

第一章 绪论

臭氧层减薄、温室效应和酸雨是人类面临的全球性的三大环境问题。过去 20 多年来,由于臭氧层衰减引起的 UV-B 辐射增强而产生的严重的生态学后果,已经受到了各国越来越广泛的重视,进行了越来越深入的研究,这些工作为一个新兴的分支学科——紫外辐射生态学的逐步形成奠定了基础。

第一节 紫外辐射生态学的含义与特点

一、生态学基础

生态学是研究生物与其周围环境之间的相互关系的科学。环境包括生物环境和非生物环境。生物环境包括植物、动物和微生物,这些生物之间存在着生物种内和种间关系。非生物环境即非生命物质如光、温度、水、空气、土壤等。紫外辐射(紫外光)也是非生物环境。

人类很早就已经开始研究生物与其周围环境之间的关系,并将其应用到生产和生活中。例如,我国在公元前一二百年秦汉时期所确立的二十四节气就反映了农作物、昆虫与气候之间的密切关系。在古希腊时代一些哲学家,如亚里斯多德(Aristotle)、波克克拉底(Hippocrates)等的著作中,也已包含有生态学的内容,但当时都没有提到生态学这个词。1869年德国的一位动物学家赫克

尔 Haeckel)首次提出了“生态学”(Ecology)这一词汇,其本身含有研究有机体生存环境之意,但当时并未引起人们的重视。直到20世纪初,生态学才逐渐被公认为是一门独立的学科,是生物学的一个分支。近20多年来,由于在世界范围内相继出现了粮食和能源的短缺、资源的退化与枯竭、环境的污染、人口的剧增等具有普遍性的社会问题,人们在寻求这些问题发生的原因和解决办法的过程中,才认识到生态学在创造和保持人类高度文明上的重要作用,因而生态学这一学科才引起人们越来越多的重视,并获得迅速的发展(金以圣等,1988)。

目前,生态学正在向微观和宏观两个方向发展,并与其它学科相交叉而形成许多边缘学科。紫外辐射生态学就是生态学与环境科学相交叉而形成的一门边缘学科。

二.紫外辐射生态学的含义

1.紫外线的特征

紫外线是不可见的非电离辐射,其波长范围为200~400nm。人眼对波长为380nm的辐射开始有光觉,而波长短于100nm的辐射实际上能电离所有分子。

辐射靠光子输送能量,一个光子的能量 E 为:

$$E = h\nu = hc/\lambda$$

式中 h 是普朗克常数($6.62 \times 10^{-27} \text{ erg} \cdot \text{s}$), ν 是频率, c 是光速, λ 是波长。光子的能量 E 和频率 ν 不随输送辐射的媒质而变,但光速 c 和波长 λ 是随之而变的。已知1eV(电子伏特) $= 1.6 \times 10^{-12} \text{ erg}$ 相应于波长为1240nm的光子能量,若光子能量以电子伏特为单位,波长以纳米为单位, $E = h\nu = hc/\lambda$ 可改写为:

$$E = 1240/\lambda$$

由此式不难求,相应于波长为380~190nm的光子能量为3.1~6.2eV。

紫外线的波长下限是100nm,但其生物学效应的波长下限为200nm,再短一些将为空气和水强烈吸收,而大多数有机分子要波

长在 150 ~ 180nm 以下的紫外线才能使之电离，所以紫外线对生物物质是非电离辐射（刘普和等，1992）。

2. 紫外线的生物有效性

紫外线作为一种自然界存在的生物光因子，具有其自身的特点，一方面是其高能性，另一方面是作为光本身的信号因子特性。

尽管可用于生物体的紫外线，其短波光子的能量最多是长波的两倍，但同数量的光子所引起的光化反应（继而是光生物学效应）可相差几个数量级。这是因为有关生物分子对不同波长的光子吸收差别大。根据光只有被吸收才能产生光化反应的 Draper 原理，紫外线的主要生物效应是它在核酸中的光化反应引起的，它在蛋白质中的光化反应，作用小。核酸和多数蛋白质对紫外线的吸收峰远低于 300nm。对于 300nm 以上的紫外线吸收少（刘普和等，1992）。

