试用EBCM评价这些影响，他在模式中考虑了雪和冰的反射率反馈、海冰热惯性和融化的冰水的反馈。将此模式应用于TTAPS情况，他发现在北半球的中高纬地区，下降后的地面温度能维持一定时间，在几年中逐渐得到补偿，这主要因为海冰覆盖面积增加，使北半球高纬度地区海洋的热惯性减弱而引起的。

由于烟粒子的散落使雪和冰的反射率降低，进而有助于使高纬度地区的地面温度明显地回升。如果只有少至10—20百万吨的烟粒子在数月内散落在北极，且烟粒子只是与不超过正常雪量的降雪混合，那么烟粒子也会对雪的反射率产生重大影响(Warren和Wiscombe, 1984)。对于这种影响的实际重要性很难作出估计，因为它取决于许多具体过程，如烟粒子和雪的具体散落时间、雪或冰表面融化使烟粒子被冲洗，以及雪面或冰面的形态变化。

研究这类的长期影响比较困难，但不能忽略这些问题。

八、类似的现象

前面所论述的问题在很大程度上无疑要依赖于模拟结果，有时也参考我们对未受影响的大气特性的认识。通过研究那些关键过程及其影响较为明显的自然情况有助于增强这些结论的可信度。确实，对许多人来说，若没有自然界某些类似情况的比较，模式结论就显得勉强而很不可信。本节对一些自然界的类似现象进行研究。

1. 北极霾

最近开展的研究表明，在北极中部存在着相当明显的气溶胶污染，特别是春季(Patterson等, 1982; Rosen 和Novakov, 1983)。这类污染的主要物质是颗粒细微、碳黑含量较高的粒子(粒子众数直径0.4微米左右)。在近地面以及高至5公里的各高度层都发现这类物质(Hansen和Rosen, 1984; Radke等, 1984)。在这样的高度层上，基本上沿着准等熵轨迹*运动的粒子必然来自距离较远的中纬度污染源，而且在某些情况下，它们一定被输送了许多天。所以，这些粒子的特性为我们提供了有关碳质粒子在未受影响的大气中衰变的宝贵资料。对这些粒子进行的显微分析和光学特性分析表明，有时碳黑粒子为非吸收性物质(如硫酸盐)所包裹，发生内部混合(A. D. Clarke, 私人通信, 1984)。由于污染层还存在着未与含碳物质混合的非吸收性粒子，所以各类粒子的平均单向散射反射率在0.86左右变化(Clarke等, 1984)。此数值比核战争后的烟

*在考虑这些粒子的输送时，可先忽略加热作用。这样，粒子即趋于近似地在等比熵面上移动。由于粒子向极地输送时倾斜升高，所以最初起源于近地面处的污染物会在北极地区达到对流层中层的高度。

云要高许多,但无论如何,污染层仍具有很强的吸收性。把这些气溶胶与城市燃烧产生的烟进行比较时,我们不应忘记,前者可能是在含硫量较高的污染流中产生,而且其污染源并不很黑;而由城市燃烧产生的烟开始时及在大气中滞留的整个生命期中可能要黑得多。

人们发现元素碳在离开其污染源后数天仍是大西洋海洋边界层细微粒子的重要成分(Andreas, 1983)。虽然其变化性很大,但细微粒子中典型的碳黑成分约为40%。对于远离污染源地区的细微粒子开展进一步的实验研究,将对含碳粒子在未受影响大气中衰变的机制、比率以及后果都会提供宝贵的资料。这些资料对于掌握碳黑的生命期与核战争造成的后果之间的关系来说是一个必要的先决条件。

2. 森林大火引起的烟流

在远离森林大火的地区对森林大火的烟流已进行了多次观测。例如Lyman (1918) 曾作过这样的记载,即明尼苏达一次大火的烟使美国东北部及加拿大东南部的大部分天空变得昏暗。Shostakovitch (1925) 则提供了一个惊人的个例,即1915年的西伯利亚森林大火造成了一个多月的阴暗。

对于在艾伯塔西北部和不列颠哥伦比亚东北部面积为40,000km²的多处森林火灾引起的烟流, Wexler 提供了一份详细记载(但未含实际被焚面积)。Wexler 对1950年9月24—30日发生的这一事件作了如下描述:在火势最猛的头2天内,烟流到达了华盛顿;5天内烟流已遍及除东北和最西部以外的整个加拿大,密西西比河以东的整个美国地区和明尼苏达以及南、北达科他州,烟流还穿过北大西洋遍及从葡萄牙至挪威的整个西欧地区(见图9)。

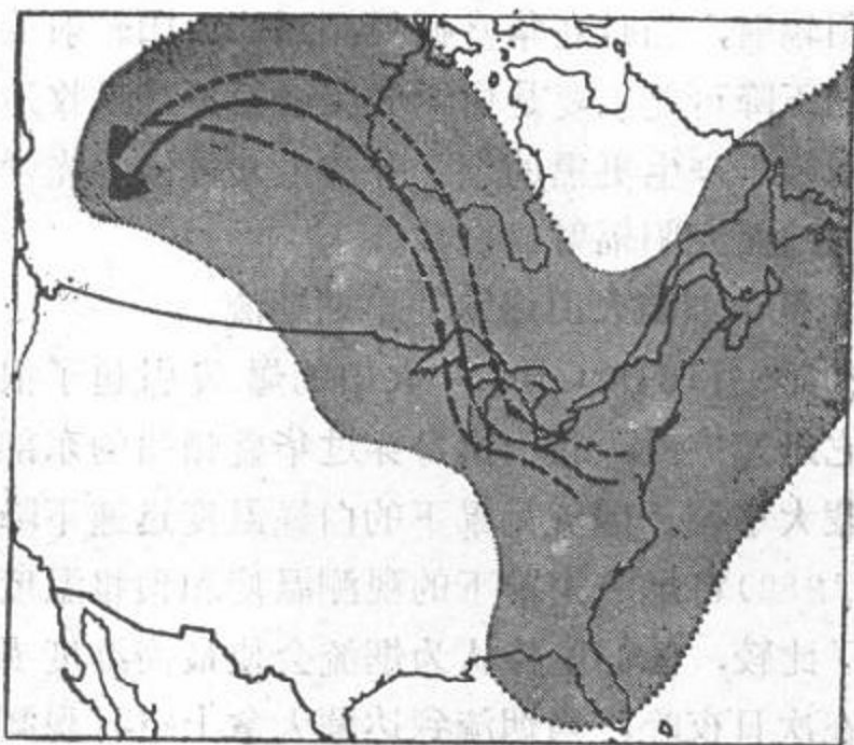


图9 图中浅黑色部分为加拿大西部1950年9月发生森林大火后被烟覆盖的地区(未含被烟覆盖的西欧部分)。带点部分的边界是假设的。加拿大西部深黑部分是失火地区，图中的曲线代表9月24日计算的、最大火势两天以后烟流到达华盛顿附近的轨迹(取自Smith, 1950)。

在华盛顿，烟出现在上下均存在着逆温的2.5—5公里的高度层，根据Wexler的计算，当时总的入射太阳辐射减少了54%。由于这个原因，Wexler的计算认为在4天中最高温度平均降低 4°C 。Smith援引了Fritz所作的计算，该计算认为，最高温度的下降可多达 6°C ，而且最低温度不会补偿性地上升。当烟流到达英国时，其高度范围上升至10—12公里(Bull, 1951)。

这些个例说明，烟流会从较小的区域迅速扩散；还说明，烟流具有明显的光学作用，并能对远离源地数千公里外的地面温度产生影响。但森林大火引起的烟流并不一定大量

吸收太阳辐射，当时在华盛顿观测到的太阳辐射的减少和地面温度的下降可能主要是由云的反射而不是吸收造成的。城市大火则趋于产生更黑的烟，并产生大得多的光学厚度和引起更大的地面太阳辐射的衰减。

3. St. Helens山火山爆发的早期烟流

1980年5月18日St. Helens火山的爆发引起了很大的烟灰卷流，它迅速扩散，并于次日穿过华盛顿州的东部进入爱达荷州和蒙大拿州。烟流笼罩下的白昼温度迅速下降。Mass和Robock(1982)将烟流笼罩下的观测温度和预报温度与周围的温度作了比较，他们坚持认为烟流会使最高温度最多降低 8°C 。但在次日夜晚，当烟流到达蒙大拿上空时观测到最低温度约升高了同样幅度。显然，烟流引起的大量太阳辐射减少被向下的红外辐射的增加所补偿。

在这种早期的火山烟流中，火山灰粒子特性与核战争烟粒子特性很不相同。St. Helens火山灰粒子的单向散射反射率较高，其尺寸分布的最大直径在 $1-10\mu\text{m}$ 之间。计算表明，烟流中含有约2百万吨直径大于2微米的粒子，但直径小于2微米的粒子只有 10^{-2} 百万吨(Hobbs等，1982)，因此毫不奇怪，在该演变阶段的烟流能有效地放射红外辐射。

上述观测结果说明了这类烟流能影响地面温度的迅速程度，并有助于使我们重视有关核战争粒子的红外和可见光吸收率比值的研究。

4. 撒哈拉尘暴卷流，哈麦丹风

在西非和热带大西洋由东北风和东风所夹带的撒哈拉尘埃为核战争问题的某些方面提供了另一种自然模拟。大西洋上的尘埃暴发会使面积为 10^6km^2 的区域消光光学厚度达到1

右左(Carlson和Caverly, 1977; Carlson和Benjamin, 1980)。在一次大尘暴中会有多达 8 百万吨的尘埃, 并且使尘埃层强烈受热。当对流层中层的撒哈拉尘暴在热带大西洋输送时, 对流受到了抑制。

在西非的旱季, 盛行的东北风夹带着大量尘埃, 这种现象被称为“哈麦丹风”(harmattan)。Brinkman和Mc Gregor在尼日利亚的“哈麦丹风”报告中指出, 这种现象可使光学厚度高达 2, 由此引起的日平均总太阳辐射的减少为 28%。他们还指出这些现象会使温度下降达 6°C , 但这是指最高温度的下降, 而不是日平均温度。

