

中国科学院南京地理与湖泊研究所

硕士学位论文

太湖地区太阳辐射及湖泊光学研究

姓名：张运林

申请学位级别：硕士

专业：自然地理学

指导教师：秦伯强;陈伟民

2002. 5. 1

摘 要

太湖是我国五大淡水湖之一，位于长江三角洲南缘，地处北纬 $30^{\circ}55' \sim 31^{\circ}34'$ ，东经 $119^{\circ}53' \sim 120^{\circ}36'$ ，行政区隶属于经济发达的上海、江苏、浙江两省一市。近 20 年来随着经济的快速发展，太湖地区污染日益加重，水环境日趋恶化，湖泊富营养化异常严重。鉴于上述情况，全国第四次环境保护工作会议上将太湖列入全国重点治理的“三湖三河”之一。之后上至中央，下至地市，各部门都从不同方面，不同测重点开展了太湖环境研究。本文主要研究太湖地区太阳辐射状况及水下光照情况，通过对陆面太阳辐射及湖泊水体中的光学特性和变化规律的研究，将有助于了解湖区太阳总辐射及分光辐射状况，辐射平衡，湖区初级生产力，水下能见度，水中的无机和有机物质的分布和变化，这对于掌握藻类暴发规律及湖泊富营养化防治很有意义。论文主要包括两部分内容：一是陆地及水面上太阳辐射状况，二是太湖水体光学特性、变化规律及与悬浮质、叶绿素的关系。

1. 陆地及水面上太阳辐射状况

利用 1961-2000 年共计 40 年的历史资料，推导出太湖无锡地区太阳总辐射的气候学计算公式，阐述了近 40 年来太湖无锡地区太阳总辐射的变化特征及其变化原因。然后应用太湖湖泊生态系统研究站的太阳辐射观测资料分析各分光辐射的变化特征及原因，为了比较陆地及水面的反射率以及计算辐射平衡值，阐述了太湖地区地表反射的变化特征及形成原因，最后完成了太湖地区辐射平衡的计算和分析。

2. 太湖水体光学特性、变化规律及与悬浮质、叶绿素的关系

基于 2001-2002 年全湖不同湖区周年观测及太湖站栈桥边和梅梁湾的定点连续观测资料，探讨了水下辐照度的周日变化规律、垂直分布特征、频谱分布变化及辐照度比的日变化特征，并阐述了其形成原因；分析了太湖水体光学衰减系数的区域分布，季节变化，垂直分布及日变化特征，并阐述了其变化原因，建立了太湖水体光学衰减系数与无机、有机颗粒及叶绿素的相关关系。同时还就太湖水体透明度的区域分布、季节变化以及与光学衰减系数等的相互关系进行研究。

关键词： 总辐射 光合有效辐射 辐射平衡 辐照度 光学衰减系数

Study on the Solar Radiation and Lake Optics over Taihu Region

Zhang Yunlin(physical geography)

Directed by Qin Boqiang Chen Weimin

Lake Taihu is one of the largest fresh water lakes in China, which is situated the southern edge of Changjiang River estuary, from $30^{\circ}55'$ to $31^{\circ}34'$ N and $119^{\circ}53'$ to $120^{\circ}36'$ E. Taihu Lake Basin extends to Shanghai City, Jiangsu province and Zhejiang province where is the fastest developed economic areas in China. Water pollution, water environment and eutrophication has been more aggravating within recent twenties years followed by the quick economic development. Lake Taihu was figured in three lakes and three rivers that are emphatically governed in the fourth environment protection conference all over the country. Hence, Lake Taihu is studied on the different aspects and emphases from center government to local governments. This research concentrated the studies the solar radiation condition and irradiance under water in Lake Taihu. The studies of solar radiation on land and optical characteristics, variation regularity of lake water will contribute to comprehension of the solar global radiation, radiation balance over Lake Taihu region, primary production and the distribution and variation of inorganic and organic matter. The paper includes two parts: the radiation condition on land, optical characteristics, variation regularity of lake water and relation to beam attenuation, total suspension matter, Chlorophyll a concentration. The main results are as follows:

1 The radiation condition on land

Based on 40 years history data from 1961 to 2000, the climatological calculation formula was brought forward to the variation characteristics and causes of global radiation were discussed. The variation characteristics and causes of solar ultraviolet radiation, photosynthetically active radiation, surface effective radiation and surface albedo were analyzed. At last, radiation balance was calculated based on forwarding analyzed data.

2 Optical characteristics, variation regularity of lake water and relation to beam attenuation, total suspension matter, Chlorophyll a concentration

Through the analysis of optical parameter data obtained from the yearly and point-to-point observation of main optical parameters and affecting factors in whole lake, the daily variation regularity of irradiance, the feature of vertical distribution, the variation of spectral distribution and the daily variation feature of irradiance ratio were obtained and the causes were explained. The spatial distribution、season variation、vertical distribution、daily variation and variation causes of beam attenuation were analyzed. At last, the relation between beam attenuation and total suspension matter、Chlorophyll a concentration was calculated.

Key word: global radiation photosynthetically active radiation radiation balance
irradiance beam attenuation

表 录

- 表 2-1 天文辐射、实际总辐射日总量日照百分率每月多年平均值
- 表 2-2 经验系数 a , b 每月多年平均值
- 表 2-3 无锡站经验系数 a , b 每月多年平均值
- 表 2-4 太阳总辐射计算值、实测值及相对误差
- 表 2-5 太湖地区紫外辐射 (UV) 和总辐射 (Q) 月平均日总量及其比值
- 表 2-6 7 月份总云量观测值和紫外辐射日累计值
- 表 2-7 1998 年 1~12 月太阳紫外辐射的最大瞬时值, 最大时累值和最大日累值
- 表 2-8 太湖地区光合有效辐射 (PAR)、总辐射 (Q) 的月平均日总量, 它们间的比值 η_0 , 总云量及降水量
- 表 2-9 太湖地区晴天和阴天条件下 PAR 在总辐射中所占的比例
- 表 2-10 1998 年 1-12 月光合有效辐射的最大瞬时值, 最大时累值和最大日累值
- 表 2-11 光合有效辐射观测值和计算值的对比
- 表 2-12 1998 年晴天和实际云天条件下各月有效辐射
- 表 2-13 太湖地区反射辐射 (E_r) 和总辐射 (Q) 月平均日总量及地面反射率 (A)
- 表 2-14 典型晴、雨日总辐射、反射辐射及地面反射率全天各时刻观测值
- 表 2-15 1998 年 7 月 16 日地表反射率随太阳高度角的变化
- 表 2-16 主要下垫面类型的地表反射率
- 表 2-17 1998 年各月总辐射、反射辐射、有效辐射及辐射平衡值

- 表 3-1 各测点的位置及所属湖区
- 表 3-2 平静湖面的直接反射率与入射角关系
- 表 3-3 1998 年 7 月 25 号 2 号点湖面反射率
- 表 3-4 纯水的吸收系数
- 表 3-5 纯水的理论散射函数
- 表 3-6 不同季节晴朗天气条件下 11:00 左右水面及水下 20 厘米处的辐照度
- 表 3-7 7 月 22 日每次测量不同水层的光衰减系数
- 表 3-8 7.22 日 11 点各水层不同波长的衰减系数
- 表 3-9 7.21 日湖表面不同时刻向上向下辐照度及其辐照度比
- 表 3-10 8.16-17 号测定的不同点表层水 (0-50cm) 的光学衰减系数、悬浮质、叶绿素浓度
- 表 3-11 7.22 日不同时刻表层及深层水的光学衰减系数
- 表 3-12 9.11 日梅梁湖定点观测所测得的不同深度处的向下辐照度
- 表 3-13 变量输入输出表
- 表 3-14 模型综述表
- 表 3-15 方差分析表
- 表 3-16 系数分析表
- 表 3-17 各测点资料的详细情况
- 表 3-18 不同湖区各年透明度年均值
- 表 3-19 1993-2001 年不同湖区各季透明度

图 录

- 图 1-1 研究框架图
- 图 2-1 太湖站气象观测场
- 图 2-2 太湖无锡地区年平均日总量计算值多年变化(1961-2000)
- 图 2-3 近 40 年来太湖无锡地区总辐射及总云量变化曲线
- 图 2-4 太湖无锡地区 1961-2000 年总云量、低云量距平值变化曲线
- 图 2-5 实际总辐射与天文辐射年内变化曲线
- 图 2-6 实际总辐射与总云量年内变化曲线
- 图 2-7 太阳总辐射的月平均日总量变化曲线
- 图 2-8 紫外辐射的月平均日总量变化曲线
- 图 2-9 晴天典型日紫外辐射的日变化曲线
- 图 2-10 晴天紫外辐射在总辐射中所占比例的日变化曲线
- 图 2-11 太阳紫外辐射的月平均日总量占总辐射的月平均日总量的比例的变化
- 图 2-12 太阳紫外辐射的日累计极值的变化曲线
- 图 2-13 太阳总辐射和 PAR 月平总量变化曲线
- 图 2-14 夏季典型晴天和阴天日 PAR 以及太阳总辐射的日变化曲线
- 图 2-15 晴天 PAR 在总辐射中所占日比例的日变化曲线
- 图 2-16 太湖地区 PAR 系数的年内变化曲线
- 图 2-17 每月 PAR 的日累计极值的变化曲线
- 图 2-18 太湖地区 7 月份 PAR 日总量与总云量、低云量关系图
- 图 2-19 2001 年 7 月份不同天气条件下的有效辐射周日变化曲线
- 图 2-20 太湖地区太阳总辐射和反射辐射月平均日总量变化曲线
- 图 2-21 太湖地区地面反射率年内变化曲线
- 图 2-22 冬、夏季典型晴天和雨天日地面反射率的日变化
- 图 2-23 地面反射率与降水量逐月演变曲线
- 图 2-24 3、6 月份雨季地面反射率与降雨量逐日演变曲线
- 图 2-25 晴阴天条件下的辐射平衡日变化曲线
- 图 2-26 不同总云量和低云量情况下的辐射平衡日变化曲线

- 图 3-1 监测点分布图
- 图 3-2 无机和有机颗粒测定的实验流程
- 图 3-3 纯水的吸收曲线
- 图 3-4 叶绿素及浮游藻类的吸收曲线
- 图 3-5 7 月 21-7 月 23 日大气及不同深度水层的标量辐照度随时间的变化
- 图 3-6 7.21-7.23 日大气及不同深度水层的向下辐照度随时间的变化
- 图 3-7 不同时刻标量辐照度随水深的变化曲线
- 图 3-8 7.22 9:00-15:00 四个时刻标量辐照度与深度指数回归曲线
- 图 3-9 7 月 22 号 11 时大气及不同水层标量辐照度随波长的变化曲线
- 图 3-10 光学衰减系数变化的几种类型
- 图 3-11 衰减系数随波长的变化
- 图 3-13 衰减系数与悬浮物的相关图
- 图 3-14 衰减系数与叶绿素 a 的相关图
- 图 3-15 1983 年年平均风速分布(m/s)
- 图 3-16 悬浮物与透明度的关系图
- 图 3-17 悬浮物与透明度的拟合效果图
- 图 3-18 透明度与叶绿素 a 的关系图

第一章 绪 论

1 研究意义

太阳辐射能是地—气系统的主要能源，是影响气候的主要因素。大气和地面接收到的太阳辐射能对大气的加热、大气对流、地面的热状况及生物的生长、人类的各项活动、太阳能的利用等都有巨大的影响，同时它也是水体初级生产者、湖泊水体蓄热量的主要能量来源，其大小、变化将直接影响到湖泊水体生态系统的结构、功能和演变。通过对太湖湖泊富营养化众多的影响因子的相关分析后，发现太阳辐射是影响藻类生长的首要因子之一。因此研究太湖地区太阳总辐射的气候学计算及分光辐射，一方面是通过提出合适的计算方法，计算本地区太阳总辐射，各分光及分量辐射，以弥补此地区太阳辐射观测资料空缺，另一方面便于了解水气界面辐射收支、水下光照强度，为研究太湖水下光照与藻类、悬浮质的相关过程研究、太湖湖泊生态系统的演变、湖泊富营养化防治提供基础资料和方法。

而湖泊光学作为湖泊物理学研究的一个方向，早在 70 年代国外就开展了这部分研究 (Hall D O, 1977)，由于湖泊光学特性及水下光传输与光强度分布对生物生长及水体初级生产力影响很大而越来越引起国内外研究的重视 (Jonasz M, 1986; Gordan H R, 1972)。研究湖泊光学与湖泊环境、水生生物、植物生态学的相互关系已成为湖泊光学研究中极具生命力的部分，并发展了生物光学模式 (Bio-optical model) 来计算水体初级生产力 (Smith R C, 1989)。尽管国外这部分工作已开展较多，但国内却研究甚少，仅在 90 年代初，蔡启铭等在太湖开展了初步观测研究，取得部分成果 (蔡启铭, 1990; 蔡启铭, 1991; 蔡启铭, 1993)。目前国内其他湖泊基本上还没开展这方面工作。众所周知，太阳辐射是湖泊生态系统的主要能量来源，波长 400nm~700nm 的可见光 (即光合有效辐射, PAR) 是湖泊中植物进行光合作用的动力，它直接决定着湖泊中各生物的生长及湖泊初级生产力，同时光化学过程和紫外辐射深刻地影响湖泊生态系统和 C 循环。通过湖泊光学研究，可以估算湖泊初级生产力、叶绿素 a 的浓度，改变湖泊光学状况从而达到限制和防治湖泊富营养化的发展。此外随着海洋水色遥感发展的逐渐成熟，卫星水色遥感可以应用于大面积湖泊水体初级生产力、水下悬浮质的调查和估算。

2 国内外研究概况

太阳辐射的气候学计算及变化特征分析研究已较为成熟，形成了一整套理论和方法，因此论文主要就湖泊光学研究进展进行阐述，简要介绍一下湖泊光学研究的重点和难点。

2.1 参数 S 的确定

众所周知，在可见和紫外光区内，黄质对光的吸收随波长的减小而增加，黄质的吸收与波长的关系，可以用指数形式来表示 (Bricaud A, 1981)：

$$a_g(\lambda) = a_g(\lambda_0) \exp[S(\lambda_0 - \lambda)] \quad (1-1)$$

式中 a_g 是黄质吸收系数， λ 是波长， λ_0 是参照波长，一般取 440nm， S 是指数函数曲线斜率参数，与波长及黄质浓度无关，但与黄质的组成有关，其值的确定在湖泊光学中一直研究较多。由于研究方法、所用仪器、选取的波段范围不同及地区差异， S 值变化较大。Jerlov (Jerlov N G, 1968) 最早提出海水中 S 值取 $15 \mu\text{m}^{-1}$ ，之后 Bricaud (Bricaud A, 1981) 发现 S 值在 $10 \mu\text{m}^{-1}$ 到 $20 \mu\text{m}^{-1}$ 间变化，平均值为 $14 \mu\text{m}^{-1}$ ，Davies-Colley (Davis-colley R J, 1983) 曾对黄质浓度相差甚大的 12 个内陆淡水湖泊进行研究，发现其变化不大，平均值为 $18.7 \mu\text{m}^{-1}$ 。呈现出内陆淡水湖泊中 S 值比海洋中略高。当前， S 值主要通过两种方法求得，要么基于吸收测量得到，要么通过向下辐照度衰减系数计算求得：

$$K_d(\lambda) = K_d(\lambda_0) \exp[S(\lambda_0 - \lambda)] \quad (1-2)$$

Morris (Morris, 1995) 和 Laurion (Laurion, 1997) 分别利用上式来求算加拿大和美国湖泊的 S 值。Markager (Markager W, 2000) 认为由于颗粒物质的散射，衰减系数在蓝绿波段达最小值，但并不等于零，因此上式需要加入背景散射项 K_{back} ：

$$K_d(\lambda) = K_d(\lambda_0) \exp[S(\lambda_0 - \lambda)] + K_{back} \quad (1-3)$$

通过上式对大量数据进行计算得到淡水湖泊中的 S 值在 $10-25 \mu\text{m}^{-1}$ 之间，平均值为 $17.7 \pm 0.8 \mu\text{m}^{-1}$ ，海水中值在 11 到 $17.2 \mu\text{m}^{-1}$ 间变化，平均值为 $14.1 \pm 0.4 \mu\text{m}^{-1}$ 。

2.2 光的生态效应

在湖泊生态系统中，光是一个复杂的生态因子，具有多方面的生态功能，直接或间接地影响系统内生物的生长、发育和存活。光的生态效应主要表现在以下三个方面，即：光照强度的生态效应，光周期的生态效应及光谱成分的生态效应。当前光的生态效应研究还处于对具体生物影响的描述研究，尚不能从细胞和分子水平来解释光的作用机理，属于资料积累阶段。随着研究的进一步深入，必将从个体的描述水平走向复杂机理的探讨。另外，光的生态效应在研究湖泊水产养殖中还有其实际价值，通过改变湖泊水体的光照条件可以达到提高产量的目的。

2.3 紫外辐射 (UV-B) 对湖泊生态系统的影响

许多研究表明 (Farman J C., 1985; Tevini M, 1993; Kerr J B, 1993)，由于臭氧层的破坏、空洞，臭氧吸收紫外辐射能力的减弱，致使到达地表面的有害 UV-B (波长在 280-320) 辐射显著增强。尽管 UV-B 辐射在太阳总辐射中仅占很小一部分，但由于太阳紫外辐射的高穿透力，如 UV-B 波段对海水的穿透率至少可达 30m，甚至在水下 60-70 m 还有生物效应 (Smith R C, 1992) (紫外辐射穿透的深度与溶解性有机碳 (DOC) 浓度成负相关，在 DOC 浓度相同的情况下，其穿透深度一般在海水中大于淡水)，再加上生物有机体对 UV-B 辐射的高度敏感性，其增加对湖泊生态系统的组成、结构和变化影响深刻，而这种生态变化最终必将影响全球气候变化。因此研究 UV-B 辐射的湖泊生态效应已成为湖泊光学又一研究重点。Williamson (Williamson C E, 1995), Laurion (Laurion I, 2000) 等研究发现，UV-B 辐射对湖泊生态系统的影响复杂，并不仅仅局限于抑制浮游植物生长，降低湖泊初级生产力。由于湖泊中生物个体、种群及物种各自对 UV-B 辐射敏感性不同，具有不同的生物波段效应，因此 UV-B 辐射的增加必将导致湖泊生态系统组成、结构都会发生变化。此外，除了对生物个体造成直接损害，破坏湖泊生态系统食物链之外，由于强的 UV-B 辐射，紫外辐射与光合有效辐射的比值增大，这将降低全球水体中 C 的固定，导致大气中 CO₂ 增多，加速全球温室效益趋势。

2.4 光化学过程 (Photochemical Processes)

研究光对湖泊中溶解性有机质的光化学过程和化学效应，进而研究光的生

物效应，也是湖泊光学研究的重点。光化学降解可把溶解性有机物转化为无机物形式（如无机碳、一氧化碳等）或低分子量的碳水化合物，这种降解本身就导致溶解性有机物对光的吸收，但这种光化学降解不仅取决于溶解性有机质的自身特征，还有赖于水中溶解的无机物质。光化学降解所产生的溶解性无机碳产量与高浓度的铁及紫外辐射的高吸收系数成正相关，而与水中的酸度、碱度、电导率及 Chla 成负相关，因此贫营养湖泊比富营养化湖泊更易发生光化学作用（Stefan Bertilsson, 2000）。同时，伴随着光化学过程，湖水的颜色将消失（即通常所称的光漂白作用），水色的改变影响水的光学特性和太阳辐射在水中的穿透力，从而改变了湖泊生态系统的光学环境，从正反两方面影响光合作用和水体初级生产力。溶解性有机物的这种光化学过程，在湖水的碳循环过程中起着重要作用。当前，国外已发展了一些定量化模式（Miller, 1995; Amon R M W, 1996; Moran M A., 1997）来研究光对溶解性有机质循环的影响，但这些模式的缺陷就在于用短期的实验数据去预言光化学过程对溶解性有机质的长期影响，有失真性。由于光化学过程对溶解性有机质的降解，就大大提高了细菌的活动能力，进一步加速了溶解性有机质的分解。另外，许多研究（Gao H, 1998; Del Castillo, 1999; Vodacek A, 1997; Mary Ann Moran, 2000）表明，溶解性有机质的光化学降解一般还会导致参数 S 的轻微改变，但不同的研究者研究结果很不一致。Gao（Gao H, 1998）和 Del Castillo（Del Castillo, 1999）研究得出 S 值减小，而 Vodacek（Vodacek A, 1997）和 Mary（Mary Ann Moran, 2000）的研究恰好相反。

2.5 生物—光学模式（Bio-Optical Model）

研究光与初级生产力之间的关系，目前已成为湖泊光学、水科学以及生物科学研究中的前沿课题，它将有助于了解湖泊水体的 PAR 及水体初级生产力分布，湖泊富营养化的控制和防治。国外已提出多种生物—光学模式(Bio-Optical model)（Kiefer D A, 1983; Smith R C , 1989; Sathyendranath S, 1989; Kirk J T O, 1994），并成功地用于计算水体的初级生产力，其中比较有代表性的模式是由 Smith（Smith R C , 1989）提出来的，水深 Z 处浮游植物的生产力 $P(Z)$ ：

$$P(Z) = \varphi(Z) \times 12000 Q_{phar}(Z) \quad (1-4)$$

$$Q_{phar}(Z) = \int_{400nm}^{700nm} Q(\lambda, Z) \left[\sum_{i=1}^n a_i(\lambda) C_i(Z) \right] d\lambda \quad (1-5)$$

式中 $\varphi(Z)$ 称为量子产率，它表示藻类吸收单位光量子 (1 Einst) 能固定的碳量 (摩尔碳)； $Q_{phar}(Z)$ 是藻类吸收的光合辐射量 (μ Einst \cdot m⁻² s⁻¹)， $Q(\lambda, Z)$ 是辐谱量子光照， $a_i(\lambda)$ 是第 i 种色素的比吸收系数， $C_i(Z)$ 为该种色素浓度。除了计算湖泊初级生产力之外，还可以求算水柱的光利用效率。

国内也曾开展过部分这类工作，俞宏 (俞宏, 1998) 曾用下述模式计算太湖水体初级生产力，并且结果能较好地反映水中悬浮质、黄质和叶绿素 a 的影响过程。

$$P_v(z) = B(z) \cdot \left[P_{max} f(I_b, \beta, I) \tanh\left(\frac{I}{I_k}\right) + r_b \right] \quad (1-6)$$

$$P_A = \int_0^{Z_{max}} P_v(z) dz \quad (1-7)$$

式中 $P_v(z)$ 表示单位水体的初级生产力 (mgOm⁻³h⁻¹)， $B(z)$ 表示水深 z 处水体中叶绿素 a 的含量 (mg \cdot m⁻³)， P_{max} 为最大初级生产力， I 为实际光强， I_k 为光饱和强度， I_b 是光抑制强度， β 是光抑制指数， h 为纵轴截距， r_b 为修正量， P_A 为水柱初级生产力 (mgCm⁻³h⁻¹)， Z_{max} 为最大水深。

另外，据蔡启铭 (蔡启铭, 1993) 利用生物-光学模式计算太湖初级生产力，发现太湖的初级生产力主要来自 0.8m 深度以上水层的贡献，1m 以下水层的初级生产力很小。冬、夏季初级生产力相差很大，这不仅是因为夏季光照强，进入湖水的辐射能比冬季多，而且冬、夏季湖水中光的频谱分布也不一样。

2.6 叶绿素浓度的计算

光反射与叶绿素 a 浓度之间存在关系，由反射率来计算叶绿素 a 浓度曾有很多人做过。当前在海洋光学研究中，叶绿素浓度的测算主要采用比值法和荧光法来计算 (吴培中, 1994; 李国胜, 1998)。

(1) 比值法

$$C_r = f\left(\frac{L_{\lambda_i}}{L_{\lambda_j}}\right)K_1 - K_2 \quad (1-8)$$

式中, C_r 为叶绿素相对浓度, $L_{\lambda_i}/L_{\lambda_j}$ 为对应 i 、 j 波长处离水反射辐射的比, f 为某种函数, K_1 , K_2 为系数, 式中各参量由遥感数据回归分析得到。

(2) 荧光法

荧光法就是指利用荧光的高度与叶绿素浓度的相关性建立起来的统计算法:

$$C_r = A(FLH) + B \quad (1-9)$$

式中 A , B 分别为系数, FLH 为荧光高度。

但由于内陆水体光远距离探测叶绿素 a 的复杂性, 得出来的计算式大多只适合于某一地区, 缺乏普遍性。Herman (Herman J, 1999) 在前人的基础上提出了适合内陆水体较为普遍的计算式:

$$[Chl-a] = \{R(a_w(704) + b_b) - a_w(672) - b_b^p\} / a^*(672) \quad (1-10)$$

式中 $[Chl-a]$ 表示叶绿素 a 浓度, a_w 为纯水的吸收系数, b_b 表示后向散射, p 和 $a^*(672)$ 为常数, R 为叶绿素 a 的反射率, 由下式给出:

$$R = \{a_c(672) + b_b(672)\} / \{a_c(704) + b_b(704)\} \quad (1-11)$$

此外, 根据辐射传输理论, 也可以通过反演遥感算法来计算黄色物质和悬浮颗粒, 曹文熙 (曹文熙, 1999) 曾采用基于主成分分析的反演算法计算上述量, 取得较好的精度。

2.7 湖泊初级生产力的估算

由于光照是湖泊水体中植物进行光合作用的基本动力, 因此研究湖泊光学, 可以用来计算湖泊初级生产力。当前, 国际上发展起来的生物—光学模式 (Bio-Optical model), 就是利用水体的光照分布, 辐谱光照 (光能量随波长分布) 来计算水体初级生产力, 随着水色遥感研究的日益成熟, 现在又发展起了基于表层水叶绿素浓度的初级生产力遥感算法, 李国胜等 (李国胜, 1998) 曾用下式来计算海洋初级生产力:

$$P_i = F \times C \quad (1-12)$$

式中, P_i 为海洋初级生产力; F 为常数; C 为由海洋水色遥感资料反演得到的海洋近表层叶绿素浓度。除了计算湖泊初级生产力之外, 还可以求算水柱的光利用效率。

2.8 湖泊富营养化限制因子分析及夏季藻类生长预报模型

由于工农业及城市化的迅速发展, 许多湖泊富营养化日益加剧, 在研究湖泊富营养化方面, 大多数人都是从 N、P 营养盐角度着手, 寻找藻类生长和水华暴发的限制因子。其实, 除了 N、P 营养盐之外, 光照也是藻类生长的决定因子, 夏季藻类大量繁殖生长的限制因子究竟是营养盐浓度还是光照强度及水下光谱分布, 需要进行对比实验研究。根据生物学原理, 在光照较低水平情况下, 光照的增强会促进藻类生长, 但生物有一个临界值, 一旦光强超过这个临界值, 它不但不能促进藻类生长, 反而会抑制其生长。另外, 水下光谱的频谱分布会影响和改变生物群落的组成和演替。

根据实测的光照强度、频谱分布和藻类生物量, 可以建立包括光照、营养盐、风场、流场、温度等参数在内的夏季藻类生长预报模型, 以后就可以根据各参数指标来预报藻类的生长量及水华暴发, 为科学研究、污染治理及国民经济发展提供参考。

2.9 水色遥感 (Water Color Remote Sensing)

人造卫星和遥感技术的发明, 使得我们通过可见光观察或用多光谱照相法, 能够相当详细地记载湖泊表层 20-25m (Gordon H R, 1975) 的信息, 这对于大多数湖泊而言已经足矣。太阳辐射进入湖泊水体后, 由于悬浮粒子、浮游植物和黄色物质的波长选择性吸收, 决定了太阳光的透射率, 从而最终决定了湖泊的水色。水色与湖泊中浮游植物总量的指标—叶绿素浓度, 存在着直接的关系。同时由于散射作用, 有一部分光能将返回到水面, 通过卫星遥感进行接收, 这些向上的辐射光谱中记载了水下物质的信息, 回照光的光谱特性可以用颜色比 $C(540)/L(460)$ 予以描述。这个比值对湖中叶绿素浓度、颗粒性物质和可溶性物质的波长选择效应特别敏感, 从而我们可以了解水下浮游植物、颗粒物质及可溶性物质的浓度、分布甚至组成。

水色遥感除了用来探测水下物质的组成、浓度及分布外, 它还是监测水体

污染的最有效的手段，这部分工作在海洋遥感研究中起步较早，取得一部分成果（李四海，1996；何执兼，1999；吴培中，2000），如安装在卫星上的多光谱扫描仪利用可见光/多光谱辐射传感器不仅可以监测进入海洋的陆源污染水体的迁移、扩散等动态变化，还能监测石油污染，但目前在湖泊中还未得到应用，应该成为未来湖泊水色遥感研究的重点和趋势。

3 研究思路及框架

太阳辐射是地球上一切生物进行光合作用的能量来源，对湖泊生物来说也不例外。湖泊富营养化发展的最终结果是蓝藻的大量暴发，而蓝藻的生长和繁殖都需要光能，光照太弱藻类的光合作用率很低，而光照太强也同样会抑制光合作用。因此研究大气中太阳辐射和湖水中辐照度可了解藻类的生长，同时改变水体中辐照强度和辐照度的频谱分布，可以实现限制和抑制藻类的大量暴发。本文首先分析太湖地区陆地及水面上太阳辐射状况，在此基础上观测和分析了太湖水体光学特性、水下辐照度、垂直光衰减系数分布、变化规律及与悬浮质、叶绿素的关系。研究框架见下图：

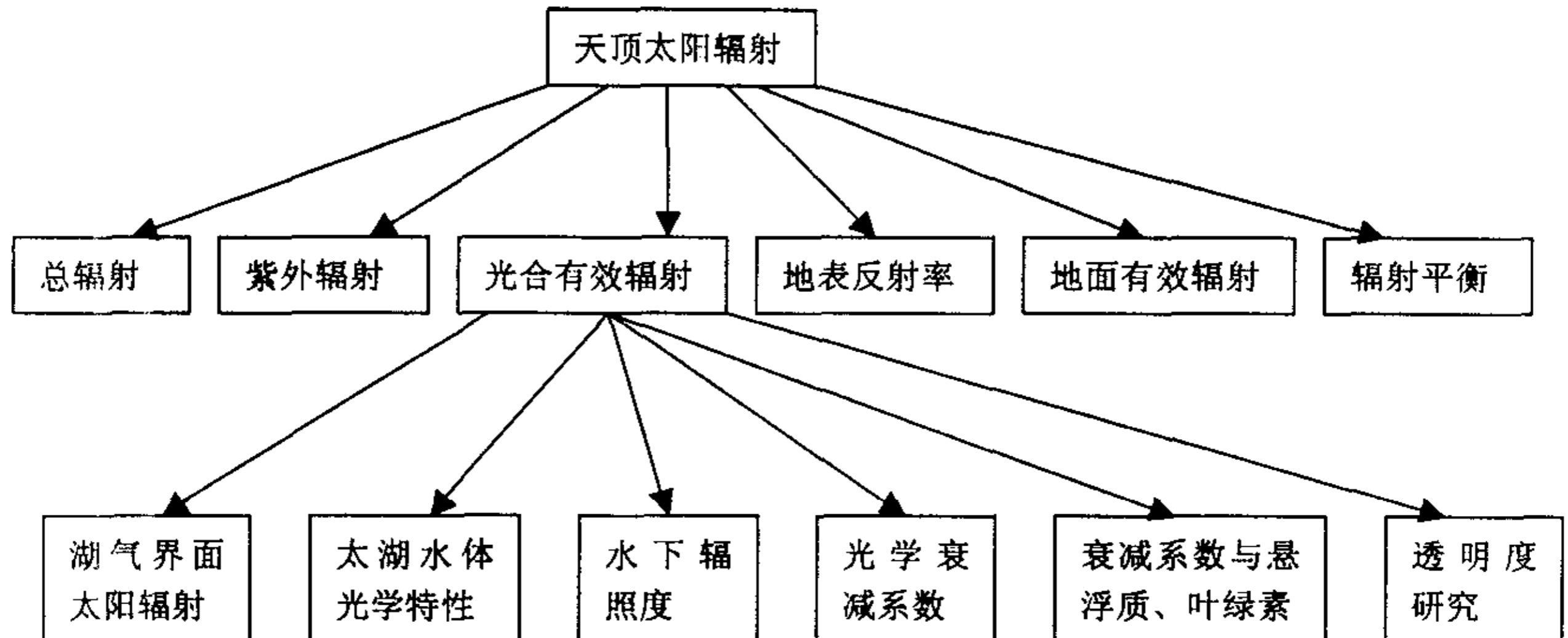


图 1-1 研究框架图

本文的基本数据主要来自三个方面，江苏省气象局近 40 年的历史资料，太湖站近年来的太阳辐射观测资料以及实地测得的辐照度、悬浮质、叶绿素、透明度等资料。

4 研究内容

论文主要包括两部分内容：一是陆地及水面上太阳辐射状况，包括总辐射、分光辐射、分量辐射及地表反射率的计算、特征及原因分析。利用上海、南京、杭州、无锡 4 站 1961-2000 年共计 40 年的历史资料，推导出太湖无锡地区太阳总辐射的气候学计算公式，阐述了近 40 年来太湖无锡地区太阳总辐射的变化特征及其变化原因。然后应用太湖湖泊生态系统研究站的太阳辐射观测资料分析了紫外辐射、光合有效辐射等各分光辐射的变化特征及原因。地面有效辐射，作为辐射平衡中一个重要量，就其气候学计算和变化特征进行分析。为了比较陆地及水面的反射率以及计算辐射平衡值，阐述了太湖地区地表反射的变化特征及形成原因。最后根据前面各辐射量，完成了太湖地区辐射平衡的计算和分析。二是太湖水体光学特性、变化规律及与悬浮质、叶绿素的关系，包括水气界面太阳辐射、水下辐照度、光学衰减系数的分布、特征及变化原因。基于 2001-2002 年全湖不同湖区周年观测及太湖站栈桥边和梅梁湾的定点连续观测资料，探讨了水下辐照度的季节变化、昼日变化规律、垂直分布特征、频谱分布变化及辐照度比的日变化特征，并阐述了其形成原因；分析了太湖水体光学衰减系数的区域分布，季节变化，垂直分布及日变化特征，并阐述了其变化原因，建立了太湖水体光学衰减系数与无机、有机颗粒及叶绿素的相关关系。同时还就太湖水体透明度的区域分布、季节变化以及与光学衰减系数、悬浮物及叶绿素 a 的相互关系进行分析，从而揭示了太湖透明度的分布特点、变化规律及主要影响因素。

第二章 陆地及水面上太阳辐射状况

第一节 研究概况

太阳辐射是地球大气运动的最主要能量来源，也是地球气候形成的重要因子，研究太阳辐射的分布变化特征、气候学计算对于揭示气候形成、了解气候资源分布、掌握气候对人类生产生活的影响有重要的理论意义和应用价值。当前太阳辐射的气候研究已经比较系统和全面，提出了一整套理论和方法，本文主要利用这些理论和方法分析太湖地区太阳辐射状况，为太阳辐射的区域分布研究以及湖泊光学研究提供基础资料。