地表紫外辐射能量占太阳总辐射能的 3% ~ 5%。紫外辐射的波长范围为 200 ~ 400nm，根据其生物效应分为短波紫外辐射（UV-C, 200 ~ 280nm）中波紫外辐射 UV-B, 280 ~ 320nm 和长波紫外辐射 UV-A, 320 ~ 400nm）。UV-C 就是通常所说的杀菌紫外线，它对生物有强烈影响，但它在平流层中基本上被臭氧分子全部吸收而不能到达地面。UV-A 可促进植物生长，一般情况下无杀伤作用，它很少被臭氧吸收。从生态学角度分析，UV-B 是非常重要的。臭氧能部分吸收 UV-B 其吸收程度随波长不同而异 波长越短 吸收量越大（王少彬等，1993）。

3. 紫外辐射生态学的含义

大气臭氧层能吸收强烈的太阳紫外辐射，使地球生物得以正常生长 从而成为地球生命的有效保护层。在自然状态下 大气臭氧浓度相对稳定，其生成和分解处于动态平衡之中。20 多年前，人们注意到平流层臭氧衰减（Johnston, 1971; Crutzen, 1972），一个严重的后果就是到达地表的紫外辐射显著增加。由于臭氧层衰减而引起的 UV-B 辐射增强已经产生或将产生严重的生态学后果，对

人、动物、植物、微生物以及生物地球化学循环、生态系统、大气质量和材料都有重大影响。过去 20 多年来，该方面的研究取得了一些成果，受到了越来越广泛的重视，并逐步形成一个新兴的分支学科——紫外辐射生态学。

太阳辐射是影响生物生长发育的主要因子。生物在从太阳辐射中获得光和温度的同时，不可避免地受到短波光，即紫外辐射的伤害。紫外辐射作为生物生长发育中重要的环境因子，它与生物之间有着密切的联系。研究生物与紫外辐射的相互关系的科学叫做紫外辐射生态学。紫外辐射生态学是大气臭氧层减薄、紫外辐射增强条件下的生态学，它是生态学与环境科学相交叉而形成的一门新兴的边缘学科。由于 UV-B 辐射具有非常重要的生态学意义，在紫外辐射生态学研究，主要研究生物与 UV-B 辐射之间的相互关系。

三、紫外辐射生态学的发展简史

最早的紫外辐射生态学方面的著作是原苏联杜布罗夫著 (1963)，由韩锦峰和王瑞新译 (1964)、科学出版社出版的《紫外线辐射对植物的作用》。在该书中，记载了国外 1930—1960 年代所做的工作，将紫外辐射对植物的生长和发育、种子的萌发、植物细胞的作用 及其在农业中的应用 作了综合的说明 此外 对紫外辐射损伤的光复活作用也作了适当的阐述；最后还介绍了某些植物种类对紫外辐射尚具有抵抗的能力。但这些早期的工作并未联系到臭氧层的变化 也未强调 UV-B 辐射重要的生态学意义，因而不深入 (韩锦峰等, 1964)。70 年代以来，UV-B 辐射对高等植物的影响成为了重要的研究课题。已有许多研究工作，但主要涉及实验室和温室条件下的草本农作物，有关森林和其它非农作物方面的工作仍然很少 而关于人、动物和微生物及其生态系统方面的研究更是寥寥无几 (Caldwell 等, 1995)。已对 200 多种植物作过试验 其中 20% 是对 UV-B 敏感的，50% 是中等程度的敏感和忍耐，30% 是完全不敏感的 (Teramura, 1983)。UV-B 辐射对植物生长发

育、形态结构、生理生化、UV-B 吸收物质、基因表达、生物量和产量等多方面的影响均已报道。并认为 DNA、膜系统和光合器官是 UV-B 辐射伤害植物的关键靶。

我国的紫外辐射生态学研究起步较晚，90 年代，在国家自然科学基金等经费的资助下，开展了一些研究。其中，兰州大学王勋陵等人在 UV-B 辐射对植物生长、生理的影响，以及对农田生态系统结构和功能的影响方面做了大量的工作，云南农业大学李元等人研究了主要作物对臭氧衰减 UV-B 辐射增强响应反馈的品种差异及 DNA 基础，这对于建立作物品种 UV-B 耐性的 DNA 标准，选择耐性品种作为抗 UV-B 品种培育的优良种质资源是十分重要的。此外，岳明、杨志敏、郑有飞也做了一些研究。我国学者已在国内外重要刊物上发表了大量研究论文，引起了广泛的关注。