虽然这些尘埃粒子一般比平流层尘埃粒子大很多, 而且其尺寸和反射率比核战争烟粒子大, 但是, 以上观测结果表明, 这样的气溶胶对地面温度确实会发生迅速的影响; 还表明, 这类粒子的吸收性虽然低于烟, 但依然会引起升高了的受热层, 从而使对流受到抑制。

5. 火星的全球尘暴

现已知道, 火星偶尔会发生全球尺度的尘暴。尘暴中, 尘埃会扩散至火星的大部地区。并使平均光学厚度达到 5。火星尘埃对于可见光波长的吸收性比典型的地球尘埃稍高, 所以其吸收率介于只产生尘埃的核战争与同时产生烟和尘埃的核战争的吸收律之间。因此, 与之有关的光学影响的规模正处于我们关注的范围之内。这些火星尘暴会使火星大部分地区尘埃层上部的温度升高 80°C 。同时也已观测到与火星尘暴相关的火山副热带及中纬度地区的降温(Martin和Kieffer, 1979; Pollack等, 1979; Ryan和Henry, 1979)。这些事件引起的温度变化垂直廓线与核战争引起的变化类似, 只是其

地面温度下降幅度较小。部分原因是火星尘埃的可见光吸收率大大低于烟，但更重要的原因在于火星的“温室效应”极其微弱，因此由于吸收性云的关系，使地面的“反温室效应”不太明显。

这些尘暴并不是每个火星年都发生。一旦发生，总是在南半球夏季，即火星近日点季节。那时，在夏季副热带地区产生的尘埃随着平均经向环流的上升支被扬起到一很高的高度，然后很快向极地运动，几天之内即可到达北半球高纬度地区(Häberle等，1982)。尘埃的排放和经向环流之间恰当的相位调整是该现象的主要特点，排放至正常的热带平均经向环流下沉支的尘埃会保持位于排放纬度附近。

对于核战争的模拟尚不能进行得很深入。火星尘暴所含粒子总量较大(Toon等，1977)，但粒子尺寸也较大，致使其光学作用较小；降水过程在火星上是不活跃的；火星的全球尘暴是由单位质量大气的加热而驱动的，其数值大于核战争烟云的理论最大值。尽管如此，火星仍可作为“反温室效应”大气热结构的自然例子，也可作为由经向环流造成的粒子快速经向扩散的自然例子，这种经向环流是由热力驱动的。

九、总 结

以上所描述的各类自然现象无一与一次全面的核战争后可能盛行的大气状况相似。但每种自然现象中都有些要素与模式得出的结论相一致。

总起来说，由模式得出的各项结论与有关自然现象的有限观测资料相一致，根据这些模式的结果可以断定，类似NRC基本型规模的核战争会使近地面处的温度大大降低，并

且使该地区高层的温度显著升高，这种现象可在战后持续数周至数月（参看表 1 和表 2 总结的 2 维和 3 维模式的模拟结果）。此外，粒子确实可能迅速扩散至热带甚至南半球。不过这些结论是以某种假设为条件的，即假设城市燃烧排放的烟中很大一部分将不受早期清除和凝聚的影响，以及分布在整个对流层中层和高层的次微米烟粒子不会被随后的衰变过程和清除速率约大于 $(2\text{周})^{-1}$ 的清除过程所清除。由于烟的高吸收率造成光学饱和，可能使气候效应对基本型中烟或吸收率数值的中等变化不十分敏感。但任何一个数值缩小 75% 左右时，情况即处于饱和状态的边缘，如果数值发生较大幅度的减小，则会使气候影响迅速减弱。气候影响对烟的清除速率也甚为敏感。如果对流层中层和高层的清除速率大至 $(1\text{周})^{-1}$ ，温度影响虽很明显，但已相当缓和（见图 6 快速降水清除）。各类模式尚需进一步改进，尤其应进一步研究受影响大气中烟和尘埃的实际输送和扩散产生的影响，烟的红外不透明性、日和季节的影响，地面雾和层状云及由于烟和尘埃云吸收太阳辐射迫使对流层顶部形成的超高云可能起的作用。对于由下垫面性质可能发生变化而产生的长期影响也需作进一步研究。

忻贤华译自《The Effects on the Atmosphere of a Major
Nuclear Exchange pp.127-169》

殷显曦校

核战争和某些类似的自然现象可能引起的气候后果

苏联保卫和平反对核威胁科学家委员会

摘 要

此项研究的目的在于说明可能出现的由许多大火及冲击波引起的灰尘所造成的核战争气候后果。文中考虑了在风场和通过太阳辐射由烟和灰尘对大气加热之间的反馈,通过这种反馈过程大气污染会迅速地波及全球。根据大气顶部和地面的辐射平衡方程提出了一个简单模式。模式较好地描述了大气和地球表面以及火星在正常情况下的平均热状态,也较好地说明了在火星上出现巨大尘暴期间的状态变化。将此模式用于多烟的地球大气,得到的结果是陆面温度显著下降(可降30K)。重要的是,当光学厚度约为1时就已可达到此下降值的大部分。本文还论述了使水分循环强度特别是降水明显减少的一些理由,它将使大气中气溶胶质点的生命期延长。

本文作者是苏联科学院的通讯院士,苏联保卫和平反对核威胁科学家委员会的成员G.S. Golitsyn(苏联科学院大气物理研究所气候理论研究室主任),及科学候补委员会的专家A.S. Ginsburg(同一研究所气候理论试验室副主任)。

一、引 言

1982年在Ambio杂志的特别合刊上(V. XI, Nos. 2—3)登载了有关核战争后果的文章,从气象学观点看,文章作者Crutzen和Birks(以下简记为CB1982)首先考虑的是由城市大火、油库、煤气库及森林大火所产生的烟、烟灰及其他

产物，以及由冲击波引起的尘土所造成的大气污染。这将使大气的光学特性发生显著的变化。由燃烧物形成的气溶胶会大量地吸收太阳辐射。

当大火在森林和油气井中持续燃烧约一个月后，大气将达到全球混合（见下文）。大气污染将达到相当强的程度，根据谨慎的估计，无论是直达或通过散射到达地面的太阳光线，将会减小到 $1/2$ — $1/150$ （影响呈指数变化，对于太阳光线，它相当于 0.7 — 5 的光学厚度）。

直到 CB1982发表之前，人们相信最重要的大气影响是破坏平流层的臭氧层。CB1982指出，至少是在核爆炸后的前几周内，大气中仍存在着大火和烟的情况下，人们将觉察不到臭氧破坏的后果*。

大气光学状态的强烈变化会使大气本身及地面的热状态发生显著变化。这也将造成大气环流型，亦即风、降水等的变化。在大片地区发生大火的初期阶段（约一个月），高的能量释放率可造成环流的额外变化。为了详细地描绘在初期及后来大火基本停止且大气完全被污染时的大气环流，需要了解战争的具体情况，并且要使用大型三维大气动力学数值模式，这种模式至少要考虑到大气和海洋上层的相互作用。这需要付出巨大的努力并且需要很多的计算时间。

但是，对观测资料或可能出现现象的数值模拟需要了解

[*] 应指出的是，直到现在还没有人详细地研究过臭氧和气溶胶、烟和尘埃颗粒之间的相互作用，这种作用将会造成额外的臭氧破坏，并延缓其后来的恢复过程（在 Grechko 等1983年的文章中介绍了平流层的观测结果：在人们认为气溶胶会加强的高度上，臭氧含量减少）。

它自身的物理过程。在此过程中，简化模式发挥主要作用，这种模式至少可使人们容易地探索现象的平均（就空间或时间）特性。用这种简化方法，首先估计热状态的变化，然后估计大气环流的变化。

目前我们已很好地了解了在许多方面和核爆炸后大气中可能出现的相类似的现象。这就是火星上的全球尘暴。这种尘暴通常是当火星最靠近太阳时，在南半球的春末夏初开始出现于副热带的许多特殊地区。在几周之内，尘暴笼罩整个火星，并且其热状况迅速变化：地面冷却而大气变暖。大气环流也发生变化。对火星在正常条件下和有尘暴条件下的气象状态进行讨论，可以为使用辐射平衡模式提供依据。

另一个与核战争相类似的事件是关于65百万年前一个直径约10公里的小行星降落在地球上的假说。由于它的冲击波所引起的尘土飞扬及重新冷聚可使大气的光学厚度增加到100或以上，这可造成长时间的寒冷和黑暗。现在看来，这种行星降落的假说可能是白垩纪和第三纪之间所有质量大于25公斤的动物群的消失及植物群的明显变化的似是而非的原因。这里计算出的这样大的光学厚度造成的温度变化和更精确的辐射-对流模式的模拟结果是非常一致的。重要的是，大的温度变化出现于小的光学厚度 $\tau \leq 1$ 的情况下。

这种热状况的变化造成在大部分尺度的大气动力学中均有相应的变化，它也会使水分循环减弱，使降水减少。这将使对流层中质点的生命期延长。

二、“第一个月”

为了估计大火造成的能量释放对大气的影晌，我们只考

虑森林，并假设，在一百万平方公里的地区大火的维持时间为一个月。整个陆地面积约为150百万平方公里，其中森林约占20%。我们首先估计大火释放的热能。在中纬度森林中，木材的质量约为 2×10^4 吨/公里²，所能释放的热量约为 10^{10} 焦耳/吨。假设烧掉木材总量的 $1/4$ ，则在 10^6 平方公里的区域内森林的燃烧将产生 5×10^{19} 焦耳的能量（在更糟的情况下还需要考虑到城市大火，届时此数字将会轻而易举地增加一倍）。值得注意的是，在整个地球大气中风的动能约为 7×10^{20} 焦耳。此数字的准确率为20%。

如果用 10^{20} 焦耳的总能量直接加热 $30-60^\circ\text{N}$ 地带的大气，则其温度的升高值不到1 K，但由于局部加热会使温度大大升高。但是，这样的考虑意义是有限的，因为大量的能量因热辐射丧失于空间，而且不仅是纬向，经向混合也是重要的。