太阳辐射资料主要来自两个方面，一是江苏省气象局近 40 年的历史资料，包括上海、杭州、南京三站 1961-2000 年总辐射、直接辐射、散射辐射、日照时数、云量以及无锡站的日照时数、云量资料。另一部分资料则来自中科院南京地理与湖泊研究所太湖湖泊生态系统研究站的气象观测资料，包括总辐射、反射辐射、净辐射、各分光辐射等辐射资料及一些常规气象观测资料。本文主要选取 1998 年周年资料进行分析。

太湖站气象观测场建于太湖湖泊站的山顶上(见图 1)，位于北纬 $30^{\circ}56'$ ，东经 $119^{\circ}54'$ ，其面积为 $16 \times 16\text{m}^2$ ，高程 17.6m(黄海基面)，周围没有遮蔽物的影响，场内布置了 AMRS-I 气象辐射自动观测系统。能够获得太阳总辐射、反射辐射、直接辐射、净辐射、紫外辐射、光合有效辐射、近红外辐射等数据。其中紫外辐射、光合有效辐射、近红外辐射观测所采用的辐射感应器为国产的



气象观测站 Meteorological Station

图 2-1 太湖站气象观测场

TBQ-4-1 分光辐射传感器，灵敏度为 $5 \sim 10\text{mV/KW}\cdot\text{m}^{-2}$ ，时间响应均为： $\leq 1\text{s}(1/e)$ ，稳定性均为： $\leq \pm 2\%$ 。数据采集器采用的是 DT-500 型智能数据采集器。分光辐

射传感器的感应辐射表头共有 3 个，感应波段范围分别为 300~3200nm，400~3200nm 和 700~3200nm。通过三个表头记录的数据以及简单的运算，即可获得太阳总辐射 Q 、紫外辐射 Q_{uv} 、近红外辐射、光合有效辐射等分光辐射资料。并且数据采集器能够自动记录各观测时刻各通道的瞬时值、小时累计值(时累)、日累计值(日累)以及最大瞬时值对应的时刻。

第二节 太湖无锡地区太阳总辐射的气候学计算及特征分析

太阳总辐射是地表辐射交换中的收入部分,对地表辐射平衡、地气能量交换以及天气气候的形成具有决定意义,而它又是地球生命活动的能量来源。研究某一地区太阳总辐射的气候学计算及分布变化特征,便于评估当地太阳能资源,为太阳能利用提供坚实的理论基础。本节首先概述了当前太阳总辐射气候学计算的主要方法及公式,在此基础上,利用上海、南京、杭州三站 1961-2000 年共 40 年的历史资料以及无锡站日照百分率资料求出近 40 年到达地面的太阳实际总辐射,并阐述了近 40 年来太湖无锡地区太阳总辐射的变化特征及其变化原因。

1 太阳总辐射气候学计算方法简述

太阳总辐射量由太阳直接辐射和太阳散射辐射量组成,即总辐射量是直接辐射与散射辐射量之和。

$$Q = S + q \quad (2-1)$$

因此太阳总辐射求算的最简单方法即由观测到的直接辐射和散射辐射求和确定。但全国日射观测站很少,大部分地区缺直接辐射和散射辐射观测资料,因此对缺观测资料的地区而言,只能采用气候学计算的方法来求算太阳总辐射。目前,被大家公认的太阳总辐射的计算公式主要基于日照和云量两项常规观测指标来计算。

1.1 基于日照的计算方法

1922 年 Ångström (翁笃鸣, 1997) 首先提出总辐射的气候学计算公式,其形式如下:

$$Q = S_0 (a + bs_1) \quad (2-2)$$

式中 Q , S_0 分别为实际和可能太阳总辐射, s_1 为同期日照百分率, a , b 为经验系数。此后,1940 年 Prescott (Peman H, 1948) 以及后来的 Penman (Iqbal M, 1983) 都提出以天文辐射 Q_0 代替可能总辐射,给出如下公式:

$$Q = Q_0 (a + bs_1) \quad (2-3)$$

随后国内的左大康（左大康，1963），翁笃鸣（翁笃鸣，1964），陆渝蓉（陆渝蓉，1976），王炳忠（王炳忠，1980）分别提出了各自的计算公式，并给出了不同地区的经验系数，在此不一一列出。

1.2 基于云量的计算方法

Kimball（翁笃鸣，1997）根据美国站点资料最先提出利用云量来计算太阳总辐射，得出另一形式的计算式：

$$Q = Q_0 [a + b(1 - n)] \quad (2-4)$$

式中 n 为平均云量。

继后 T. Г. 别尔梁德（翁笃鸣，1997）提出了利用云量计算太阳总辐射的改进式：

$$Q = Q_0 [1 - (a + bn)n] \quad (2-5)$$

而 П. П. 库兹明（翁笃鸣，1997）在考虑了云状对总辐射的影响后，提出如下计算式：

$$Q = Q_0 [1 - c_L n_L - c_{MH} (n - n_L)n] \quad (2-6)$$

式中 c_L ， c_{MH} 为经验系数， n_L ， n 为低云量和总云量。

由于利用云量计算太阳总辐射比用日照百分率求算太阳总辐射误差大，一般只用于缺日照百分率观测资料地区对太阳总辐射进行粗略估算。因此这部分工作在国内开展的较少，尚未提出成熟的计算式。

2 本文方法介绍

本文采用通用的日照百分率方法来计算太湖无锡地区的太阳总辐射，然后对计算结果进行效果验证，分析其误差情况。所用公式选取（2-3）式，这是因为翁笃鸣（翁笃鸣，1964），祝昌汉（祝昌汉，1982）曾就总辐射气候计算中的基本问题作了较全面、深入的论述，论证了采用天文辐射计算总辐射及其分量的合理性。

2.1 各分量的求解

天文辐射是指到达大气上界，未经大气衰减的太阳辐射，其大小由太阳对地球的天文位置和各地纬度决定，其计算式如下（陆渝蓉，1987）：

$$Q_{\square} = \frac{TI}{\pi\rho^2} (\omega_0 \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \sin\omega_0) \quad (2-7)$$

式中 Q_{\square} 为每天天文辐射量, T 为一天的长度 (=24 小时); I_0 为太阳常数 (=1.97cal/cm²·min); φ 为当地纬度; δ 为赤纬; ω_0 为二分之一日照时间; ρ 为日地距离。由上式可求得是每日天文辐射, 月平均值用每月 15 号的值代替, 由此可以计算出上海、南京、杭州三站 40 年每月平均天文辐射。利用下式计算天文辐射各月多年平均值。

$$Q_{jk} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_{ijk} \quad (j=1, 2, 3, \dots, M; k=1, 2, \dots, P) \quad (2-8)$$

式中 Q_{jk} 为第 k 站第 j 月天文辐射的多年平均值, Q_{ijk} 为第 k 站第 j 月第 i 年的天文辐射, n 为样本容量, M 为月数, P 为站点数。同理, 利用上海、南京、杭州三站 40 年实际观测资料, 采用上述方法可以求得各站点的实际太阳总辐射、日照百分率的各月多年平均值。

2.2 经验系数的确定

经验系数的确定采用最小二乘法

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \quad (2-9)$$

$$b = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum (x_i - \bar{x})^2} \quad (2-10)$$

式中 \bar{x} 为日照百分率 s_1 各月多年平均值, \bar{y} 为各月实际总辐射与天文辐射比值 (Q/Q_0) 的多年平均值, x_i, y_i 分别为 $s_1, Q/Q_0$ 每年各月原始序列值, 用 (2-9) 和 (2-10) 分别计算上海、南京、杭州三站各月 a, b 系数, 然后按各站地理位置内插出无锡站的 a, b 系数, 由于四站海拔高度相差不大, 因此无需进行高度订正。

3 结果与讨论

3.1 a, b 系数及公式的推导

利用 1961-2000 年共 40 年资料分别计算上海、南京、杭州三站的天文辐射、

实际总辐射、日照百分率、总云量、低云量各月多年平均值，结果见表 2-1。

表 2-1 天文辐射、实际总辐射日总量 (MJ/m²d)、
日照百分率 (%) 每月多年平均值

	月份	1	2	3	4	5	6	7
	天文辐射	20.3789	25.4764	31.3560	36.9135	40.2872	41.5828	40.9160
	实际总辐射	7.9444	9.4312	11.0201	13.8414	15.6798	14.8668	17.9970
上	日照百分率	41.10	39.01	36.03	40.02	40.84	36.47	52.26
海	月份	8	9	10	11	12	年平均	
站	天文辐射	38.2590	33.5846	27.7184	21.9799	19.0613	31.4595	
	实际总辐射	17.3038	13.3088	11.4112	9.1144	8.0038	12.4936	
	日照百分率	56.19	44.91	46.84	46.61	46.88	43.93	
	月份	1	2	3	4	5	6	7
	天文辐射	20.0167	25.1605	31.1264	36.8044	40.2877	41.6398	40.9525
	实际总辐射	7.7447	9.3359	11.3220	13.9436	16.1779	15.7462	16.8216
南	日照百分率	43.89	41.79	40.13	43.24	46.30	42.85	49.52
京	月份	8	9	10	11	12	年平均	
站	天文辐射	38.2038	33.4092	27.4394	21.6343	18.6923	31.2804	
	实际总辐射	16.6917	13.0811	11.2202	8.8413	7.7015	12.4134	
	日照百分率	55.11	45.87	48.81	48.83	49.07	46.28	
	月份	1	2	3	4	5	6	7
	天文辐射	21.0795	26.0839	31.7959	37.1145	40.2757	41.4563	40.8348
	实际总辐射	6.9000	7.9878	9.3372	12.2108	14.0950	13.4852	17.5145
杭	日照百分率	36.31	33.69	31.69	36.33	38.72	34.75	52.81
州	月份	8	9	10	11	12	年平均	
站	天文辐射	38.3554	33.9153	28.2526	22.6469	19.7762	31.7989	
	实际总辐射	16.7189	12.1356	10.3828	8.4016	7.1585	11.3607	
	日照百分率	55.22	42.25	43.73	44.29	43.32	41.09	

资料年限：1961-2000 年

用实际总辐射与天文辐射的比值跟日照百分率进行回归分析，即可计算出

各站的每月 a , b 系数, 结果见表 2-2。

表 2-2 经验系数 a , b 每月多年平均值

	月份	1	2	3	4	5	6	7
	a	0.1415	0.1408	0.1183	0.1415	0.1919	0.1879	0.1848
上	b	0.6042	0.5882	0.6470	0.5834	0.4831	0.4661	0.4881
海	月份	8	9	10	11	12	年平均	
站	a	0.1843	0.1619	0.1876	0.1509	0.1554	0.1622	
	b	0.4768	0.5219	0.4873	0.5659	0.5642	0.5397	
	月份	1	2	3	4	5	6	7
	a	0.1313	0.1123	0.0791	0.0998	0.1798	0.1139	0.1208
南	b	0.5824	0.6192	0.7093	0.6453	0.4789	0.6168	0.5856
京	月份	8	9	10	11	12	年平均	
站	a	0.0937	0.1666	0.1099	0.1497	0.1159	0.1211	
	b	0.6228	0.5340	0.6125	0.5303	0.6035	0.5951	
	月份	1	2	3	4	5	6	7
	a	0.1178	0.0985	0.0696	0.1330	0.1369	0.1218	0.1375
杭	b	0.5880	0.6302	0.7054	0.5407	0.5622	0.5891	0.5476
州	月份	8	9	10	11	12	年平均	
站	a	0.1404	0.1065	0.1603	0.1327	0.1104	0.1221	
	b	0.5457	0.6074	0.4792	0.5353	0.5993	0.5775	

上海、南京、杭州、无锡四个辐射站的地理位置分别为: $31^{\circ} 24' N$, $121^{\circ} 29' E$; $32^{\circ} 00' N$, $118^{\circ} 48' E$; $30^{\circ} 14' N$, $120^{\circ} 10' E$; $31^{\circ} 35' N$, $120^{\circ} 21' E$, 4 站大致处于同一纬度带下, 其中上海、南京、杭州三站组成一三角形, 无锡大致位于三角形中心, 离其他 3 站的距离相近, 因此其经验系数 a , b 值可用三站平均值来代替, 计算结果见表 2-3。

表 2-3: 无锡站经验系数 a , b 每月多年平均值

月份	1	2	3	4	5	6	7	
a	0.1302	0.1172	0.0890	0.1247	0.1695	0.1412	0.1477	
无	b	0.5915	0.6126	0.6873	0.5898	0.5081	0.5573	0.5405
锡	月份	8	9	10	11	12	年平均	
站	a	0.1395	0.1383	0.1526	0.1445	0.1272	0.1351	
	b	0.5484	0.5544	0.5264	0.5438	0.5890	0.5707	

由此得到太湖无锡地区太阳总辐射的气候学计算式, 公式如下:

$$Q = Q_0 (0.1351 + 0.5707s_1) \quad (2-11)$$

式中 Q 为太阳总辐射月平均日总量计算值, Q_0 为天文辐射月平均日总量, s_1 为日照百分率月平均值。

3.2 误差分析

为检验公式的精度, 文章采用太湖湖泊生态系统研究站实测资料对其计算结果进行效果检验, 结果如下:

表 2-4 太阳总辐射计算值、实测值及相对误差 (%)

月份	1	2	3	4	5	6	7
实测值(MJ/m ² d)	7.52	9.52	7.87	12.47	12.93	13.15	18.34
计算值(MJ/m ² d)	6.68	8.66	8.51	13.62	13.72	12.98	18.26
相对误差(%)	11.15	9.01	8.19	9.19	6.13	1.28	0.45
月份	8	9	10	11	12	年平均	
实测值(MJ/m ² d)	17.75	13.44	11.10	9.20	7.46	11.73	
计算值(MJ/m ² d)	16.73	12.37	9.72	7.95	6.56	11.31	
相对误差(%)	5.75	7.94	12.40	13.6	12.05	3.54	

由上表可以看出, 计算值与实测值相差很小, 相对误差大多低于 10%, 超过 10% 的月份只有 4 个月, 年平均误差仅为 3.54%, 由此可见上述太阳总辐射气候学计算公式精度较高, 用其来计算月平均总辐射日总量完全是可信的。

3.3 特征及原因分析

利用上式分别计算出 1961-2000 年太阳总辐射的年平均日总量, 多年月平均日总量, 见图 2-2, 2-3。

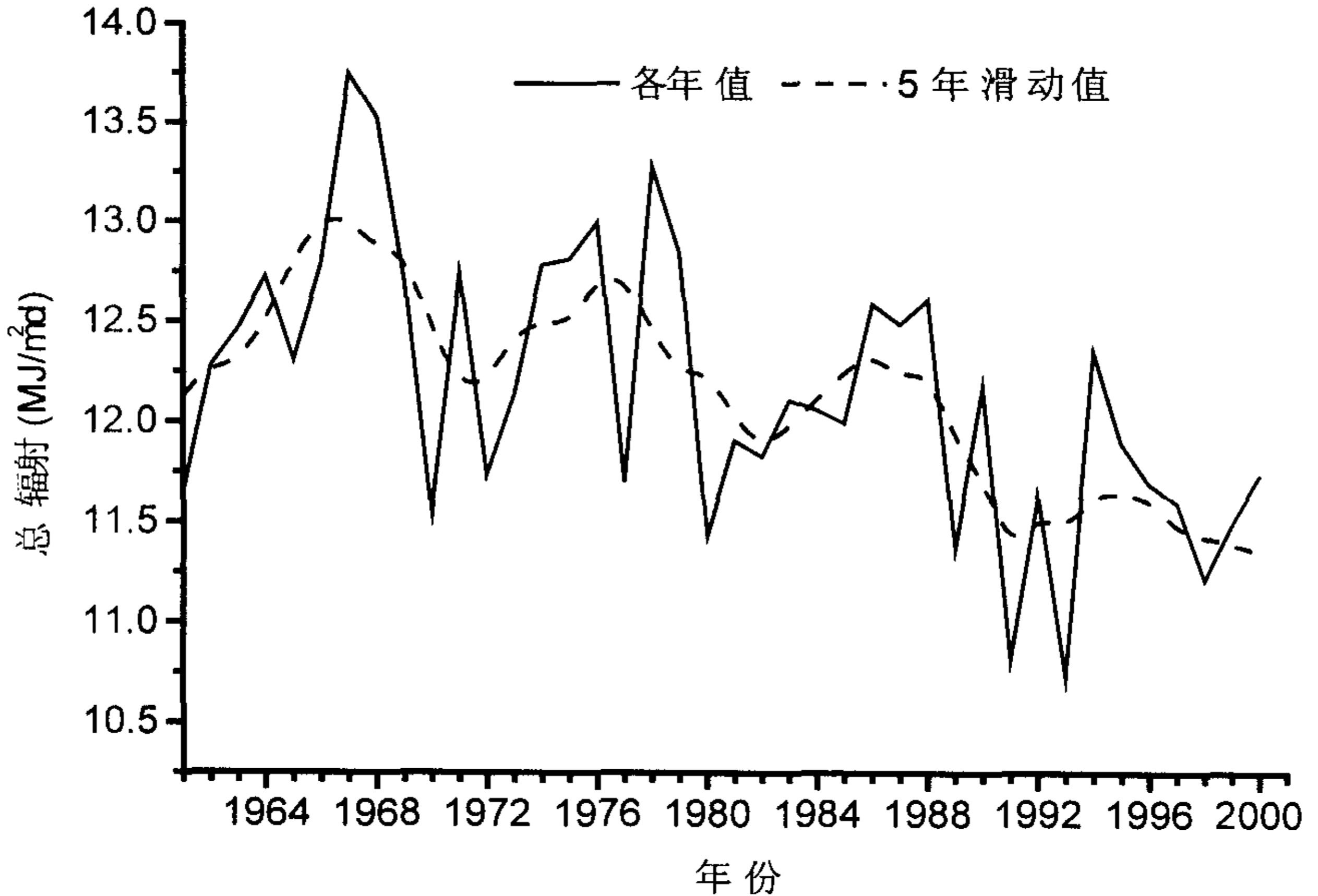


图 2-2 太湖无锡地区年平均日总量计算值多年变化(1961-2000)

从图 2-2 可以看出太湖无锡地区近 40 年来太阳总辐射的变化趋势为在波动中有所减少, 这与全国太阳总辐射的变化趋势一致 (李晓文, 1998; 张雪芬, 1999; 查良松, 1996)。计算各年年平均日总量距平均值, 发现其大致可分为三个时段, 1961-1970 年其距平均值基本为正, 为负的只有 2 年, 1971-1990 年距平均值正负交替出现, 1991-2000 年距平均值基本为负, 为正的年份仅占 10%, 从 1961 年到 2000 年每 10 年距平均值为负的年数分别 2 年, 4 年, 5 年, 9 年, 这也有力说明了太阳总辐射的减少趋势。

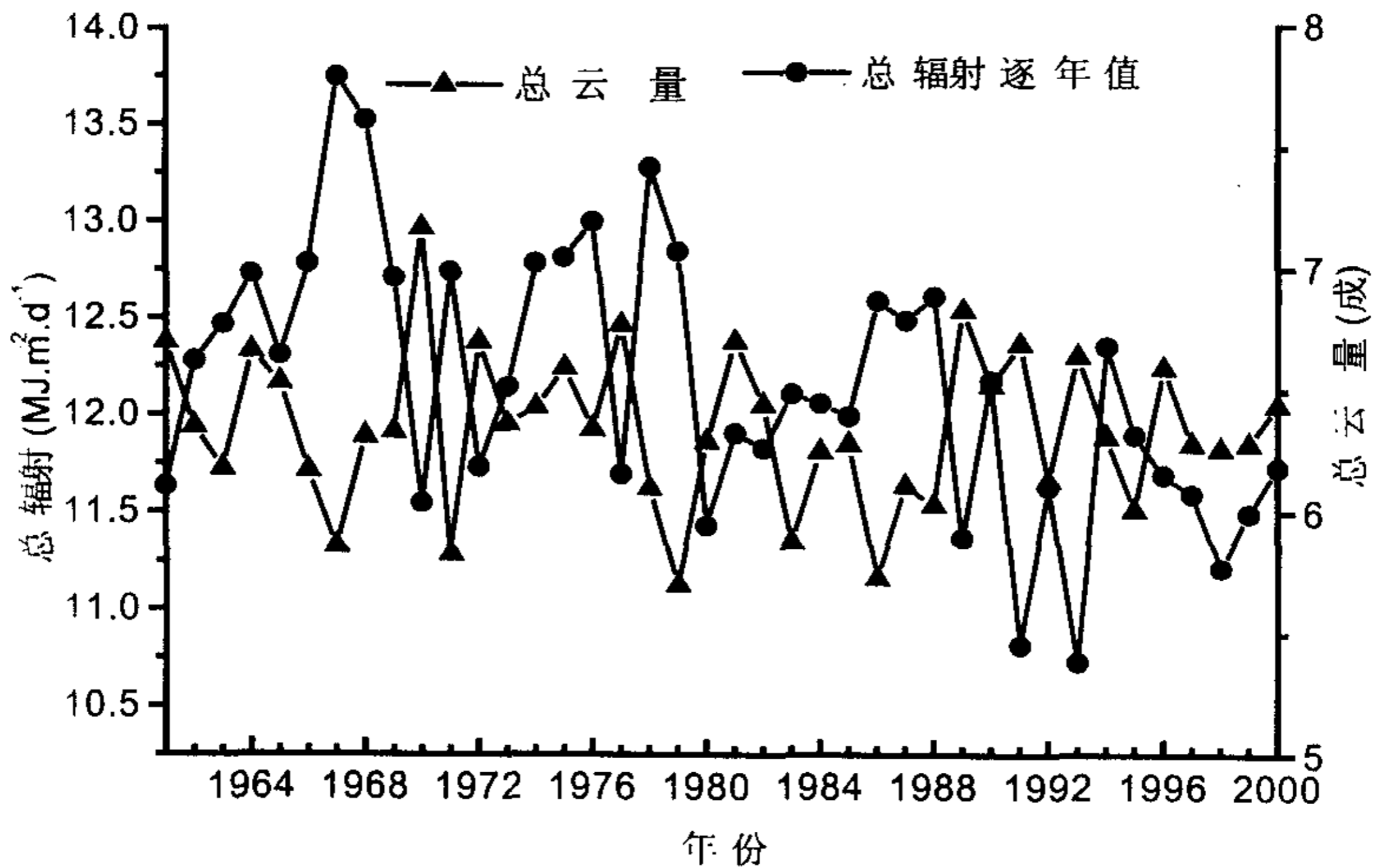


图 2-3 近 40 年来太湖无锡地区总辐射及总云量变化曲线

影响到达地面太阳辐射强弱变化的因素有很多，一般而言，决定太阳辐射逐月变化规律的主要因素是太阳的运行规律。到达大气层顶的太阳辐射随太阳的位置变化，其每月辐射量基本为定值，而进入大气层后，由于大气分子、云量、大气中水汽及悬浮物等对太阳辐射的吸收、反射、散射作用削弱了到达地面的太阳辐射程度。因此到达地面的太阳辐射并不完全遵循太阳的运行规律，而是在其基础上又叠加了外在因素的影响。在影响太阳辐射强弱变化的众多因素中，。我们可以近似假设大气成分不变，而大气中水汽与云量关系密切，因此可从云量和大气悬浮物两方面来分析总辐射减少的原因。图 2-3 为近 40 年来太湖无锡地区总辐射与总云量多年变化曲线，由图可知，到达地面的太阳总辐射大致与总云量成反比关系，一般来说，云量减少，太阳总辐射增加，反之减少。但它们之间的变化并不是完全相反，如 1979，1995 年云量较 1978，1994 年都有所减少，然而它们的实际辐射不但没增加反而跟着减少，这说明除云量外其它因素对太阳总辐射也影响较大，这其中大气悬浮质就是一个重要因子。大气悬浮物的作用与云相似，当其增多时，太阳总辐射减少，反之增加。分析近 40 年来总云量和低云量，发现其变化不大，总云量距平均值在零左右来回波动，

总云量没有明显增加,相反其低云量近 15 年来距平值都为负值(见图 2-4),说明低云量不但没增加反而减少,因此可以初步认为太阳总辐射的减少并非云量的变化引起,根据临近地区悬浮物的观测,近年来本地区大气中悬浮物浓度有明显增加(邓峰, 1991; 杭维琦, 2000; 刘文菁, 20001),另外据查良松分析(查良松, 1996),长江流域地区太阳直接、总辐射量显著减少,主要与该地区大气污染日趋严重有关,因而可以认为太阳总辐射的减少可能是由于大气中悬浮物增加所致。

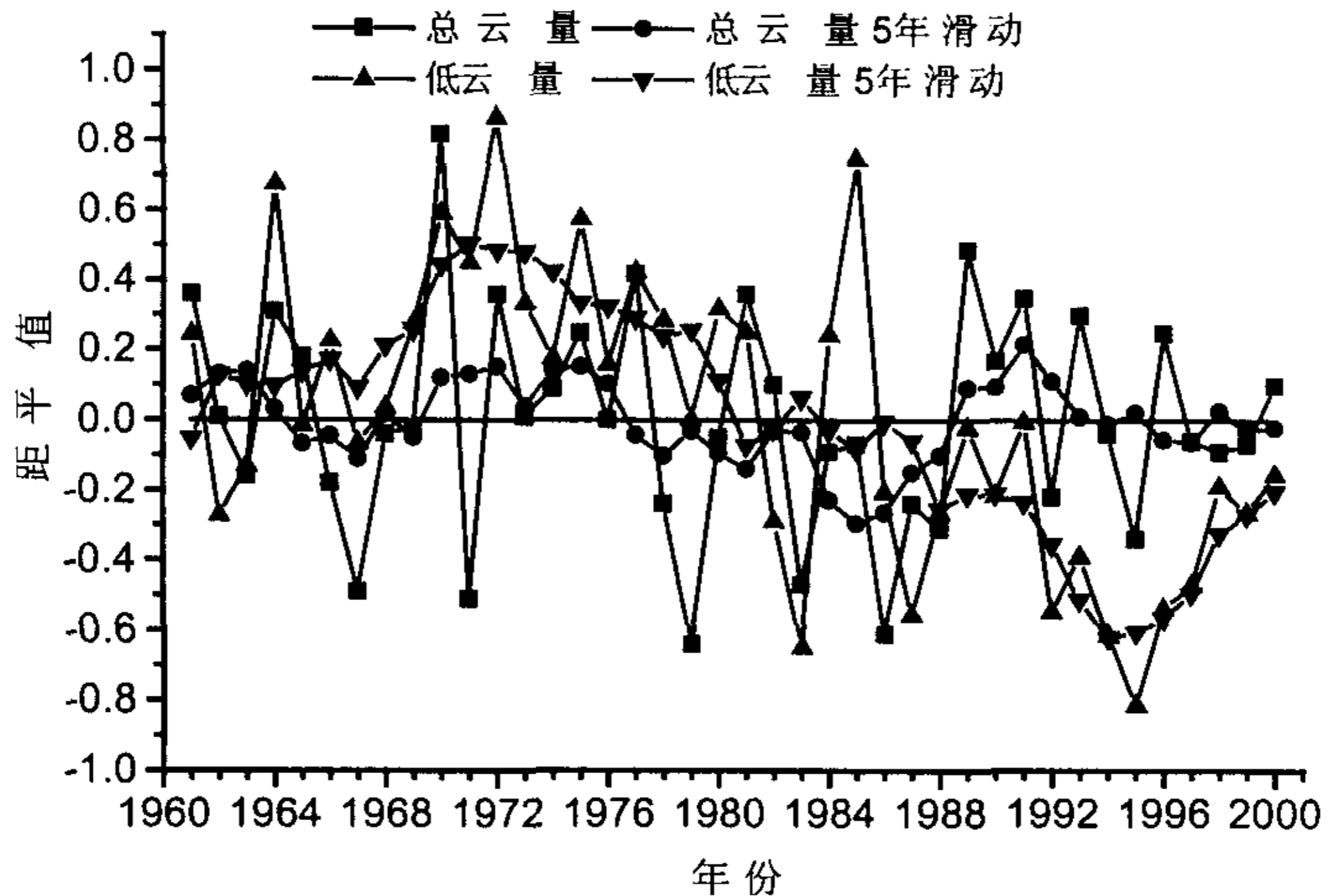


图 2-4 太湖无锡地区 1961-2000 年总云量、低云量距平值变化曲线

年内变化表现为夏季大、春秋季次之、冬季最小,其变化趋势基本上与天文辐射变化趋势相同,体现了天文辐射在实际总辐射中的主导位置。但到达地面的太阳总辐射除受天文辐射的影响外,大气层的衰减也是一重要因素,其在 5、6、7、8 月份表现尤为突出。天文辐射在 5、6、7、8 月份差异较小,到达地面的太阳实际辐射经大气层衰减后其变化趋势不再跟天文辐射相似,这反映了大气对太阳辐射的衰减作用。6 月份天文辐射达一年最大值,而实际到达地面的总辐射相对于 5、7、8 月而言却出现一相对低值,这主要是由于 6 月份无锡地区进入梅雨季节,降水较多,日照较少,云量增多所致(如图 2-6 所示,

云量在6月份达一年最大值)。总辐射一般7、8月份达一年最大值,这是由于在7、8月份无锡地区进入少雨季,降水很少,日照百分率也达到一年最大值,而此时云量也相对雨季而言有明显减少,致使到达地面的实际太阳辐射达一年最大值。

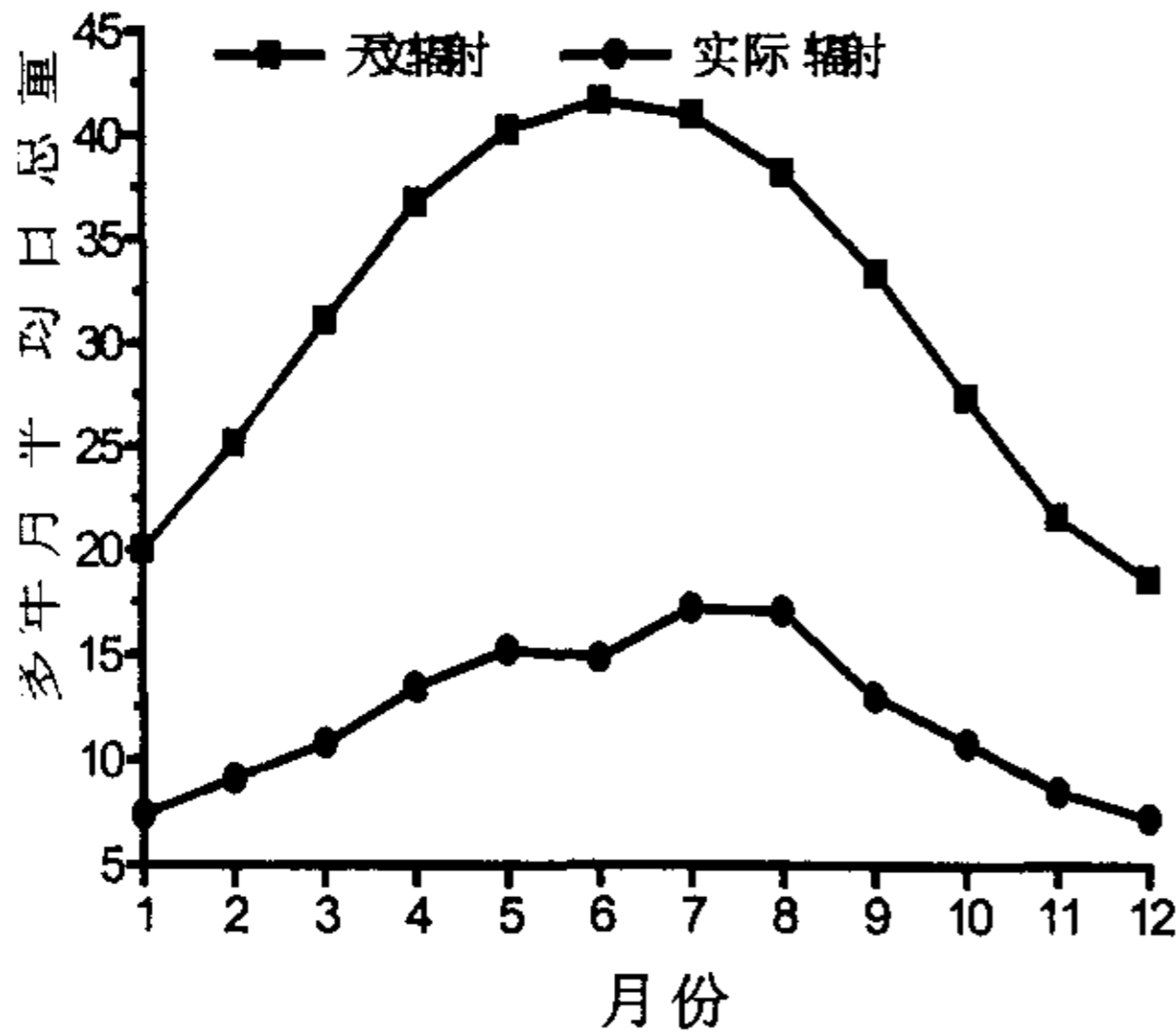


图 2-5 实际总辐射与天文辐射年内变化曲线

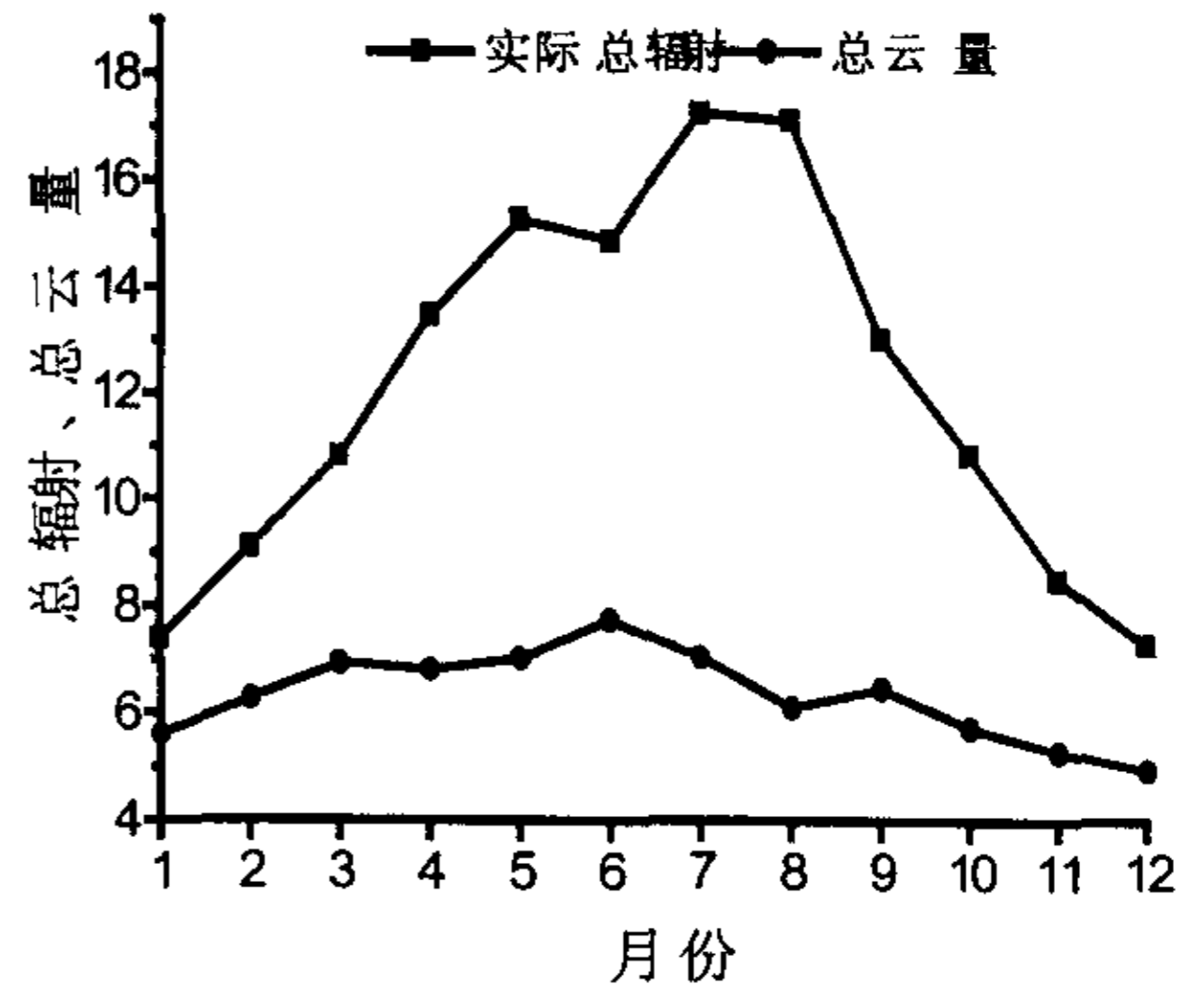


图 2-6 实际总辐射与总云量年内变化曲线

4 结论

基于无锡周边地区上海、南京、杭州太阳总辐射实测资料,推算出无锡地区太阳总辐射的气候学计算公式。再利用无锡站日照百分率实测资料计算其太阳总辐射并对其进行分析,大致可以得出以下几点结论:

(1) 利用上海、南京、杭州 40 年的实测总辐射跟日照百分率进行回归分析,得出各站 a , b 经验系数,内插出无锡地区的 a , b 值,进而推出月总辐射气候学计算公式: $Q = Q_0 (0.1351 + 0.5707s_1)$

利用太湖站实测资料对上述计算公式进行效果检验,得出其计算结果精度较高,证明回归得出的总辐射气候学计算公式是可信的。

(2) 无锡地区太阳总辐射呈下降趋势,年平均距平值大致可分为 1961-1970, 1971-1990, 1991-2000 年 3 个时段。分析总辐射减少的原因,可以初步认为近 40 年来太湖无锡地区总辐射减少并非云量变化引起,可能是由于大气中悬浮物增加所致。

(3) 分析总辐射的年内变化, 发现其变化趋势基本上与天文辐射相吻合, 夏季大、春秋季节次之、冬季最小, 但二者变化又不完全相同, 天文辐射最大值出现在 6 月, 而实际总辐射最大值出现在 7、8 月, 6 月则有一低值。分析其原因, 是由于 6 月份无锡地区进入梅雨季节, 降水增多, 日照减少, 而云量则达到一年最大值, 相反 7、8 月份降水很少, 日照最大, 致使实际总辐射达一年最大值。

第三节 太湖地区太阳紫外辐射的初步研究

尽管太阳紫外辐射在太阳总辐射中只占很小的比例, 但因其其在生物学、医学、环境科学方面具有重要作用, 所以对其研究已越来越引起国内外政府和科学界的高度重视 (Frederick J E, 1989; Scott J, 1987)。近年来在极地连续观测到平流层臭氧空洞, 并不断扩大、加深。各地的观测也显示臭氧层有削弱变薄的趋势 (Bener P., 1972)。由于臭氧层的破坏, 臭氧吸收紫外辐射的能力减弱, 致使到达地面的太阳紫外辐射增强, 这将对动物、植物以及人类本身造成许多不良的影响, 使人类的生存环境面临巨大威胁。当前我国对紫外辐射的研究较多的主要集中在青藏高原, 太湖地区的紫外辐射目前研究甚少。本文根据太湖湖泊生态系统研究站 1998 年 1~12 月连续一年的总辐射和紫外辐射观测资料, 分析了太湖地区紫外辐射的一些基本特征, 并与全国各地紫外辐射进行比较, 为日后研究 UV-B 对湖泊生态系统的影响提供基础。

本文根据 1998 年 1 月至 1998 年 12 月共一年的观测资料, 重点分析此间太阳紫外辐射变化的基本特征以及与太阳总辐射间的关系。

1 太阳总辐射的变化特征

为了便于分析太阳紫外辐射及其占总辐射比例的变化规律, 有必要先了解一下 1998 年 1 月至 1998 年 12 月期间, 太湖地区太阳总辐射的变化特征。表 2-5 列出了本地区各月总辐射的月平均日总量, 图 2-7 所示为太阳总辐射月平均日总量的变化曲线。由表和图可以看出, 曲线呈单峰型, 7 月份达一年中的最大值, 为 $18.34\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$; 12 月份达一年中的最小值, 为 $7.46\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$; 年平均日总量 $11.73\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$, 年振幅为 $10.88\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$, 相对年振幅为 59.3%。曲线尽管有一定的波动, 但仍明显的表现出夏季大、冬季小的季节性变化特征。这是由太湖地区所处地理位置和太阳天文辐射所决定的。

2 近地面太阳紫外辐射的基本特征

2.1 紫外辐射的季节变化特征

表 2-5 列出了本地区 1998 年 1 月至 1998 年 12 月期间各月的总辐射和紫外辐射的月平均日总量, 而图 2-8 所示为此期间内本地区太阳紫外辐射月平均日总量的变化曲线。从表和图中可以看出, 1) 太湖地区紫外辐射年总量达 266.45

$\text{MJm}^{-2}\text{y}^{-1}$ ，占太阳总辐射的 6.2%。2) 到达地面的紫外辐射有类似于总辐射的季节性变化特征，月季变化明显，即夏季大冬季小，7 月份达一年最大值，为 $1.18 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ；而 11 月份达最小值，为 $0.49 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ；年平均日总量为 $0.73 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ，年振幅为 $0.69 \text{ MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ，相对年振幅为 58.5%。3) 与其它地区相比(周允华, 1986; 季国良, 1985)，本地区的紫外辐射月平均日总量略大于临近的上海，但明显小于青藏高原地区。其中大于临近的上海，究其原因，一方面可能是由于资料获取的年代、观测的方法以及所采用的仪器不同，另一方面可能与近一二十年来臭氧层变薄、大气污染日益加重以及气溶胶颗粒物增多有关。据英国的哈里湾站(Halley Bay)的臭氧观测资料表明，该站 10 月份平均气柱臭氧总量从 70 年代中期到 1986 年的 10 年下降了约 40%。整个北半球全年平均气柱臭氧在过去 20 年里差不多下降了 3% (王明星, 1991)。至于紫外辐射增强与臭氧的削减，气溶胶的增加的详细关系还有待进一步研究。而小于青藏高原地区则与海拔高度有关，这在文献(季国良, 1982; 季国良, 1991)中已经得到论述，由于海拔高度越高，空气越稀薄，因而紫外线被散射的越少，紫外辐射量就越大，高原地区紫外辐射通量比东部平原地区显著要高得多。

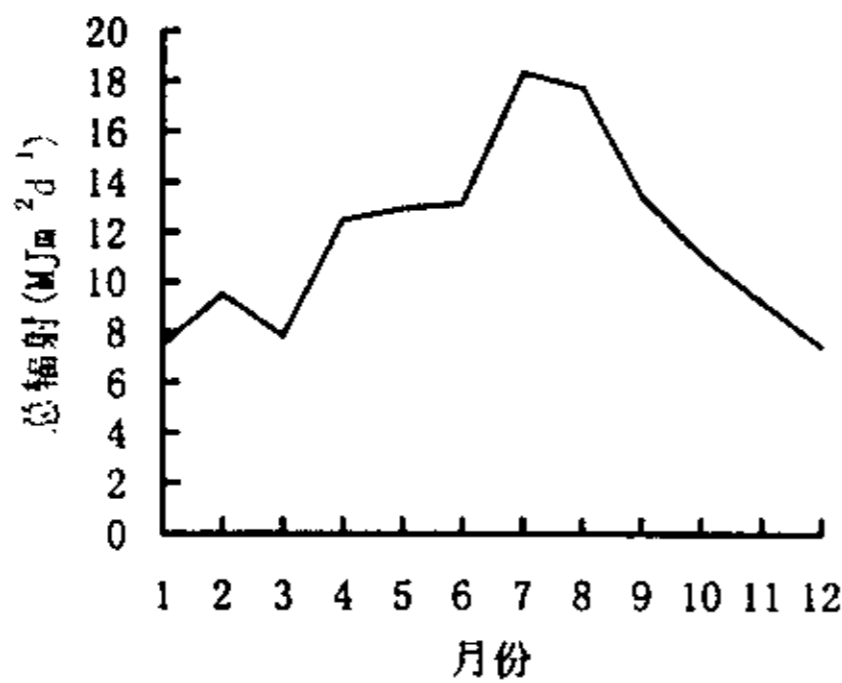


图 2-7 太阳总辐射的
月平均日总量变化曲线

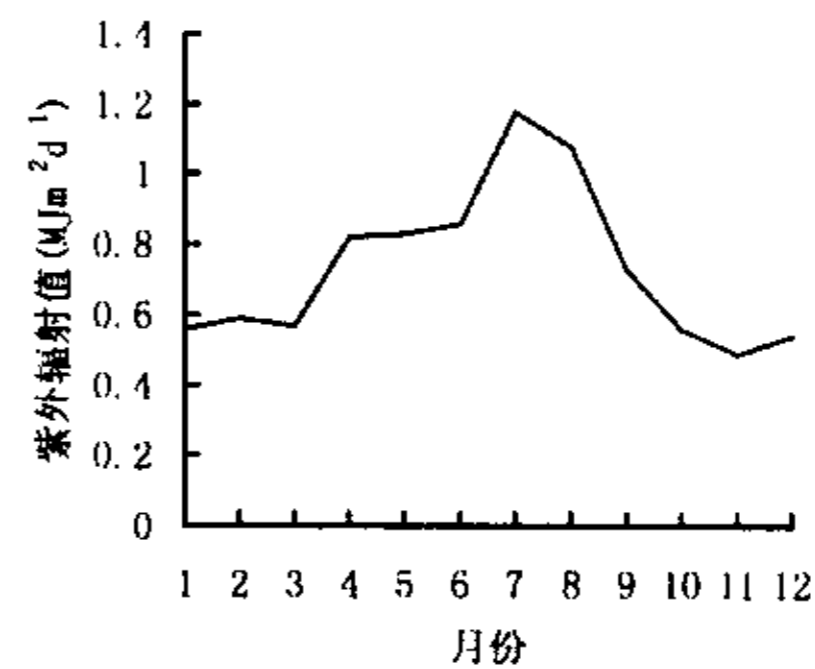


图 2-8 紫外辐射的
月平均日总量变化曲线

2.2 紫外辐射日变化

紫外辐射日变化特征研究，本文主要通过选取冬、夏季典型晴天日来加以分析，见图 2-9、2-10，其中图 2-9 是紫外辐射瞬时值图，图 2-10 是紫外辐射在总辐射中所占比例的比例值图。从图 2-9 可以看出，紫外辐射的晴天日变化与总辐射的日变化是一致的，反映了辐射通量与太阳高度的正弦成正比的变化趋势(陆渝蓉, 1987)。早、晚紫外辐射很弱，随着太阳高度角的升高，近地面

总辐射增大，紫外辐射亦迅速增大，正午 12 时，紫外辐射达到极大值，之后又随太阳高度角的减小而迅速减小。冬季紫外辐射虽然比夏季小得多，但其总的变化趋势仍较一致。图 2-10 所示为紫外辐射与总辐射比值的日变化曲线，曲线呈 U 型，可以看出本地区晴天紫外辐射与总辐射比值是早晚比中午大。尽管夏天波动较大，但仍表现出与冬季相同的趋势。

表 2-5 太湖地区紫外辐射(UV)和总辐射(Q)月平均日总量及其比值(%)

月份	1	2	3	4	5	6	7
UV (MJm ⁻² d ⁻¹)	0.56	0.59	0.57	0.82	0.83	0.86	1.18
Q (MJm ⁻² d ⁻¹)	7.52	9.52	7.87	12.47	12.93	13.15	18.34
UV/Q (%)	7.4	6.2	7.2	6.5	6.4	6.5	6.4
月份	8	9	10	11	12	年平均	
UV (MJm ⁻² d ⁻¹)	1.08	0.73	0.56	0.49	0.54	0.73	
Q (MJm ⁻² d ⁻¹)	17.75	13.44	11.10	9.20	7.46	11.73	
UV/Q (%)	6.1	5.4	5.0	5.3	7.2	6.2	

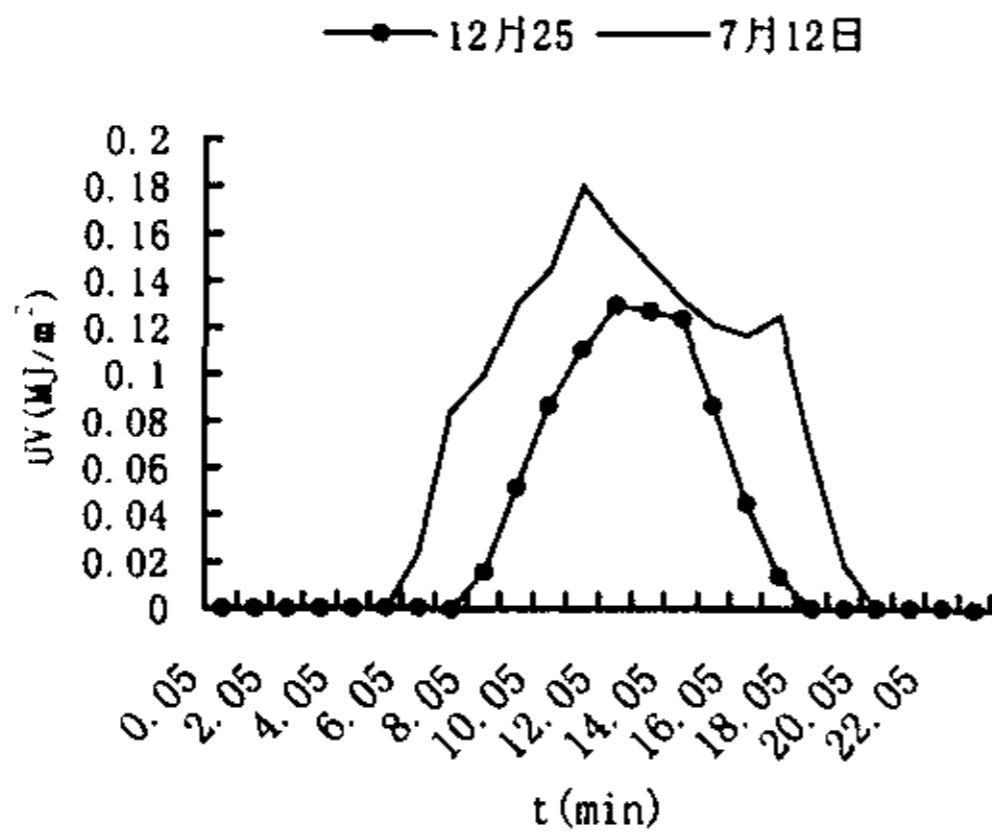


图 2-9 晴天典型日紫外辐射的日变化曲线

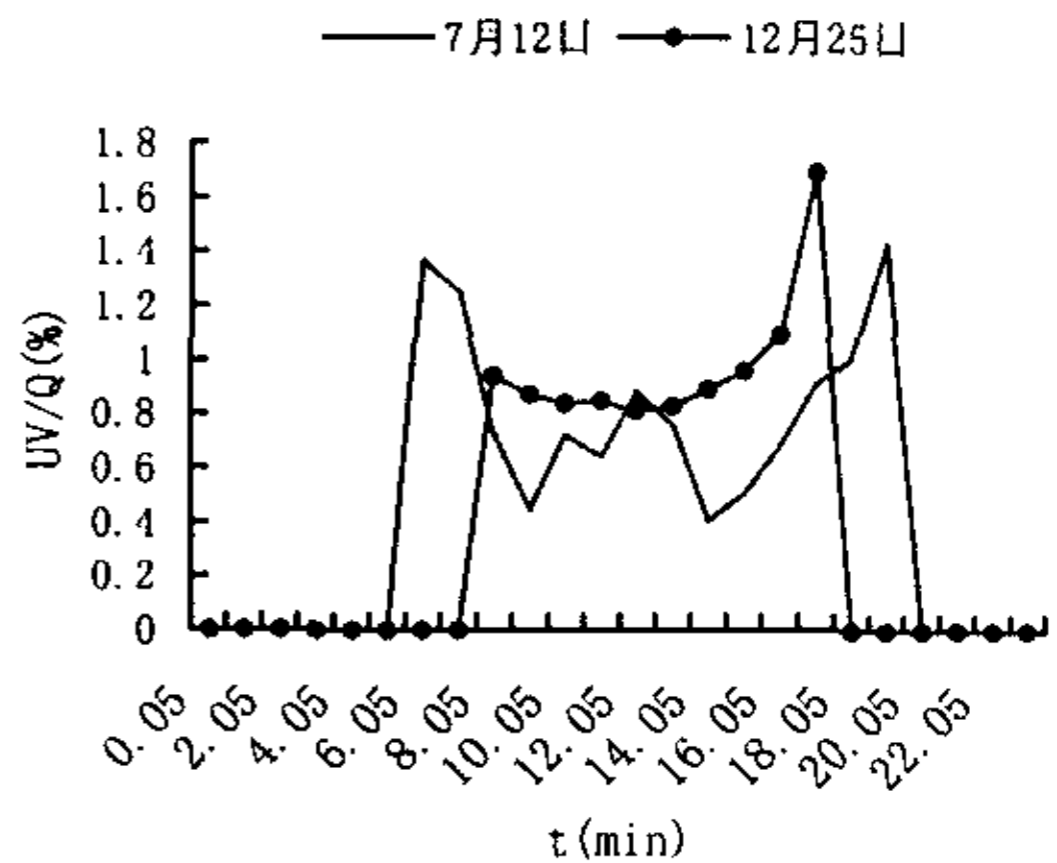


图 2-10 晴天紫外辐射在总辐射中所占比例的日变化曲线

2.3 紫外辐射与云量间关系

云对紫外辐射的大小影响显著，这在有关文献（周允华，1984；王普才，1999）中已经阐明，本文主要通过实际观测资料加以证实。表 2-6 给出了 7 月

份全月总云量观测值和紫外辐射日累计值。由表可以看出：紫外辐射日累计值和总云量成负相关，总云量越大，紫外辐射越小，总云量越小，紫外辐射越大，并且云量的变化会引起紫外辐射日累计值较大的变化，如 8 号云量是本月最小值，紫外辐射高达 $1.465\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ，而 29 号云量为 10 成，紫外辐射仅有 $0.562\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ，只相当于 8 号的 $1/3$ 略强，这说明云量是影响紫外辐射的一主要因子。由此可见，紫外辐射与天气状况存在着极为密切的关系，晴天紫外辐射要明显大于阴天和雨天。

表 2-6 7 月份总云量观测值(成)和紫外辐射日累计值($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)

时间	1	2	3	4	5	6	7	8
总云量	10	9.0	10	10	10	1.7	4.0	0.3
日累计值	1.022	1.374	1.099	1.175	1.026	1.448	1.457	1.465
时间	9	10	11	12	13	14	15	16
总云量	6.3	4.7	2.7	1.0	4.0	3.0	10	10
日累计值	1.462	1.490	1.388	1.553	1.457	1.516	1.433	0.564
时间	17	18	19	20	21	22	23	24
总云量	10	10	1.3	6.7	10	10	10	10
日累计值	0.752	1.007	1.344	1.274	1.253	1.034	0.851	0.960
时间	25	26	27	28	29	30	31	
总云量	7.3	9.0	0.7	3.7	10	10	10	
日累计值	1.172	1.089	1.379	1.201	0.562	0.793	0.966	

2.4 紫外辐射占总辐射比例的变化特征

图 2-11 所示为太湖地区太阳紫外辐射的月平均日总量占太阳总辐射的月平均日总量的比例变化曲线。结合表 2-5 和图 2-11 分析，可以看出，本地区紫外辐射占总辐射的比例在一年中变化较大，在 $5.0\% \sim 7.4\%$ 之间波动，其变化规律基本上是冬、春两季比夏、秋两季要大。它与青藏高原高海拔地区（江灏，1996）的年变化趋势相反，但与北京（白建辉，1993）、HEIFE 绿洲区（江灏，1994）等海拔较低地区变化较为一致，体现了平原或低海拔地区紫外辐射的一个特征。数值有一定波动主要是与本地区海拔低、人类活动频繁、影响因素较复杂有关。另外据周允华^[4]分析，不管测站的地理位置和海拔高度，也不管什么季节和气

候状况,一律采用 $Q_{\Delta}=0.053Q$ 来计算紫外辐射(其中 Q_{Δ} 为紫外总辐射通量值, Q 为相应的积分总辐射通量值),有欠妥当。笔者觉得应该结合各地区实际情况,综合分析紫外辐射的影响因素,得出适合该地区的一些经验公式,这样做比较合理。太湖地区紫外辐射在总辐射中所占比例的年变化大致可以分为两个阶段,即 12~5 月为高值阶段,6~11 月为低值阶段。为此,本文将紫外辐射的月平均日总量与太阳总辐射的月平均日总量分冬、春和夏、秋两组进行相关分析,结果如下:

$$1) \text{ 冬、春组: } Q_{uv}=0.0529Q+0.1424 \quad (12 \text{ 月} \sim 5 \text{ 月}) \quad (2-12)$$

$$2) \text{ 夏、秋组: } Q_{uv}=0.0749Q-0.2192 \quad (6 \text{ 月} \sim 11 \text{ 月}) \quad (2-13)$$

式中 Q_{uv} 表示紫外辐射的月平均日总量, Q 表示太阳总辐射的月平均日总量。对上述两式进行回归模型的显著性检验,其中(2-12)式的相关系数 r 为 0.9773, 剩余标准差 S 为 0.032, (2-13)式的相关系数 r 为 0.9769, 剩余标准差 S 为 0.066, 证明紫外辐射的月平均日总量与太阳总辐射的月平均日总量存在很好的相关性,并且上述回归模型的精度也很好,适合本区缺紫外辐射观测资料的站点,借助太阳总辐射来计算紫外辐射。

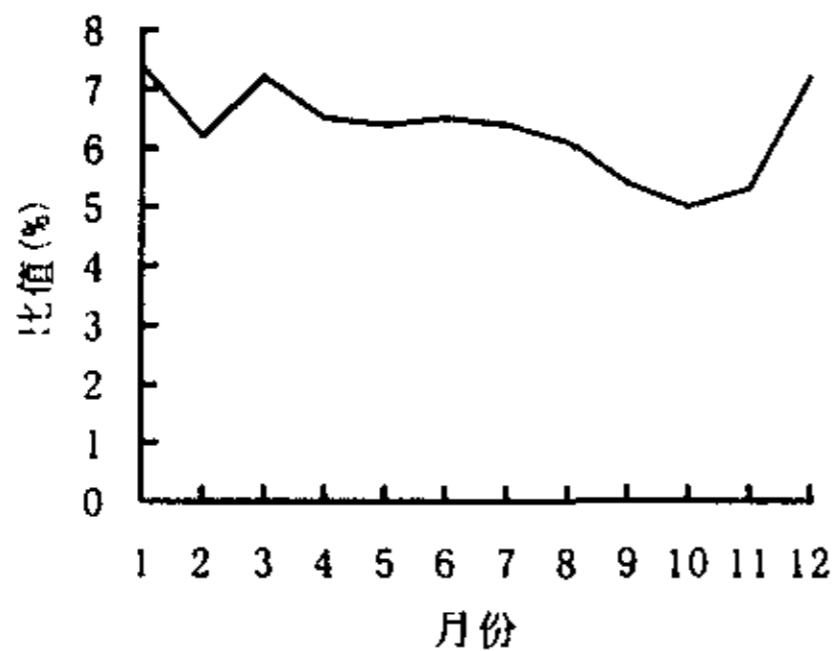


图 2-11 太阳紫外辐射的月平均日总量占总辐射的月平均日总量的比例的变化曲线

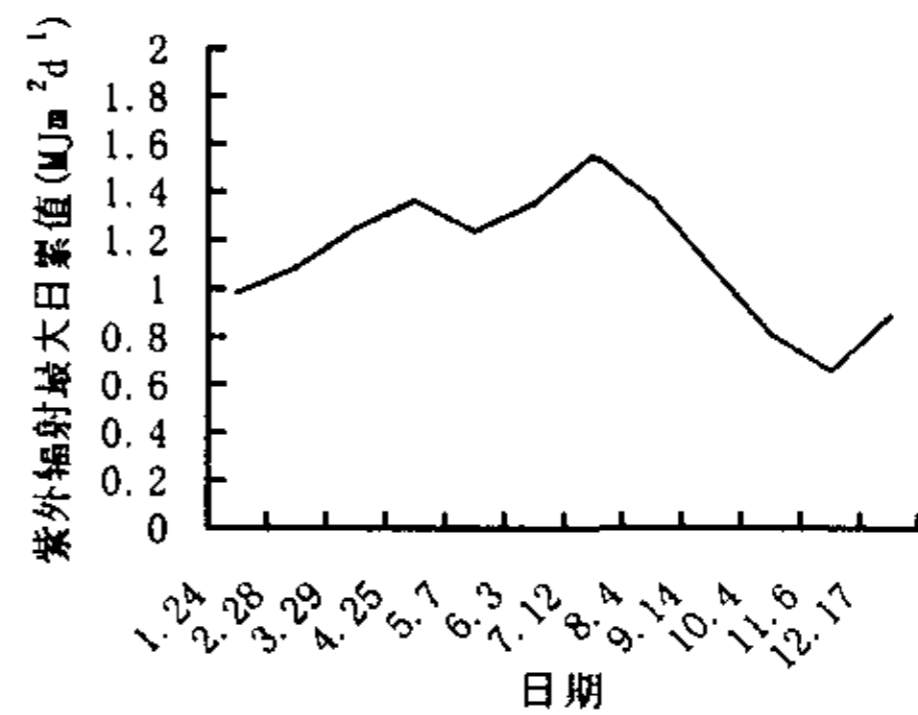


图 2-12 太阳紫外辐射的日累计极值的变化曲线

2.5 近地面紫外辐射的极值

在分析了紫外辐射的均值后,我们有必要研究一下紫外辐射极值,因为极值代表了本地区紫外辐射的极端情况,常对人类、生物及其全球生态环境产生极为深刻的影响。表 2-7 列出了 1998 年 1~12 月太阳紫外辐射的最大瞬时值、最大时累值和最大日累值。图 2-12 为此其间内太阳紫外辐射日累计极值的变化

曲线。从表 2-7 可以看出, 紫外辐射的最大瞬时值和最大时累值的变化规律不是很明显, 这主要与当天的天气状况有关, 最大值瞬时值出现的时间在本地区主要集中在上午 9:00~12:00 之间, 其中 12 天中上述时间占了 9 天, 出现频率为 75%, 并且冬季出现的时间相对夏季要滞后, 这在图 2-9 中也能得到反映, 与北京地区^[7]相比, 其最大瞬时值出现的时间要早。由图 2-12 和表 2-6 可以看出, 太阳紫外辐射的日累计最大值呈单峰型变化, 并表现出明显的季节性变化特征, 夏季 7 月 12 日达一年中日累计最大值, 为 $1.553\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$, 而冬季 11 月 6 日的日累计最大值仅为 $0.656\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$, 两者相差一倍多。

表 2-7 1998 年 1~12 月太阳紫外辐射的最大瞬时值(kWm^{-2}),
最大时累值($\text{MJm}^{-2}\text{h}^{-1}$)和最大日累值($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)

极值	01-24	2-28	3-29	4-25	5-7	6-3
最大瞬时值(kW/m^2)	0.04	0.042	0.046	0.050	0.47	0.048
最大时累值($\text{MJm}^{-2}\text{h}^{-1}$)	0.147	0.154	0.160	0.176	0.163	0.165
最大日累值($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	0.981	1.087	1.250	1.363	1.241	1.354
极值	7-12	8-4	9-14	10-4	11-6	12-17
最大瞬时值(kWm^{-2})	0.049	0.045	0.037	0.032	0.029	0.38
最大时累值($\text{MJm}^{-2}\text{h}^{-1}$)	0.18	0.164	0.126	0.101	0.085	0.124
最大日累值($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	1.553	1.367	1.083	0.807	0.656	0.889

3 结论

综上所述, 可以得出以下几点结论:

(1) 太湖地区的太阳紫外辐射年平均日总量为 $0.73\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$, 绝对年振幅为 $0.69\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$, 相对年振幅为 58.5%。略大于周允华^[4]计算的上海地区的值, 但明显要小于青藏高原。

(2) 本地区紫外辐射的季节变化和日变化的主要趋势与总辐射是一致的, 这也与大多数地区紫外辐射的季节变化和日变化特征相吻合。

(3) 云量是影响紫外辐射强弱的主要因子, 云量与紫外辐射成负相关, 云量大, 紫外辐射小, 云量小, 紫外辐射反而大。

(4) 地面紫外辐射瞬时极大值为 50Wm^{-2} , 但不是出现在紫外辐射最强的 7 月份, 而是出现在 4 月份, 极值中的最大日累值能较好地反映紫外辐射的月和

季节变化特征, 因此建议在以后的分析中仍采用它做特征量。

(5) 本地区紫外辐射在总辐射中所占比例的年平均值为 6.2%, 大于临近的上海, 其年变化过程规律不是很明显, 日变化过程晴天表现为明显的中午小, 早、晚大。

上面利用一年的资料, 初步分析了太湖地区紫外辐射的基本特征, 但有些结论还有待更详细的资料来加以验证, 比方说该地区影响紫外辐射的因素有哪些; 它们各自的贡献率有多大; 怎样来量化太阳紫外辐射; 紫外辐射的季节变化和日变化与总辐射的季节变化和日变化的相关系数是多少; 本地区紫外辐射长期变化趋势如何等。另外由于天气状况对太阳总辐射和紫外辐射影响较大, 因此还有必要结合云量和日照强度分晴天、阴天和雨天分别加以讨论。

第四节 太湖地区光合有效辐射 (PAR) 的基本特征 及其气候学计算

太阳辐射中波长位于 0.4-0.7 μm , 能够被绿色植物用来进行光合作用的那部分太阳辐射能量称为光合有效辐射, 简称 PAR。太湖地区湖泊众多, 湖泊富营养化也相当严重。在对湖泊富营养化众多的影响因子的相关分析中, 发现光照是影响藻类生长的首要因子之一, 而光合有效辐射是水体初级生产者的能量来源。因此光合有效辐射的大小、变化将直接影响到湖泊水体生态系统的结构、功能和演变, 通过控制水体中的光合有效辐射能有效的抑制藻类的繁殖、暴发和湖泊富营养化。由此可见, 本地区光合有效辐射的研究有其实际价值。本节根据太湖湖泊生态系统研究站 1998 年 1 月-1998 年 12 月连续 12 个月的分光辐射资料, 分析了太湖地区光合有效辐射的一些基本特征, 在此基础上讨论了本地区光合有效辐射的气候学计算方法, 为进一步研究太湖水下光照与藻类、悬浮质的相关过程研究提供光合有效辐射数据。

1 太湖地区 PAR 的基本特征

1.1 PAR 的季节变化特征

表 2-8 列出了本地区 1998 年 1-12 月期间各月的总辐射和光合有效辐射的月平均日总量, 而图 2-13 为此期间内本地区太阳总辐射和光合有效辐射月平均日总量的变化曲线。从表 2-8 和图 2-13 中可以看出, 1) 太湖地区光合有效辐射年总量为 1616.95 MJ/m^2 , 明显小于张掖地区 (季国良, 1993), 光合有效辐射占太阳总辐射的比值为 37.8%, 也小于张掖地区。2) 到达地面的光合有效辐射的变化曲线与太阳总辐射的变化曲线基本一致, 具有明显的季节变化特征, 夏季大冬季小。7 月份达一年最大值, 月平均日总量为 7.30 $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$; 而 12 月份达最小值, 为 2.53 $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$; 光合有效辐射的年平均日总量为 4.43 $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$, 绝对年振幅为 4.77 $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$, 相对年振幅为 65.3%。光合有效辐射的最大值之所以出现在 7 月而不是 6 月, 这主要与太湖地区的雨季状况有关, 6 月份太湖地区正处梅雨季节, 天气状况不如 7 月份良好, 降雨量较多, 水汽含量和总云量大, 云及水汽对太阳辐射的吸收较多, 这从表 2-8 的总云量和降雨量的月均值中也能发现。而总辐射在 3 月份出现低值也与当年 3 月份天气状况有关, 从表 2-8

我们能看到 3 月份的总云量和降雨量都明显大于邻近的 2, 4 月份, 云及水汽对太阳总辐射的吸收大于 2, 4 月份。3) 将辐射数据与日照时数以及天气状况进行对比分析, 容易得出晴天光合有效辐射明显大于阴天和雨天。

表 2-8 太湖地区光合有效辐射(PAR)、总辐射(Q)的月平均日总量(MJm⁻²d⁻¹), 它们间的比值 η₀(%), 总云量(成)及降水量(mm)

月份	1	2	3	4	5	6	7
PAR (MJm ⁻² d ⁻¹)	2.54	3.40	2.97	4.67	4.89	5.19	7.30
Q (MJm ⁻² d ⁻¹)	7.52	9.52	7.87	12.47	12.93	13.15	18.34
PAR/Q (%)	33.8	35.7	37.7	37.4	37.8	39.5	39.8
总云量(成)	6.9	6.1	8.0	6.7	8.1	9.0	6.9
降雨量(mm)	140.8	66.1	155.2	96.2	64.0	133.1	48.3
月份	8	9	10	11	12	年平均	
PAR (MJm ⁻² d ⁻¹)	7.05	5.25	4.15	3.26	2.53	4.43	
Q (MJm ⁻² d ⁻¹)	17.75	13.44	11.10	9.20	7.46	11.73	
PAR/Q (%)	39.7	39.1	37.4	35.4	33.9	37.8	
总云量(成)	7.6	6.7	6.0	4.8	5.9	6.9	
降雨量(mm)	81.0	112.8	46.2	18.4	48.8	84.3	

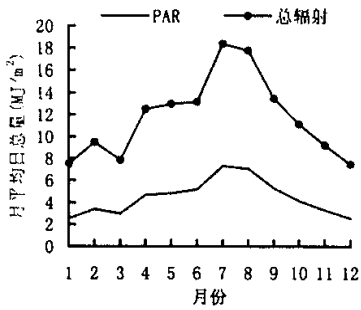


图 2-13 太阳总辐射和 PAR 月平均日总量变化曲线

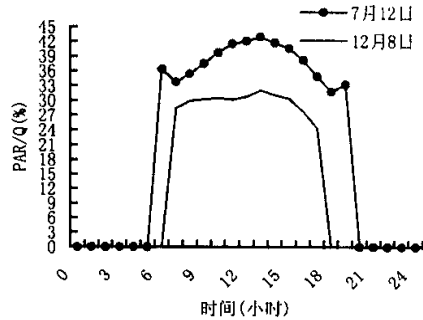


图 2-15 晴天 PAR 在总辐射中所占比例的日变化曲线

1.2 PAR 的日变化

光合有效辐射日变化特征的研究, 本文主要通过选取冬、夏季典型晴天日(总云量 $N \leq 3$)和阴天日(总云量 $N \geq 8$)来加以分析, 见图 2-14、2-15, 其中图 2-14 是光合有效辐射和总辐射的瞬时值图, A 图代表晴天, B 图代表阴天, 图