20 多年来，尽管已有 600 多篇论文问世，也有一些研究报告出版。如美国国家环保局 (1978)《UV-B 的生物学和气候影响研究报告》、德国 Bauer 等 (1982)《UV-B 的生物学效应》、荷兰 Shima 等 (1993)《光生物学前沿——第八届国际光生物学会议进展》、欧洲委员会 (1995)《欧洲研究报告 15910》和英国生态学会 Woodi 等 (1997)《极地环境生态学》，但仍未见紫外辐射生态学方面的著作出版。因此，为了总结 20 多年来紫外辐射生态学方面的研究成果，推动紫外辐射生态学的进一步发展，编著出版《紫外辐射生态学》一书是十分必要的。

第二节 紫外辐射生态学的研究内容与研究方法

一、紫外辐射生态学的研究内容

在紫外辐射生态学研究中，主要研究生物与 UV-B 辐射之间的相互关系。紫外辐射生态学研究生物分子、生物细胞、生物个

体、生物种群、生物群落和生态系统与紫外辐射的相互关系，主要是紫外辐射对生物的影响，以及生物对紫外辐射的适应、防护和调控。紫外辐射生态学的研究内容十分广泛，目前主要集中在以下几个方面：

1. 大气臭氧层减薄、地表 UV-B 辐射的变化

主要研究大气臭氧层减薄导致的地表 UV-B 辐射增强及其监测，UV-B 辐射的生物效应，生态学研究 UV-B 辐射增强的模拟方法。这些工作将是紫外辐射生态学研究的基础。

2. UV-B 辐射对生物分子、生物细胞的影响

从生物分子、生物细胞水平来研究 UV-B 辐射伤害生物的靶。即 UV-B 辐射对植物光系统 II、对生物 DNA、蛋白质、膜系统、激素的影响。其中，对植物的影响的研究相对较多。这些研究借用了分子生物学的手段与方法，探讨 UV-B 辐射影响生物的分子机理，是紫外辐射生态学研究的一个重要方面。

3. UV-B 辐射对植物的影响

主要研究 UV-B 辐射对植物生长、发育和生产力的影响，对植物生理生化影响，对植物 UV-B 吸收物质的影响，对植物次生代谢产物的影响，以及植物对 UV-B 辐射增强响应反馈的种内和种间差异。植物是生态系统生命物质的主体，它对 UV-B 辐射的响应已有较多研究，这可以在一定程度上间接地推断 UV-B 辐射引起的动物、微生物和人的响应。

4. UV-B 辐射对动物、微生物和人的影响

紫外辐射对动物、微生物和人的影响包括直接影响和间接影响两个方面。直接影响指动物、微生物和人直接接受紫外辐射并受到其伤害。间接影响则是 UV-B 辐射改变植物形态和次生代谢，从而影响动物、微生物和人的生长、发育。UV-B 辐射对动物、微生物和人的影响方面仍然研究得较少。

5. UV-B 辐射对种群、群落的影响

研究 UV-B 辐射条件下种群数量动态、种内竞争、种间竞争，

及其竞争机理。研究 UV-B 辐射条件下 群落结构、功能和演替的变化影响。动物、微生物种群和群落的变化还受到植物种群、群落对 UV-B 辐射增强响应反馈程度的间接影响。

6. UV-B 辐射对生态系统的影响

研究 UV-B 辐射对生态系统结构、食物链、营养循环、能量流动、植物分解、生物地球化学循环的影响。UV-B 辐射对植物的影响是十分重要的，植物的形态和次生代谢的改变决定着生态系统对 UV-B 辐射响应的程度。由于生态系统结构和功能的复杂性，它对紫外辐射的响应也是最为复杂的，这方面的研究亟待加强。

7. UV-B 辐射条件下，植物防护剂的筛选及防护机理探讨

UV-B 作为一种自然界存在的生物光因子，具有高能性和信号因子特性 因此 防护剂的选择也要从这两点出发。针对其高能性可能对植物造成过氧化伤害，可以选择抗氧化剂类的防护剂；从 UV-B 作为光信号因子的特性出发，可以选择能提高植物抗逆性的防护剂。各类防护剂可能通过控制活性氧的水平，提高植物对 UV-B 辐射的抗性，实现其防护作用，甚至基因水平的正调控作用。这将是十分必要的，也是有价值的。人们对植物防护剂和防护机理的研究仍然是不足的。