研究大气环流问题人们首先应该考虑动能生成率。根据近代的估计（见 A.H.Oort, 私人通信, 1982），此值约为3瓦/米³。将此值与到达行星的平均太阳辐射流入量

$$S = 0.25I_0 (1 - A) = 240 \text{瓦/米}^2$$

作比较，此处 $I_0 = 1.37$ 千瓦/米²为地球的太阳常数， $A = 0.3$ 为行星反射率。由此可见，只有稍大于1%的太阳能用于产生大气的动能。值得注意的是，通过使向下的太阳辐射通量和外逸的热辐射通量相等，我们可确定地球外逸辐射的有效温度

$$T_e = [I_0 (1 - A) / 4\sigma]^{1/4} = 255\text{K}$$

如果森林大火持续一个月（ 2.5×10^6 秒），则在燃烧地区的能量释放率将是约20瓦/米²或是太阳常数的 $1/10$ 。大

气是重力场中的可压缩气体，当从下面加热时，仅有由乘数 $(\Gamma - 1)/\Gamma$ 确定的部分热通量能转换为动能生成率，即29%，此处 $\Gamma = C_p/C_v = 1.41$ 。因为有进入空间的冷却、侧向扩散等，按上述方式考虑的估计值稍有降低。因此，在大火区的局部动能生成率将是6瓦/米²。所以，人们不仅可预期出现很强的局地风（在关岛和长崎观测到高达50米/秒的风），而且，在北半球会出现值得注意的环流型的调整。

环流型的变化过程也是由烟云及其在大气中的扩散造成的。在正常的地球大气中，在几周内达到纬向混合，在几个月内达到经向混合。完全有理由预期，在多烟的大气中，混合过程将会更强。这方面的例子是火星尘暴的扩展，在约10天的期间尘暴已笼罩整个行星。当研究这种持久的现象时，提出了在尘云、辐射、发展中的风系统及上升的其他灰尘之间的一些反馈作用。

反馈的实质如下：相对于仍属清洁的区域说，尘云吸收太阳辐射后，有尘云的大气被加热；这样就会造成水平气压梯度，从而使风加强，风又加强了灰尘的扩散及从地面吹起新的灰尘。

混合不是由像发展风切变这样的小尺度扩散完成的。近地面的尘云的微气象学是十分有意思的：悬浮在空中的灰尘使边界层中的流体动力学稳定度加大，从而增加了风随高度加大的幅度。Kazakhstan 尘暴条件下一些风廓线的测量事例证实了这些结论。

由大火产生的烟云和由冲击波及发展中的风系统引起的灰尘一起是太阳辐射的强吸收物质。所以，大气中的有烟区和晴朗部分受热不均匀将会发展。因此，引起火星上的

尘云迅速向全球扩展的所有反馈作用一定会同样地作用于地球上的烟和尘云。值得注意的是，地球和火星的大气环流在动力学上是相当近似的。所以人们可以预期，烟和灰尘也将会相当迅速地在对流层和平流层下部沿垂直方向扩展。平流层气溶胶的特征生命期约为一年或更长的时间。在对流层中，特别是在它的下部，污染物的清除主要是靠降水。在有灰尘和有烟的大气中，人们可预料降水会显著减弱。所以，大气中的清洗将主要通过非常低效率的小颗粒的重力沉降。因此，人们可预期大气将在几个月的时间内停留于受污染的状态。

三、大气和地面热状况的变化

我们使用最简单的行星大气和地面的辐射平衡模式，在此模式中，对系统的两个部分均以它们各自的定常温度进行两层模拟（见原文的附录）。利用此模式可以估计正常条件下及全球尘暴情况下火星的温度状况及其变化。正如对火星可得到可靠的垂直温度廓线那样，也可将它推广于大气中的许多层次。但是，为估计烟（和灰尘）的主要物理效应，我们限于使用最简单的两层模式变量，对它可作十分简单的分析处理。

现在我们来估计因气溶胶含量增加造成大气光学特性全球变化所引起的行星大气和地面热状态的变化。和正常情况相比，可在光学厚度增加程度不同的许多情况下来考虑这些变化。作为应用，我们考虑了火星尘暴、假想的65百万年前小行星的降落以及因核战争大火所造成的后果。

在前两种情况下，气溶胶主要由矿物质点组成，而在后一种情况下则以燃烧物为主。这将造成对太阳和热辐射的不

同的光学特性比值。

据估计,巨大的火星尘暴期间热辐射的传播函数 $D = 0.5$,而太阳辐射的传播函数 $P_{\Sigma} = 0.15$ 。在此情况下,对热辐射的光学厚度 τ_T 约为太阳辐射的光学厚度 τ 的 $1/4$ 。近来一些更广泛的研究给出从 $\tau_T = 0.8\tau$ 至 $\tau_T = 0.2\tau$ 尘暴发展各阶段的估计。根据Zurek (1982)的工作,人们可取 $\tau = (2 \sim 4) \tau_T$ 。在研究火星尘暴期间及小行星降落后的温度效应时,我们承认 $\tau_T = 0.25\tau$ 。

对于燃烧产物, τ 和 τ_T 之间的比值和矿物灰尘是不同的。按照CB (1982)中所用的估计值, $\tau_T = 0.1\tau$ 。在考虑核战争期间及战后大火的影响时,我们将采用此比值。

一般来说,大气中出现额外的气溶胶时会使行星总反照率 A 减小,并使有效温度 T_e 升高。在 $A \rightarrow 0$ 的限度内,地球上 $T_e \rightarrow T_{e0} = 279K$,而火星上 $T_{e0} = 226K$ 。但同时,上升到平流层的灰尘在某些情况下使反照率增大到0.5 (T. Ackerman, 私人通信, 1983)。所以,由于情况的发展,我们将不考虑反照率从常值 $A = 0.3$ 开始的变化,也将不考虑火星行星反照率的变化。

我们假设大气和它下面的固体表面处于由其光学特性及陆地较小的热惯性所确定的温度平衡。对于海洋上的大气,由于海洋的热惯性很大,我们取海洋温度为常数。但实际上,海洋只有厚度约70米的上部混合层将释放热量并因迅速的对流而冷却。该层的热容量约为 3×10^8 焦耳/米²·度。平均说来,从海洋到大气的总热通量约为100瓦/米²,在半年内海洋将释放的热量为 1.6×10^9 焦耳/米²,即它将冷却5 K。在更细致的计算中,在类似的时间范围内,冷却的最大值为

3 K。注意大气对辐射状态扰动的特征响应时间约为1周,而陆面则为半天。所以,陆面温度将随大气温度变化而变化,而海洋上的大气温度将由上部混合层的温度所确定。这在一定程度上证明我们的准定常的考虑即忽略瞬变过程是正确的。

在图1中,提出了把火星平均地面温度 T_s 和大气温度 T_a 作为光学厚度的函数,并取 $\tau_T = 0.25\tau$ 的条件下计算的结果。对于成熟的尘暴,一般 $\tau = 2 - 4$ 及 $\tau_T = 0.5 - 1$ 。然后 $\Delta T_s = - (10 \sim 15) \text{ K}$,这和观测结果非常一致。同时 $\Delta T_a = + (27 \sim 33) \text{ K}$,这和用无线电屏蔽(occultation)法对

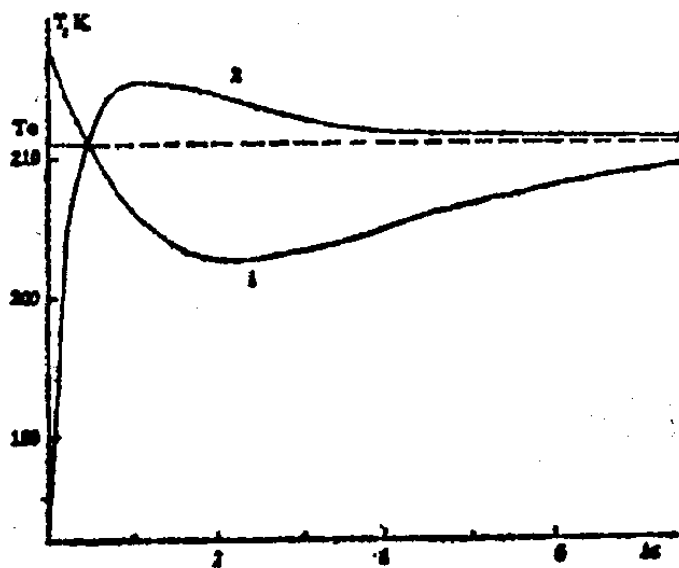


图1 火星的地面(T_s -曲线1)和大气(T_a -曲线2)温度对大气的太阳辐射、气溶胶、光学厚度的依赖关系。

笼罩着灰尘的火星大气所观测到的温度变化是非常一致的。这些相同的观测表明,垂直温度廓线达到等温状态。系统的一部分(大气或地面)具有较小的温度变化,它的初始温度近于平衡温度 T_e 。图1清楚地说明了火星尘暴的反温室效应:当 $\tau > 0.5$ 时, $T_s < T_e < T_a$ 。

图2表示地球的相应计算结果。曲线1和2与陆面温度变化相对应,这种温度变化是因燃烧产物(曲线1)及矿物质点(曲线2)造成气溶胶光学厚度的增加所引起。注意即使

$\Delta\tau \approx 1$, 它也足以使 T_s 降低 17—19K (地面平均温度为 14°C)。对于 $\Delta\tau = 2 \sim 3$, 地面温度则近于平衡温度 $T_e = 255\text{K} (-18^\circ\text{C})$ 。随着 $\Delta\tau$ 的增加, 出现较小的反温室效应 ($T_s < T_e$), 且大火产物的反温室效应强度大于矿物灰尘的反温室效应强度。