2-15 是光合有效辐射在总辐射中所占比例的比值图。从图 2-14 可以看出, 不管晴天还是阴天, 光合有效辐射的日变化与总辐射的日变化是一致的, 这反映了辐射通量与太阳高度的正弦成正比的变化趋势(陆渝蓉, 1987), 说明太阳高度角是影响太阳辐射的首要因子。早、晚太阳总辐射、光合有效辐射很弱, 随着太阳高度角的升高, 近地面总辐射增大, 光合有效辐射亦迅速增大, 在中午时光合有效辐射达到极大值, 之后又随太阳高度角的减小而迅速减小。尽管晴天和阴天光合有效辐射总的变化趋势相同, 但它们之间还是有很大差别。显然, 晴天状况下, 无论是总辐射还是光合有效辐射, 变化都是逐渐的, 曲线很平滑, 正午时刻达一天最大值。阴天条件下, 总辐射和光合有效辐射的波动都很大, 极值出现的时间也与晴天不一样, 这主要与阴天条件下的各时刻的云量状况和大气透明度有关。冬季光合有效辐射比夏季小得多, 但总的变化趋势与夏季是一致的, 本文就不再示图说明。图 2-15 所示为冬、夏季典型晴天日光合有效辐射与总辐射比值的日变化曲线, 曲线呈 n 型, 可以看出本地区晴天光合有效辐射与总辐射比值是中午大、早晚小, 夏季比冬季大。

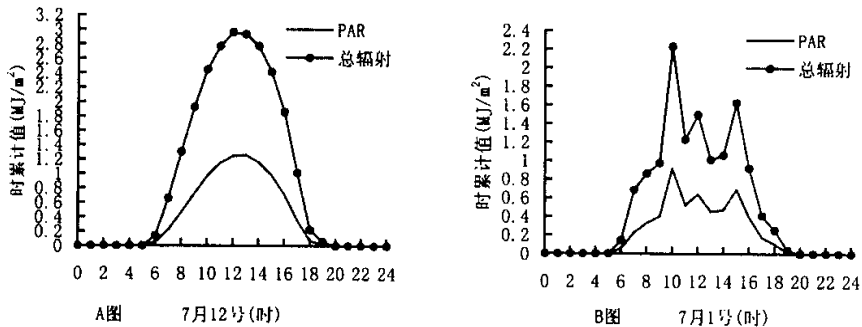


图 2-14 夏季典型晴天和阴天日 PAR 以及太阳总辐射的日变化曲线

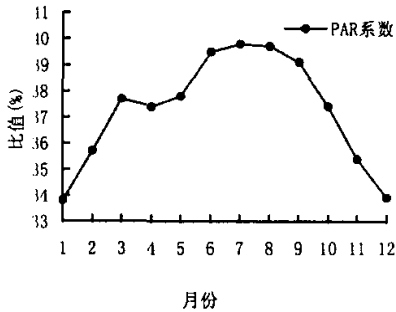
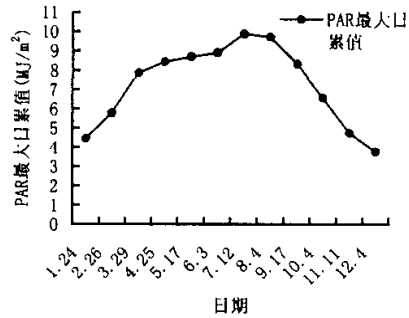
1.3 PAR 占总辐射比例 (η_0) 的变化特征

图 2-16 所示太湖地区光合有效辐射的月平均日总量占太阳总辐射的月平均日总量的比例变化曲线。结合表 2-8 和图 2-16 分析, 可以看出, 本地区光合有效辐射占总辐射的比例在一年中变化较大, 在 33.8%~39.8% 之间变化, 但变化规律明显, 夏季大, 冬季小, 7、8 月份达一年最大值, 12、1 月份达最小值, 由冬季最低值逐渐上升到夏季最高值后又逐渐下降到冬季最低值。其中在 4、5 月份出现低值是由于这两个月天气较好, 降水量和云量都不大, 空气湿度低,

云和水汽对红外辐射等长波的吸收有所降低,致使光合有效辐射的月平均日总量占太阳总辐射的月平均日总量的比例降低。而相对于4,5月来说,3月份出现一较高值,也正是由于水汽和云的选择性吸收。3月份降水量达本年度最大值,空气湿度大,云量多,水汽和云吸收了大量的红外长波辐射,而对光合有效辐射吸收则相对较少,从而导致 η_0 值较高。表2-9列出了晴天日(总云量 $N \leq 3$)和阴天日(总云量 $N \geq 8$)的 η_0 ,从表中可以看出多云天的 η_0 显然大于晴天的 η_0 。这是因为随着天空云量增多,空气分子和气溶胶粒子对散射的贡献率相对减小,并且对红外长波吸收较多,从而导致 η_0 随云量的增加而增大。尽管阴天的 η_0 比晴天大,但它们的季节变化与 η_0 月平均的季节变化一致,都是冬季较小,春、秋季次之,夏季较大。

表 2-9 太湖地区晴天和阴天条件下 PAR 在总辐射中所占的比例

月份	1	2	3	4	5	6	7
晴天 η_0	0.323	0.338	0.360	0.361	0.367	0.372	0.392
阴天 η_0	0.372	0.398	0.400	0.405	0.401	0.420	0.454
月份	8	9	10	11	12	年平均	
晴天 η_0	0.403	0.380	0.364	0.324	0.309	0.358	
阴天 η_0	0.424	0.419	0.389	0.375	0.381	0.403	

图 2-16 太湖地区 PAR 系数的
年内变化曲线图 2-17 每月 PAR 的日累积极值
的变化曲线

1.4 PAR 的极值

在分析了光合有效辐射的均值后,为了更全面的了解本地区光合有效辐射的特征,有必要来研究一下光合有效辐射极值,因为极值代表一种极端情况,

常对作物的生长产生极为深刻的影响，也是太湖藻类暴发的一个重要因子。表 2-10 列出了 1998 年 1-12 月光合有效辐射的最大瞬时值、最大时累值和最大日累值。图 2-17 为此期间内光合有效辐射日累计极值的变化曲线。从表 2-10 和图 2-17 能看出，无论是最大日累值，还是最大时累值和瞬时值，其季节变化都很明显，与均值变化相同，夏季大，冬季小。最大值和最小值的差异中，日累值相差最大，将近两倍，其次是时累值，瞬时值相差最小。在分析极值出现时间时我们发现，最大瞬时值和最大时累值全都出现在 12-13 时之间，并且瞬时值几乎全出现在 12 时，12 天中占了 11 天，出现频率为 91.7%，而最大时累值则大部分出现在 13 时，12 天中有 10 天，出现频率为 83.3%。两值出现时间的差异体现了时累值是一个累积的过程。

表 2-10 1998 年 1-12 月光合有效辐射的最大瞬时值(kW/m^2),
最大时累值(MJ/m^2)和最大日累值(MJ/m^2)

极值	1 月 24 日	2 月 26 日	3 月 29 日	4 月 25 日	5 月 17 日	6 月 3 日
最大瞬时值(kW/m^2)	0.207	0.268	0.323	0.331	0.334	0.328
最大时累值(MJ/m^2)	0.73	0.949	1.155	1.174	1.179	1.182
最大日累值(MJ/m^2)	4.464	5.774	7.866	8.447	8.690	8.908
极值	7 月 12 日	8 月 4 日	9 月 7 日	10 月 4 日	11 月 11 日	12 月 4 日
最大瞬时值(kW/m^2)	0.353	0.358	0.345	0.285	0.227	0.181
最大时累值(MJ/m^2)	1.273	1.286	1.229	1.004	0.798	0.645
最大日累值(MJ/m^2)	9.892	9.708	8.313	6.568	4.746	3.764

1.5 PAR 与云量的关系

由前论述可知，云量对 PAR 的影响较大，因此本文特别选取 7 月份数据加以详细分析，阐述了 PAR 日总量与日平均总云量、低云量的关系，如图 2-18 所示。由图可以看出，云量对 PAR 影响显著，无论是总云量还是低云量，都与 PAR 日总量成反比关系，但相对而言，低云量对 PAR 日总量影响比总云量要大，总云量同为 10 成的不同日期，若低云量不同，其 PAR 日总量也相差很大。此外，即使总云量和低云量都相同的不同日期，其 PAR 日总量也不同，这说明除了云量外，云状、云厚及云的结构对 PAR 日总量也有很重要的影响，至于其具体影响过程有待进一步研究。

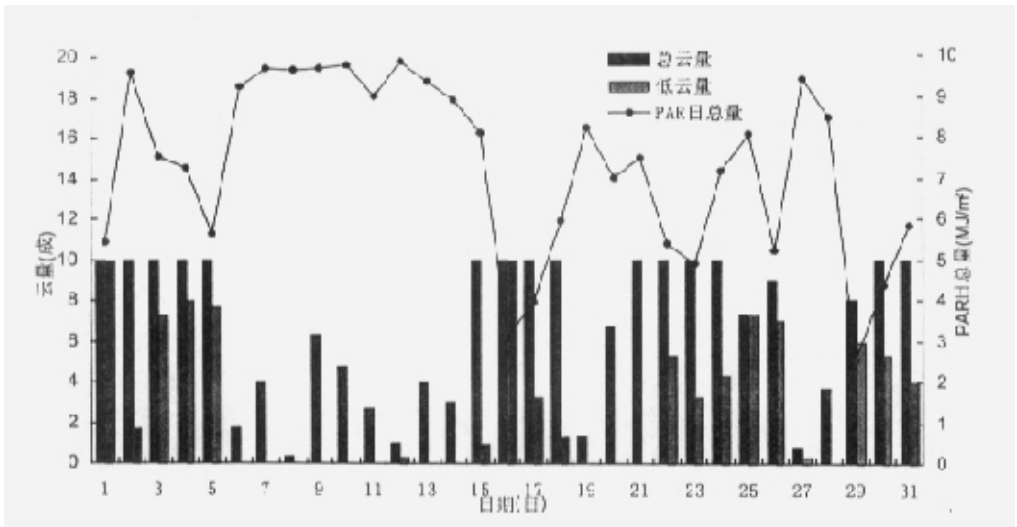


图 2-18 太湖地区 7 月份 PAR 日总量与总云量、低云量关系图

2 PAR 的气候学计算

2.1 PAR 气候学计算方法介绍

目前, 由于对 PAR 的测量和研究不是很多, 其气候学计算方法的理论基础还不坚实, 因此一般根据经验公式间接推算。归纳起来, 大致有两类计算方法:

X.M O Л Д а y 等曾把 PAR 波段取为 $0.38-0.71 \mu$, 提出如下计算光合有效辐射 Q_{PAR} 的经验公式:

$$Q_{PAR} = \eta_s S' + \eta_D D \quad (2-14)$$

式中 S' 和 D 分别为水平面上的直接辐射和散射辐射, η_s 和 η_D 为系数, 根据其计算分别取 $\eta_s=0.43$, $\eta_D=0.57$ 。

另一类计算方法则采用太阳总辐射来求 PAR 总辐射, 公式可写成:

$$Q_{PAR} = \eta_0 Q \quad (2-15)$$

式中 Q 表示太阳总辐射, η_0 为 PAR 在太阳总辐射中所占的比例。

2.2 PAR 系数的确定和变化特征

光合有效辐射系数 η_0 的研究曾有很多人作过, 但由于仪器以及各人所测波段的不同, η_0 值也有很大差异。Moon (Moon P., 1940) 最早提出在 $0.4-0.7 \mu$ 波段内, $\eta_0=0.44$ 。之后 McCree (McCree K. J., 1966) 又分晴天和阴天对 η_0 加以讨论, 认为晴天 η_0 为 $0.47-0.52$, 到云天则增至为 $0.50-0.58$ 。我国学者也对 η_0 有过研究, 如黄秉维教授曾取 $\eta_0=0.47$ 导出计算光合潜力的公式, 周允华

等(周允华, 1984)对 η_0 有过较详细的阐述, 根据其测量和研究结果认为 η_0 是 E^* 的函数, 并得出如下经验关系式:

$$\eta_0 = 0.384 + 0.0531 \log_{10} E^* \quad (2-16)$$

式中 E^* 为经过气压(高度)订正后得水汽压, $E^* = P_0 \times E/P$, P_0 和 P 分别为海平面及测站的月平均气压, E 为月平均水汽压。而季国良(季国良, 1993)等人按上述思路得出张掖地区的经验计算公式

$$\eta_0 = 0.404 + 0.0511 \log_{10} E^* \quad (2-17)$$

2.3 PAR 总辐射的计算公式

由于太湖站缺散射辐射观测资料, 因此本文采用第二类方法来计算太湖地区 PAR 总辐射, η_0 的计算借鉴周允华等人的方法。由太湖站常规气象观测资料可知, 测站的月平均气压的年变化范围为 1001.7-1025.7hPa, 月平均水汽压的年变化范围为 5.8-35.4hPa。将水汽压经气压订正后与光合有效辐射系数 η_0 进行回归模型拟合, 得到太湖地区光合有效辐射的经验计算公式:

$$Q_{PAR} = \eta_0 \times Q \quad (2-18)$$

$$\eta_0 = 0.2909 + 0.07641 \lg E^* \quad (2-19)$$

对上述回归模型进行效果检验和误差分析得 $R^2 = 0.8341$, 相关系数 R 为 0.913, 剩余标准差 S 为 0.0092, 因此可以认为利用该式来计算太湖地区的月平均光合有效辐射是可行的。并将利用上式计算的 PAR 值与观测值列表进行对比, 发现两者之间相差甚小, 因此以后可以利用该式计算本地区缺分光辐射观测站点的光合有效辐射。

表 2-11 光合有效辐射观测值和计算值的对比

月份	1	2	3	4	5	6	7
PAR	2.54	3.40	2.97	4.67	4.89	5.19	7.30
Q	7.52	9.52	7.87	12.47	12.93	13.15	18.34
计 PAR	2.55	3.34	2.83	4.65	4.89	5.13	7.34
月份	8	9	10	11	12	年平均	
PAR	7.05	5.25	4.15	3.26	2.53	4.43	
Q	17.75	13.44	11.10	9.20	7.46	11.73	
计 PAR	7.07	5.20	4.20	3.38	2.63	4.43	

3 总结

通过对太湖站分光辐射资料的分析,大致可以得到以下几个初步结果:

(1) 太湖地区光合有效辐射年总量为 $1616.95\text{MJ}/\text{m}^2$, 年平均日总量为 $4.43\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$, 年振幅为 $4.77\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$, 相对年振幅是 65.3%。

(2) 本地区光合有效辐射季节变化与太阳总辐射季节变化一致, 夏季大, 冬季小, 春、秋季次之, 最大值出现在 7 月, 最小值出现在 1 月。

(3) 光合有效辐射日变化与太阳总辐射日变化也一致, 中午大, 早、晚小, 晴天大于阴天和雨天。

(4) 光合有效辐射在总辐射中的比例是阴天大, 晴天小; 季节变化是夏季大, 冬季小; 日变化是中午大, 早、晚小;

(5) 光合有效辐射的极值中, 无论是最大瞬时值、时累值, 还是最大日累值, 都是夏季大, 冬季小, 春、秋季次之; 最大瞬时值和日累值出现的时间全都集中在中午 12-13 时。

(6) 云量, 尤其是低云量对 PAR 日总量影响显著, 它们与 PAR 日总量成反比关系, 它与太阳高度角一样是 PAR 的重要影响因子。

(7) 由订正的水汽压和总辐射拟合得到的光合有效辐射经验计算公式用于本地区求算光合有效辐射月平均日总量是可信的。

第五节 太湖地区地表有效辐射变化特征及气候学计算

地表在获得太阳辐射的同时，通过与大气的长波辐射交换失去辐射量，从而构成地表辐射交换的全过程，研究地表有效辐射便于掌握地面辐射平衡。地面辐射与大气逆辐射之差称为地面有效辐射，用公式表示即为：

$$F = U - G \quad (2-20)$$

式中 F 为有效辐射、 U 为地面辐射、 G 为大气逆辐射。有效辐射反映了地面因长波辐射而失去的热量，它决定于地面温度和大气向下的辐射，大气逆辐射又决定于大气温度、大气中水汽以及云等物理量。

1 有效辐射的变化特征

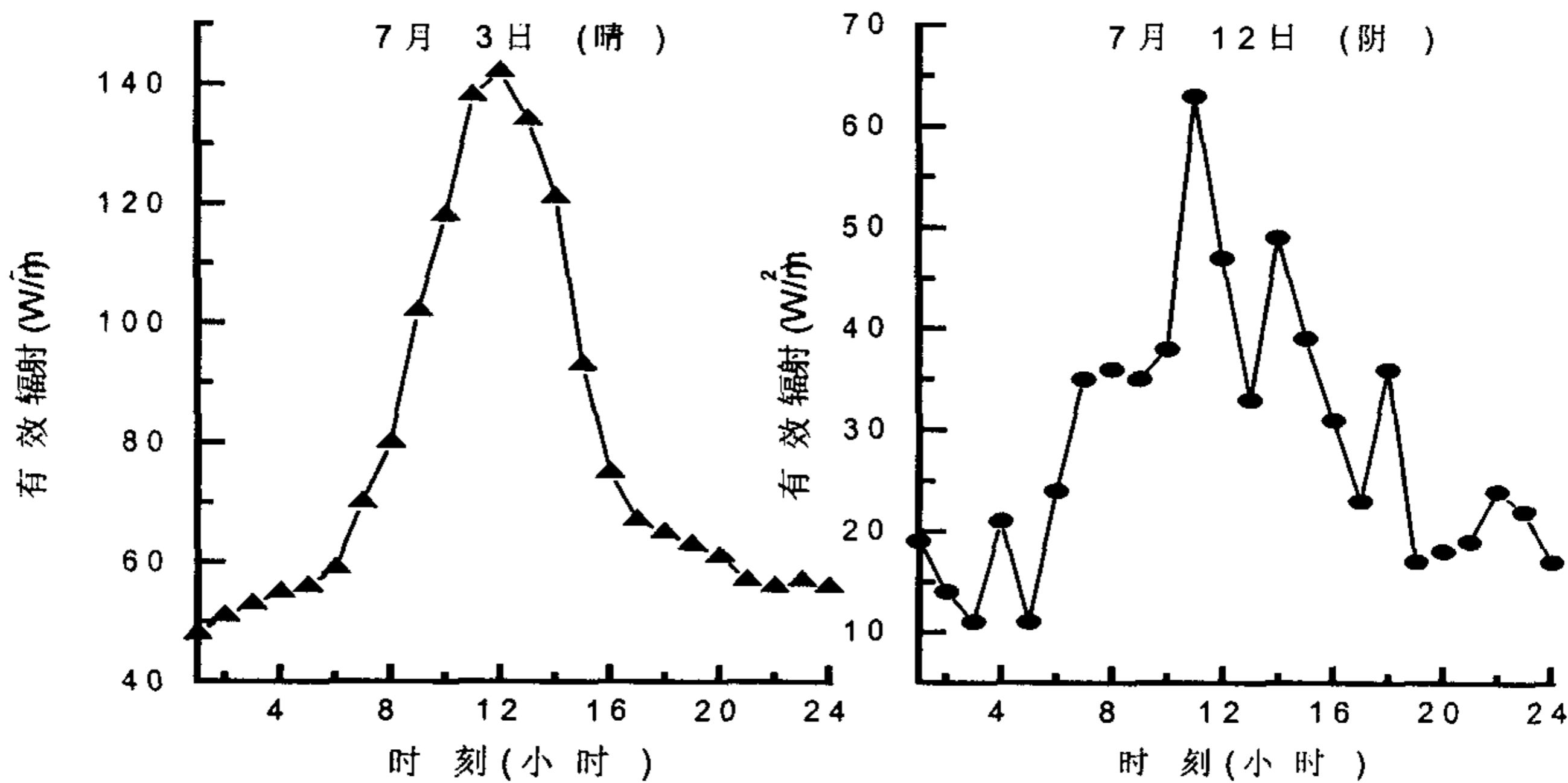


图 2-19 2001 年 7 月份不同天气条件下的有效辐射周日变化曲线

图 2-19 为 2001 年 7 月份不同天气条件下的有效辐射周日变化曲线。晴天条件下，随着地表和大气热状况的周日变化，引起地表和大气长波辐射的相应改变，所以晴天地表有效辐射具有明显的日变化，其形式一般呈单峰型，最大值在午间或午后出现，最低值在日出前后形成。阴天条件下，云的影响增强大气逆辐射，同时降低了地面辐射，因此其值与晴天相比明显要低，并且变化形式

也不像晴天条件下那么单一，高低值交替出现，最大值和最小值也不完全出现在正午和凌晨，反映了云对有效辐射的显著影响。跟其它地区的地面有效辐射日变化曲线相比（季国良，1984；沈觉成，1984；胡列群，1997），变化趋势基本相同，反映了地面有效辐射与总辐射日变化相似。

2 有效辐射的主要影响因素分析

2.1 太阳总辐射及日照条件

太阳总辐射加热了地面条件，而地面的增温对地面有效辐射施加直接影响，晴天日间有效辐射与太阳总辐射两者存在很好的线性相关。

日照条件对有效辐射的影响，实际上通过总辐射与有效辐射的相关反映出来，日照越丰富，太阳总辐射就越大，地面日间加热就越强，因而地面辐射和有效辐射也就相应的越大。日照条件与有效辐射日平均同样存在正相关关系。

2.2 地温对有效辐射的影响

地面并非黑体，设其吸收率为 a ，则地面辐射由两部分组成，即地面放射以及地面反射的大气逆辐射，可以写成下式：

$$U = \sigma \delta T_0^4 + (1 - a)G \quad (2-21)$$

式中 U 为地面辐射、 σ 为波尔兹曼常数、 δ 为比辐射系数、 T_0 为地面温度、 a 为地面吸收率、 G 为大气逆辐射。由此可见地面温度通过影响地面辐射从而影响了有效辐射。

2.3 云对有效辐射的影响

云对地面有效辐射的影响是明显的，有效辐射值的变化在很大程度上受制于天空云状况的变化。云的存在一方面遮挡了太阳辐射对地面的加热，使地面长波辐射减弱，另一方面它又增加了大气逆辐射，结果使有效辐射在更大程度上受到削弱。图 2-17 反映了不同天气条件下，不仅有效辐射的值相差很大，它们的日变化特征也完全不一样。

3 地表有效辐射的气候学计算

由于观测技术上的困难，有效辐射的直接观测很少，因此有效辐射数据主要依靠间接途径得到，一般采用理论计算或经验公式来确定。

3.1 计算公式介绍

国外一些学者根据地面辐射受温度影响的原理, 得出晴天条件下如下计算公式型 (陆渝蓉, 1987):

$$F_0 = \sigma T^4 f(e) \quad (2-22)$$

式中 F_0 为晴天条件下有效辐射、 σ 为波尔兹曼 (常数、 T 和 e 分别为空气温度和水汽压, 常见的公式有:

埃斯川姆公式:

$$F_0 = \sigma T^4 (A + B \cdot 10^{-ce}) \quad (2-23)$$

布朗特公式:

$$F_0 = \sigma T^4 (a + b\sqrt{e}) \quad (2-24)$$

式中 A 、 B 、 C 及 a 、 b 都是经验系数。

之后, M. E. 别尔梁德和 T. Γ. 别尔梁德从求解大气长波辐射传输方程着手, 从理论上得到有效辐射表达式, 由此建立了半经验半理论式:

$$F_0 = \delta \sigma T^4 (0.39 - 0.058\sqrt{e}) + 4\delta \sigma T^3 \Delta T \quad (2-25)$$

式中 F_0 为晴天条件下有效辐射, δ 为比辐射系数 (取 0.95), σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数, e 为水汽压, T 为空气温度, ΔT 地气温差。

云天有效辐射的计算可以在晴天有效辐射的基础上乘以云量订正函数, 可表示为:

$$F = F_0 (1 - Cn) \quad (2-26)$$

式中 F 为云天有效辐射, F_0 为晴天有效辐射, C 为云量减弱系数, n 为以小数表示的平均总云量。

翁笃鸣等从别尔梁德公式出发, 增加云量订正函数并考虑海拔高度的影响, 得到中国范围内计算实际云天条件下有效辐射的气候学计算式 (翁笃鸣, 1997):

$$F = \delta \sigma \left[T_0^4 - T^4 (1.035 - 0.295 e^{-0.166w}) \right] \times (1 - 0.54 e^{0.02z^2} n) 0.965 e^{0.18z}$$

$$\text{其中 } w = (0.1054 + 0.1513e) \exp(0.06z) \quad (2-27)$$

式中 F 为有效辐射, δ 为比辐射系数 (取 0.95), σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数,

e 为水汽压, T_0 为地表温度, T 为空气温度, n 为以小数表示的总云量, z 为以千米表示的海拔高度。

3.2 计算结果

由于翁笃鸣等推导出的公式过于烦琐, 本文采用别尔梁德公式进行计算。云量减弱系数取上海地区的系数(陆渝蓉, 1987), 冬季(10-3月)为 0.72, 夏季(4-9月)为 0.68, 分别计算出晴天和有云情况下的有效辐射, 结果见表 2-12。

表 2-12 1998 年晴天和实际云天条件下各月有效辐射 (W/m^2)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
晴天	83.9	83.1	80.7	78.5	76.6	68.0	67.9	74.9	73.8	74.6	76.2	78.1
实际云天	42.0	46.4	33.9	40.5	34.6	28.2	36.0	36.4	40.4	42.4	49.8	44.9

该值与翁笃鸣等计算的东南沿海一带值较为一致, 年平均值在 $40 W/m^2$ 左右, 5, 6 月份出现低值是因为梅雨季节, 阴雨天气较多, 高值出现在秋季则是因为秋天晴朗少云, 并且气温也较高, 致使有效辐射出现高值。

4 结论

(1) 地表有效辐射具有明显的周日变化特征, 白天大夜间小, 相比于阴天, 晴天地表有效辐射的日变化特征更为明显。

(2) 地表有效辐射主要受太阳总辐射、日照条件、地温及云等因素的影响。

(3) 利用空气温度、地表温度、水汽压及云等资料计算太湖地区 1998 年各月晴天及有云情况下的地面有效辐射, 其值与其他人计算的较为一致。

第六节 太湖地区地表反射率的研究

地表反射率是指某处的反射辐射量与入射辐射量之比，即

$$A=Er/Q\% \quad (\%) \quad (2-28)$$

其中 E_r 为太阳反射辐射量， Q 为入射辐射量。地面反射率是地面辐射场的重要组成部分之一，对地面和地气系统的能量收支起重要作用，是气候和陆面过程中的一个主要影响因素，地表反射率的确定是研究地表辐射平衡的一项重要工作。地表反射率及其变化主要受下垫面类型（土壤、植被、水体等）的颜色、干湿程度、地表粗糙程度和入射的太阳高度角等因素影响，因此它不仅具有明显的空间变化，还有很大的时间变化，包括日变化、年变化以及年际变化。目前大范围内的地面反射率已开展了部分研究（陈建绥，1964；谢贤群，1984；孙治安，1994），并发展利用卫星遥感数据反演大区域地表反射率（田庆久，1998），但小区域内反射率做得很少，本节试图利用太湖站太阳辐射资料及常规气象资料代表太湖地区来研究该地区地表反射率的影响因素、变化特征及变化原因，为开展其它气象工作提供基础资料。

1 地表反射率的变化特征

2.1 地表反射率的季节变化

表 2-13 列出了本地区 1998 年 1~12 月期间各月的总辐射和反射辐射的月平均日总量及月平均反射率。图 2-20 为此期间内本地区太阳总辐射和反射辐射月平均日总量的变化曲线，图 2-21 为太湖地区地面反射率的年内变化曲线。从表 2-13 和图 2-20 可以看出，夏季的反射辐射显著大于冬季，反射辐射明显随总辐射的增大而增大，具有与总辐射一样的季节变化，夏季大，冬季小。由表 2-13 和图 2-21 可以看出，地面反射率年平均值为 22.6%，在 20.2%到 24.9%间变化，相对年变幅为 4.7%，绝对年变幅为 18.9%，季节变化不是特别明显，高低值交替出现，这反映了地面反射率影响因素较复杂，不是单个因子所能确定的，是太阳高度角和下垫因子综合作用的结果。由于不同的季节各因子所起作用不同，因此地表反射率的变化甚为复杂。曲线在 2 月份和 11 月份出现两个峰值，主要是由于这两个月降水量较小，分别为 66.1mm，18.4mm，而全年平均降水量为 84.25mm，明显小于年平均和邻近各月。另外，地面反射率在 11~4

月变化最明显，这与地面反射率的天文变化规律吻合。

表 2-13 太湖地区反射辐射(E_r)和总辐射(Q)月平均日总量及地面反射率(A)

月份	1	2	3	4	5	6	7
E_r ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	1.66	2.37	1.71	2.95	2.78	2.81	4.21
Q ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	7.52	9.52	7.87	12.47	12.93	13.15	18.34
$A(\%)$	22.1	24.9	21.7	23.7	21.5	21.4	23.0
月份	8	9	10	11	12	年平均	
E_r ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	4.25	2.95	2.44	2.26	1.51	2.66	
Q ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$)	17.75	13.44	11.10	9.20	7.46	11.73	
$A(\%)$	23.9	21.9	22.0	24.6	20.2	22.6	

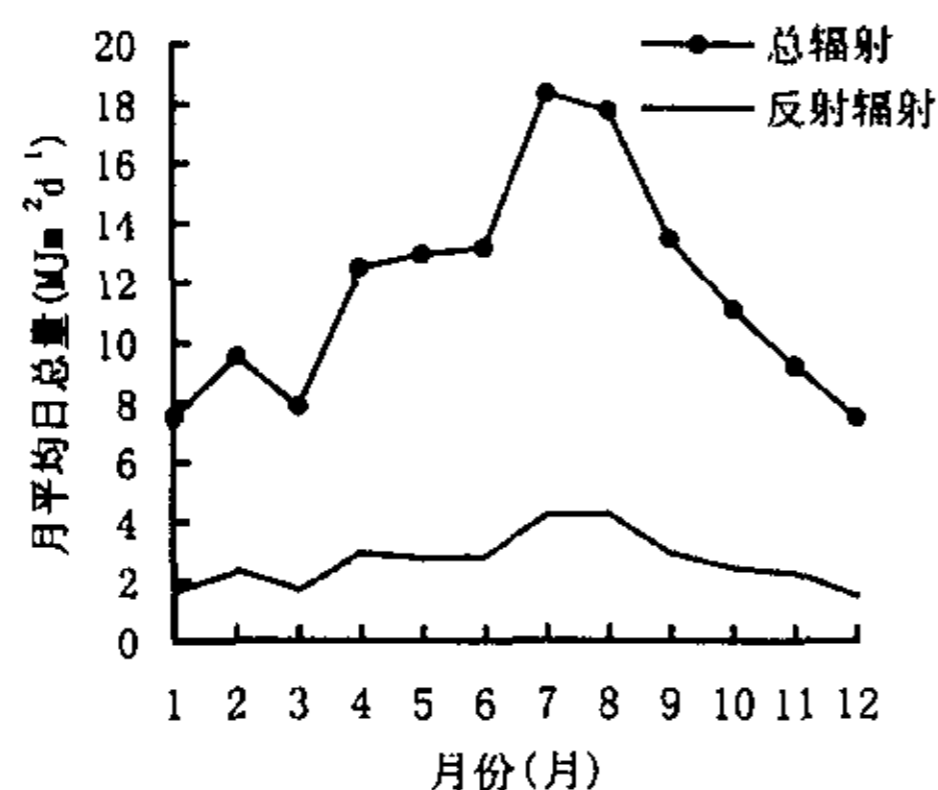


图 2-20 太湖地区太阳总辐射和反射辐射
月平均日总量变化曲线

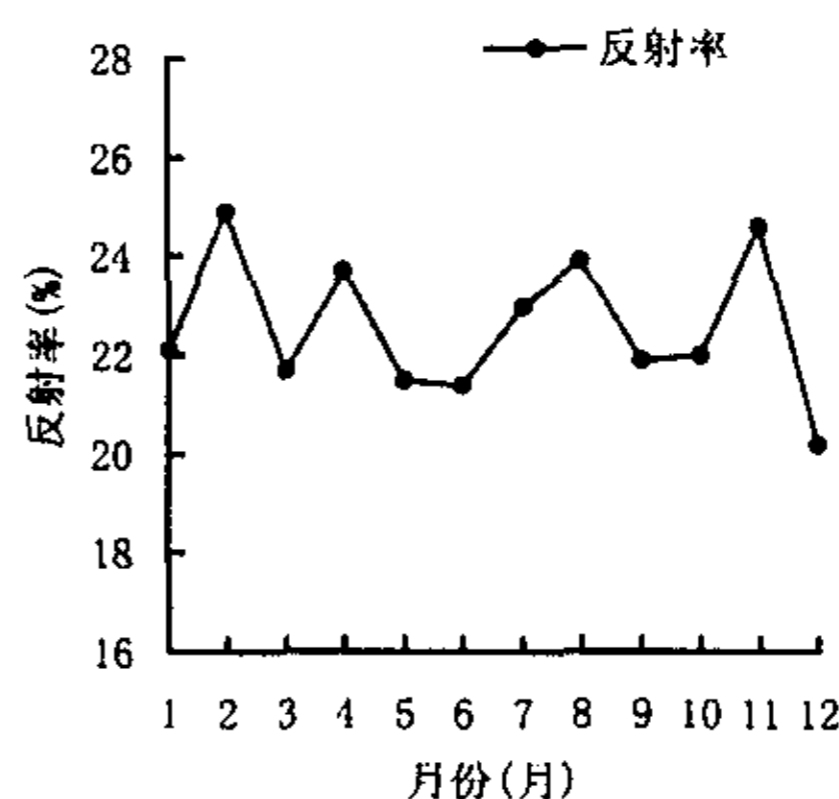


图 2-21 太湖地区地面反射率
年内变化曲线

2.2 地表反射率的日变化

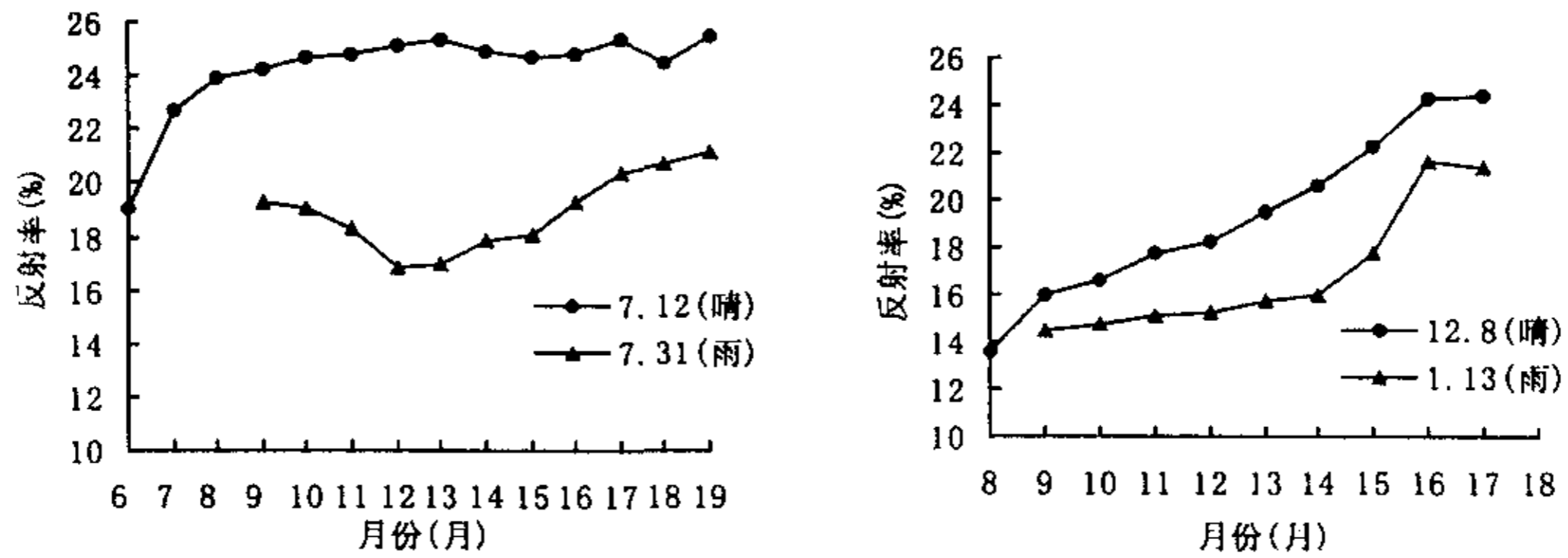
本文通过选取冬、夏季典型晴、雨日来分析太湖地区地表反射率的日变化，全天各时刻观测记录的反射辐射、总辐射及计算的地面反射率数据见表 2-14，典型晴、雨日地面反射率的日变化曲线见图 2-22。其中 A 图是夏季晴、雨日地面反射率的日变化曲线，B 图是冬季晴、雨日地面反射率的日变化曲线。为了精确地反映地面反射率的含义和日变化，夏季选取 9:05~19:05 时段进行对比分析，冬季选取 9:05~17:05 时段加以对比分析。由图可以看出无论夏季还是冬季，晴天的地面反射率都比雨天大，说明了下垫面潮湿，地面反射率要小。就一天的