8. 生态系统对 UV-B 辐射增强响应反馈的调控

UV-B 辐射不仅是植物的一种环境胁迫因子，还是植物和生态系统进化中的一个重要调控因子。植物次生代谢和形态变化是 UV-B 辐射调控生态系统的重要途径。自然生态系统可能产生抗性物种来适应增强的 UV-B 辐射。由于植物对 UV-B 辐射增强的响应反馈存在着明显的种内和种间差异，这些差异具有遗传基础，人工培育抗性作物品种将是减轻 UV-B 辐射对农田生态系统影响的可行的调控手段。幸运的是，这方面的研究已经开始。

二、紫外辐射生态学未来的研究方向

植物对 UV-B 辐射增强的响应反馈存在着明显的种内和种间差异，这种差异的分子机理的探讨才刚刚开始；此外，由于生态系

统对紫外辐射的响应的复杂性，许多问题仍然是不清楚的。因此，已有的植物对 UV-B 辐射响应的研究对于阐述 UV-B 辐射影响植物的机理和预测植物乃至生态系统对 UV-B 辐射的响应是远远不够的。进一步的研究仍需在两个方面予以加强，一是分子水平的研究 这能深刻地解释 UV-B 辐射影响植物的机理，并为各类防护剂的筛选和通过使用防护剂来提高植物对 UV-B 辐射的抗性 以及为抗性植物的筛选和抗性品种的培育提供理论依据。另一方面是野外条件下生态系统对 UV-B 响应的长期研究，这是正确评估 UV-B 辐射增强条件下，生态系统和生物多样性变化的前提基础和理论依据。在这些理论指导下，可以更合理地预测自然生态系统的未来变化方向，更有效地调控农田生态系统向着有利于人类的方向发展（李元,1998c）。

三、紫外辐射生态学的研究方法

紫外辐射生态学是生态学与环境科学之间的交叉学科，它的研究方法 also 具有很强的综合性。它包括了生态学的研究方法和紫外辐射的模拟方法。

（一）野外调查法

太阳 UV-B 辐射随纬度、海拔、季节和昼夜发生明显变化，这种变化与植物和生态系统的水平有密切的联系。因此，调查不同时间、不同空间的 UV-B 辐射强度，以及植物的形态、生长、发育、生理生化水平和生态系统的结构、功能水平，并探讨两者之间的关系 可以找到 UV-B 辐射影响植物和生态系统的规律，以及植物和生态系统适应 UV-B 辐射的规律。当然，在研究中应注意考虑温度等其它环境因子对植物和生态系统的影响。

（二）模拟实验法

模拟实验法是在人工增加或减弱 UV-B 辐射的条件下 研究 UV-B 辐射对植物和生态系统的影响。它可以模拟 UV-B 辐射的空间变化，是野外调查法的补充和完善。长期以来，模拟 UV-B 辐射的方法的改进是很小的。归纳起来，模拟实验法包括室内模拟

实验和室外模拟实验两方面（Rozema 等，1997）。

1. 室内模拟实验

室内模拟实验能很好地控制各种环境因子，但它与自然环境状况有所差别，特别是在 UV-B 与 UV-A 可见光 PAR 的平衡方面。因为 UV-A 和可见光会减缓 UV-B 辐射的效果。室内 UV-A 和可见光的不足会导致 UV-B 辐射的效果的放大。室内 UV-B 辐射的模拟方法主要是增加 UV-B 辐射，即通过 UV-B 灯管与可见光（PAR 光源联合使用来增加 UV-B 辐射。用特殊的滤膜，如醋酸纤维素膜等）过滤去除不需要的 UV-C。通过改变 UV-B 辐射的时间长短和 UV-B 灯管到植株的距离来调节不同的 UV-B 生物有效辐射强度。

2. 室外模拟实验

室外模拟实验更接近自然效果，但温度等其它环境因子对植物和生态系统的影响很难控制，而且，大面积的 UV-B 辐射模拟还存在一些困难。室外 UV-B 辐射的模拟方法包括增加或减弱 UV-B 辐射两方面：