陆面的最大冷却值

ΔT_s 相应地为 31 和 28K。对于较大的光学厚度, T_s 值渐近于 T_e 。

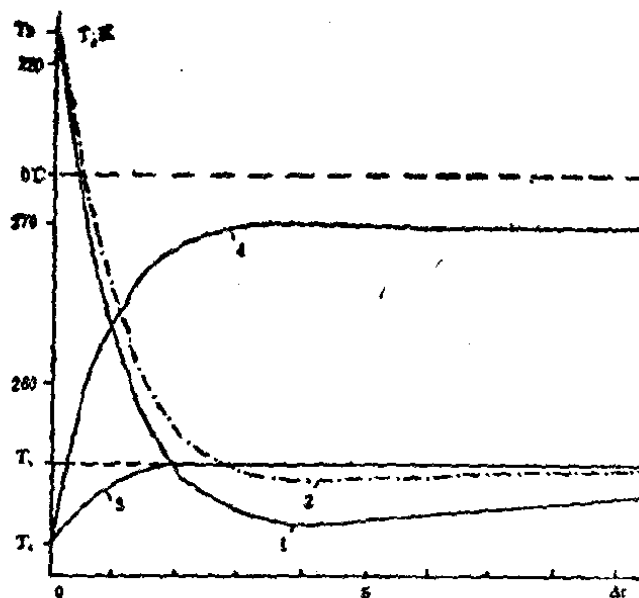


图2 陆地和海洋的表面温度(T_s , 曲线1表陆地, 曲线2表海洋)和大气温度(T_a , 曲线3表陆地, 曲线4表海洋)与地球大气中太阳辐射的气溶胶光学厚度的依赖关系。曲线1对应于燃烧产物, 曲线2对应于矿物灰尘。

按照也考虑灰尘质点的光学特性的辐射-对流模式的计算, 在65百万年前降落小行星后, 地球陆地表面最大的冷却值为35—40K, 它决定于灰尘性质及其他假设。我们得出的30K的冷却值, 和Pollack等(1983)的结果基本上是一致的, 并且也完全足以造成生态灾难。

图2中的曲线3表示陆地大气的温度变化, 曲线4相当于具有常温 T_s 的海洋上的大气。和地面温度相比, 对大气温度来说, 灰尘和燃烧产物的可见和红外光学特性的差别是比较次要的。所以曲线3和曲线4是对大火气溶胶而言, 因为对

于灰尘来说曲线实际上则是完全一样的。海洋上大气的加热不仅是由于吸收太阳辐射，而且也由于吸收洋面的热辐射。在此情况下，对于较大的 τ ，

$$\lim_{\tau \rightarrow \infty} T_a = [0.5 (T_s^4 + T_e^4)]^{1/4}$$

对于 $T = 255\text{K}$ 和 $T_s = 282\text{K}$ ，我们得到 $T_a = 270\text{K}$ 。

Golitsyn (1983)，Oboukhov等(1983)，Golitsyn等(印刷中)也提出了对地球和火星的非常混浊的大气中热状况的估计。此外Turco等(1983)用辐射-对流模式，Aleksandrov等(1983)用具有相互作用的海洋上部混合层的两层大气环流模式都得出了关于核战争气候影响的类似估计。在以上三项研究中，陆面的冷却处于20—50K范围内。但在Turco (1983)中，没有考虑海洋上的大气，虽然我们注意到这里的温度可达270K，亦即和陆地的情况相比，它增加约15K。

四、温度状态变化动力学后果的某些论证

大气和下垫面热状况的巨大变化一定会造成极大的大气动力学后果。让我们首先考虑火星，火星上没有海洋。除了已经注意到的地面温度约下降15K外，到达地面的太阳辐射强度的显著减小应该也会使温度的经向梯度及风速减小。由于相对于地面说，大气的过度加热会造成大气静力稳定度的显著增加以及经向温度梯度的减小，明显地减弱了大气的斜压不稳定度，或者至少是斜压扰动-气旋发展的显著减弱。涡旋经向输送也明显减弱。当大气的混浊度达到全球尺度后，可出现这种变化。

海盗号着陆舱对火星地面的观测证实了这个描述。如果是在晴朗的冬季大气中，气旋过境情况是非常有规律的，而当尘暴覆盖了火星的北半球后，就再也观测不到气旋。

在地球上出现战争后的类似情况下，海陆大气之间的温度对比开始发挥作用，海洋要比陆地暖和得多。对于气象学家，大家都知道这种情况：在观测到冬季季风后，它将使东南亚出现干季。所以人们可以预料，降水将主要出现在海上。

因为海洋上空的有烟大气也将会增暖，即它的静力稳定度将增大，海洋上的对流将比现在更浅。所以，降水对大气的清洗过程将会减弱，并将限于低层大气。因此，人们可以预料在大陆上会发展干旱，并且对流层的清洗过程会显著变慢。

正如在引言中已指出的那样，人们将会看到在大气边界层中微气象过程的剧烈变化。在海洋上，人们可预料对流较浅且较弱，但当出现低层的大陆冷空气时，海岸地区对流较强，在大陆上，下垫面和大气之间的热量和水分的垂直交换也将因静力稳定度的增加而被严重减弱。

五、主要结论

1. 从北半球中纬度发生核战争的区域，由于在辐射、吸收光线的云及风之间的反馈作用，尘云和燃烧物质会在约一个月的时间内扩散至全球。

2. 当大气中存在大量具有强烈吸收作用的气溶胶时，大气温度升高且地面温度下降。

3. 热状况的最剧烈的变化出现于太阳辐射的光学厚度

$\tau \geq 1$ 时，所以即使是规模较小（和Ambio的核战争规模分类相比）但会引起大火的核战争也会造成一定程度的大气污染，从而使陆面温度下降到远低于零度的温度。

4. 有许多原因可使对流层大气污染的清除时间显著延长：（1）大气的加热将使它的相对湿度（指数地）降低；（2）静力稳定度的增加减弱了大气和下垫面之间的水汽交换；（3）污染的大气拥有显著增加了的凝结中心，在开始凝结的情况下，它会强烈地增强中心之间的竞争；（4）较暖的海洋上将会出现冬季季风型的大气环流，而这是出现干旱的一个重要的原因。

毫无疑问，特别是对第一个月，许多细节尚远未弄清，这方面的工作尚需要利用充分细致的数值模式，因为使云加速扩散的许多过程具有中尺度甚至微尺度的气象性质。

但是我们相信，这里已经提出了关于热力和动力状况以及降水的变化的主要特征，在这方面，我们相信在正常情况下及火星出现全球尘暴情况下对于地球和火星的气象经验。这里我们可注意到，对另一颗行星进行研究所获得的结果，可直接地用于纯粹的人类目的。

殷显曦译，忻贤华校

有关核爆炸对大气成分和 气候影响研究的带 注释的参考资料

R. D. Bojkov

1. 引 言

自从本世纪四十年代中期第一颗原子弹爆炸之后，关于个别核爆炸对大气成分和气候的影响问题已引起科学家们的兴趣。新闻界也很关心“空气和水是否将受到核爆炸的影响”这个问题，一些有名望的核物理学家们只能给以否定的回答。

在后来的几十年中，已经研制了更有威力的核装置。一个百万吨级（MT）的氢弹约能释放 5×10^{14} 焦耳的能量，这至少相当第一颗原子弹的1000倍。大量的核试验提供了一些关于在这种爆炸之后的大气物理过程方面的资料 [43]。一些科学刊物讨论了单颗核爆炸的大气影响的纯技术问题。但是，气象学家不相信，孤立的核爆炸对天气的影响会长于几个小时，并且认为只是在有限区域及在一定的特殊气象条件下才会出现这种情况 [55, 78, 40, 18]。

在世界气象组织的第九次大会上，WMO 的各成员国审议了“核武器的应用对地球大气和气候的可能影响”这一问题（关于完整的内容见1983年 WMO 的第九次大会报告和决

议的3.2.3.7—3.2.3.12节)。大会注意到成员国们对于核战争会给地球大气和气候造成巨大的影响表示关注,认识到世界气象组织应该对这种天气和气候后果作出评价。大会认为,如果联合国有关机构提出咨询,WMO应就其职能范围之内的那些科学问题作出回答。而且,WMO的该次大会还注意到世界气候计划中的某些研究将有助于解决这类困难问题,大会也注意到成员国所表达的各种观点,但未就此作任何决议。

同时,国际科学联盟理事会(ICSU)的环境问题特别委员会(SCOPE)已开始进行关于核战争对环境影响的国际评价工作,并在伦敦皇家学会召开了一次工作组会议,会议草拟了工作计划。1983年11月在瑞典皇家科学院召开了研讨会,会议决定就已有的资料提出一篇评论性文章^[98]。

2. 本文目的

本文目的在于列举已发表的和一般都能看到的关于完全从物理学和气象学观点论述核爆炸对大气成分(例如 O_3)和气候的影响的科学论文。对后者是取狭义的解释,从而不包括涉及灾难性的热浪、放射性死灰的扩散及电磁效应等这些问题的文章,因为它们和可能出现的大气扰动的关系并不密切。作为对这些问题的一般参考资料,人们希望参考的是:本文所附文献(下同)5、43、82、84、110—112、116。

3. 讨 论

3.1 关于单颗核爆炸一般影响的文章

在五十年代和六十年代,大部分和气象有关的刊物都偏

重于单颗核爆炸所释放的能量的影响及原子云的发展和消散过程。此外还发表了一些关于电导率变化的文章，关于可能出现的化学成分的变化变化的文章则很少。有关的参考文献如下：10、11、18、20、39、40、48、53、55、74、75、77、78、83、90、100、120。

3.2 有关NO_x的产生及其效应的文章

从实验室的试验可知，当空气加热约到 2300K 以上时，氮分子将分解并且作为一种平衡成分，将产生大量氮氧化物 (NO)。还知道，通过 NO 和 NO₂ 使臭氧 (O₃) 和氧原子 (O) 可能催化转变为分子氧 (O₂)。这两种原因加到一起便可得到这样的概念：在因原子爆炸所造成的火球中或其周围出现的空气剧烈加热将产生大量的 NO_x，它在迅速冷却之后变稳定，并在以后的几天或几周中大量破坏平流层的臭氧。如果爆炸物质进入对流层，此区域的臭氧浓度将会增大。一般认为，平均每个百万吨级的爆炸会产生 5000 吨 NO_x (1×10^{32} 个分子) [41,42]。根据 Johnston 等 (1973) 的研究，此数字的不确定系数为 4。不确定性的其他来源为光化反应率 [22,36,119] 和 NO_x 的注入高度及它在以后几天中的扩散 [45,23,24,26,70]。

Foley 和 Ruderman (1973) 及 Gilmore (1975) 的研究断定每个百万吨级的核爆炸会产生约 $0.8-1.5 \times 10^{32}$ 个 NO_x 分子，他们也认为，所估计的 NO_x 的环境数量只是该数量的 400 倍左右。核爆炸对大气的影 响范围不仅决定于炸弹的类型和大小，也决定于爆炸的高度和大气状态 (季节)。在和气象有关的计算中，一般不考虑低当量 (远小于 1 个百万吨级) 爆炸和高度较高的空中爆炸。高度较高的空中爆炸将在