周期而言,一般日出时反射率要小,随着时间的推移,反射率逐间增大,到下午日落时达最大值。冬夏季相比,夏季大,冬季小,并且夏季变化相对较平缓。晴天和雨天地面反射率差值也是夏季大,冬季小,这可能与冬夏季晴天和雨天地面干湿差异有关,一般夏季晴、雨天地面干湿差异较大,而冬季相对较小。

表 2-14 典型晴、雨日总辐射、反射辐射及地面反射率全天各时刻观测值

时间		0:05	1:05	2:05	3:05	4:05	5:05	6:05	7:05	8:05	9:05	10:05	11:05
7.12 晴	Q	0	0	0	0	0	0	0.168	0.671	1.395	2.044	2.538	2.9
	Er	0.002	0.001	0.002	0.001	0	0	0.032	0.152	0.334	0.495	0.626	0.7
	A							19.0	22.7	23.9	24.2	24.7	24.8
7.31 雨	Q	0.001	0.015	0.01	0.036	0.058	0.068	0.077	0.169	0.252	1.121	1.321	0.6
	Er	0.016	0.016	0.018	0.04	0.065	0.077	0.08	0.079	0.078	0.216	0.252	0.1
	A									31.0	19.3	19.1	18.8
12.8 晴	Q	0	0	0	0	0	0	0	0.007	0.286	0.854	1.419	1.7
	Er	0	0	0	0	0	0	0	0	0.039	0.137	0.235	0.3
	A									13.6	16.0	16.6	17.3
1.13 雨	Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0.011	0.069	0.143	0.2
	Er	0	0	0	0	0	0	0	0	0.003	0.01	0.021	0.0
	A									27.3	14.5	14.7	15.1
时间		12:05	13:05	14:05	15:05	16:05	17:05	18:05	19:05	20:05	21:05	22:05	23:05
7.12 晴	Q	3.072	3.049	2.929	2.585	2.025	1.381	0.67	0.126	0	0	0	0
	Er	0.77	0.771	0.728	0.639	0.502	0.349	0.164	0.032	0.005	0.004	0.003	0.0
	A	25.1	25.3	24.9	24.7	24.8	25.3	24.5	25.4				
7.31 雨	Q	1.959	1.825	2.311	1.47	1.827	0.902	0.305	0.076	0	0	0	0
	Er	0.33	0.309	0.408	0.266	0.353	0.184	0.063	0.016	0.005	0.003	0.001	0
	A	16.8	16.9	17.8	18.1	19.3	20.4	20.7	21.1				
12.8 晴	Q	1.949	1.838	1.505	1.091	0.527	0.086	0	0	0	0	0	0
	Er	0.356	0.359	0.31	0.242	0.128	0.021	0	0	0	0	0	0
	A	18.3	19.5	20.6	22.2	24.3	24.4						

1.13	Q	0.277	0.228	0.175	0.079	0.037	0.014	0	0	0	0	0	0
雨	Er	0.042	0.036	0.028	0.014	0.008	0.003	0	0	0	0	0	0
	A	15.2	15.8	16.0	17.7	21.6	21.4						



A图 夏季

B图 冬季

图 2-20 冬、夏季典型晴天和雨天日地面反射率的日变化

3 地表反射率的影响因素

3.1 太阳高度角

太阳高度角通过影响各分光辐射的吸收和反射从而达到影响地表反射率。据 Paltridge (Paltridge G.W., 1974) 等人研究, 地面反射率随太阳高度角的变化可模拟成一阶近似, 绝大部分地表维持着最主要的 Fresnel 反射特征, 亦即天顶角 θ 在 0° - 50° 范围内 (太阳高度角大于等于 40°) 反射率基本上为常数, θ 值再大时 (太阳高度角小于 40°) 反射率迅速增加。他们推导出如下公式来计算地面反射率, 即:

$$A(\theta) = a_1 + (1 - a_1) \exp[-k(90^\circ - \theta)] \quad (2-29)$$

式中 $A(\theta)$ 代表地面反射率, θ 为太阳天顶角, $90^\circ - \theta$ 为太阳高度角, k 为常数, 取 0.1。表 2-15 给出 1998 年 7 月 16 日不同时刻地表反射率随太阳高度角的变化。当太阳高度角较低时, 大气光学厚度大, 短波部分受大气中各因子影响而明显削弱, 此时长波辐射部分占的比重较大, 而地表对长波辐射的反射能力比较大, 再加上此时入射角大, 对于大入射角的光线反射能力也较强, 致使地面反射率随太阳高度角的减小而迅速增大; 当太阳高度角较大时, 太阳辐射历经的光程较短, 短波辐射的削弱也较少, 长波辐射削弱相对较多, 而地表对

短波辐射的反射能力也不及长波辐射，再加上此时入射较小，光线反射能力较弱，从而地表反射率较小，并维持在一常数附近。

表 2-15 1998 年 7 月 16 日地表反射率随太阳高度角的变化

时刻	6:00	7:00	8:00	9:00	10:00	11:00	12:00
太阳高度角	10.90	23.30	36.01	48.86	61.63	73.65	80.65
地表反射率	0.345	0.278	0.241	0.230	0.230	0.230	0.235
时刻	13:00	14:00	15:00	16:00	17:00	18:00	
太阳高度角	73.65	61.63	48.86	36.01	23.30	10.90	
地表反射率	0.238	0.238	0.236	0.250	0.286	0.326	

3.2 下垫面因子

1) 不同的下垫面类型，地表反射率不同：表 2-16 列出了主要下垫面类型的地表反射率的变化范围，由表可以看出，雪被的反射率最大，有植被覆盖的下垫面反射率相对较小。并且植被和作物在不同的生长季其反射率存在明显的不同，一般而言作物成熟期反射率有很大的上升，而雪被在不同的气候类型下反射率存在很大差别。

表 2-15 主要下垫面类型的地表反射率^[4]

下垫面类型	裸露土壤	树木植物	草被	作物	水面	雪被
地表反射率	0.05-0.40	0.10-0.20	0.15-0.35	0.10-0.25	0.06-0.35	0.40-0.95

2) 下垫面表面颜色不同，有不同的反射率：即使同一种下垫面类型，由于其表面颜色不同，因而具有不同的地表反射率，例如黑土和白沙土的反射率相差甚大，各自的变化范围为 0.05-0.15，0.30-0.40。这是由于物体对太阳辐射具有选择吸收和反射的性质决定的，并且其吸收和反射在不同的波长的光谱段是不同的。所以可以通过改变地表面的颜色来控制辐射能的收支以及各分光辐射的吸收和反射。

3) 下垫面的干湿状况不同，反射率不同：由于地面土壤变湿后，颜色会变深变黑，再加上水的比热大，因而湿润的土壤比干燥的土壤反射率小。因而常用降水量指标来反映地表反射率的变化，图 2-23 和图 2-24 分别为太湖地区全年逐月和 3、4 月份雨季时逐日地表反射率与降水量的演变曲线。就月平均而言，降水量大的月份地面反射率相对要小，降水量小，地面反射率反而大，地面反

射率与降水量成负相关关系。具体到每一天来说，这种负相关更为显著，对于每一次降水，几乎都伴随着地面反射率的减小，而降水一旦结束，地面反射率又立即回升。

4) 地表粗糙程度不同，反射率不同：粗糙度大的地表面起伏不平，相比光滑的表面其反射过程要复杂的多，投射到地表面的太阳辐射要经过多次反射才能回到大气中，因此其反射率自然就要减小。

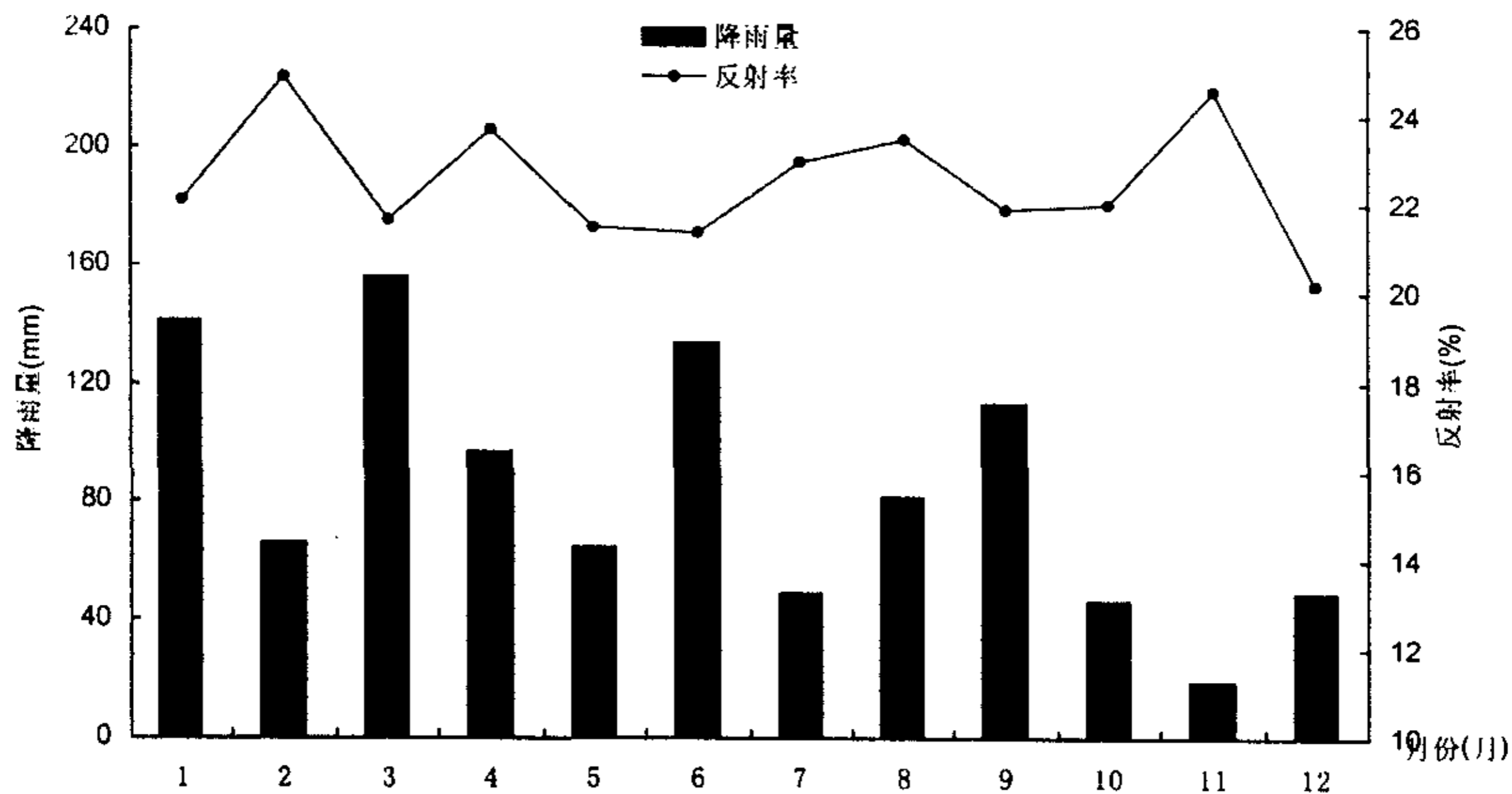


图 2-23 地面反射率与降水量逐月演变曲线

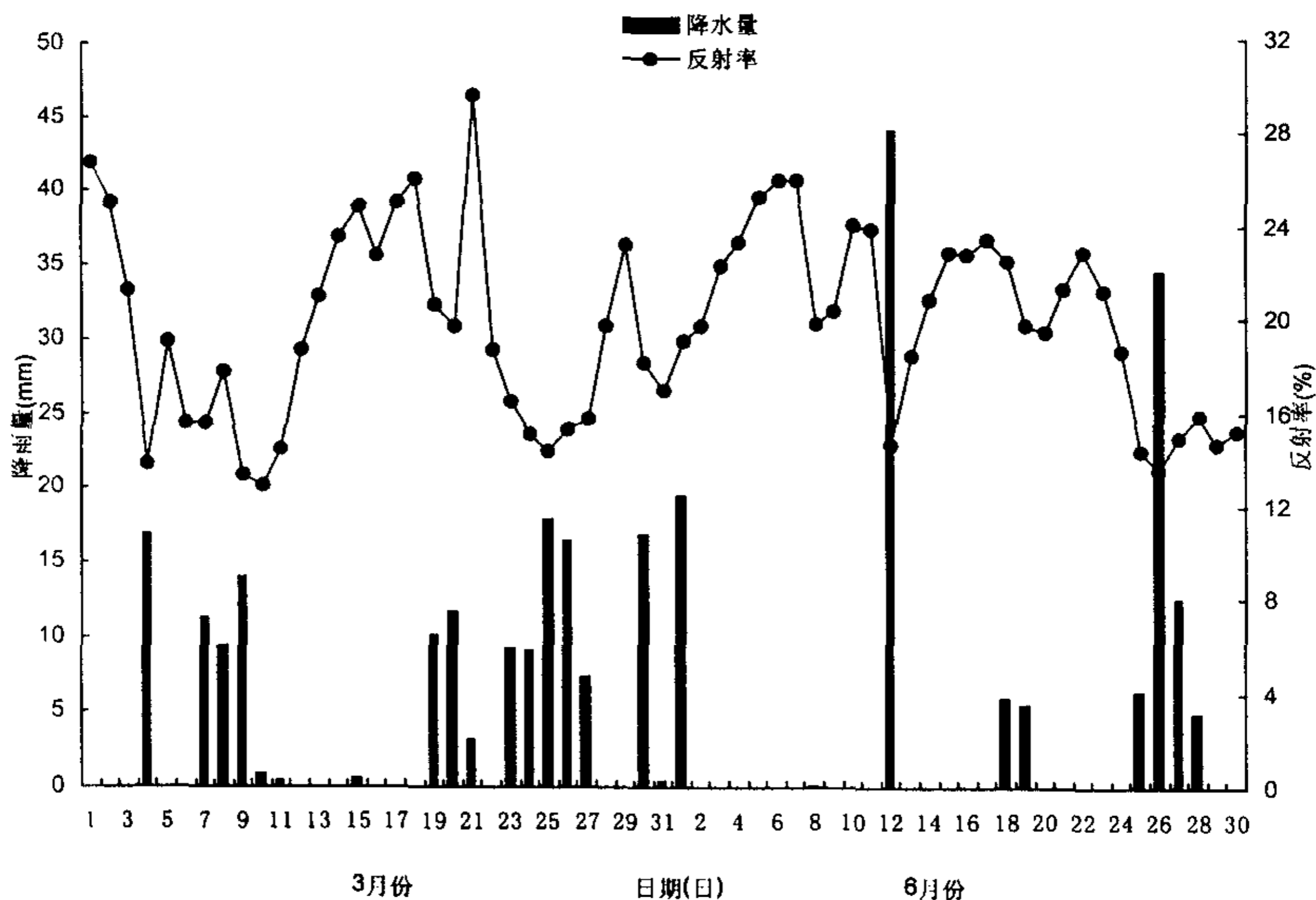


图 2-24 3、6 月份雨季地面反射率与降雨量逐日演变曲线

4 结论

(1) 太湖地区地面反射率在 20.2%~24.9%之间变化，其季节变化不是特别明显，这是由于地面反射率影响因子很多，不同的季节各影响因子所起的作用不同，有时恰好相反，相互间抵消，所以就不能像各分光辐射一样表现出明显的季节变化特征。

(2) 不管是冬夏季还是晴雨天，地面反射率的日变化都表现为从上午到下午逐间增大的趋势。

(3) 无论夏季还是冬季，雨天的地反射率都比晴天要小，这反映了降水量是影响地面反射率的一重要因子。

(4) 地面反射率是上述太阳高度角及下垫面因子综合作用的结果，并且各影响因子之间的关系也甚为复杂，我们目前尚只能推求出某单个因子与地面反射率的关系式，无法通过多因子来计算某地区的地面反射率。

第七节 太湖地区地面辐射平衡研究

辐射平衡量是最主要的气候形成因子，它决定了地球上能量的收入和支出情况，特别是地表面的辐射平衡量，表示了地面能量的积余还是亏损，在很大程度上决定着土壤上层、近地面层和表层水的温度分布。辐射平衡量对于计算下层土壤间热量交换；地面和大气间热量交换以及湖泊储热量都有重要意义，我国不少学者都曾对地面辐射平衡进行过研究（高国栋，1982；林正云，1994；李克煌，1996；李克煌，1996；洪松，1997；马耀明，1997）。关于太湖地区辐射平衡量目前尚未见有详细报道，基于太湖站气象辐射观测资料，分析了地面辐射平衡的月变化、晴阴天条件下的日变化、云对辐射平衡的影响以及辐射平衡的气候学计算。

地面收入的总辐射量与支出的总辐射量之间的差额称为地面辐射平衡值。地面收入的辐射量属于短波辐射的有：太阳直接辐射 S ，太阳散射辐射 q ；属于长波的有：大气逆辐射量 G 。地面支出的辐射量属于短波的有：地面反射辐射 Er ；属于长波辐射的有地面辐射 U 。因此地面辐射平衡方程可表示为：

$$R = S + q - Er - U + G \quad (2-30)$$

由于太阳直接辐射和散射辐射之和为太阳总辐射 Q ，反射辐射可表示为总辐射与反射率的乘积 AQ ；地面辐射与大气逆辐射之差为有效辐射 F ，因而地面辐射平衡方程又可表示为：

$$R = Q(1 - A) - F \quad (2-31)$$

1 地面辐射平衡的变化特征

图 2-25 为 2001 年 7 月份晴阴天条件下辐射平衡日变化曲线。晴天的辐射平衡日变化与其它地区相似，最大值出现在正午前后，但分布并不对称于正午，最小值发生在晚上 20 时左右，两次通过零的时刻也不对称，白天辐射平衡为正，晚上为负，即白天地表得到热量，晚上失去热量，白天辐射平衡值大于夜间值，总辐射平衡值为正。阴天条件下，辐射平衡最大值出现时间早于晴天，辐射平衡变化幅度没有晴天大，也就是说晴天白天得到热量多，晚上失去得热量也多，但总的辐射平衡值不及晴天。

2 地面辐射平衡的影响因素分析

地面辐射平衡的影响因子有太阳高度角、纬度和海拔高度、云量云状、大气透明度、地表反射率和地面温度等，主要就太阳高度角、云量和地表反射率详细论述如下：

2.1 太阳高度角 (h)

太阳高度角变化是引起地面辐射平衡量随时间变化的决定性因子，反映了地面辐射平衡的月变化和日变化，主要通过影响太阳总辐射的变化还体现出来。晴天条件下辐射平衡与正午太阳高度角的正弦值有良好的线性关系，曾有不同学者就两者之间建立了地区经验关系，由于太湖站辐射平衡资料不连续，因而无法建立两者之间的线性关系（沈觉成，1984；翁笃鸣，1984），但从图 2-25 辐射平衡的日变化曲线能够大致看出辐射平衡随太阳高度角的变化。

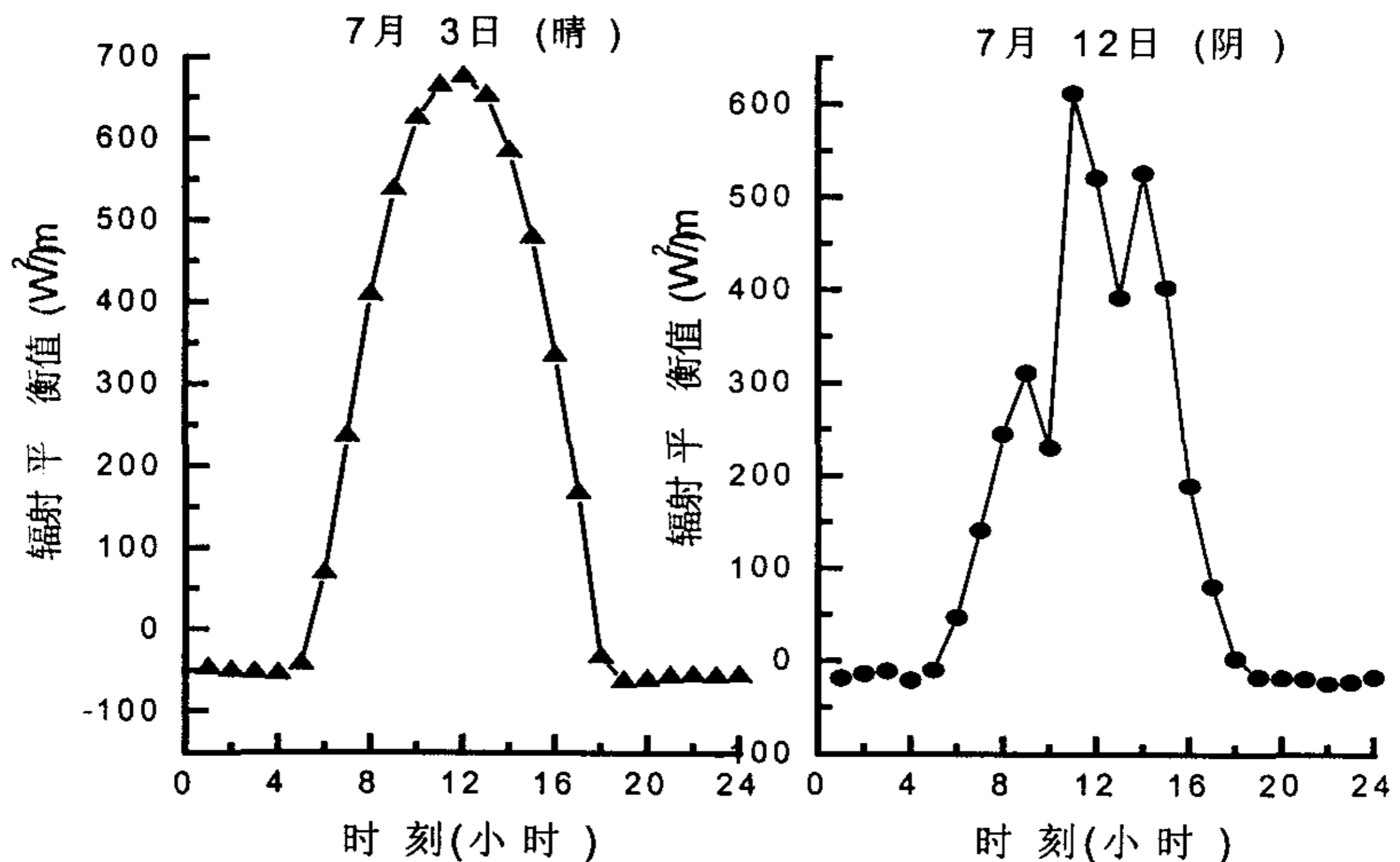


图 2-25 晴阴天条件下的辐射平衡日变化曲线

2.2 云对辐射平衡的影响

云对辐射平衡的影响很大，晴天条件和有云天气辐射平衡相差显著，并且

日变化特征也不一样，图 2-25 清晰地反映了这种变化特征。同时云量和云状的改变使得这种影响更趋复杂化，图 2-26 则反映了云量和云状的影响，A 图分别为 2001 年 7 月 15 日和 7 月 16 日的辐射平衡日变化曲线，它们对应的总云量分别是 10 和 7.3 成，B 图分别为 2001 年 7 月 24 日和 7 月 26 日的辐射平衡日变化曲线，它们对应的总云量相同，为 4.7 成，但低云量不同，分别为 3.7 和 4.3 成。由图可知，无论总云量还是低云量的增加都将引起辐射平衡值的降低，但总云量的影响作用比低云量要大，这与其他平原地区观测的结果较为一致（沈觉成，1984）

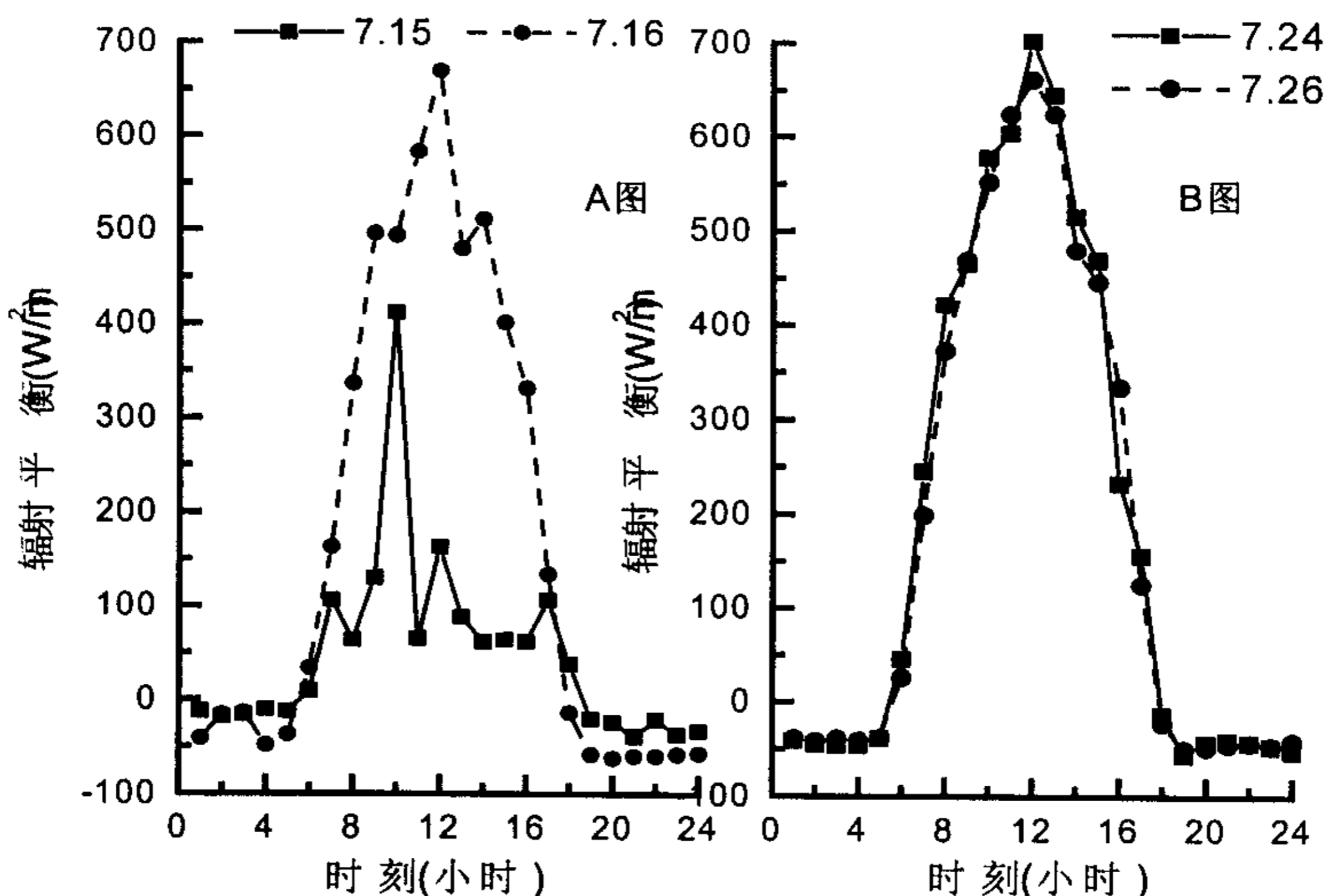


图 2-26 不同总云量和低云量情况下的辐射平衡日变化曲线

3 辐射平衡的气候学计算

地面辐射平衡值和总辐射存在高度的线性相关，可以根据实测资料建立辐射平衡和总辐射的回归方程，但这样得到辐射平衡计算式有很大的区域局限性，不便于推广。除了基于总辐射进行线性回归计算辐射平衡值外，辐射平衡值一般通过地面辐射平衡方程进行计算。

总辐射采用前已论述的基于日照百分率来计算, 即

$$Q = Q_0(a + bs_1) \quad (2-32)$$

对于太湖地区可以粗略地采用无锡地区的计算公式, 即:

$$Q = Q_0(0.1351 + 0.5707s_1) \quad (2-33)$$

地表反射率就利用第四节求得反射率。

地表有效辐射按 M. E. 别尔良德公式进行计算:

$$F_0 = \delta\sigma T^4(0.39 - 0.058\sqrt{e}) + 4\delta\sigma T^3\Delta T \quad (2-34)$$

式中 F_0 为有效辐射, δ 为比辐射系数 (取 0.95), σ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数, e 为水汽压, T 为空气温度, ΔT 地气温差。

$$F = F_0(1 - Cn) \quad (2-35)$$

式中 F 为云天有效辐射, F_0 为晴天有效辐射, C 为云量减弱系数, 按上海地区的系数给出 (陆渝蓉, 1987), n 为以小数表示的平均总云量。

利用上述各式可计算出辐射平衡方程各分项, 由此可得到辐射平衡值, 表 2-17 列出了 1998 年各月辐射平衡计算值。

表 2-17 1998 年各月总辐射、反射辐射、有效辐射及辐射平衡值

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
总辐射	7.52	9.52	7.87	12.47	12.93	13.15	18.34	17.75	13.44	11.10	9.20	7.46
反射辐射	1.66	2.37	1.71	2.95	2.78	2.81	4.21	4.25	2.95	2.44	2.26	1.51
有效辐射	3.63	4.01	2.93	3.50	2.99	2.44	3.11	3.15	3.49	3.66	4.31	3.88
辐射平衡	2.23	3.14	3.23	6.02	7.16	7.90	11.02	10.35	7.00	5.00	2.63	2.07

第三章 太湖水体光学特性、变化规律及与 悬浮质、叶绿素的关系

第一节 实验概况

1 实验站位、时间

为研究太湖全湖不同水域水体周年的水下辐照度、光学衰减系数，研究期间在太湖不同湖区均布有测点，各测点具体位置见图 3-1，各点经纬度见表 3-1。全年分夏秋冬三季测定采样（春季和秋季水下辐照度相近，因而不再进行采样分析），时间分别选择在 8 月 16-17 日，11 月 16-17 日，3 月 16-17 日。另外为了研究水下辐照度、光学衰减系数的日变化和垂直变化以及受风浪过程的影响，进行了两次定点连续观测，一次在太湖站栈桥外，从 7 月 21 日到 23 日连续观测 3 天每天从早晨 5 点开始观测，每隔两个小时观测一次，到下午 19 点为止，从湖面开始分 5 层测定辐照度，分别为 0cm、-20cm、-50cm、-100cm、-150cm。站点地理位置为：31° 25' 10.1" N，120° 12' 50.3" E，水深 2.25 米，一次在梅梁湾内，从 9 月 8 日到 11 日连续观测 4 天，从上午 9 点开始到下午 17 点为止，每隔两个小时观测一次，从湖上到湖底分 8 层测定，分别为 0cm、-20cm、-50cm、-100cm、-150cm、-200cm、-225cm、-250cm，站点位置为：31° 29' N，120° 12' E，水深 2.7 米。现场观测项目包括标量辐照度、向上辐照度、向下辐照度、透明度、水温，初级生产力测定，并同时采集水样带回实验室分析悬浮有机颗粒、无机颗粒及叶绿素浓度。

表 3-1 各测点的位置及所属湖区

点号	0	1	3	5	7	8
位置	梁溪河口	三山岛边	二号航标	四号航标	六号航标	八号航标
纬度(N)	31° 28.60'	31° 30.78'	31° 28.60'	31° 24.69'	31° 20.36'	31° 15.91'
经度(E)	120° 13.38'	120° 11.49'	120° 11.61'	120° 11.25'	120° 10.85'	120° 10.40'
所属湖区	五里湖	梅梁湾	梅梁湾	梅梁湾	湖心区	湖心区

点号	9	10	11	12	13
位置	五里湖	大浦口	小梅口	东太湖	大贡山
纬度(N)	31° 30.78'	31° 18.87'	30° 57.82'	31° 01.30'	31° 23.19'
经度(E)	120° 15.19'	119° 56.73'	120° 07.12'	120° 27.23'	12017.73'
所属湖区	五里湖	沿岸区	沿岸区	东太湖	汞湖