(1) 低于环境 UV-B 辐射的模拟

低于环境 UV-B 辐射的模拟主要采用过滤太阳 UV-B 辐射，以达到降低 UV-B 辐射水平的目的。目前有箔过滤法和 O_3 箱过滤法两种。

箔过滤法：用特殊的箔（如 mylar 箔等）来过滤太阳 UV-B 辐射，以达到低于环境 UV-B 辐射的水平。

O_3 箱过滤法：用能透过 UV-B 辐射的材料制作箱体，里面充满 O_3 来降低太阳 UV-B 辐射的透过量，以达到低于环境 UV-B 辐射的水平。UV-B 辐射的降低程度与 O_3 浓度有关。该方法的最大优势是保持了自然光谱平衡。

(2) 高于环境 UV-B 辐射的模拟

高于环境 UV-B 辐射的模拟主要采用 UV-B 灯管来增加 UV-B 辐射。又分为平方波模型和太阳追踪模型两种。

平方波模型 (Square-wave mode): UV-B 灯管与适当的滤膜 (如醋酸纤维素膜等) 联合使用。在太阳中午前后开灯辐射, 达到增加 UV-B 辐射的目的。

太阳追踪模型 (Solar tracking mode) 又称可控模型系统 即连续监测太阳自然 UV-B 辐射, 同时保持连续的成比例的附加 UV-B 辐射。

(3 太阳自然 UV-B 辐射的应用

在不同 UV-B 辐射强度地区种植同类植物, 研究这些植物变化的差异。包括植物接受不同纬度的太阳自然 UV-B 辐射 (纬度梯度), 以及植物接受不同高度的太阳自然 UV-B 辐射 (海拔梯度)。这两种方法必须考虑温度等其它环境因子的变化。

第二章 大气臭氧层减薄

O_3 是一种在平流层(大约 10 ~ 50km 之间的一个大气区域)少量存在的活泼气体,其作用与它在大气层中所处的高度密切相关。在地球表面,臭氧扮演着破坏者的角色,在地球表面大量臭氧聚集的地方,生物往往受到危害。但地球上 90% 的臭氧分布在距离地面 25km 的平流层,在吸收紫外线方面起着举足轻重的作用。平流层中一旦缺少臭氧,对生物有害的紫外线就会毫无遮拦地照射到地面上。最近 20 年来,平流层的臭氧一直在减少。气候条件和氯氟烃等化合物的共同作用加快了臭氧的分解。由于更多的紫外线 B 辐射到达地表将导致许多严重的生态学后果,因此平流层臭氧的减少引起了国际社会的广泛关注。

第一节 大气臭氧层减薄状况

虽然到 20 世纪 70 年代 南极上空平流层中 O_3 的急剧减少才开始引起人们的关注,Johnston(1971)首次报道了这一现象,并同时指出这将导致地球表面 UV 辐射增强,但对大气中臭氧的研究已有相当长的历史 而且 这一探索过程一直没有停止过。

一、大气层臭氧及臭氧层

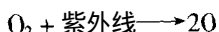
1. 大气层臭氧

早在 1840 年 Schonbein 就发现较低的大气层中存在臭氧并加

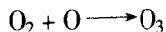
以命名。1881年 臭氧吸收小于 290nm 紫外线的性质被 Hatley 发现，同时他认为臭氧主要存在于一定高度的大气层中。在 1924 年 多布森 (Dobson) 发明了一种能够测量臭氧含量的分光光度计，由于大气中臭氧浓度极低，这种仪器的发明为臭氧研究奠定了很好的基础，因此大气层臭氧通量以多布森为单位 1 多布森单位即 $1\text{DU} = 2.69 \times 10^{16} \text{molec} \cdot \text{cm}^{-2}$) 以此来纪念多布森所做的贡献。20 世纪 30 年代，Chapman 揭示了太阳光如何与大气层的氧分子作用形成臭氧。从 1957 年开始，作为地球物理年的一项活动，在南极洲的四个科研站开始定期测量臭氧。1970 年，Nimbus 系列人造卫星开始测量臭氧。此时，大气层臭氧的变化已经逐渐引起了一些学者的注意，并且将平流层臭氧的减少与地表紫外辐射增强联系在一起。