中层 (Mesosphere) 和 中层以上产生 NO_x 。在这些高度 NO_x 的生命期是很短的, 约为 1 天, 并且在这些高度上所产生的 NO_x 的大部分不太可能进入平流层^[26]。

由一个百万吨级爆炸所造成的火球云在前几分钟内以超过 $100 \text{米} \cdot \text{秒}^{-1}$ 的速度上升, 在 6 分钟以内达到约 20 公里的云顶高度^[43]。假设火球爆炸所造成云顶和云底之间的 NO 浓度梯度是均匀的。Foley 和 Ruderman (1973) 对稳定化的云顶和底的高度用下列参数化公式表示:

$$\text{CT} = 21.64 Y^{(0.2)}$$

$$\text{CB} = 13.41 Y^{(0.2)}$$

其中 CT 和 CB 为云顶和云底高度 (以公里为单位), Y 为爆炸当量 (单位为百万吨 TNT)。

3.3 有关单颗核爆炸对大气臭氧影响的文章

关于使臭氧变化的物理过程, 可系统地用相互依存的 4 个阶段表示: ①从核爆炸产生 NO ; ②平流层中核云稳定化; ③由 NO_x 催化的臭氧破坏; ④ NO_x 的弥散和消除。

Chang 和 Wuebbles (1984) 指出, 根据充分了解的物理和化学过程对整个问题进行详细研究仍然超过现有技术的计算能力, 因此只能通过分离和简化在上 4 个阶段的每个阶段所出现的许多详细的机理, 才能对问题进行分析。这就必然会带来许多不确切性。

Luther (1983) 已注意到爆炸当量和与臭氧浓度的垂直分布有关的云稳定化高度之间的关系。考虑到气候学的臭氧垂直分布 (臭氧最大值的位置在赤道约为 27 公里, 在极区逐渐降至 22 公里), Bojkov (1984) 曾计算了受 NO_x 影响的臭氧含量 (见表 1), 这种影响是纬度及 Luther (1983) 所估计

的云稳定化高度的函数。

表 1 在稳定化区域中的臭氧含量 (%)

纬 度	爆 炸 当 量		
	0.2MT	1.0MT	20MT
极 地	22	32	41
中 纬 度	15	26	50
赤 道	4	13	66

这些数字表明，臭氧含量和爆炸纬度的关系是密切的。

Foley 和 Ruderman (1973) 是研究发生于五十年代后期及六十年代初期的大气核爆炸的累积影响最早的人。他们认为，由于光化作用将使臭氧含量减少10%，那时人们认为这个数字是正确的。Johnston 等 (1973)、Goldsmith 等(1973) 及MacCracken 和 Chang (1975) 进一步改进了他们的工作。Chang 等 (1979) 发表了关于大部分重要物理参数及输入变量的详细分析结果，其中特别强调了化学作用动力学资料的不确切性。在此后一篇文章中指出，模式化学以及垂直交换系数K_z值的变化可严重地影响通过计算得到的臭氧变化。对于1974年所用的模式化学，计算得出的1962—1963年因各种核试验所造成的臭氧损耗总量约为 8 %。用1977年的化学模式计算出的损耗量只有以上数量的一半。目前尚不能根据已有的观测资料来验证这些估计数字[6,8] 。

自那时以来，在关于化学反应率的知识方面取得了重要进展[117,119] 。Chang 和 Wuebbles (1984) 重新计算了大气中的核爆炸及其他影响臭氧趋势物质的浓度变化的综合影响

(直接的或通过温度的间接影响)，并且发现在六十年代中期臭氧减少量为2.5—4%，这同 Reinsel (1981) 从统计分析所得到的损耗量是类似的。

Wuebbles (1983) 也考虑了单颗爆炸的纬度和季节，因为许多核爆炸试验是于中秋在极区进行的。由这些试验所造成的氮氧化物仅在冬季之后或是当这些分子被输送到中纬度时才影响臭氧浓度（影响臭氧的化学过程已证明在极夜是很慢的）。非常可能的是，对于秋季在极地25公里以下所进行的核试验，它所造成的大部分氮氧化物在能够影响臭氧之前已经流出了平流层。由夏季在热带进行的核试验所产生的氮氧化物，大部分将被输送到南半球。在此计算中，假设由夏季热带试验所产生的氮氧化物的25%仍留在北半球。除上述研究外，Wuebbles (1983) 重新分析了稳定的云顶和云底的高度。

3.4 关于多颗核爆炸对臭氧影响的文章

Hampson (1974) 发表了最早的关于讨论许多核爆炸对臭氧层可能造成的破坏的文章。同时，其他人也开始进行类似的研究。NAS(1975)、MacCracken和Chang(1975)及Whitten等(1975)的报告均断定，10,000百万吨级的核交战会使北半球平流层的臭氧含量长达数年之久地处于严重减少(约25%)状态。Chang 等 (1979) 用更近期的化学反应率资料及考虑了各种K_z值作了进一步的计算，假设核战争的级别为10,606百万吨（同时发生且NO_x均匀地扩散），则北半球臭氧峰值的减小将约为51%，而Crutzen和Birks (1982) 用稍有不同的假设所得到的结果为约减小65%。在所有情况下，上述文章中所叙述的最大的臭氧损耗出现在约6个月内。在此时期

之后,臭氧开始恢复原状,5年后臭氧损耗小于10%。Chang 和 Wuebbles (1984) 断定,在他们的研究中,几乎总爆炸当量的一半是低于0.8百万吨级的核装置造成的,而由它们所造成的臭氧损耗在51%的总臭氧损耗中所起的作用却小于16%。Luther (1983) 计算了18个假设的百万吨级爆炸,在几个小时之后,在爆炸中心周围的广大区域内 (3×10^6 平方公里),可减小总臭氧含量的50%。在所有关于对扰动和此后对光化学作用的反馈的大气动力学响应的计算中,存在着明显的不确切性。在对动力学过程进行充分详细的研究之前,对此问题难于作出评价,因此,在评价工作中要考虑在化学、辐射和动力学过程之间的耦合作用。

为了研究计算对注入的 NO_x 量的灵敏度,Luther(1983)用 NO_x 量的一半重复进行了上述计算。他断定,减小 NO_x 注入量的一半,对臭氧峰值的减小并没有显著的影响。在此情况下,臭氧峰值的减小约为65%,而用两倍的 NO_x 量所进行的计算表明,臭氧峰值的减小只是68%。所存在的 NO_x 完全足以破坏几乎云中的全部臭氧。因此,对于巨大的 NO_x 注入,云的稳定化高度是最关键的因子,因为在总臭氧量中包含在云内的部分决定于云的稳定化高度。

关于臭氧损耗方面的一个问题是注入 NO 而不是注入 NO_2 会出现什么后果。Luther (1983) 的计算表明,当注入的 NO_x 是 NO 而不是 NO_2 时,对于臭氧峰值的减小并无显著差别。在前几个小时内,臭氧的减少是有差别的,但在此期间内,灰尘严重地减弱了紫外辐射。因此他断定,无论注入的 NO_x 是 NO 或 NO_2 ,这都不是重要问题。

3.5 核爆炸对臭氧影响的观测研究

有些工作研究了七十年代整个气柱中臭氧含量的测量结果，以确定变化趋势。在估计六十年代总臭氧量的变化趋势方面，重要的是应考虑由五十年代后期及六十年代初期的大气核试验所产生的 NO_x [117,119]。前面一些节中所提到的资料分析表明，在进行一系列核试验时，臭氧总量略有减少。Komhyr 等 (1971) 注意到六十年代某些台站的总臭氧量明显增加，他认为这可能是由于在早期爆炸试验之后全球臭氧在回升的缘故。但这种看法是有问题的，因为在核试验结束之前这种增加就已开始[26]。Reinsel (1981) 等通过对资料的时间序列进行统计分析后断定，在北半球因核试验造成的 2—4.5% 的最大减少值和总臭氧资料应该是一致的。但他指出，对这一结论要慎重对待，因为在六十年代初期资料是有限的。Johnston 等 (1973) 发现，在六十年代初期北半球总臭氧量减少 2.2% (统计上不显著)，而此后在 1963—1970 年间增加 3.7% (统计上显著)。Angell 和 Korshover (1978) 根据他们的总臭氧资料的时间序列分析，指出最大减少为 1—2% (但如取 2σ 的不确切性，则此值会增达 4%)。Chang 等 (1979) 断定，通过计算得到的半球平均总臭氧量的减少值大到 4%，则与资料是一致的。

关于探索七十年代大气核爆炸的影响的卫星臭氧资料的分析只发表了两篇[81,28]。但是，已开展了一些关于太阳质子事件的分析以及利用相同的 NO_x 机制对平流层臭氧的影响的研究，它对验证模拟工作者的基本假设是有直接意义的。

Miller 等 (1974) 在确定由 1970 年 5 月 30 日在 30°S 、 135°W 进行的核爆炸所引起的核云位置方面是成功的。但由于未能准确地确定此区域周围的臭氧，因此他们对爆炸日由

雨云-4号资料清楚地记下的少量的臭氧损耗,不能给出一个准确的百分数。

在一次辅助性工作中, Christie (1976) 察看了在1970年7月4日15°S附近的一次二百万吨级的爆炸后臭氧场的变化,当时核云稳定于15—20公里之间。他的结论是,在核爆炸后的前10天内,核云中的臭氧没有明显的减少。他特别强调,由于轨迹分析的信度有限,因而所得结果是不确切的。Johnston (1977) 分析了在此期间可能出现的化学过程并断定,在核爆炸时 NO_x 的注入高度及后来的扩散均未能达到平流层内的足够高度,从而造成可从卫星上观测到的臭氧的迅速破坏。