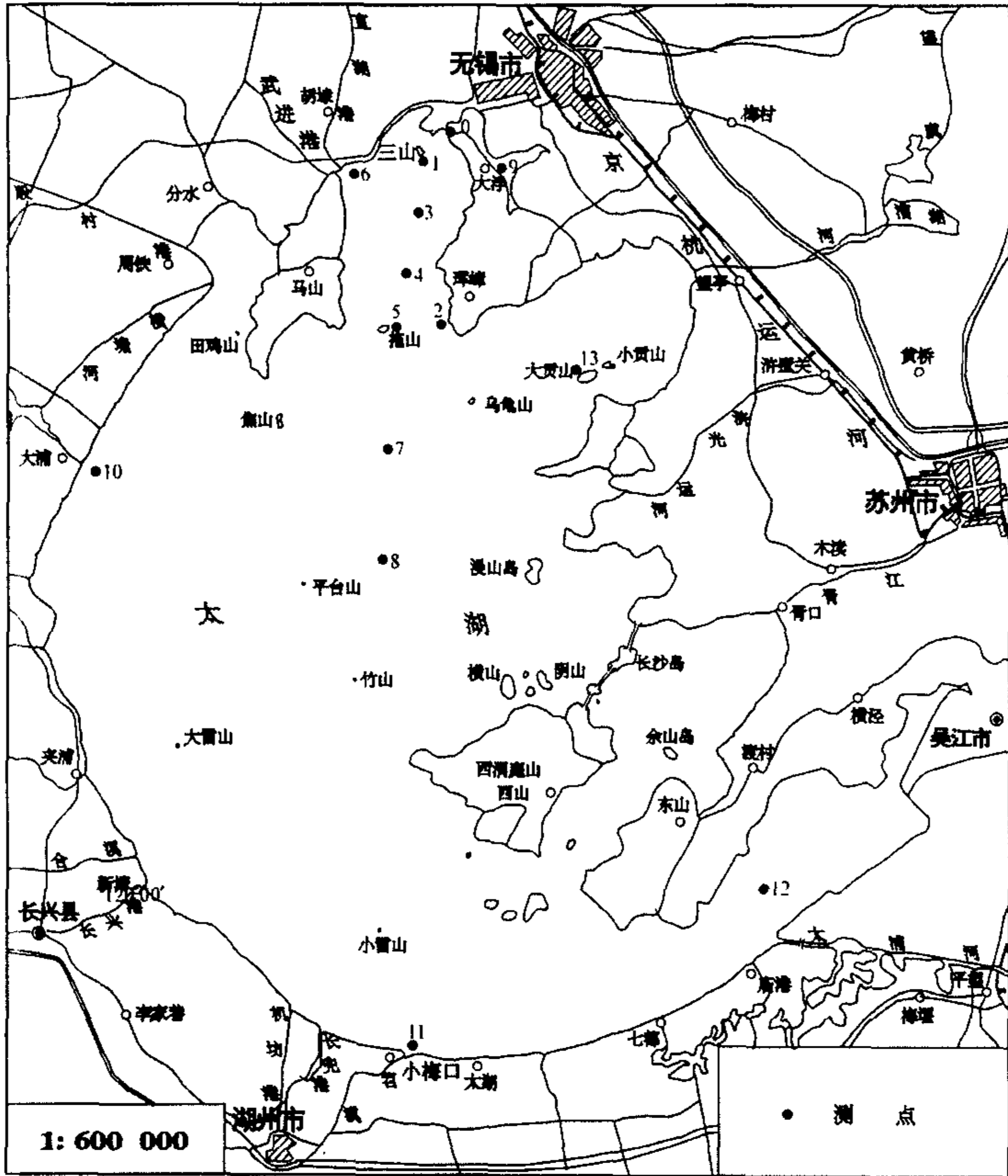


图 3-1 监测点分布图

2 测量原理及仪器

辐照度就是指入射在包含所考虑点的无限小面元上的辐射通量与该面元的

面积之比，单位为 W/m^2 ，一般用符号 E 来表示 (Jerlov N G, 1981)。

$$E = d\phi/dA \quad (3-1)$$

根据上述定义，入射在包含所考虑点的水平面的上侧面 ($0-180^\circ$) 上无限小面元上的辐射通量与该面元的面积之比称为向下辐照度，如果入射在下侧面 ($180^\circ-360^\circ$) 则称向上辐照度。而来自四面八方围绕一点分布的辐射率的积分称为标量辐照度 (Jerlov N G, 1981)。水下辐照度计测量的项目一般包括上述三项。

由于辐射从界面上半空间经各种可能的方向作用于接收面，故功率相同而方向不同的辐射对接收面上辐照度的贡献不同，其关系为 (李武, 1997)：

$$E = E' \cos\varphi \quad (3-2)$$

式中： E 为水平界面上的辐照度； E' 为与辐射传播方向垂直表面上辐照度； φ 为辐射方向与水平界面法线之间夹角（即辐射对水中水平界面的入射角）。用于测量辐照度的仪器接收面所接收的辐射功率必须满足式 (3-2) 所表示的关系，即辐照度的响应与辐射方向的余弦成正比。余弦集光器是辐照度计不可缺少的一个器件。目前，辐照度计的辐射接收面普遍采用具有较理想的朗伯面性质的材料（如乳白色磨沙玻璃）来制作，能够较好地满足式 (3-2) 所表达的余弦关系。余弦集光器接收的辐射能，进入光电检测器件，将光讯号转变为电讯号，经电子线路对讯号放大、处理。仪器检测的电讯号经辐射定标，完成对辐照度测量，在终端显示器上显示、输出或存储。

作者测量辐照度所选用的仪器为英国生产的 SR9910-PC 型水下光辐谱仪，其携带两个探头，一个测标量辐照度，一个测向下向上辐照度，测量波段范围 240-800nm，包括紫外和可见光波段，但在实验期间主要测量 400-700nm 光合有效辐射波段（在没有特别说明的情况下，所论述的辐照度都是指 400-700nm 波段），波长精度为 $\pm 0.5nm$ ，焦距长 100mm，探头接收到的光信号经数据线由 RS232 接口传送到计算机上，转变为电信号经电子线路对讯号放大、处理，然后在计算机上进行显示和存储。仪器经计量单位标定以保证测量数据的可靠性。

各项指标的测定和分析均按照有关湖泊调查规范进行，叶绿素的测定选用的仪器为上海仪器厂生产的 7230 分光光度计，分析数据可靠。

3 实验流程

无机和有机颗粒的测定按下列实验流程进行：

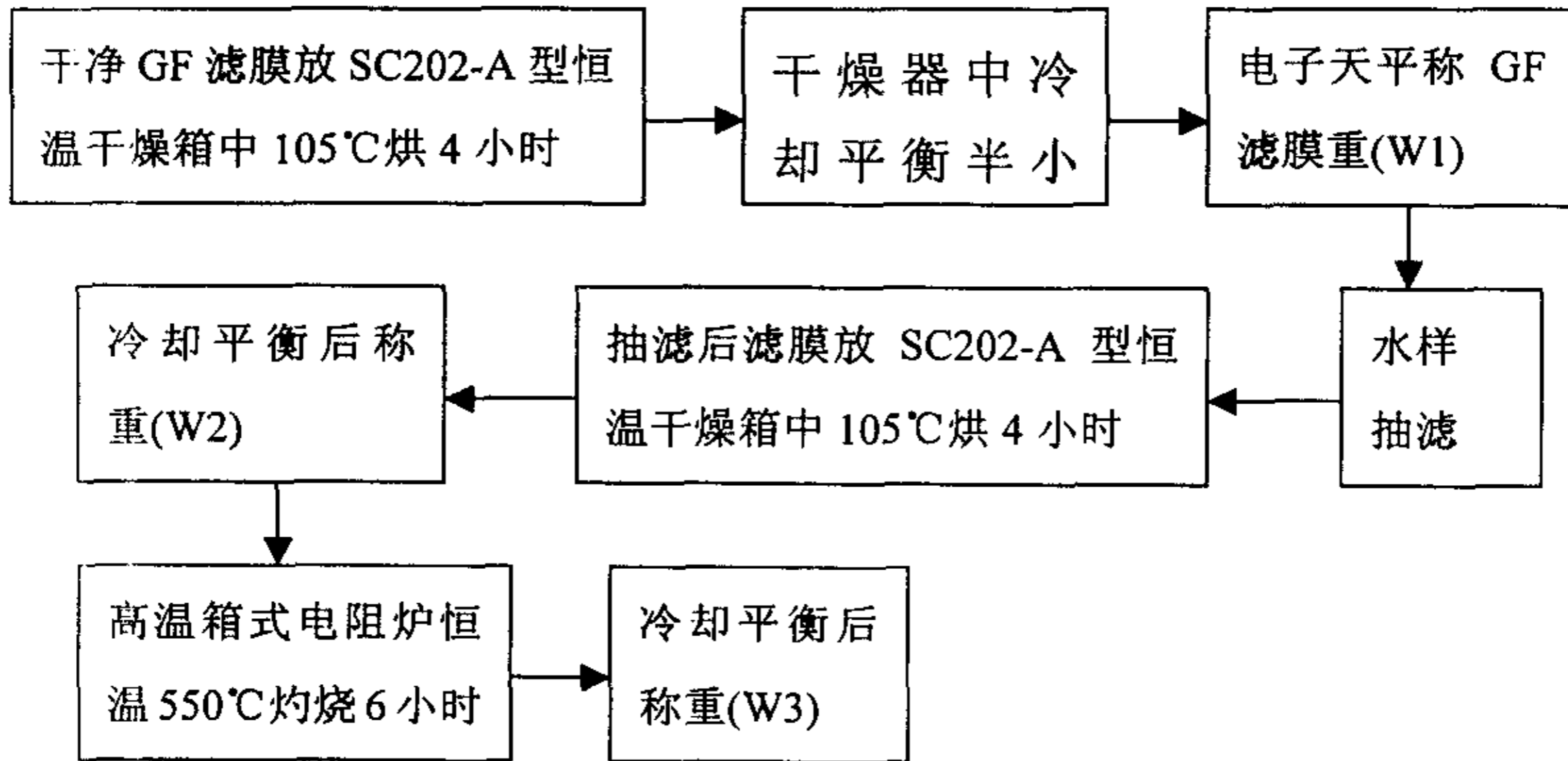


图 3-2 无机和有机颗粒测定的实验流程

上述测定中有三次称重，其中 W_2-W_1 为总悬浮质重， W_3-W_1 为无机颗粒重， W_2-W_3 为有机颗粒重。

第二节 水气界面太阳辐照度

太阳光照射到湖面上发生两种现象，一种是湖面反射，另一种则是湖面折射，大气在向水体传递光能的同时，也有一部分光从水体辐射到大气中，因此太阳光在水气界面表现为两种介质太阳光的传递与交换。

1 湖面反射

太阳辐射经大气的吸收和散射后，在进入水体之前形成了两种不同性质的成分：第一是覆盖于 290~3000 毫微米谱区范围内的直接日辐射；另外则是短波占优势的漫射天光，因此在求解湖面反射率时需将直接光和漫射光分开处理。由于直接光是无偏的，它的反射率可以由菲涅尔方程给出，即为 (Jerlov N G, 1981):

$$\rho_s = \frac{1}{2} \left| \frac{\sin^2(i-j)}{\sin^2(i+j)} + \frac{\tan^2(i-j)}{\tan^2(i+j)} \right| \quad (3-3)$$

式中 ρ_s 为直接辐射反射率， i 为入射角， j 为折射角，其中入射角和折射角的关系可由正弦定律表示，即：

$$\frac{\sin i}{\sin j} = n \quad (3-4)$$

n 为水介质的折射指数，等于 1.33

由上述方程即可求得不同入射角的直接辐射反射率，见下表 (陆渝蓉, 1987):

表 3-2 平静湖面的直接反射率与入射角关系

入射角(度)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1
10	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1
20	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.2	2.2	2.2	2.2	2.2
30	2.2	2.3	2.3	2.3	2.3	2.4	2.4	2.4	2.4	2.5
40	2.5	2.5	2.6	2.7	2.8	2.9	3.0	3.1	3.2	3.4
50	3.5	3.6	3.8	4.0	4.2	4.4	4.7	5.0	5.4	5.8

60	6.2	6.6	7.0	7.5	8.2	8.8	9.6	10.4	11.4	12.4
70	13.6	14.8	16.2	17.8	19.6	21.5	23.8	26.0	28.8	31.4
80	35.0	38.6	42.8	47.6	52.9	58.6	65.0	72.0	80.6	89.6
90	100.0									

由于漫射辐射本身及影响因素极为复杂, 因此其反射率定量化较为困难, 目前一般采用一阶近似来代替, 即认为等辐射率的漫射光是来自四面八方的辐射率为 L 的天光, 由此可以给出漫射光反射率的计算式 (Jerlov N G, 1981):

$$\rho_d = \frac{2\pi \int_0^{\pi/2} \rho(i) L \sin i \cos i di}{2\pi \int_0^{\pi/2} L \sin i \cos i di} = \int_0^{\pi/2} \rho(i) \sin 2i di \quad (3-5)$$

式中 ρ_d 为漫辐射的反射率, $\rho(i)$ 为入射角为 i 的直接辐射反射率, i 为入射角。据文献 (Jerlov N G, 1981), 通过对上式积分, 得到 ρ_d 值为 6.6%。

知道了直接辐射和漫辐射的反射率, 湖面的总反射率就可以写成 (Jerlov N G, 1981):

$$\rho = \frac{E_r}{E} = \rho_s(1-m) + \rho_d m \quad (3-6)$$

式中 E 和 E_r 各为入射和反射辐照度, m 为散射辐射与总辐射的比值。为大致了解一下太湖水面的反射率, 文章利用太湖站气象辐射观测资料进行推算, 选取 98 年 7 月 25 日的资料, 太湖站 AMRS—I 气象辐射自动观测系统能够自动记录每整点小时的直接辐射和总辐射的累计值, 由此我们可推算每小时平均的直接辐射与总辐射的比值。利用 7 月 25 号的当天赤纬及湖面 2 号点的地理纬度, 利用下式就可求得每整点时刻的太阳高度角:

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \quad (3-7)$$

式中 h 为太阳高度角, φ 为当地纬度, δ 为当天太阳赤纬, ω 为时角。

由于太阳直射光可以看成为一束平行光, 因此投射到湖面的太阳光线的入射角等于 90° 减去当时的太阳高度角。由 3-5 式计算出每整点时刻的直接辐射反射率, 漫射辐射反射率取 6.6%, 由 3-6 式即可得到其总的湖面反射率, 计算结

果如下:

表 3-3 1998 年 7 月 25 日 2 号点湖面反射率

时刻	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
直接辐射/总辐射	0.41	0.45	0.48	0.48	0.49	0.54	0.56	0.57	0.53	0.52	0.49
直接辐射反射率 (%)	34.68	13.80	6.72	4.21	3.31	3.08	3.31	4.21	6.72	13.80	34.68
总反射率 (%)	18.04	9.85	6.66	5.45	4.98	4.70	4.77	5.24	6.66	10.32	20.23

2 湖面折射

水-气界面是两种不同光学密度介质的边界层, 太阳辐射自空气进入湖泊中时, 一部分经反射返回空气中, 另一部分被折射而透入湖中, 这一部分才是湖水真正接受的太阳辐射量, 太阳辐射在湖面的折射遵守经典的折射定律:

$$\frac{\sin i}{\sin j} = n \quad (3-8)$$

式中 i 及 j 分别代表同一入射面内的入射角和折射角, 湖水相对于空气而言, 折射率 n 等于 $3/4$.

3 水面出射辐照度

离开水面向上出射的辐照度包括三个部分 (潘德炉, 1997), 一部分经水面折射穿过水面, 受到水色因子如叶绿素、悬浮泥沙和黄色物质的颗粒的散射, 后向散射部分经水面折射离开水面, 一部分为太阳光在水下传输达到湖底被湖底反射, 然后经水面折射出来, 尽管太湖水深很浅, 但由于其透明度低, 可见光尚未到达湖底就被吸收和散射掉, 因此其值可以忽略。还有一部分就是在日光的激励下, 湖水中的叶绿素会发出一种荧光, 离开水面出射。所以辐谱仪测得离水辐照度主要为后向散射离开水面的辐照度以及荧光离水辐照度。离水辐照度是水色遥感的基础, 卫星上水色扫描仪通过识别所接收到的离水辐射从而实现水体中叶绿素、悬浮泥沙和黄色物质的定量探测。

第三节 太湖水体光学特性

湖水的光学特性决定了水下光照强度和频谱分布,进而决定了湖泊水体初级生产力。因而有必要分析湖水的光学特性,包括纯水的光学特性和各影响因子的光学特性。湖泊水体中影响光的强度及频谱分布的物质大致可分为三类(Bricaud A, 1983; 俞宏, 1998): 1) 黄色物质(yellow substance 或 gilvin), 主要是由黄腐酸, 腐殖酸组成的溶解性有机物; 2) 悬浮物质, 主要是浮游植物死亡产生的有机碎屑以及陆生或湖体底泥再悬浮而产生的无机悬浮颗粒, 对于浅水湖泊而言, 其中底泥的再悬浮占了很大比重; 3) 浮游植物, 主要是各种浮游藻类。

光进入湖体后, 散射同吸收联合作用引起了辐射光的衰减, 包括纯水及湖水中物质对光衰减的各物理过程, 总的衰减系数用公式表示, 即为:

$$d(\lambda) = c_w(\lambda) + c_g(\lambda) + c_d(\lambda) + c_c(\lambda) \quad (3-9)$$

式中 $c(\lambda)$ 、 $c_w(\lambda)$ 、 $c_g(\lambda)$ 、 $c_d(\lambda)$ 、 $c_c(\lambda)$ 分别代表总衰减系数、纯水衰减系数、黄质衰减系数、悬浮颗粒衰减系数及浮游藻类衰减系数, 其值可以通过仪器测量或有关公式计算求得。

1 纯水的光学特性

纯水尽管表面上看起是无色的, 其实它是一种蓝色液体。纯水之所以表现为蓝色是因为它对蓝光和绿光的吸收很微弱, 当入射光波长超过 550nm 之后, 随着波长的增加, 纯水的吸收也逐渐增强, 其在红光波段的吸收尤为突出。1 米深的纯水大约要吸收波长为 680nm 入射光的 35%。Smith & Baker (Smith R. C., 1981) 通过对清洁海水和纯水的大量测量得出各波段的吸收系数, 见表 3-4, 吸收曲线见图 3-3 (Smith R. C., 1981)。

纯水对光的吸收具有波长选择性, 红外波段是纯水对太阳光吸收的强波段, 当波长超过 1000nm 时, 纯水的吸收更为强烈。对于光合有效辐射波段而言, 纯水吸收有影响的波段范围在 550-700nm。在远紫外区纯水具有高度透明性, 但它对紫外辐射 UV-B 波段吸收却相对较强, 因此臭氧层空洞引起地球上紫外辐射增强也将强烈影响到海洋及陆地水体生态系统, 研究 UV-B 紫外波段对海洋及湖泊生态系统的影响已成为海洋(湖泊)光学中一个重要组成部分,

国外在这方面开展了大量工作 (Irena Kaczmarek, 2000; Stig Markager, 2000; Michael T. Arts, 2000; Claude Belzile, 2000), 但国内研究很少。我们的研究也还只能集中在路面紫外辐射的观测与计算, 这也是第二章第四进行过详细研究。至于水下紫外辐射对湖泊生态系统的影响, 鉴于仪器和设备, 我们现在还不能开展这方面工作。

表 3-4 纯水的吸收系数

λ (nm)	a (m^{-1})	λ (nm)	a (m^{-1})	λ (nm)	a (m^{-1})	λ (nm)	a (m^{-1})	λ (nm)	a (m^{-1})
310	0.105	410	0.0162	510	0.0357	610	0.289	710	0.839
320	0.0844	420	0.0153	520	0.0477	620	0.309	720	1.169
330	0.0678	430	0.0144	530	0.0507	630	0.319	730	1.799
340	0.0561	440	0.0145	540	0.0558	640	0.329	740	2.38
350	0.0463	450	0.0145	550	0.0638	650	0.349	750	2.47
360	0.0379	460	0.0156	560	0.0708	660	0.400	760	2.55
370	0.0300	470	0.0156	570	0.0799	670	0.430	770	2.51
380	0.0220	480	0.0176	580	0.408	680	0.450	780	2.36
390	0.0191	490	0.0196	590	0.157	690	0.500	790	2.16
400	0.0171	500	0.0257	600	0.244	700	0.650	800	2.07

纯水的散射处理常借助于两种理论, 即瑞利理论和起伏理论。根据瑞利理论, 纯水散射被认为是一种分子散射, 光散射粗略遵从 λ^{-4} 定律, 如果考虑反射率 n 的色散和折射率随压力变化的实测值 $\frac{\partial n}{\partial P}$ 的效应后, 幂指数已被修正-4.32 (Jerlov N.G, 1981)。起伏理论认为散射是由于液体的小体积元内密度或浓度的起伏所引起, 并且彼此相邻的体积元内的起伏又是相互独立的。Morel 根据起伏理论得到散射函数 $\beta_0(\theta)$ 和散射系数 b_0 的下列表达式, 并由此计算了纯水在 475nm 的散射函数, 见表 3-5 (Morel A., 1974)。

$$\beta_0(\theta) = \frac{2\pi^2}{\lambda^4} kTn^2 \frac{1}{\eta} \left(\frac{\partial n}{\partial P} \right)^2 \frac{6(1+\delta)}{6-7\delta} \times \left(1 + \frac{1-\delta}{1+\delta} \cos^2 \theta \right) \quad (3-10)$$

$$b_0 = \frac{8\pi}{3} \beta_0(90) \frac{2+\delta}{1+\delta} \quad (3-11)$$

式中 η 是热压缩系数, k 是波尔兹曼常数, n 为水的折射率, T 是绝对温度, $\frac{\partial n}{\partial P}$ 是折射率随压力的变化, δ 为偏振差, θ 是散射立体角。由于纯水主要呈现为吸收介质, 因此在精度要求不高的情况下, 水分子的散射可以忽略, 而其吸收系数则可以借助仪器测得。

表 3-5 纯水的理论散射函数

散射角 θ (度)		散射函数 $\beta_0(\theta)$ (10^{-4} 米 $^{-1}$)
0	180	3.15
10	170	3.11
20	160	2.98
30	150	2.78
45	135	2.43
60	120	2.09
75	105	1.85
90		1.73

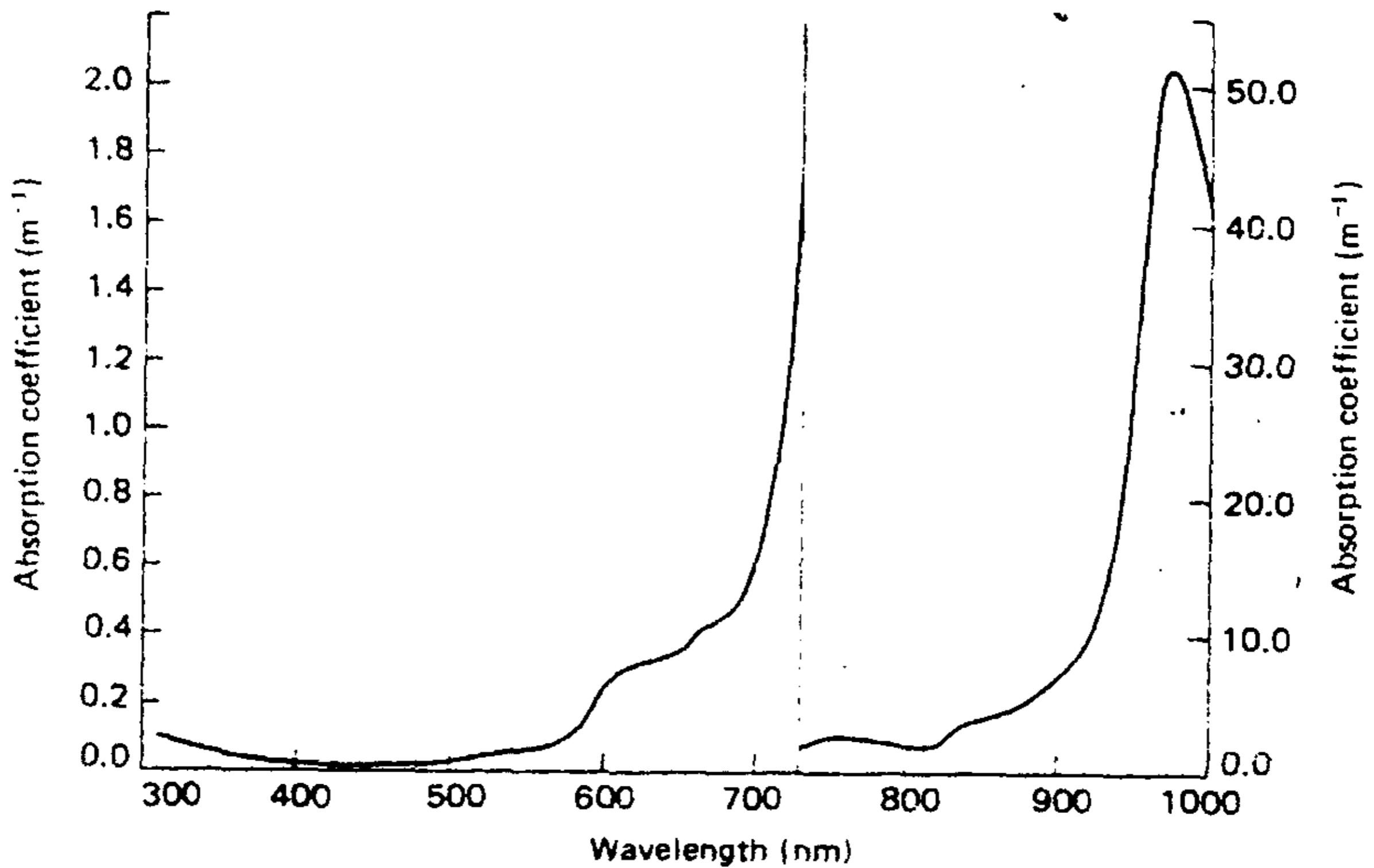


图 3-3 纯水的吸收曲线

2 黄质的光学特性

黄质是类似于土壤腐殖质的一种酸性可溶性有机物质总称, 由于在黄色波段吸收最小, 使其呈黄色, 故称这类复杂的混合物为“黄色物质 (Yellow Substance)”。随着对黄色物质的形成、成分和演化机理研究的逐渐深入, 自 90 年代, 国际上对黄色物质的称谓逐渐改为“有色可溶性有机物质 (chromophoric dissolvable organic matter, 英文缩写 ‘CDOM’)”, 以使其更能代表它的理化属性, 但国内仍多称为“黄色物质” (张绪琴, 2000)。黄质的光学性质表现为单一的吸收作用, 因为当湖泊中的有机物质被过氧化氢氧化或紫外辐射破化后, 其对光的吸收减小到近似为零 (Davis-colley R J, 1983)。湖泊中黄质的来源主要有两方面, 一方面是湖内植物经微生物分解后形成, 另一方面是大量可溶性有机质随入湖水流进入湖泊。与海洋相比, 湖泊中黄质含量一般较高, 其吸收是水下光照衰减不可忽视的重要因素。

众所周知, 在可见和紫外光区内, 黄质对光的吸收随波长的减小而增加, 黄质的吸收与波长的关系, 可以用指数形式来表示 (Bricaud A., 1983):

$$a_g(\lambda) = a_{gR} \exp[S(R - \lambda)] \quad (3-12)$$

式中 a_g 是黄质吸收系数, λ 是波长, R 是参照波长, 一般取 440nm。 S 是指数函数曲线斜率参数, 与波长及黄质浓度无关, 在海洋中平均值为 0.014 (Bricaud A., 1983), 在内陆淡水湖泊中 S 值比海洋中略高, Davies-Colley 曾对黄质浓度相差甚大的 12 个内陆淡水湖泊进行研究, 发现其变化不大, 平均值为 0.0187 (Davis-colley R J, 1983)。

由于黄质水样中不可避免地会留存有细小颗粒, 它们会引起散射, 因此在计算黄质的吸收系数时必须作散射效应订正。黄质吸收系数的真值与其表观值存在下列关系式 (Bricaud A., 1981):

$$a_g(\lambda) = A_g(\lambda) - (1 - \varepsilon)b_\lambda \quad (3-13)$$

式中 ε 是光谱仪表感应的散射光比例, b_λ 是过滤水样的散射系数, $a_g(\lambda)$ 是黄质吸收系数真值, $A_g(\lambda)$ 是波长为 λ 时黄质吸收系数表观值, 可以通过仪器观测得到。要想从式中计算 $a_g(\lambda)$ 必须得估计 $(1 - \varepsilon)b_\lambda$ 项。根据 Bricaud (Bricaud A., 1983) 的研究, 我们可以假设认为, 在长波段内, 选择波长 L 为 740nm, 此时

黄质的真正吸收可以忽略不计，因此就有下式：

$$A_{gL} = (1 - \varepsilon)b_L \quad (3-14)$$

另据 Bricaud (Bricaud A., 1983)，黄质的吸收系数与波长近似地成反比关系，因此就能得到吸收系数真值的下列表达式：

$$a_g(\lambda) = A_g(\lambda) - A_{gL} \times L/\lambda \quad (3-15)$$

式中 $L=740\text{nm}$ ， $A_g(\lambda)$ 是波长为 740nm 的黄质的吸收系数的观测值。通过上式就能计算任意波段内黄质的吸收系数。

3 悬浮颗粒的光学特性

悬浮质的光学特性与纯水一样，表现为对光具有吸收和散射的双重作用，因此必须分别加以分析。Bricaud (Bricaud A., 1990) 等研究发现，在可见波段内，水体中悬浮粒的吸收系数与波长的关系跟黄质与波长的关系类似，也存在下数指数关系：

$$a_d(\lambda) = a_{dR} \exp[S'(R - \lambda)] \quad (3-16)$$

式中 a_d 表示悬浮粒的吸收系数， λ 是波长， R 是参照波长，与前相似，取 440nm ， a_{dR} ， S' 是有关参数。根据上式，利用一组不同波段的 $a_d(\lambda)$ 值，采用回归分析，既可得到参数 a_{dR} ， S' 值。

同样，悬浮粒的吸收系数也要经散射效益订正，订正方法与黄质相似，其表达式为：

$$a_d(\lambda) = A_d(\lambda) - A_{dL} \times L/\lambda \quad (3-17)$$

其中 $L=740\text{nm}$ ， $A_d(\lambda)$ 是不同波长下悬浮粒吸收系数的实测值， A_{dL} 表示波长为 740nm 时的实测值。

对悬浮质颗粒散射效益的量化，目前一般借助 Mie (Jerlov N.G., 1981) 散射理论来计算。尽管湖水中悬浮粒子的几何形状和折射率各不相同，但作为群体效应，其散射参量可用等效球形粒子来计算，而折射率则用各种悬浮粒子的综合平均值来代替计算中一般取如下折射率数值（相对于水介质）(Carder, 1972; Jerlov N.G., 1981)：

$$m=1.15-i \times 0.001, \quad i=\sqrt{-1} \quad (3-18)$$

于是其散射系数就可由下式给出:

$$b_d = kN\pi D^2/4 \quad (3-19)$$

b_d 是悬浮粒子散射系数, N 是等效粒子数, D 是等效粒子直径, k 称为有效因子, 可以由粒子直径 D , 入射波长 λ 及折射率 m 等参数计算求得, 由于公式复杂, 在此不列出。

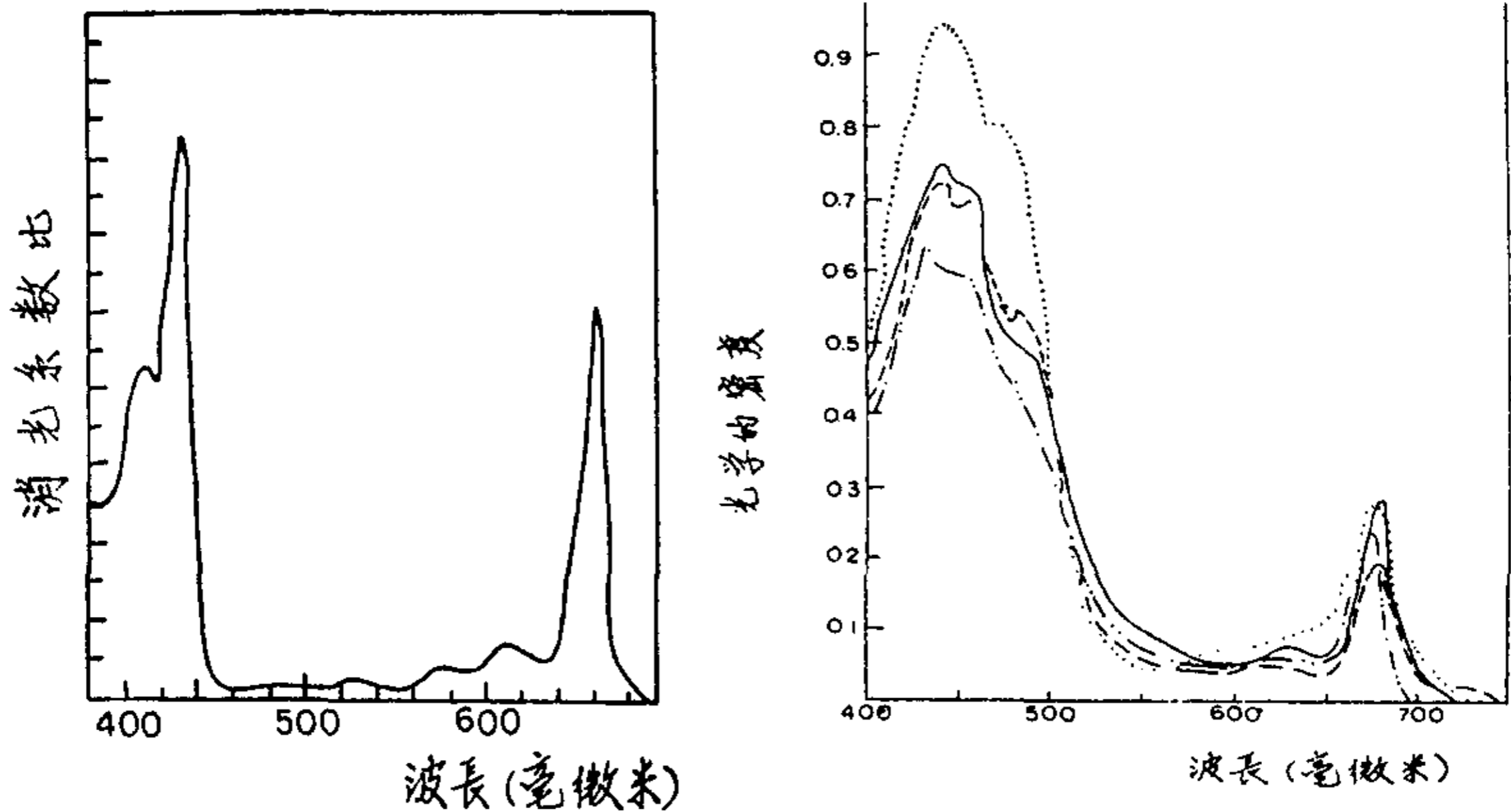


图 3-4 叶绿素及浮游藻类的吸收曲线

4 浮游藻类的光学特性

浮游藻类含有色素, 吸收光照进行光合作用, 叶绿素 a 是浮游藻类中最丰富的色素, 图 3-4 是它的吸收光谱 (Paul Bougis, 1980), 其特点是在是在 450-460nm 之间有最小值, 由于大多数藻类除含叶绿素外还含有其它色素, 因而其吸收光谱也有明显变化。尽管其吸收过程极为复杂, 光学特性与黄质和悬浮颗粒不一样, 但它对光的衰减也表现为吸收和散射双重作用。由于藻类形状千差万变, 其色素组成及含量相差显著, 当前还没有形成哪种理论能精确计算其吸收系数, 一种比较常用且较有效的方法是借助 Prieur 提出的比吸收系数来处理 (Prieur L., 1981), 其数学表达式为:

$$a_c(\lambda) = c \times a_c^*(\lambda) \quad (3-20)$$

这里 $a_c(\lambda)$ 为藻类的吸收系数, c 为叶绿素 a 的浓度 ($\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$)、 $a_c^*(\lambda)$ 为比吸收