2. 臭氧层的形成

臭氧 (O_3) 在对流层空气中的含量是极小的，但在海拔 10 ~ 60km 的平流层中聚集了一个臭氧层，这是由氧分子的化学性质所决定的。在大气层的上层，氧分子不断受到太阳辐射中紫外线的辐射，当氧分子吸收了波长短于 242nm 的光子时就会分解成两个氧原子：



所以在距海平面 400km 以上，99% 的氧是处于原子状态，在低于 40km 的地方 由于能促使 O_3 分解的短波紫外辐射已被吸收， O_2 的数量远多于 O。当氧原子和氧分子碰撞时就产生臭氧：



由于上述化学反应的进行还需要一个双原子物质来吸收所释放的热量，故形成臭氧的过程在大约距海平面 30km 的平流层达到最高点，其原因在于若高于这个高度，则氧分子数量太少，不易形成臭氧，而低于这个高度，绝大多数能分解氧分子的紫外辐射已被吸收，氧原子数量过少，臭氧的形成率也不高。因此我们常说的臭氧层指的是海拔 10 ~ 60km 的大气层，其中，臭氧的浓度达到

10^{-6} 其中又以平流层中的 20 ~ 30km 高度浓度最大。

3. 臭氧层的作用

臭氧对紫外线辐射的吸收是由臭氧通量决定的，即由单位大气层厚度臭氧分子数目所决定。臭氧通量通常以 Dobson 单位 (DU) 来度量，大气层平均臭氧通量大约为 300DU 相当于地面上 3mm 厚度的纯臭氧层。

臭氧层有两个重要作用，一是臭氧层可以吸收太阳紫外辐射中对生物最有害的波长，波长小于 280nm 的短波紫外辐射 (UV-C) 可被极少量的臭氧完全吸收，即使臭氧层减少 90% 也不会有 UV-C 到达地表 (Caldwell, 1993) 而臭氧对长波紫外辐射 UV-A, 320 ~ 400nm 的吸收很少，因此，平流层臭氧减少将主要导致中波紫外辐射 UV-B(280 ~ 320nm) 的增加。另一个作用是臭氧层吸收太阳辐射，可以加热大气层，其原因是臭氧分子吸收紫外线后将分解为一个氧分子和一个氧原子，当两个氧原子重新结合为氧分子时要放出热能，这实际上也就是臭氧把太阳辐射里的紫外线转化为热能的过程。

平流层中持续产生的臭氧，也在持续地被自然过程所破坏，特别是紫外线辐射的作用，臭氧层浓度就是在这种动力学平衡中建立的。工业化以前，臭氧层是相当稳定的，尽管可能受太阳黑子活动周期的影响。但是 20 世纪 60 年代以后，情况就完全不同了。

二、大气臭氧层减薄状况

1. 臭氧衰减的发现

Lovelock 1970 年首先探测到空气中氯氟烃的存在，氟利昂的体积分数约为 6×10^{-11} 。他发现伦敦周围地区上空存在氟利昂是不足为奇的，因为这一地区都在大量使用氟利昂，但令他奇怪的是在没有工业污染的北大西洋上空居然也有氟利昂。1971 年 Lovelock 进一步的研究发现，整个大西洋上空的空气样品中均有氟利昂存在，因此他认为氟利昂是随空气的大规模运动而传播的，但当时他并不认为氟利昂对环境有什么影响。

大气科学家 Rowland 1972 年得知 Lovelock 的工作以后 希望搞清楚排放到大气中的氯氟烃类化合物的最终去向,他与加州大学的 Molina 合作,发现氯氟烃类化合物在受到高能量的紫外线照射以后将产生氯原子和自由基,而氯原子能够连续破坏臭氧分子。Stolarski 和 Cicerone 也发现了相同的连续反应。同样从 1970 年开始,Crutzen 和 Johnston 研究了氮氧化物与臭氧的反应,他们注意到,高空中飞机排放的氮氧化物,也会减少平流层中的臭氧。在此之前,关于超音速飞机和其他高速飞机的排放物是否会影响环境的研究,已经证明氮氧化物对臭氧的减少同样负有责任。1995 年 瑞典皇家科学院授予 Rowland、Molina 和 Crutzen 诺贝尔化学奖,以表彰他们在解释影响臭氧含量的化学反应机理时所取得的卓越成就。他们三位的工作,对全球环境的保护极具意义。