关于太阳质子事件的影响的分析表明,极冠区在很短时间内能量的大量聚集会产生大量的 NO , 此后会使受影响地区内臭氧浓度减小。例如 Heath 等 (1977) 及 McPeters 等 (1981) 发现,1972年的太阳质子事件之后,观测到的持续近一个月的15%的臭氧损耗和通过计算得到的高纬度臭氧减少是非常一致的。另一些作者利用包括其它化学过程和温度反馈的更完整的模式所得结论认为,模式结果和观测事实非常一致,这很好地证明了目前所采用的关于30公里以上的臭氧状态的光化理论是适用的。其他有关参考资料是:文献114、103、94、91、86、102、107、66、56、33、13、4、80。

3.6 关于多颗核爆炸对气候的可能影响的文章

如在前面第3.1节所述,五十年代对关于单颗核爆炸对气候的影响作了没有根据的推测。Broido (1960) 认识到,城市大火是核爆炸的一种可能后果,但不到两年之前,发表了关于森林大火^[34]及城市大火和气溶胶^[106,107,73]的影响的当代模拟研究结果。他们推测,由多次核爆炸造成的大火所

形成的热物质以及在爆炸点周围地区由汽化的土壤造成的气溶胶将从源地向四周充分扩散，并将在几周或更长的时间内使空气的混浊度加大，从而显著地减少北半球大部地区到达地面的太阳辐射，引起气候变化。关于这些环境影响的总的评论，可参考 Sagan (1983) [95] 和 Izreal (1983) [58]。

最近有四个模拟研究考虑了气候影响，[2, 31, 73, 106]。1983年11月8日在旧金山召开的关于核爆炸的地球物理和地球化学后果的专题 A.G.U (美国地球物理学会) 讨论会上，报告了从这些及其他研究得到的一些初步结果。虽然在参考文献中已列出了这些研究，但至今尚未公开发表，所以无法对它们进行讨论。

对于估计气候影响，Turco 等 (1983) 认为，灰尘和来自大火的烟起了重要作用。他们使用一维辐射-对流模式(对大陆和海洋作分别计算)，对一些不同的情况进行估计，大陆中部地区的地面温度会明显降低，在多颗核爆炸之后，可能会在几个月的期间下降几十度。

通过对不同的但可比较的大气烟注入情况，利用较高维模式进行计算，从而扩展了 Turco 等 (1983) 的结论。MacCracken (1983) 报告了从一维辐射-对流模式及二维(纬度/高度)统计-动力模式得到的结果。一维模式的结果是陆面约降温 30°C ，这和 Turco 等 (1983) 的结果非常一致。二维模式对造成热混合的三维大气运动进行参数化，它的结果是在烟层下的陆地区域降温约 15°C 。Aleksandrov 和 Stenchikov (1983) 的研究利用了两层大气环流模式。他们取年平均大气条件，并假设在前30天的光学厚度为6，此后70天为3.5及后260天为0.5。Covey 等 (1984) 通过具有固定海面温度的

三维模式，说明了冬季、春季和夏季模拟中大气环流的区域和季节变化，但仅就夏季提出了气候变化的结果。他们假定光学厚度为 3 的情况维持了 1—3 周，则无论在哪个季节，中对流层会发生强烈的辐射加热，地面会显著地冷却（约下降 30°C ）。根据一些假设，他们的结果表明，由气溶胶引起的大气辐射加热所造成的环流变化，可使气溶胶的传播远超过开始形成烟的高度和纬度带。

由于简化和在这些模式中所采取的假设有较大的不确切性，以及所采取烟-尘分布假设的不同，对模式结果进行比较将不是特别有意义的。

但是，所有这四个研究在一个方面是一致的。烟对太阳辐射的吸收造成了高层大气的剧烈加热及到达地面的太阳辐射显著减少。而这就使低层大气的静力稳定度增大到这种程度：在该地区内小尺度的对流混合作用停止，从而消除了大气和地面之间的对流性相互影响。正是这种具体特征，在所有的研究中它引起了地面显著的降温（由于海洋热容量大，故在所考虑的时间尺度不致出现显著的降温）。

如果低层大气的对流混合作用尚未受到抑制，则模式研究将会得出相当不同的气候响应，因为对流性耦合的地面和对流层将会作为单一的热力学系统有效地发挥作用 [76, 35]。但是，当地面和大气之间的相互作用停止之后，地面几乎处于辐射平衡状态（感热和潜热的输送仍会出现，但速率大大减小）。这意味着，作为大气吸收作用的后果，到达地面太阳辐射的减少仅有一部分来自较热大气中加强的向下红外辐射所补偿，因为由大气吸收的太阳辐射的大部分将消耗于向空间的红外辐射。

以上讨论说明,对于多颗核爆炸研究,地面-大气系统的作用方式和在普通气候模式研究(例如估计由于大气中二氧化碳的人为增加而造成的全球增暖)中所发现的情况是不同的。按照 Cess (1983),在响应中的这种差别在于模拟结果中气候强迫作用的大小,而它的直接效应是使大气增暖并使地面冷却这一事实。

Cess (1983) 报告了由于大气烟和灰尘对地气系统吸收的太阳辐射的影响所造成的这种巨大的气候强迫作用的研究。他使用 Coakley 等 (1983) 的计算效率较高的太阳辐射模式,研究烟尘对太阳辐射的影响。除了阐明烟和灰尘对地气系统的太阳辐射收支的纬度和日变化的影响外,这些研究尚包括评价气候影响研究所使用的辐射传输近似。

直接影响对地面冷却程度的计算的一种主要不确切性,涉及关于加大光学厚度的假设以及影响的持续时间。前面已经说过,有些模式取光学厚度为 3,另一些则是取光学厚度为 6。为便于比较,有必要指出的是,在 Mauna Loa 观象台测量的背景总光学厚度(对流层和平流层)为 0.012,并且在 EL Chichon 火山爆发后观测到此值增加到 0.3 (John Deluisi, 私人通信, 1984)。Mahlman (私人通信, 1984) 将他以前的三维大气环流模式中所用的冲刷清除率 (washout removal rate) 用于 Turco 等 (1983) 所假设的 200 百万吨的气溶胶注入。Mahlman 利用最大光学厚度为 4 的假设计算的平均清除时间约为 18 天,但从 30°N 向极地呈斑点分布。在假设冲刷速度快 9 倍的另一种计算中, Mahlman 得到平均清除时间为 6—7 天,这对于造成由其他模式计算所得到的巨大的地面冷却是不够的。在这两种情况下, Mahlman 的试验均未发

现足以输送到 30°N 以南及穿越赤道的时间。

参 考 文 献

Selected bibliography of articles
relating to the climatic effects of nuclear explosions

Compiled by Dr. Rumen D. Bojkov

- [1] Ahrens, Thomas J. and John D. O. Keefe, 1983: Effects of large impacts on the atmosphere, ocean and solid earth, Symp. Geoph. Conseq. Nuclear Expl., Trans. AGU, 64, No. 45, 658-659.
- [2] Aleksandrov, V.V. and G.L. Stenchikov, 1983: On the modelling of the nuclear war, Comp. Center USSR Acad. Sci., 22 pp.
- [3] Altschuler, M.D., L.L. House and E. Hidner, 1970: Is ball lightning a nuclear phenomenon? *Nature*, 228, 545-546.
- [4] Alvarez, L.W., W. Alvarez, F. Asaro and H.V. Michel, 1980: Extraterrestrial cause for the cretaceous-tertiary extinction, *Science*, 280, 1095-1108.
- [5] Ambio, 1982: Nuclear war — the aftermath, *AMBIO*, 11, 76—176. 82
- [6] Angell, J.K., and J. Korshover, 1973: Quasi biennial and long-term fluctuations in total ozone, *Mon. Weather Rev.*, 101, 426-443.
- [7] Angell, J.K., and J. Korshover, 1974: Reply to Pittcock, *Mon. Weather Rev.* 102, 86-87.
- [8] Angell, J.K., and J. Korshover, 1976: Global analysis of recent total ozone fluctuations, *Mon. Weather Rev.*, 104, 63-75.
- [9] Angell, J.K., and J. Korshover, 1978: Global ozone variations: An update into 1976, *Mon. Weather Rev.*, 106, 725-737.
- [10] Arakawa, Akio., T. Fujita, H. Ito, Y. Masuda, S. Matsumoto, T. Murakami, T. Ozawa, E. Suzuki, M. Takeuchi and K. Tomatsu, 1955: Climatic abnormalities as related to the explosions of volcano and hydrogen-bomb, *Geophys. Magaz.*, 231-255.
- [11] Arakawa, H. and K. Tsutsumi, 1956: A decrease in normal-incidence radiation values for 1953 and 1954 and its possible

- cause, *The Geophys. Magaz.*, 27/1, 205-208.
- [12] Bates, D.R., and P.B. Hays, 1967: Atmospheric nitrous oxide, *Planet, Space Sci.*, 15, 189-197.
 - [13] Bauer, E., 1978: A catalog of perturbing influences on stratospheric ozone (1955-1975), Rep. FAA-EQ-7820,205, U.S. Dep. of Transp., Washington D.C.
 - [14] Bauer, E., and F. R. Gilmore, 1975: Effect of atmospheric nuclear explosions on total ozone, *Rev., Geophys., Space Phys.* 13, 451-457.
 - [15] Bethe, H. A., 1946: Can air or water be exploded? *Bull. Atom. Scient.*, 1, 2 and 14.
 - [16] Birks, John W., 1983: Air quality following a nuclear war, *Symp. Geoph. Conseq. Nuclear Expl., Trans. AGU*, 64, No. 45, 658-659.
 - [17] Birrer, W.M., 1974: Some critical remarks on trend analysis of total ozone data, *Pure Appl. Geophys.*, 112, 523-532.
 - [18] Bojkov, Rumen D., 1957: The atomic and thermonuclear explosions and the atmospheric processes, *Hydr. and Meteorol. (Sofia)* No. 6, 13-19.
 - [19] Bojkov, Rumen D., 1984: Effect of large-scale nuclear explosions on tropospheric ozone and temperature, *Hydr. and Meteorol. (Sofia)*, submitted.
 - [20] Broido, A., 1960: Mass fires following nuclear attack, *Bull. Atomic Scient.*, 16, 409-413.
 - [21] Cess, Robert D., 1983: Nuclear war — illustrative effects of atmospheric smoke and dust upon solar radiation, Rep. at AAAS Conf. on climatic consequences of nuclear war, April 22, 20 pp
 - [22] Chang, Julius S., 1974: Simulations, perturbations, and interpretations, *Proc. of the Third CIAP Conference, DOT-TST-OST-74-15*, U.S. Dept. of Transp. Boston, Mass., 330-341.
 - [23] Chang, Julius S., 1975: Uncertainties in the validation of parameterized transport in one-dimensional models of the stratosphere, in *Proceeding of the Fourth CIAP Conference, Rep. DOT-TSC-OST-75-38*, pp. 175-182, U.S. Dep. Transp., Washington, D.C.
 - [24] Chang, Julius S., 1976: Eddy diffusion profile described in "First annual report Lawrence Livermore Laboratory to the High Altitude Pollution Program" edited by F.M. Luther, Rep.