系数。不同藻类由于其大小、形状及细胞色素组成含量不同有不同的比吸收系数，它随地区、季节及优势藻类不同而发生变化。

对藻类的散射系数，可以采用 Morel 的参数化方案 (Morel A, 1980; Morel A, 1988):

$$b_c(\lambda) = 0.12(chl - a + pheochl - a)^{0.63} \cdot \frac{550}{\lambda} \quad (3-21)$$

式中 $b_c(\lambda)$ 为藻类散射系数， $chl - a$ 和 $pheochl - a$ 分别表示叶绿素 a 和脱镁叶绿素 a 的浓度，单位为： $mg \cdot m^{-3}$ ， λ 为波长。

第四节 太湖水中辐照度的分布变化特征

太阳辐射能是湖泊水体的重要能量来源。太阳和天空辐射通过湖面进入湖水中所形成的湖泊辐射场分布,主要表现为辐照度分布、辐照度衰减、辐照度比和偏振特性等所有与辐射有关的光学性质,而入射到湖泊中的太阳辐照度随地理位置、时间、水深湖水中组成物质等因素而变化。水中辐照度的分布变化规律,对湖泊生态系统、湖泊上层热结构和湖—气界面相互作用研究都有重要意义。在湖泊水体对光的吸收和散射作用影响下,进入湖泊的辐照度,向下传输过程中逐渐减弱,其可能达到的最大深度,因投射到湖面的光强度和水质而异。其辐照度的衰减一般公认遵循指数衰减规律,国内曾对南海、东海及北黄海水下辐照度分布开展过研究(钟其英,1989;周玉丛,1987;李武,1997),但国内湖泊水下辐照度研究尚未见有关报道。为了解太湖水体辐照度的大小、时空分布、垂直变化规律,作者对全湖各测点进行了为期一年的周年观测,利用现场观测到辐照度资料,探讨了太湖水中辐照度的分布变化特征。

1 辐照度的季节变化

水下辐照度的大小取决于大气中的太阳辐射强弱,既然大气中的太阳辐射变化存在明显的季节性,水下辐照度也应该存在季节变化,但由于水下辐照度不仅与入射光线有关,还取决于湖区的水质、悬浮质的分布情况,因此其季节变化不像大气中那样明显。由于太湖水体透明度低,太阳光线到达深层水时绝大部分已被衰减掉,因此不同季节深层水的辐照度差异不大,其季节变化又不及表层水明显。同时由于每次测量的时间不仅相同,其辐照度也存在差异,但为了大致说明一下水下辐照的季节变化,我们选择了不同季节同是晴朗天气条件下测量时刻大致相近的水下 20cm 处辐照度资料进行对比,见下表:

表 3-6 不同季节晴朗天气条件下 11:00 左右水面
及水下 20 厘米处的辐照度 (W/m^2)

月份	3	4	5	6	7	8	9	11
0cm 处辐照度	25.927	42.926	46.654	77.371	91.042	68.215	58.911	39.123
-20cm 处辐照度	11.260	15.724	19.038	25.175	27.102	20.641	17.959	9.608

上面仅从实测的资料反映了水下辐照度的季节变化,事实上水中的向下辐

照度与太阳高度关系密切, 两者的简化关系可用下式来表示(Jerlov N.G, 1981):

$$\frac{\sin i}{\sin j} = \frac{\sin(90 - h)}{\sin j} = \frac{4}{3} \quad (3-22)$$

$$E_d = E_0 e^{-K_d(90^\circ)z/\cos j} \quad (3-23)$$

式中 i 为入射角, j 为折射角, h 为太阳高度角, E_d 为水中某点的向下辐照度 $K_d(90^\circ)$ 为太阳天顶位置的辐照度衰减系数, z 为太阳光转输的深度。随着季节的交替, 太阳高度角发生变化, 水下辐照度也呈现季节的差异。

2 定点连续观测辐照度分析

2.1 水下辐照度的多昼日变化

太阳辐射经大气的吸收和散射后, 在进入水体之前形成了两种不同性质的成分: 第一是覆盖于 290~3000 毫微米谱区范围内的直接日辐射; 另外则是短波占优势的漫射天光, 二者之和即为到达湖面的总辐射, 它与太阳高度角、大气透明度、云量云状密切相关, 不同纬度、不同季节及不同时刻其值大小及频谱分布明显不同。到达湖面的太阳辐射一部分被湖面反射回大气, 另一部分才是进入湖水的辐射能量, 太阳辐射在湖水中传输时受到水分子、黄色物质、悬浮颗粒及浮游植物的吸收和散射, 因此水体中不同物质组成其水下辐照度的大小和频谱分布也不相同。

图 3-5 给出大气及水下不同深度水层的标量辐照度随时间的变化曲线, 由图可以看出水下辐照度自水面向下表现出很好的规律性和一致性, 其变化趋势与大气中太阳辐射日变化一致, 反映了水下辐照与太阳高度角呈正向的变化趋势。早、晚大气中太阳辐射很低, 水下辐照度也很低, 随着太阳高度角的升高, 近地面总辐射增大, 水下辐照度亦迅速增大, 在中午时刻达最大值, 由于选择每两小时观测一次, 因此达最大值的具体时间没法确定, 午后随太阳高度角的减小水下辐照度也迅速减小。由于 7 月 21 日到 7 月 23 日天气连续晴朗, 天气状况基本上没什么变化, 水下辐照度受云的影响较小, 其变化主要由太阳高度角决定, 因此具有较好的周日重复性。尽管其日变化相似, 但其变化又不完全一致, 这时由于大气中的太阳辐射值就不一样, 再加上水下辐照度还要受到水中组成物质的影响, 就其具体影响过程, 将在其它文章进行专门论述, 另外尽管

我们选择在每整点时刻测量，但由于测量过程需要一段时间，三天内同一时刻的测量也不可能完全一致，例如7月22日上午5:00的值明显要大于7月21日和7月23日，这是因为7月22日上午5时我们推迟了半个小时才开始测量，不像21日和23日恰好在5时开始测量。

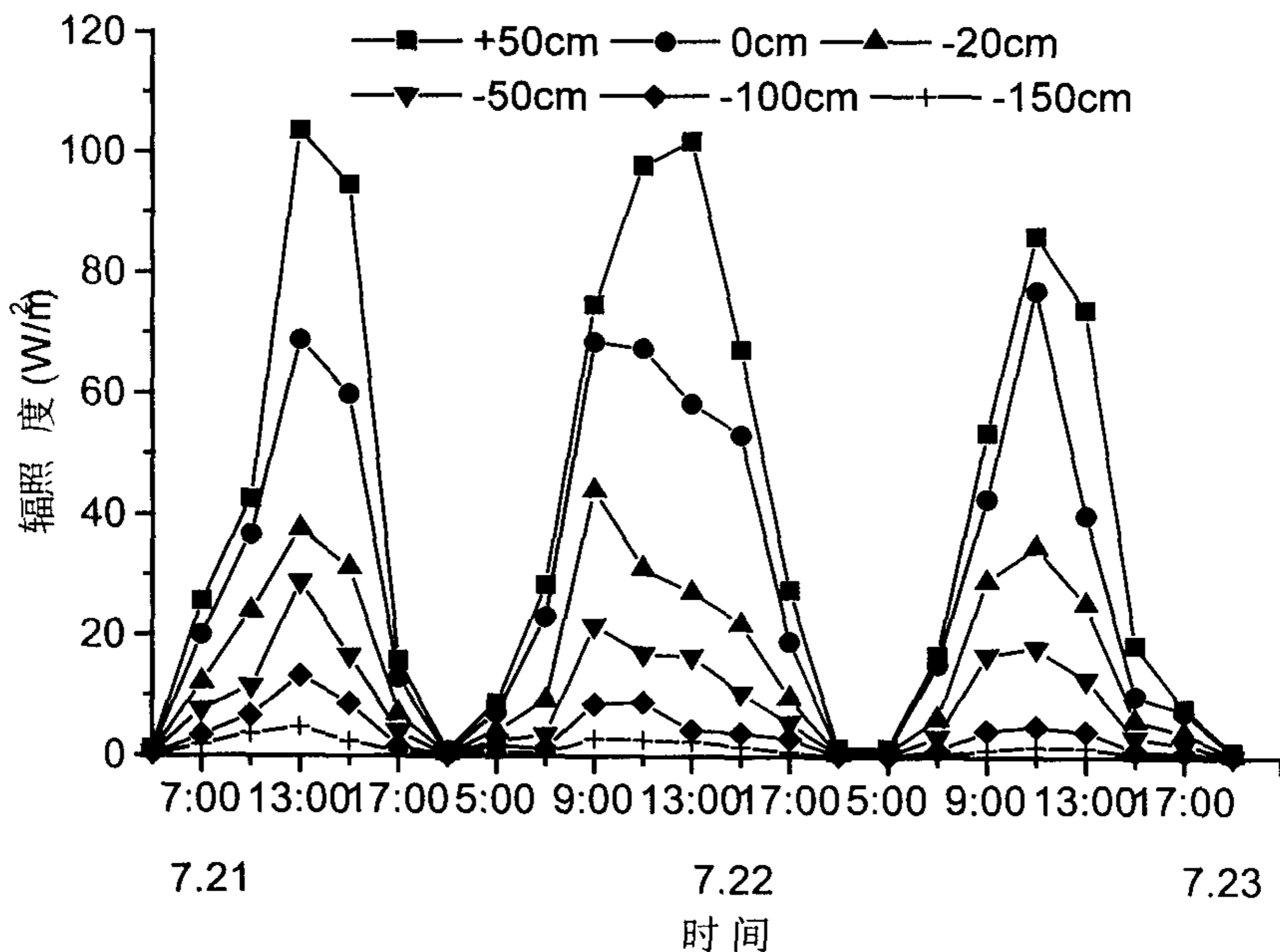


图 3-5 7月21-7月23日大气及不同深度水层的标量辐照度随时间的变化

图 3-6 给出大气及水下不同深度水层的向下辐照度随时间的变化曲线，其变化与标量辐照度变化大致相同，反映了随太阳高度角的日变化，但其变化稍微有点杂乱，这是因为向下辐照度相对于标量辐照度而言其值较小，当光线到达水下 1 米时已大部分被衰减，再往下衰减就较小，相对于上层水来说，下层水的衰减系数要小。再则向下辐照度只接受垂直向下的太阳光线，其受天空状况的影响比标量辐照度大。向上辐照度日变化跟标量辐照度和向下辐照度也极为相似，在此不在累述。

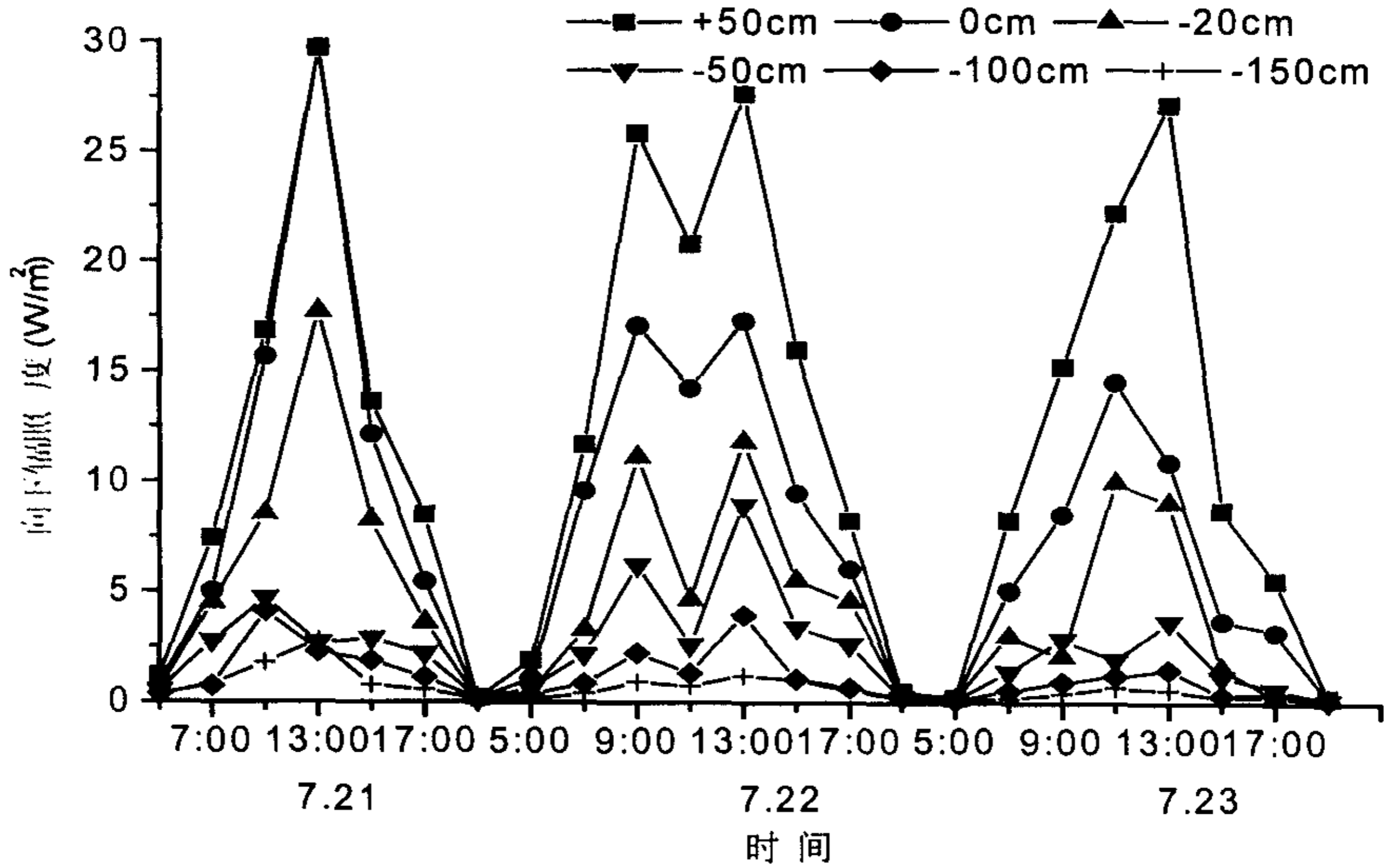


图 3-6 7.21-7.23 日大气及不同深度水层的向下辐照度随时间的变化

2.2 水下辐照度的垂直变化

2.1.1 水下辐照度垂直变化的一般规律

在光学性质均匀的水体中，对于波长为 λ 的单色光而言，其垂直变化遵循着指数衰减定律，可以用下式表示：

$$E(\lambda, z) = E(\lambda, 0)e^{-K(\lambda)z} \quad (3-24)$$

式中： $E(\lambda, z)$ 为波长 λ 在水面下深度 z 处单色波的辐照度， $K(\lambda)$ 是波长为 λ 的辐照度垂直衰减系数； z 指自湖表面起算，向下到某点的深度值。对某一波段而言，要求水下某一深度的辐照度，只要对波长进行积分就可得到：

$$E(z) = \int E(\lambda, z)d\lambda = \int E(\lambda, 0)e^{-K(\lambda)z} d\lambda \quad (3-25)$$

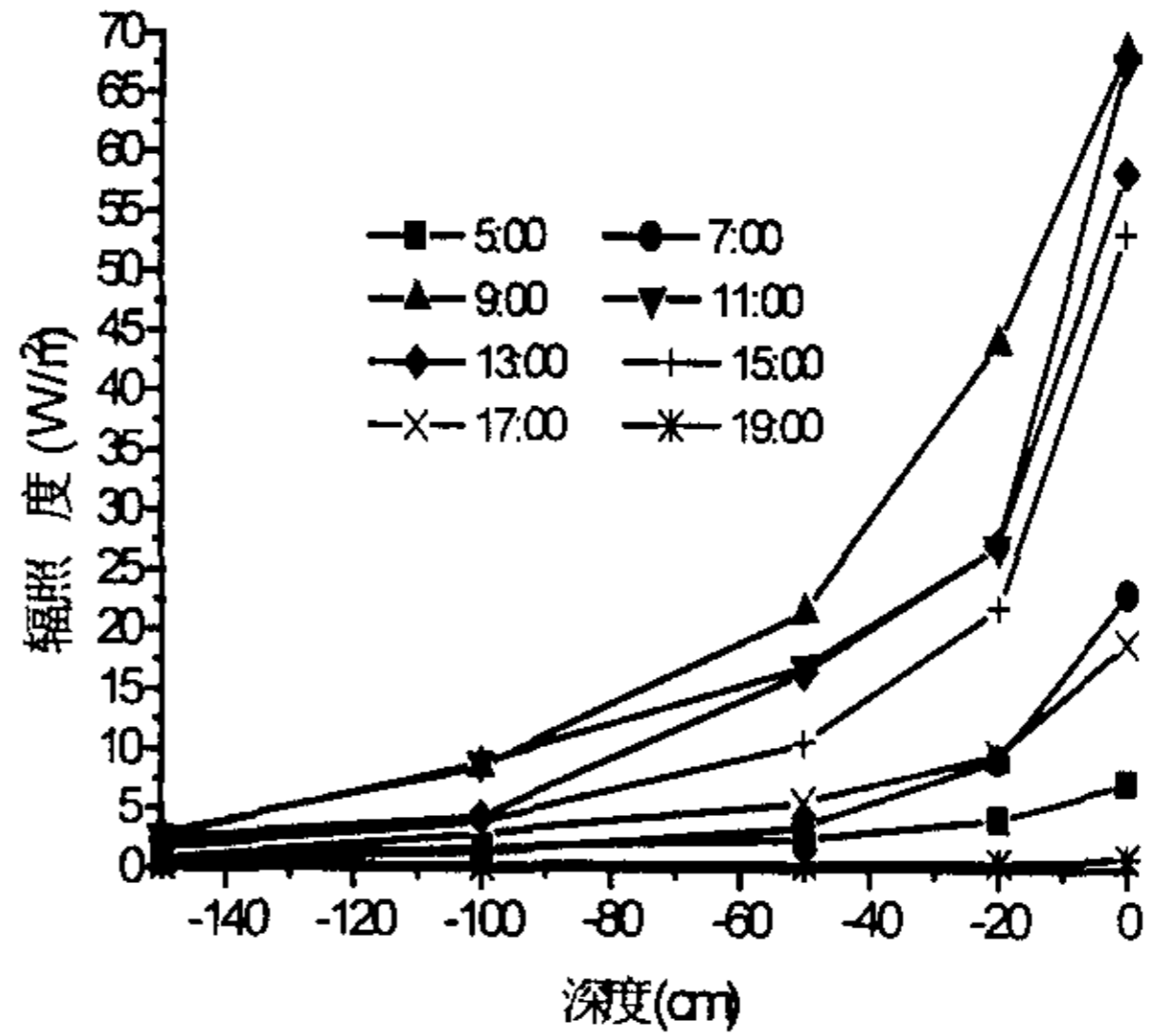
由于不同湖水组成物质不一样，其对不同波长的太阳光的吸收和散射也不一样，因此不同波长的辐照度随深度衰减各不相同，用上式求算比较困难。于是大部分学者采用一种简化的模式，即认为 $K(\lambda)$ 在观测深度范围内不随波长不

随深度而变化，可近似地看为常数，从而得到水下辐照度随深度的指数衰减模式 (Kraus E B, 1967):

$$E(z) = E_0 e^{-Kz} \quad (3-26)$$

式中: E_0 为起始面辐照度, K 为辐照度垂直衰减系数。

图 3-7 为 22 号不同时刻标量辐照度随水深的变化曲线。从曲线的形状看, 辐照度随深度变基本上遵循指数衰减定律, 但早上 5:00 和 7:00 以及下午 17:00 和 19:00 的曲线按指数变化效果并不好, 这是因为早晨和傍晚由于本身水面上辐照的值就很小, 穿过同样的水深后衰减的百分率较低, 因此其效果



并不好。为了检验一下辐照度按指数衰减的效果, 选取 22 号 9:00-15:00 共计四个时刻的辐照度与深度进行指数回归分析, 回归效果图见图 3-8。由图可知, 指数分布曲线能较好逼近辐照度随水深的衰减情况, 图 3-7 为 22 号不同时刻标量辐照度随水深的变化曲线证明利用公式 (3) 可以求解不同深度的辐照度。

2.2.2 水下辐照度的分层衰减

不同水层的组成物质各不相同, 因此其对太阳光的衰减也存在差异。通过对 7.21-7.23 日每次测量的不同水层的光衰减系数进行分析发现, 由表层到深层, 光衰减系数大致呈递减的变化趋势, 说明了辐照度在表层水衰减比深层水强烈, 这是由于太湖水体透明度低, 不像海水透光性好, 太阳光在途经表层水后就被大量衰减, 到达深层后辐照度起始值就很低, 由于背景光的影响, 其衰减自然有所减弱。这与早晨 5:00 和傍晚 19:00 情况相似, 当时太阳尚未出来和已落山, 大气中太阳光本身就很微弱, 其衰减系数相对于其它时刻也就明显要低。表 3-7 给出了 7 月 22 日每次测量不同水层的光衰减系数。

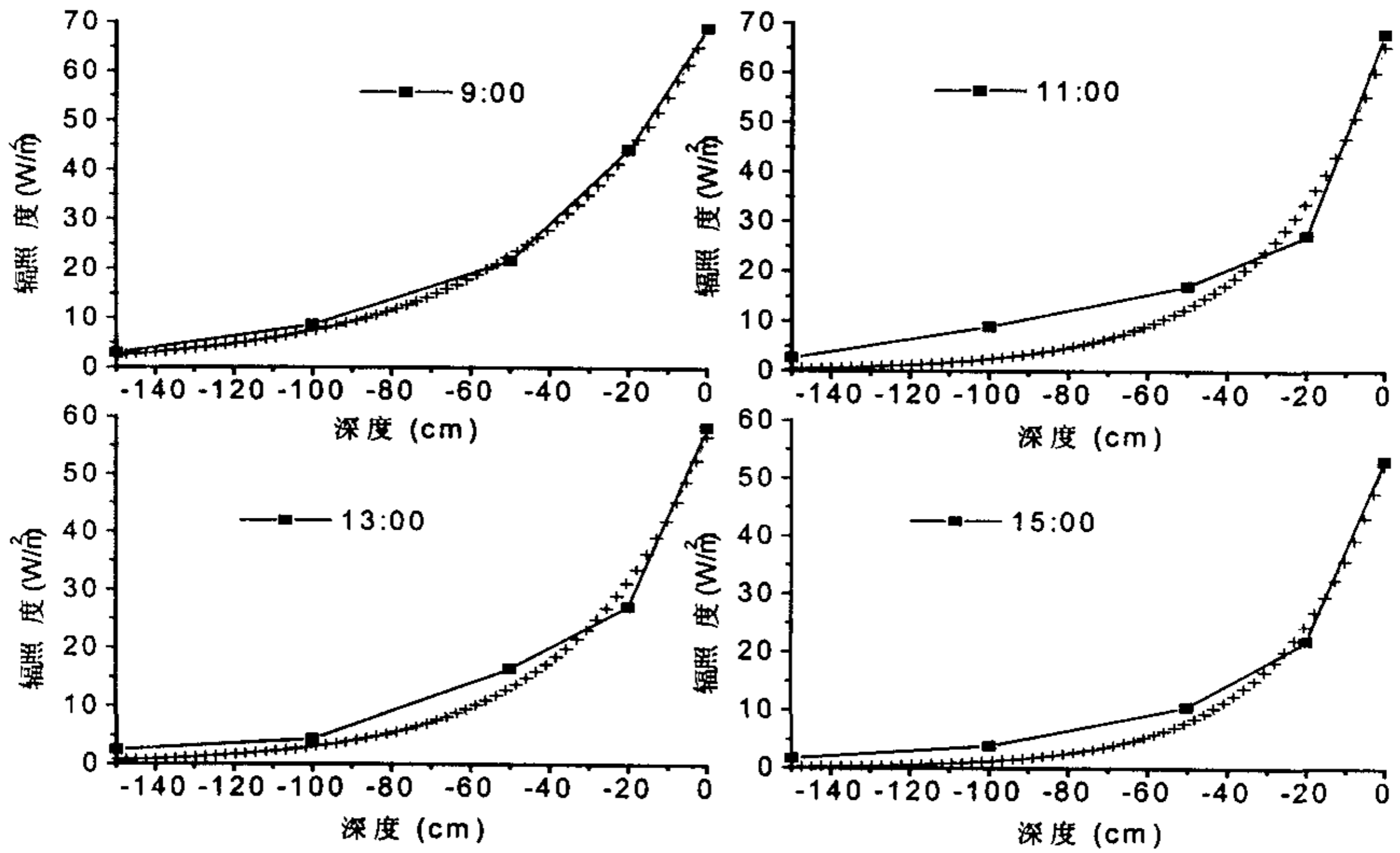


图 3-8 7月22日 9:00-15:00 四个时刻标量辐照度与深度指数回归曲线

表 3-7 7月22日每次测量不同水层的光衰减系数 (米⁻¹)

	5:00	7:00	9:00	11:00	13:00	15:00	17:00	19:00
0-20cm	2.357	4.342	2.625	4.353	3.545	4.325	3.382	2.301
20-50cm	1.680	3.158	1.969	1.558	1.711	2.385	1.742	0.867
50-100cm	0.742	1.873	1.789	1.249	2.568	1.944	1.241	0.706
100-150cm	1.726	1.562	2.167	2.371	1.089	1.663	2.694	0.301

2.3 水下辐照度的频谱分布

太阳光进入水体后，受到水分子、悬浮颗粒、黄色物质及浮游植物等因子的吸收和散射，各因子在不同波段范围其吸收和散射的程度不一样，各自都有相应的吸收波段和散射波段，本文不详细探讨各影响因子的吸收波段和散射波段，仅简单的分析四种因子共同作用下不同深度水层辐照度频谱变化情况。图 3-9 所示为 22 号 11 时测得的大气及不同水层标量辐照度随波长的变化情况。水上 50cm 及水面上两种状态下辐照度随波长的变化大致相同，450nm 以下辐照

度较小，并且在 440nm 有一相对低值，450-630nm 波段辐照度大下交替出现，总趋势为辐照度有所降低，630nm 以上，辐照度呈一致的明显减少趋势，尽管两者变化大体相似，但在 450-630nm 波段却有所不同，就其原因一方面与湖面反射有关，另一方面则是当时测量随机性因素所致，由于波浪及船的摆动，有时会有一薄层水从探头上淌过。另外 4 种状态分别是太阳光在水下 20cm, 50cm, 100cm, 150cm 处辐照度随波长的变化曲线，对比 4 种情况发现 500nm 以下均较小并呈递增趋势，600nm 波长以上，辐照度随波长的变化不是很大，尤其后三种情况辐照度随波长变化几乎完全相同，这说明水深 50cm 以下，湖水的组成物质很均匀，对各波长辐照度的衰减比率相似，没有变化的光衰减带，光衰减系数变化很小。对比水面上及水下辐照度随波长的变化曲线发现，光一进入水体其 490nm 以下波段的太阳光被强烈吸收和散射，光衰减系数比较大，太阳光在 400-490nm 有一强烈光衰减带。为详细了解太阳光各波段在不同水层的衰减情况，表 3-8 分别给出该时刻 0-20cm, 50-100cm, 100-150cm 三层水不同波长的衰减系数。对数据分析发现，太阳光在表层衰减较强，各波长的衰减情况也不一样，存在明显的强衰减带，光进入深层水之后，衰减系数明显减少，各波长的光衰减情况大致相同，没有特别的光衰减带。

表 3-8 7 月 22 日 11 点各水层不同波长的衰减系数 (米⁻¹)

	400	410	420	430	440	450	460	470	480	490	500
0-20cm	10.15	11.75	13.35	12.76	11.50	11.50	12.58	12.59	8.95	9.75	5.52
50-100cm	4.59	3.55	3.44	3.62	3.06	3.07	2.30	1.98	2.62	1.46	2.18
100-150cm	2.51	2.87	3.41	2.93	3.55	3.82	3.36	4.02	2.64	3.68	2.49
	510	520	530	540	550	560	570	580	590	600	
0-20cm	6.44	7.04	5.36	5.97	6.71	5.61	9.21	5.17	7.18	8.93	
50-100cm	1.32	1.35	0.98	1.29	0.71	1.23	0.77	0.91	1.12	0.83	
100-150cm	3.26	2.42	2.64	2.39	2.34	2.23	2.13	2.14	2.15	2.29	
	610	620	630	640	650	660	670	680	690	700	
0-20cm	6.39	6.37	5.00	7.35	5.37	6.10	4.69	6.34	8.50	4.72	
50-100cm	1.16	0.90	0.82	1.40	0.85	1.12	1.36	1.25	1.15	0.91	
100-150cm	2.33	2.07	2.47	2.16	2.28	2.20	2.32	2.23	2.12	2.06	

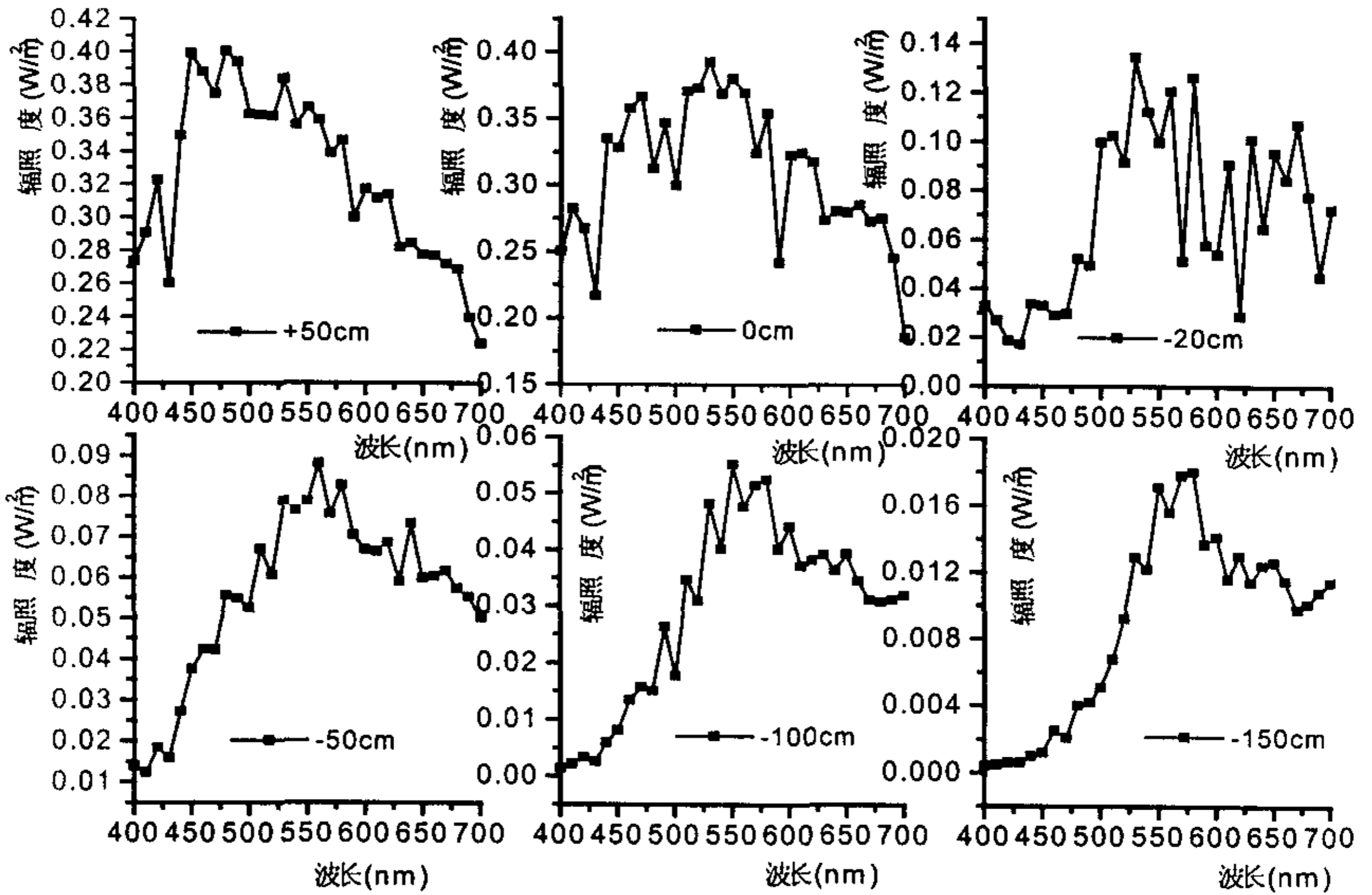


图 3-9 7 月 22 日 11 时大气及不同水层标量辐照度随波长的变化曲线

2.4 辐照度比的变化

任一深度处的向上辐照度和向下辐照度的比值称为辐照度比, 用 R 来表示, 表达式为:

$$R = E_u / E_d \quad (3-27)$$

式中 R 为辐照度比, E_u 为向上辐照度, E_d 为向下辐照度。H. R. Gordon 等人 (Gordon H.R, 1975) 利用蒙特-卡罗法, 通过对大洋辐射能的传输进行模拟, 得到如下方程:

$$R = C \frac{b_b}{a + b_b} \quad (3-28)$$

式中 C 为系数, 从 0.32-0.37 变化 (0.32 和 0.37 各自对应太阳天顶位置及阴霾天气的取值), b_b 为后向散射系数, a 为吸收系数。由于 b_b 远小于 a , 因此上式可以近似地写成 (Kirk, John T.O, 1983):

$$R \approx C \frac{b_b}{a} \quad (3-29)$$

由此可知, 辐照度比 R 可以大致反映太阳光在水体衰减过程中被散射和吸收的比值。表 3-9 给出了 7.21 日各时刻测量向上向下辐照度计算的 $R(0)$ 值。数据显示辐照度比在早晨和傍晚时较大, 而在正午时刻最小, 具有明显的日变化, 这说明早晨和傍晚光衰减主要以散射为主, 而在中午吸收占绝对的优势。

表 3-9 7 月 21 日湖表面不同时刻向上向下辐照度及其辐照度比

$R(0)$	5:00	7:00	9:00	13:00	15:00	17:00	19:00
0cm 处向上辐照度(W/m^2)	0.2538	0.5787	0.9807	1.2779	0.8563	0.5446	0.1428
0cm 处向下辐照度(W/m^2)	0.7796	5.0228	15.6571	29.6767	12.1190	5.4439	0.1655
辐照度比 $R(0)$	0.3256	0.1152	0.0626	0.0431	0.0707	0.1000	0.8630

3 结论

根据对 2001 年 7 月 21 日到 23 日 3 天的主要光学要素及影响因素的多周日观测, 分析了太湖站站桥边水域辐照度的分布变化特征大致得到以下几点结论:

(1) 水下辐照度与大气中太阳辐射一样具有明显的昼日变化特征, 早晚水下辐照度很低, 随着太阳高度角的增大, 近地面总辐射增大, 水下辐照度亦迅速增大。但由于受到水中组成物质的吸收和散射作用, 其变化规律跟大气中太阳辐射的日变化并不完全一致。