Rowland 和 Molina 1974 年预言,如果工业生产中的氯氟烃继续排放到大气中,每年平流层中的臭氧将减少 7% ~ 13%。事实证明,臭氧的问题远比 Rowland 和 Molina 想象的还要严重。南极上空的臭氧含量,春季比冬季高 35%。自 70 年代以来 这个规律基本没有变化。但是 到了 1978 年和 1979 年 英国科学家发现了一些异常情况。在南半球春季开始的 10 月,测出的臭氧含量比过去 20 年的平均数低。此后的几年里,10 月的臭氧含量继续减少。

2.80 年代臭氧层的变化

1984 年 Farman 领导的一个英国科研小组发现,南半球处于春季时 南极洲上空的臭氧浓度比 60 年代减少了 40%。Nimbus-7 卫星很快证实了这一结果,这个臭氧空洞的面积足有美国领土那么大 这除了引起人们的恐慌外 也引起了人们对臭氧空洞的更大的关注,同时也使臭氧洞成为家喻户晓的词汇。

南极上空 1987 年春季臭氧的减弱(臭氧层空洞)比以前严重,持续时间也比以前长。高度在 14 ~ 18km 之间臭氧浓度被破坏 有时高达 95% 臭氧的总通量减少到 1975 年厚度的 40%。自 1979 年以来 从南纬 60. 向极地方向 每年大约有 5% 的臭氧减少。这

可能与春季南极臭氧减弱有关在没有其它条件变化情况下，南极臭氧层空洞将每年出现，直到平流层中臭氧含量相当于 70 年代中期水平。即使再没有新的人造氯氟烃化合物等排入大气层，这一过程也将保持数年。图 2-1 是在南极 Halley 湾英国南极勘探站观察到的十月份臭氧平均通量，该观察始于 20 世纪 50 年代，1970 年代以前臭氧量大约是 310DU，可以看出臭氧量迅速下降的趋势 而且 1987 年该地上空的臭氧量低于以往的任何观测结果。

在北极地区上空也发现了与南极上空相类似的氯化学反应 虽然也在北极观察到了某些臭氧减少，但还没有南极上空那么严重。1989 年初，英国、美国和瑞典三国科学家联合在北极展开大规模的研究工作，证明北极上空臭氧层破坏相当严重，但是还没有形成空洞。

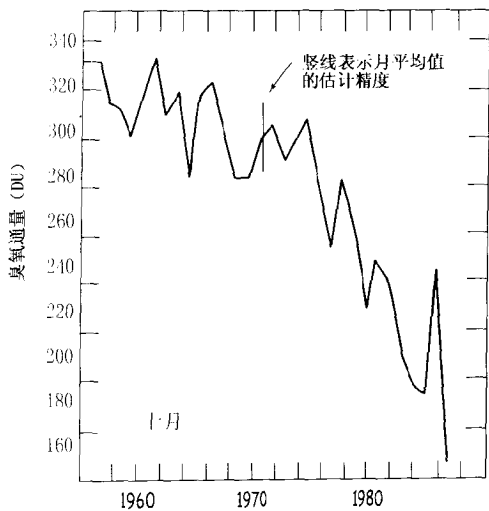


图 2-1 南极哈利湾的臭氧趋势 (曹凤中,1989)

Fig 2-1 Ozone trend of Halley Bay in Antarctic

世界卫生组织臭氧趋势小组已对全球臭氧数据重新进行了分析 在 北 纬 30°~60°之间的地面测量结果指出，在对太阳周期和

其它循环的影响修正之后 臭氧在 1969—1986 年之间的年平均通量减少为 1.7% ~ 3%。在这些纬度中 北纬 53° ~ 64° 之间冬季的减弱最为严重, 约达 7%。这些测量到的结果比模型计算结果要大好几倍。由臭氧趋势小组 Ozone Trends Panel 分析的结果还表明 平流层臭氧的破坏已在全球范围内发生 在 1979—1986 年间, 在高度为 34 ~ 44km 之间的臭氧减弱达 6% ~ 9% 模型计算与此结果大体一致。