UCRT-50042-76, LLL, Livermore, Calif.

- [25] Chang, J.S., and W.H. Duewer, 1973: on the possible effect of NO injection in the stratosphere due to past atmospheric nuclear weapons tests, paper presented at the AIAA/AMS Meeting, Amer.Inst.of Aeronaut. and Astronaut., Denver, Colo., (Also Rep.UCRL-74480, LLL, Livermore, Calif.)
- [26] Chang, J.S., W.H. Duewer, and D.J. Wuebbles, 1979: The atmospheric nuclear tests of the 1950's and 1960's: a possible test of ozone depletion theories, *J.Geophys Res.*, **84**, 1755-1765.
- [27] Chang, Julius S., and Don J. Wuebbles, 1984: Nuclear explosions and atmospheric ozone, *Environ. Effects of Nuclear War*, AAAS Monograph (imprint), McMillan Publ., N.Y.
- [28] Christie, A.D., 1976: Atmospheric ozone depletion by nuclear weapons testing, *J. Geophys. Res.*, **81**, 2583-2594.
- [29] Coakley, J.A., Jr., R.D. Cess, and F.B. Yurevich, 1983: The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: A parameterization for climate models, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 116-138.
- [30] COMESA, 1975: The Report of the Committee on Meteorological Effects of Stratospheric Aircraft (1972-1975), U. K. Meteorol. office, Bracknell.
- [31] Covey, Curt, Stephen H. Schneider and Starley L. Thompson, 1984: Global atmospheric effects of massive smoke injections from a nuclear war —results from general circulation model simulations, *Nature*, **308**, 21-25.
- [32] Crutzen, P.J., 1971: Ozone production rates in an oxygen-hydrogen-nitrogen oxide atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **76**, 7311-7327.
- [33] Crutzen, P.J., I.S.A. Isaakson, and G.C. Reid, 1975: Solar proton events: Stratospheric sources of nitric oxide, *Science*, **189**, 457-459.
- [34] Crutzen, P.J., and J.W. Birks, 1982: The atmosphere after a nuclear war: twilight at noon, *AMBIO*, **11**, 114-125.
- [35] Dickinson, R.E., 1982: Modelling climate changes due to carbon dioxide increases, *Carbon Dioxide Review*, W.C. Clark, ed., Clarendon Press, New York, 101-133.
- [36] Duewer, W.H., D.J. Wuebbles, H. W. Ellsaesser, and J. S. Chang, 1977: NO_x catalytic ozone destruction: Sensitivity to

- rate coefficients, *J. Geophys. Res.*, 82, 935-942.
- [37] Duewer, W.H., D.J. Wuebbles, H.W. Ellsaesser, and J. S. Chang, 1977: Reply, *J. Geophys. Res.*, 82, 2599-2605.
- [38] Duewer, W.H., D.J. Wuebbles, and J. S. Chang, 1978: The effects of a massive pulse injection of NO_x into the stratosphere, paper presented at the WMO Symp. on Geophy. Aspects and Conseq. of Changes in the Composit. of the Stratosphere, Toronto, Ont., June 1978. (Also Rep. UCRL-80397, Lawrence Livermore Lab., Livermore, Calif., 1978).
- [39] Enger, L. and S. Fritz, 1956: Opacity of the sky after July 1953, *Month. Weather Rev.*, 84, 301-304.
- [40] Fedorov, E.K., 1956: on the effects of atomic explosions on the meteorological processes, *Atomic Energy (Moscow)* No. 5, 50.
- [41] Foley, H.M., and M.A. Ruderman, 1973: Stratospheric NO productions from past nuclear explosions, *J. Geophys. Res.*, 78, 4441-4450.
- [42] Gilmore, F.R., 1975: The production of nitrogen oxides by low-altitude nuclear explosions, *J. Geophys. Res.*, 80, 4553-4554.
- [43] Glassstone, S. and P.J. Dolan, Eds., 1977: The effects of nuclear weapons, DOD & DOE, 3rd. Ed.
- [44] Goldsmith, P., A. F. Tuck, J. S. Foot, E. L. Simmons and R.L. Newson, 1973: Nitrogen oxides, nuclear weapon testing, Concorde, and stratospheric ozone, *Nature*, 244, 545-551.
- [45] Grobecker, A.J., S.C. Coroniti, and R.H. Cannon Jr., 1974: CIAP Report of findings, Rep. DOT-TSC-75-50, U.S. Dep. of Transp., Washington, D.C.
- [46] Haberie, R.M., T.P. Ackerman and O.B. Toon, 1983: The dispersion of atmospheric dust and smoke following a large-scale nuclear exchange, Symp. Geoph. Conseq. Nuclear Expl., Trans. AGU, 64, No.45, 666*-667.
- [47] Hampson, J., 1974: Photochemical war on the atmosphere, *Nature*, 250, 189-191.
- [48] Harris, D. Lee, 1955: Effect of increasing radioactivity after atomic explosion on electrical parameters of atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 60, 45-52.
- [49] Heath, D.F., A. J. Kruger and P.J. Crutzen, 1977: Solar

- proton event-influence on stratospheric ozone, *Science*, 197, 886-888.
- [50] Hill, A.V., 1946: The moral responsibilities of scientists, *Bull. Atomic Scient.*, 1, 3-15.
 - [51] Hill, W.J., P.N. Sheldon, and J. J. Tiede, 1977: Analyzing worldwide total ozone for trends, *Geophys. Res. Lett.*, 4, 21-24.
 - [52] Hoerlin, H., 1976: U.S. high-altitude test experiences — a review emphasizing the impact on the environment, Los Alamos Sci. Lab. Rep, LA-6405.
 - [53] Hoffmann, H., 1955: Katastrophischen Erscheinungen der Wetter und Atombomben, *Kosmos* No. 1.
 - [54] Holden, C., 1983: Scientists describe "nuclear winter", *Science*, 222, 822-823.
 - [55] Holzmann, B., 1951: Effect of atomic bomb explosion on weather, *Weatherwise* No. 1, 3-9.
 - [56] Hunt, G.E., 1978: possible climatic and biological impact of nearby supernovae, *Nature*, 271, 430-431.
 - [57] Izrael, Yu.A., 1974: Peaceful use of nuclear explosions and their impact on the environment *Gidrometeoizdat Leningrad*, 135 pp.
 - [58] Izrael, Yu.A., 1983: Ecological consequences of a possible nuclear war, *Meteorol. i Gidrol. (Moscow)* No. 10, 5-10.
 - [59] Izrael, Yu.A., V.N. Petrov and D.A. Severov, 1983: on the impact of atmospheric nuclear explosions on the stratospheric ozone content, *Meteorol. i Gidrol. (Moscow)* No.9, 5-13.
 - [60] Johnston, H.S., 1971: Reduction of stratospheric ozone by nitrogen oxide catalysts from supersonic transport exhaust, *Science*, 173, 517-522.
 - [61] Johnston, H. S., 1977: Expected short-term local effect of nuclear bombs on stratospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, 82, 3119-3124.
 - [62] Johnston, H.S., G. Whitten, and J. Birks, 1973: Effects of nuclear explosions on stratospheric nitric oxide and ozone, *J. Geophys. Res.*, 78, 6107-6135.
 - [63] Kiehl, J.T. and Y. Ramaswamy, 1983: The role of short and longwave radiative forcing in the climatic effects due to nuclear war, *Symp. Geoph Conseq. Nuclear Expl., Trans. AGU*, 64, No. 45, 666-667.

- [64] Komhyr, W.D., W.W. Barret, G. Slocum, and H. K. Weickmann, 1971: Atmospheric total ozone increase during the 1960's. *Nature*, 233, 390-391.
- [65] Kondratyev, K.Ya., 1980: Radiation factors of the contemporary climate change, Gidrometeoizdat, Leningrad, 280 pp.
- [66] Kondratyev, K.Ya. and G.A. Nikolski, 1978: Solar activity and climate, *Proc. USSR Acad. Sci., (Geophys.)* 243, 3, 607-610.
- [67] Konopinski, E.J., C. Marvin, and E. Teller, 1946: Ignition of the atmosphere with nuclear bombs, Rep. No. LA-602, Los Alamos Natl. Lab.
- [68] Knox, J.B., 1983: Precipitation scavenging — effects on deposition of radioactivity and smoke, *Symp. Geoph. Conseq. Nuclear Exp., Trans. AGU*, 64, No. 45, 658-659.
- [69] List, R.L., 1954: Transport of atomic debris, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 35, 315-325.
- [70] Luther, Frederick M., 1983: Nuclear war — short term chemical and radiative effects of stratospheric injections, presented at Third Internat. Conf. Nuclear War at Erice, LLNL-UCRL Report No. 89957, 21 pp.
- [71] MacCracken, M.C., 1983: Preliminary estimates of the climatic effects of a nuclear exchange, presented at Third Internat. Conf. Nuclear War at Erice, LLNL-UCRL Report No. 89770, 23 pp.
- [72] MacCracken, M.C., and J.S. Chang, eds., 1975: A preliminary study of the potential chemical and climatic effects of atmospheric nuclear explosions, LLNL Rep.No. [UCRL-51653,] 75 pp.
- [73] MacCracken, M. C., R.D.Cess, J.I. Walton and F. M. Luther, 1983: Climatic effects of spreading smoke and dust, *Symp. Geoph. Conseq. Nuclear Expl., Trans. AGU*, 64, No. 45, 666-667.
- [74] Machta, L. and D. Harris, 1955: Atomic bomb explosions and weather. *Science*, 121, 3134.
- [75] Machta, L., R.J. List and K. Telegadas, 1963: Meteorogy of fallout from 1961-62 nuclear tests, in *Hearings before Subcomm. on Res. Devel. and Radiation — of the Joint Comm. on Atomic Energy, U.S. 88th Congress, June 1963*, 46-61.
- [76] Manabe, S., and R.T. Wetherald, 1980: on the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂ content of

- the atmosphere, *J. Atmosph. Sci.*, 37, 99-118.
- [77] Martin, Noel, 1954: Les 'effects produits par 1' explosion, *Compt. Rendus de l'Acad. d. Scien. Paris*, 239, No. 2, 1287.
 - [78] Mason, J.B., 1955: Atomic explosions and weather, *Weather* No. 5, 139-141.
 - [79] McGhan, M., A. Shaw, L.R. Megill, P. R. Sedlacek, P. R. Guthals and M.M. Fowler, 1981: Measurements of metric oxide after a nuclear burst, *J. Geophys. Res.*, 86, C2, 1167-1173.
 - [80] McPeters, R.D., C.H. Jackman and E.G. Stassinopoulos, 1981: Observations of ozone depletion associated with solar proton events, *J. Geophys. Res.*, 86, C2, 12071-12081.
 - [81] Miller, A.J., A.J. Kruger, C. Prabhakara and E. Hilsenrath, 1974: Nuclear weapons tests and short-term effects on atmospheric ozone, *Proc. Second AMS Intern. Conf. on Environ. Impact of Aerospace Operations in the High Atmosph.*, San Diego, 81-84.
 - [82] National Research Council, 1975: Long-Term Worldwide Effects of Multiple Nuclear Weapons, *Nat. Acad. of Sci.*, Washington, D.C.
 - [83] Nishiwaki, J., 1955: Effects of H-bomb explosion, *Bull. Atomic Scient.*, 4, No. 5.
 - [84] OTA, 1979: The Effects of Nuclear War, Office of Technology Assessment, U.S. Congress, Washington, D.C.
 - [85] Penner, Joyce E., 1983: Tropospheric response to a nuclear exchange, Presented at Third Internat. Conf. Nuclear War at Erice, LLNL-UCRL Report No. 89956, 13 pp.
 - [86] Penner, J.E., and J.S. Chang, 1978: Possible variation in atmospheric ozone related to the eleven year solar cycle, *Rep. UCRL-80473*, LLNL, *Geophys. Res. Let.*, 5, 817-820.
 - [87] Penner, J.E., P.S. Connell, F.M. Luther, R.F. Perret and D.J. Wuebbles, 1983: Chemical response of the troposphere to smoke, dust, smog and ozone depletion, *Symp. Geoph. Conseq. Nuclear Expl. Trans.*, AGU, 64, No. 45, 666-667.
 - [88] Peterson, K.R., 1970: An empirical model for estimating worldwide deposition from atmospheric nuclear detonations, *Health phys.*, 18, 357-378.
 - [89] Pittock, A.B., 1982: Nuclear explosions and the atmosphere, *The Australian physicist*, 19, 189-192.
 - [90] Rakipova, L.R., 1957: Effects of atomic explosions on the atm-

- osphere, Meteorol. i Gydrol. (Moscow) No. 6, 53-57.
- [91] Reid, G.C., McAfee and P.J. Crutzen, 1978: Effects of intense stratospheric ionisation events, *Nature*, 275, 489-492.
 - [92] Reinsel, G.C., 1981: Analysis of total ozone data for the detection of recent trends and the effects of nuclear testing during the 1960's, *Geophys. Res. Let.*, 8, 1227-1230.
 - [93] Ruderman, M.A., 1974: Possible consequences of nearby supernova explosion for atmospheric ozone and terrestrial life, *Science*, 184, 1079-1081.
 - [94] Ruderman, M.A., and J.W. Chamberlain, 1975: Origin of the sunspot modulation of ozone - its implications for stratospheric NO injection, *planet. space Sci.*, 23, 247-268.
 - [95] Sagan, Carl, 1983: Nuclear war and climatic catastrophe - some policy implications, *Foreign Affairs*, 257-292.
 - [96] Sagan, Carl, O.B. Toon and J.B. Pollack, 1979: Anthropogenic albedo changes and the Earth's climate, *Science*, 206, 1363-1368.
 - [97] Schneiderov, Anatol J., 1957: Thermonuclear explosions and the ozonosphere, *Symp. Atm. Ozone XI-IUGG-Toronto*, IAMAP publ No. 11/C, 94.
 - [98] SCOPE, 1983: Newsletter No. 20, page 2.
 - [99] Seitz, H., B. Davidson, J.P. Friend, and H.W. Feely, 1968: Numerical models of transport diffusion and fallout of stratospheric, radioactive materials, Final Report on Project Streak, USAEC Rep. No. NYO-3654-4 Atom. Energy Comm. Washington, D.C.
 - [100] Smirnov, N.S., 1956: On the effects of atomic explosions on the atmosphere, *Proc. USSR Acad. Sci. (Geophys.)* No. 10.
 - [101] Solomon, S., H.S. Johnston, M. Kowalczyk and I. Wilson, 1980: Instantaneous global ozone balance including observed nitrogen dioxide, *Pure & Appl. Geophys.*, 118, 58-84.
 - [102] Solomon, S. and P.J. Crutzen, 1981: Analysis of the August 1972 solar proton event including chlorine chemistry, *J. Geophys. Res.*, 86, C2, 1140-1146.
 - [103] Swider, W. and T.J. Keneshea, 1973: Decrease of ozone and atomic oxygen in the lower mesosphere during a PCA event, *Planet. Space Sci.*, 21, 1969-1973.
 - [104] Telegadas, K., 1976: Radioactivity distribution in the stratosphere from the Chinese high yield nuclear test of June 27, 1973, ERDA

- Rep. HASL-298. Health and Safety Lab., New York.
- [105] Telegadas, K., and R.J. List, 1969: Are particulate radioactive tracers indicative of stratospheric motions? *J. Geophys. Res.*, 74, 1339-1350.
 - [106] Turco, R.P., 1983: Sources of atmospheric dust and smoke in a nuclear exchange, *Symp. Geoph. Conseq. Nuclear Expl., Trans. AGU*, 64, No. 45, 658-659.
 - [107] Turco, R.P., C. Park, R.C. Whitten, J.B. Pollack and P. Noerdlinger, 1982: Analysis of the physical, chemical, optical and hystorical impacts of the 1908 Tunguska meteor fall, *Icarus*, 50, No. 1, 1-52.
 - [108] Turco, R.P., and C. Sagan, 1983: Generation, physical properties, atmospheric dispersion and effects of smoke following a nuclear war, *Symp. Geoph. Conseq. Nuclear Expl., Trans. AGU*, 64, No. 45, 666-667.
 - [109] Turco, R.P., O.B. Toon, T.P. Ackerman, J.B. Pollack and C. Sagan, 1983: Nuclear winter - global consequences of multiple nuclear explosion, *Science*, 222, 1283-1292.
 - [110] U.N. Scientific Comm. on Effects of Atomic Radiation, 1982: Report to General Assembly, 773 pp.
 - [111] U.N. General Assembly, 1980: Comprehensive study on nuclear weapons, document A/35/392, New York.
 - [112] U.S. Arms Control and Disarmament Agency, 1979: The effects of nuclear war, Washington, D.C.
 - [113] Weaver, T.A., and L. Wood, 1979: Necessary conditions for the initiation and propagation of nuclear-detonated waves in plane atmosphere, *Phys. Rev. A.*, 20, 316-328.
 - [114] Weeks, L.H., R.S. Cuikay and J.R. Corbin, 1972: Ozone measurements in the mesosphere during the solar proton event of 2 November 1969, *J. Atmosph. Sci.*, 29, 1138-1142.
 - [115] Whitten, R.C., W.J. Borucki, and R.P. Turco, 1975: Possible ozonede pletions following nuclear explosions, *Nature*, 257, 38-39.
 - [116] WMO, 1984: Effects of nuclear war on health and health services, 176 pp.
 - [117] WMO, 1981: The stratosphere 1981 - Theory and Measurements, Ozone Project Report No. 11, 502 pp., World Meteorological Organization, Geneva.

- [118] WMO, 1983: Aridged Report with Resolution of the IX-WMO Congress, parag. 3.2.3.7 - 3.2.3.12.
- [119] Wuebbles, Donald J., 1983: A theoretical analysis of the past variations in global atmospheric composition and temperature structure, Ph.D. Dissertation U. of C.-Davis, LLNL Report UCRL-53423, 162 pp.
- [120] Yamamoto, Ryczaburo, 1955: The microbarographic oscillations produced by the explosions of hydrogen bombs in the Marshal Islands, Weather No. 10, 321-325.
- [121] Zeldovich, Y., and Y. Raizur, 1967: Physics of Shock Waves and High Temperature Phenomena, 565 pp., Academic press, N.Y.

殷显曦译 忻贤华校

Images have been losslessly embedded. Information about the original file can be found in PDF attachments. Some stats (more in the PDF attachments):

```
{
  "filename": "MTA2NTgyMzguemlw",
  "filename_decoded": "10658238.zip",
  "filesize": 13108246,
  "md5": "bedbd0dc332b32bf466ddb06ba6eecfb",
  "header_md5": "1cda29cfe67745a4a63886ce5ac3d931",
  "sha1": "a3c39ca59c6bd6a4f0e0e982f495a9482a13dd0b",
  "sha256": "649a48084e730e9fc3252257d14740744fbf11ba559908195309510a53563567",
  "crc32": 4202444947,
  "zip_password": "28zrs",
  "uncompressed_size": 13386227,
  "pdg_dir_name": "\u2551\u2566\u2562\u00bc\u2560\u221e\u00ed\u00ac\u00ed\u00ac\u2551\u2566\u2552\u255c\u2552\u2219\u2551\u2264\u2563\u221a\u2561\u2500\u255e\u00b0\u2551\u2265\u2564\u2568\u255b\u2510_10658238",
  "pdg_main_pages_found": 201,
  "pdg_main_pages_max": 201,
  "total_pages": 208,
  "total_pixels": 684352065,
  "pdf_generation_missing_pages": false
}
```