3. 近期臭氧层变化

近期观测到的大气臭氧变化已在 WMO 的报告中描述 这里仅作简单的综述。柱臭氧总量的测量主要是用光学方法从地基和卫星仪器得到的。而臭氧浓度垂直廓线则由气球探测仪器得到。根据大量的观测数据可获得臭氧的地理和季节分布。

除热带以外, 在全球所有纬度都已发现臭氧总量有统计上显著的负变化趋势, 热带地区的地基观测没发现这种变化。最近几年的 Dobson 数据显示出比这种长期变化更大的负趋势, 这表明最近几年臭氧有较大的减少。特别是 1992 年和 1993 年臭氧呈现出很大的负相异常值 这是北半球中纬度地区有史以来的最低值 可能与皮纳图博火山喷发有关。1994 年初 臭氧总量已基本恢复到皮纳图博火山喷发前的变化趋势。70 年代后期首次发现的南极春季臭氧耗损已成为连续出现的年度事件 (1993 年 9 月底、10 月初在南极观测到创记录的 O_3 最低值 第一次小于 100DU)。1992 年和 1993 年的臭氧洞似乎比过去出现的时间早 而且面积大。

Madronich 等人总结了几年前的形势 (Madronich 等, 1995)。按照欧洲臭氧层研究协调机构计测 自 20 世纪 70 年代以来所观测到的长期保护性臭氧层消耗率约为每年 0.6%。这是个对欧洲全年的平均值。在瑞典南半部, 过去十年确立了一个稍高的消耗趋势 (年平均 0.8%)。皮纳图博火山的喷发对这个趋势具有一定的作用 由于保护臭氧层措施的采纳 (蒙特利尔议定书及以后的修正案), Bjorn 等 (1998) 预期臭氧层将不会继续以这一速率消耗下去。

臭氧层的变化趋势在一年中的不同时间是不同的, 不仅伴随纬度而且伴随经度的变化而变化。在加拿大的多伦多 (43.5°N, 79.2°W) 和雷索鲁特 (74.4°N, 94.5°W), 自 1960 年开始进行了臭氧层变化趋势的连续测定 (基于地面测量), 发现从那时到 1995 年, 多伦多地区的臭氧衰减速率为每 10 年 2.8%, 而在雷索鲁特地区臭氧衰减速率则达到每 10 年 5.7%。在北极圈相同纬度条件下, 西经 140° 的阿拉斯加臭氧层损耗速率约为每 10 年 5% 而在西经 50° 的格陵兰为 2.8% 在东经 10° 的斯堪的纳维亚地区, 臭氧损耗速度达到 8.1%。在北欧上空的臭氧层消耗趋势 (年平均臭氧柱) 比相同纬度上的全球平均值要陡得多 (Bjom 等, 1998)。

臭氧层的最高消耗常常发生在春季 (1~4 月) 在加拿大的北极地区 在 1997 年春季臭氧损失达到 45%。由于 1996 年春季的低温, 该时北极地区的损失更大。在 1996 年 1 月 20 日~4 月 9 日计算同温层中一层的损失达到约 64% (Rex 等, 1997)。北极的臭氧化学毁坏可能比南极损失要大, 但是由于存在与南极不同的动力因子, 其损失得到部分补偿 (Muller 等, 1997)。

在全球范围内的观测表明, 近 10 年全球平均臭氧层减少了 2%~3%, 并且这一过程还在加剧 (Crutzen, 1992)。Munakata (1993) 报导 1980 年代后期东京地区具有生物学效应的 UV-B (UV-B_{BE}) 增加了 30% 其相对应的臭氧层减薄约为 15%。我国青藏高原上空也已发现臭氧异常低值中心 (国家自然科学基金委“简报”, 1995) 王少彬等 1993 和魏顶文等 1994 报道过去 10 年间北京和昆明两地上空臭氧浓度分别降低了 5% 和 3%。近几年的观测显示中纬度地区的臭氧减少远大于大气模型的预测值 (Gleason 等, 1993), 据最新预测, 北半球中纬度地区臭氧减少的极大值在冬春季为 12%~13% 夏秋季为 6%~7% (Madronich 等, 1995)。低纬度地区虽然臭氧衰减水平低, 但由于其紫外辐射本底已非常强, 臭氧的微量减少就可以导致地表紫外辐射较大的绝对量的增加 (Caldwell 等 1995)。