(2) 水下辐照按指数规律衰减, 但在早晚大气中太阳辐射很低时指数衰减规律并不明显; 由于不同水层组成物质不一样, 辐照度在不同水层衰减不一样, 辐照度在表层水比深层水衰减要强烈。

(3) 湖水对不同波段的太阳光衰减不一样, 表层水在 400-490nm 波段有一明显的强衰减带, 但当太阳光到达深层水时各波段的衰减较为均匀, 变化不大。

(4) 湖水对太阳光的衰减包括吸收和散射, 在一天不同时候各自发挥的作用不一样, 在早晨和傍晚散射占较大的比重, 而在中午则是吸收占有绝对优势。

第五节 太湖水体光学衰减系数的分布变化特征

太阳光线进入湖水后,受到湖水中悬浮颗粒、可溶性有机质和浮游生物的影响而衰减,光线在湖水中的分布及其性质对湖水透明度分布、湖泊生物的密度和分布等有重要影响。湖水光学衰减系数反映了光线在湖水中的分布及变化,是湖水清澈或混浊程度的真实反映,因此研究湖水的光学衰减系数有助于了解太湖水体的光学性质和光学类型。国内曾在一些海区开展过海水光学衰减系数的调查和研究,取得一些成果(钟其英,1982;钟其英,1985;福建海洋所,1988;张彩云,2001),发现海水光学衰减系数垂直分布类型复杂。但湖泊跟海洋不一样,尤其像太湖这样大型的浅水湖泊,水体混浊,湖水透明度低,其光学衰减系数的分布和变化与海洋中相差很大。本节根据对2001-2002年周年太湖光学资料的分析,阐述了太湖水体光学衰减系数的区域分布,季节变化,垂直分布、日变化特征及光谱特性。

1 光学衰减系数的计算式

光学衰减系数是反映水体光学性质的重要物理参数,表征太阳进入水体后被水中各种物质衰减的程度。水体中不同的物质组成和含量,对光的衰减不一样,另外即使同一物质,其对不同波长的太阳光的吸收和散射也不一样,因此不同波长的辐照度随深度衰减各不相同,但大部分学者采用一种简化的模式,即认为 $K(\lambda)$ 在观测深度范围内不随波长而变化,可近似地看为常数,从而得到衰减系数的下述计算式:

$$K = -\frac{1}{z} \ln \frac{E(z)}{E_0} \quad (3-30)$$

式中: K 为光学衰减系数, z 为深度, $E(z)$ 为深度 z 处的辐照度, E_0 为起始面辐照度。

2 光学衰减系数分布变化特征

2.1 光学衰减系数的空间分布

不同湖区水体的组成物质不一样,其对水体吸收和散射自然不一样,东太湖水生植被较多,湖水清澈,光学衰减系数自然就要小的多,湖中心风浪较

大，水中悬浮质含量高，水体浑浊，透明度低，光学衰减系数就大。表 3-10 列出了 8.16-17 号测定的不同湖区表层水（0-50cm）的光学衰减系数。

表 3-10 8 月 16-17 日测定的不同点表层水（0-50cm）的光学衰减系数、悬浮质、叶绿素浓度

点号	0#	1#	3#	5#	7#	8#	9#	10#	11#	12#	13#
衰减系数(m^{-1})	4.36	4.59	4.02	2.79	3.64	2.63	4.15	4.02	4.15	1.50	2.01
悬浮质(mg/L)	22.35	32.45	24.35	24.65	21.95	23.15	18.85	30.35	36.05	14.85	15.05
叶绿素 a($\mu g/L$)	45.76	30.38	32.78	40.68	25.78	19.04	170.11	75.26	39.59	10.71	17.16

湖水的衰减系数主要由纯水、黄色物质、悬浮颗粒及浮游植物的吸收和散射组成，其中，纯水的吸收和散射是一切湖水所共有的，可以认为是湖水衰减系数的本底（又称背景值）。因此湖水衰减系数的变化部分是由可溶性有机质、悬浮颗粒和浮游植物的成分和数量的变化所决定的。为研究光学衰减系数空间分布差异，我们测定了不同湖区表层水的悬浮物质和叶绿素含量，见表 3-10，对比数据发现 12 号点（东太湖）光学衰减系数之所以比其它点小，是因为其悬浮质和叶绿素浓度都是最低的，13 号点次之，8 号点尽管悬浮质浓度较高，但由于叶绿素浓度很低，因此其光学衰减系数也较小。从上表我们大致能看出光学衰减系数的变化与悬浮质和叶绿素的变化较为一致，就其之间的定量关系我们将在其它文章中详细论述。

由于每次测定的湖况和风浪都不一样，再加上夏秋冬三季藻类生长和密度也存在差异，因此每季测定的光学衰减系数大小顺序并不完全一样，但总体而言，光学衰减系数的湖区分布大致为：沿岸区 > 五里湖 > 湖心区 > 梅梁湾 > 贡湖 > 东太湖。沿岸区之所以全年衰减系数比较高是因为 10 号和 11 号点分别位于大浦口和小梅口，受入湖河流的影响，河流携带了流域的大量悬浮质特别是有机物质进入湖泊，使湖水混浊，降低了太阳光在湖泊中传输。

2.2 光学衰减系数的季节变化

由于不同湖区对光学衰减系数影响的主导因素不一样，其季节变化存在差异。对东太湖而言，全年湖水中悬浮质和叶绿素含量差异不大，因此夏秋冬三季光学衰减系数相差很小，维持在 $1.5m^{-1}$ 左右；湖心区藻类的密度和生长明显要小于梅梁湖区，光学衰减系数主要受水中悬浮质的影响，而水中悬浮质主要

由风浪所决定,因而衰减系数在风速大的秋冬季要大,而在夏季则相对要小些。在梅梁湖区夏秋季藻类大量生长,叶绿素对光的吸收主导了该湖区光的衰减,致使夏秋季衰减系数大,冬季衰减系数小。

2.3 光学衰减系数的日变化特征

根据两次定点观测的数据进行分析,一天内衰减系数变动比较大,一般上午和下午较小,中午较大,体现了一定的日变化特征,但其大小有一定波动,不像太阳辐射那样呈现完全日变化规律,另外由于晚上没进行观测,因此无法知道其夜间情况。通过对分层水的光学衰减系数进行分析发现,不同水深的分层水的日变化不一样,表层水的日变化差异明显小于深层水,表 3-11 给出了 7 月 22 日栈桥边不同时刻表层水(0-50cm)和深层水(50-100cm)光学衰减系数值。

表 3-11 7 月 22 日不同时刻表层及深层水的光学衰减系数

时间	5:00	7:00	9:00	11:00	13:00	15:00	17:00	19:00
0-50cm	2.281	3.753	2.31	2.758	2.521	3.228	2.44	1.538
50-100cm	0.729	1.902	1.84	1.293	2.671	1.992	1.287	0.752

2.4 光学衰减系数的垂直变化

根据文献记录(钟其英, 1982; 钟其英, 1985; 福建海洋所, 1988; 张彩云, 2001), 几次海区调查的结果发现光学衰减系数的垂直变化比较复杂, 有递增的、递减的、均匀的、也有每一深度出现极大和极小值的, 还有不规则型的, 种类繁多。但根据我们测定的结果进行分析发现, 衰减系数的垂直分布在 0-150cm 深度时主要表现为两种类型, 一种是逐渐递减型, 一种是先递减之后则趋向均匀变化不大。继续向下, 在 150cm 之下衰减系数很小, 有的小于 1m^{-1} , 大小跟海水衰减系数差不多, 有时甚至计算得到衰减系数为负值, 说明在这深度以下辐照度不但没有减少反而有时有所增加, 分析原因, 由于太湖水体透光性很差, 太阳光到达水下 150cm 处时已经基本上被衰减掉, 光线很微弱, 在往下入射光不再占主导因素, 此时动物发光和湖底反射光在这些层次上可能增强环境辐照度, 从而使光学衰减系数出现负值情况。图 3-10 是 9 月 8-11 日在梅梁湾内定点观测时所测得光学衰减系数变化的几种类型, 其中 A 图代表 0-150cm 深度中水下 20cm 光学衰减系数很大, 再往深处衰减系数变化趋于均匀, B 图表示自湖面到水下 150cm 处衰减系数逐渐降低。C 图为湖面以下 200cm 衰减系

数小于 1m^{-1} ，D 图则显示水下 150cm 衰减系数就小于 1m^{-1} ，由图也可看出，太阳光在表层比深层衰减强烈，再往下接近湖底时就几乎没有衰减。表 3-12 列出了 9.11 日在梅梁湖定点观测所测得的不同深度处的向下辐照度，由表中数据可以看出水下 150cm 之下深度辐照度已相差无几，并且大小已不及水表面的 1%，超过了光补偿深度，由此也反映了光学衰减系数的垂直变化主要集中在 0-150cm 深度处。

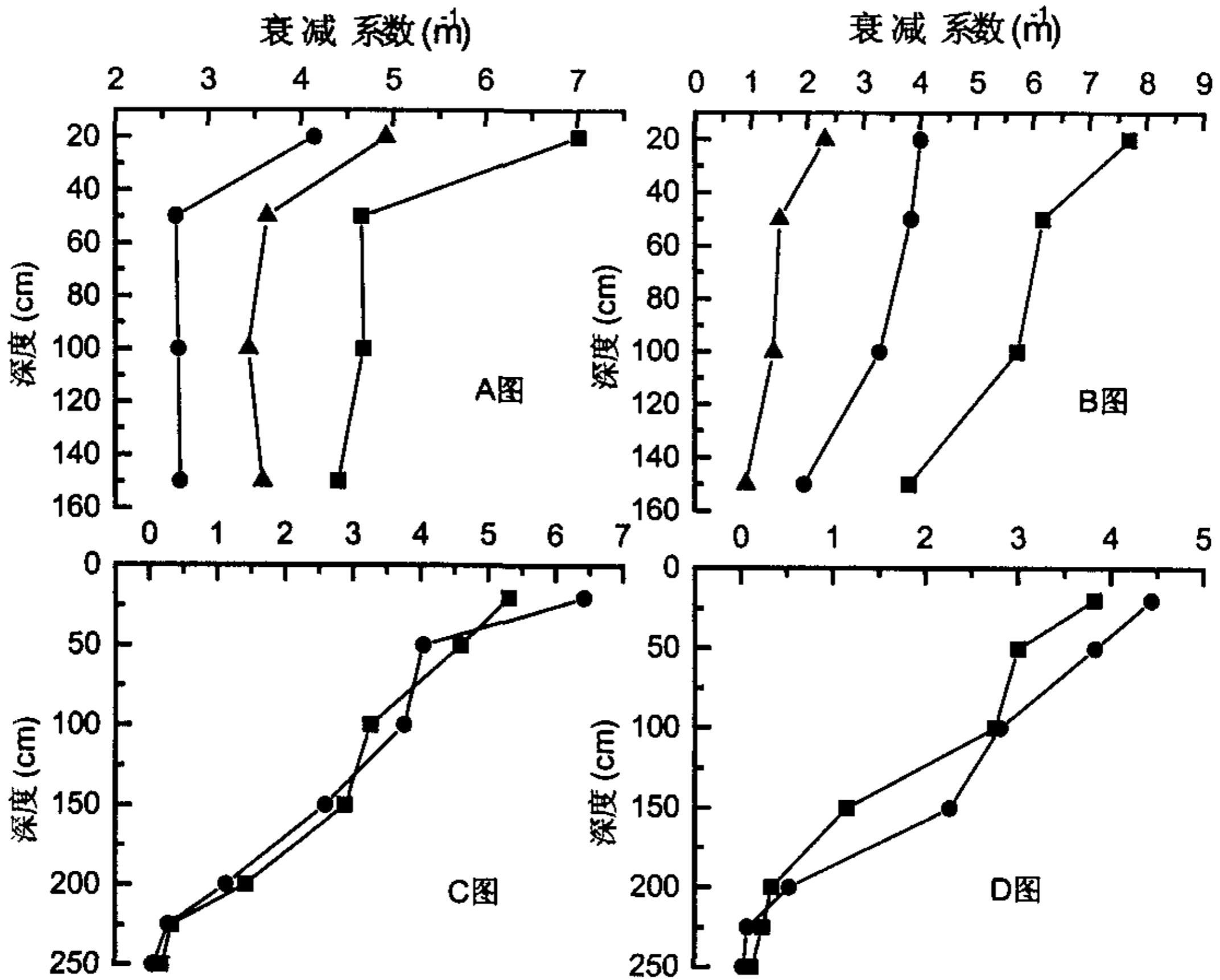


图 3-10 光学衰减系数变化的几种类型

表 3-12 9 月 11 日梅梁湖定点观测所测得的不同深度处的向下辐照度 (W/m^2)

深度 (cm)	0	-20	-50	-100	-150	-200	-225	-250
9:00	6.9935	2.4534	1.0294	0.2450	0.0252	0.0192	0.0202	0.0200
11:00	13.1878	3.4551	0.6654	0.1522	0.0306	0.0246	0.0250	0.0255
13:00	18.5885	5.2352	2.6550	0.2772	0.0839	0.0524	0.0533	0.0541
15:00	8.7643	1.1537	0.2054	0.0755	0.0667	0.0672	0.0689	0.0712
17:00	2.5530	1.4818	0.0832	0.0500	0.0500	0.0499	0.0499	0.0499

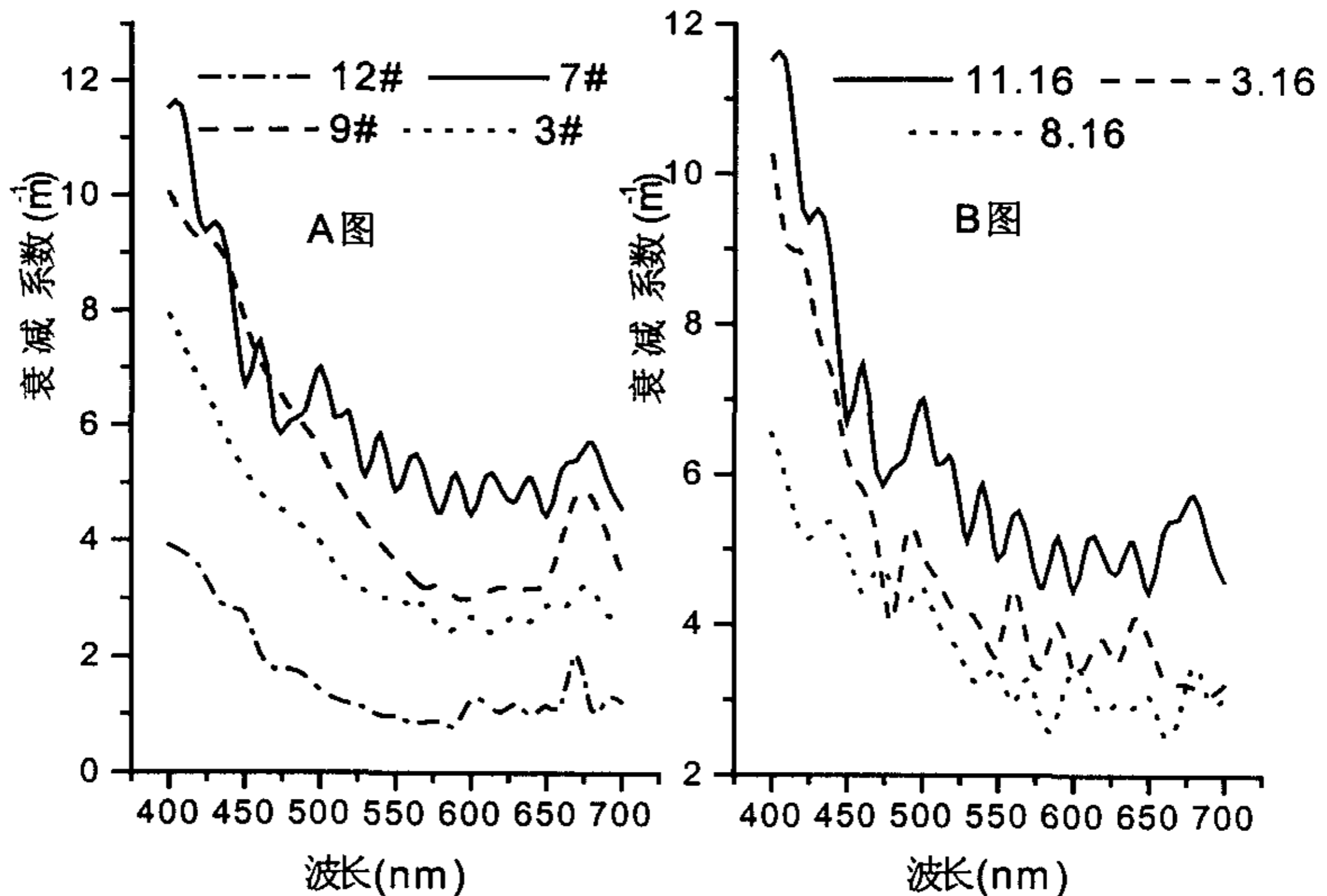


图 3-11 衰减系数随波长的变化

2.5 光学衰减系数的光谱特性

无论是水分子还是黄色物质和浮游植物，它们对光的吸收都具有选择性，而不同粒径的粒子对不同波长光的散射也不一样，因此太阳光在不同波长衰减不一样，有些波段衰减强烈一些，而另外一些波段则衰减微弱些。此外同一波长的单色光，在不同的湖区由于湖水物质的成分和浓度不一样，其衰减强弱也存在差异，因此通过衰减系数可以大致反映某一湖区的物质组成和含量。图 3-11 中 A 图为 11.16-17 号测定的表层水 (0-50cm) 衰减系数随波长的变化曲线，不同湖区衰减系数随波长变化的共同特征是短波蓝光部分衰减系数大，长波红光衰减系数小，这与海洋中光学衰减系数随波长变化完全不一样，海洋中一般是蓝光衰减较弱，红光衰减较强，体现了海水和湖水组成物质的巨大差异。另外衰减系数在 670nm 左右有一相对高值，这是由于叶绿素在这一波段的选择性吸收所致。9 号点的波动最大，说明其叶绿素含量最高，这与我们实测值相吻合。图 3-11 中 B 图为 7 号点夏秋冬三季衰减系数随波长的变化曲线，三季衰减系数的大小依次是：秋季 > 冬季 > 夏季，与三季测的悬浮质浓度大小顺序一致，各

自值分别是 56.6, 41.5, 21.9mg/L。另外从图中能看出, 在短波部分随着悬浮质的增加光衰减系数增长的要快些, 说明悬浮质对光的衰减在短波部分比长波部分要强烈。

光学衰减系数的光谱特性还表现在同一次测定, 不同深度处的各波长衰减系数不一样, 图 3-12 为 11.16 号测定的 9 号点各水层的光学衰减系数随波长的变化曲线。由图可知在短波和长波部分, 光学衰减系数随深度增加呈递减趋势, 但在 500-650nm 之间各层

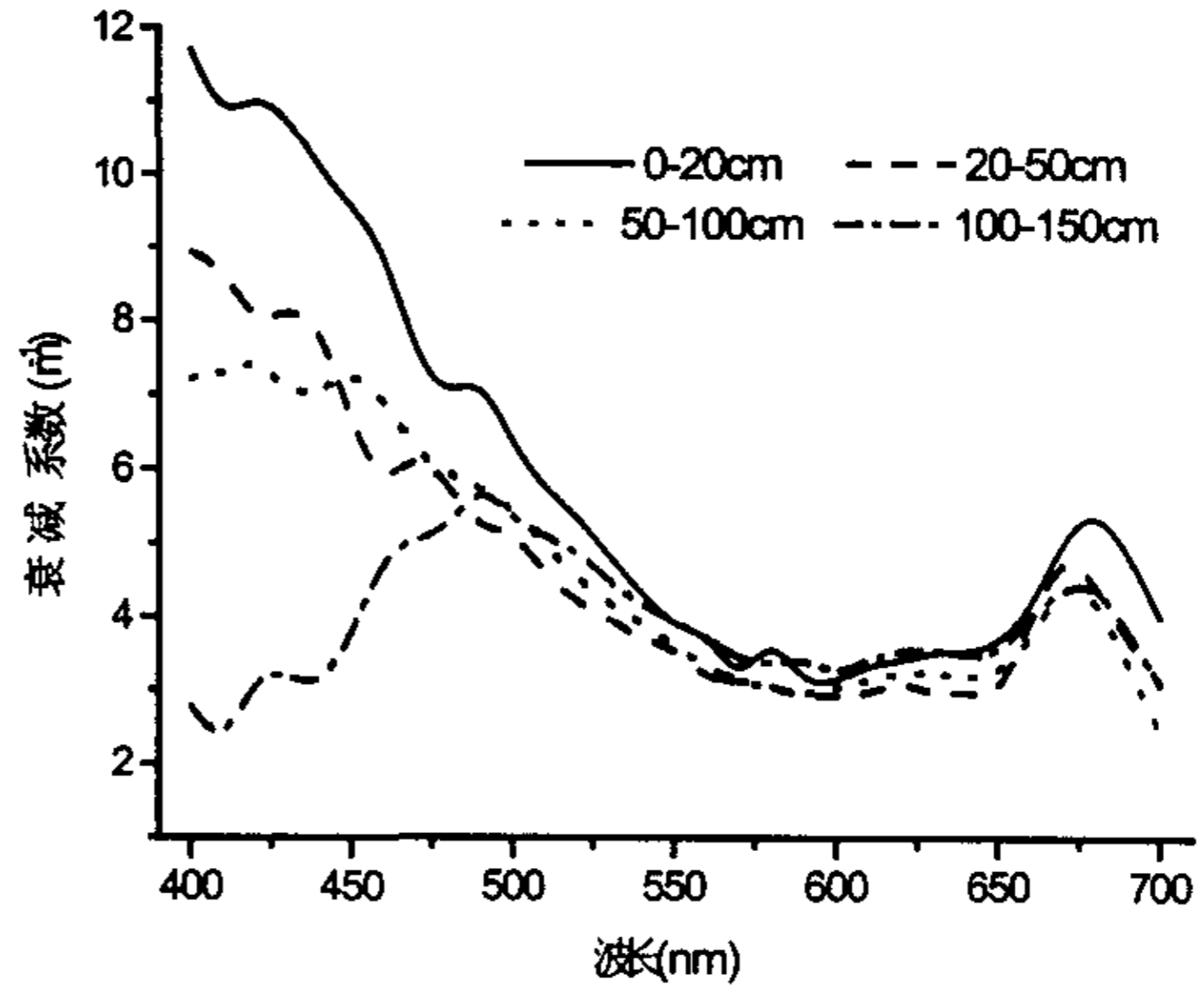


图 3-12 不同深度处的各波长衰减系数

水的衰减系数相差无几, 说明衰减系数在 500-650nm 之间受水中组成物质的影响较小。

3 结论

根据对 2001-2002 周年观测及两次定点观测的资料进行分析, 太湖光学衰减系数变化大致具有以下几点特征:

(1) 光学衰减系数的湖区分布大致为: 沿岸区 > 五里湖 > 湖心区 > 梅梁湾 > 贡湖 > 东太湖, 不同季节大小变化稍微有些差异。

(2) 东太湖全年光学衰减系数相差很小, 维持在 1.5m^{-1} 左右; 湖心区衰减系数在风速大的秋冬季要大, 而在夏季则相对要小些。而梅梁湖区在夏秋季藻类大量生长时, 衰减系数大, 冬季衰减系数小。

(3) 衰减系数日变化变动比较大, 一般上午和下午较小, 中午较大。

(4) 衰减系数的垂直分布主要表现为逐渐递减和先递减后均匀两种类型, 水下 150cm 以下各层水光学衰减系数很小, 水下辐照度很微弱并且已经没有什么

么变化。

(5) 短波蓝光部分衰减系数大, 长波红光衰减系数小, 在 670nm 左右有一相对高值。衰减系数在 500-650nm 波段之间变化不大, 其受水中组成物质的影响较小。

第六节 太湖水体光学衰减系数与悬浮质、 叶绿素浓度的参数化

湖水对太阳光的衰减包括吸收和散射两方面。吸收效应是湖水中的水分子、可溶性有机质、浮游植物和悬浮颗粒对光的直接吸收产生的，散射效应主要是由水分子和悬浮颗粒对光的散射使光束偏离原来的路径而造成光能损失。光学衰减系数反映的是两者总效应。由于水中有机物、浮游植物和无机物颗粒本身受温度、溶解氧、营养盐、湖底沉积物及风浪等因素的影响和制约，所以湖水的光学衰减系数在一定程度上是湖泊生物、水文要素和水化学要素的综合反映。本节根据辐照度、有机颗粒、无机颗粒及浮游植物的实测资料，建立了湖水光学衰减系数与它们之间的数学关系，旨在通过对光学衰减系数变化规律的研究，了解湖水中无机和有机颗粒物质、浮游植物的分布和变化。

1 光学衰减系数与悬浮质关系

悬浮质是影响光学衰减系数的一个重要因子，早在 20 世纪 50 年代 Jones 就曾研究过光学衰减与河口处的悬浮体浓度关系 (Jones, 1956)，国内马树斌 (马树斌, 1995) 曾就南黄海研究过光学衰减系数与悬浮质的关系。既然光学衰减系数能反映湖水中悬浮物的含量和组成。我们对光学衰减系数与悬浮质浓度进行线性回归，结果为：

$$K_d = 0.8813 + 0.0931 SS \quad (3-31)$$

$$(R = 0.82, SD = 1.0385, N = 67, P < 0.0001)$$

式中 K_d 为光学衰减系数(m^{-1})， SS 总悬浮物浓度(mg/L)， R 为相关系数， SD 为剩余标准差， N 为样本数， P 为显著性水平。回归效果图见图 3-13。由图和回归方程可知，光学衰减系数与悬浮质存在良好的线性关系。由于光学衰减系数的测定比较困难，因而可根据测得的悬浮物浓度计算光学衰减系数，了解湖水光学状况。

悬浮物中包括无机和有机颗粒，其中无机颗粒对光的衰减主要为散射，而有机颗粒则主要表现为吸收，它们对光的衰减不一样，为掌握光学衰减系数的首要影响因子，对光学衰减系数与无机颗粒和有机颗粒浓度进行多元线性回归，

结果如下:

$$K_d = 0.308 + 0.0738 SS_1 + 0.236 SS_2 \quad (3-32)$$

式中 K_d 为光学衰减系数(m^{-1}), SS_1 为无机颗粒浓度(mg/L), SS_2 为有机颗粒浓度(mg/L)。对上式进行回归显著检验, 相关系数 $R=0.858$, 显著性概率 $Sig<5\%$, 证明上式回归方程有意义。由式 (3-32) 系数可知, 有机颗粒对光的衰减率要高, 但由于太湖水体悬浮物中主要以无机颗粒为主, 因此尽管其衰减率低, 其对光的衰减仍然占主导地位。对全湖各点光学衰减系数与无机颗粒、有机颗粒进行逐步线性回归, 有机颗粒则被剔除掉。由此可见, 对全湖而言, 光学衰减系数的首要影响因子是无机颗粒, 但在五里湖和梅梁湾内, 由于悬浮物中有机颗粒含量较高, 因此在这些湖区有机颗粒对光的衰减有可能要强于无机颗粒。

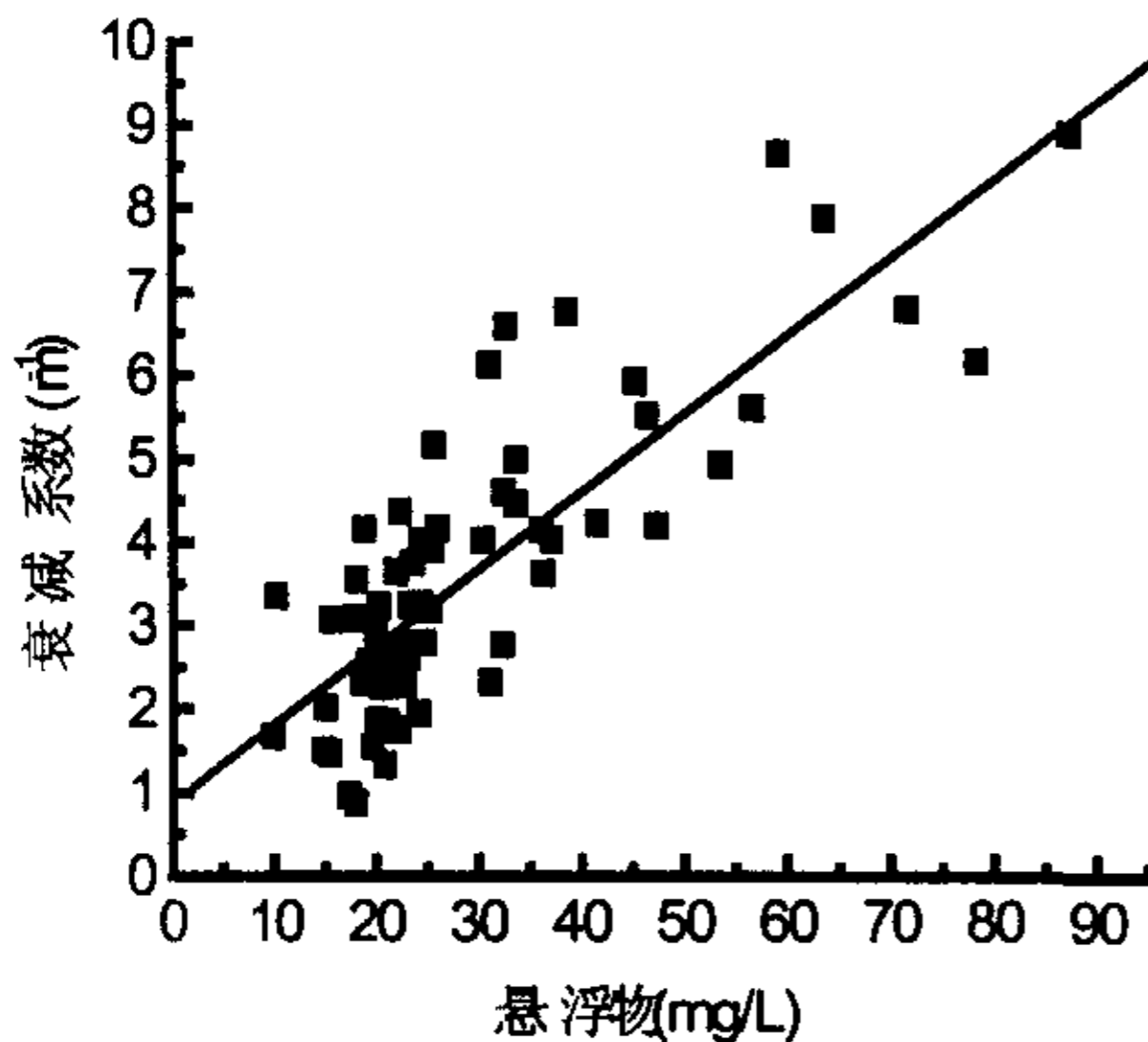


图3-13 衰减系数与悬浮物的相关图

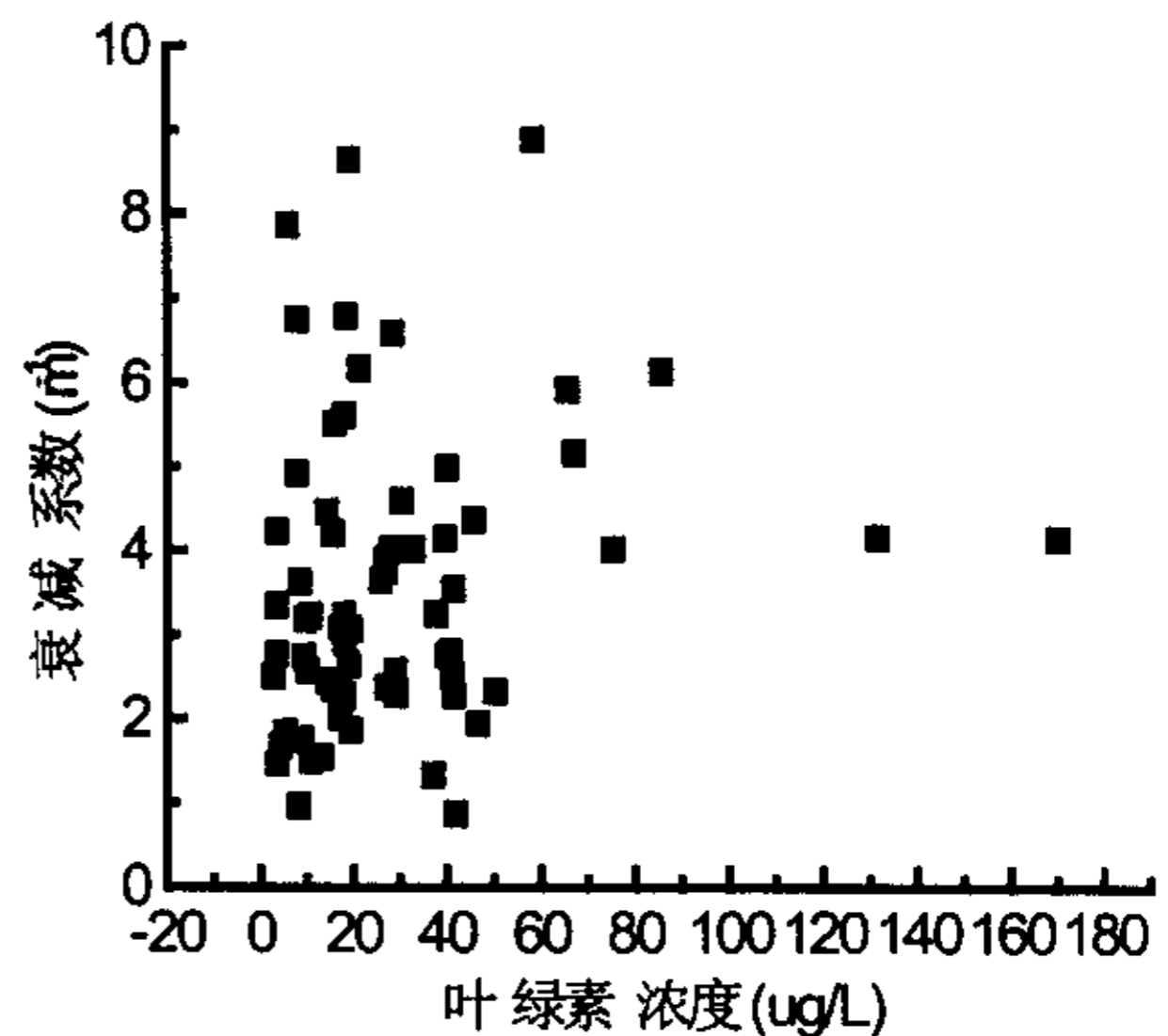


图3-14 衰减系数与叶绿素a的相关图

2 光学衰减系数与叶绿素 a 的关系

浮游藻类含有色素, 吸收光照进行光合作用, 叶绿素 a 是浮游藻类中最丰富的色素, 因而浮游藻类的对光的衰减主要表现在叶绿素 a 对光的衰减, 为此我们建立了光学衰减系数与叶绿素 a 线性相关关系, 结果如下:

$$K_d = 3.2970 + 0.01114 Chla \quad (3-33)$$

$$(R = 0.1769, SD = 1.7672, N = 67, P < 0.14895)$$

图 3-14 和上述回归方程反映，光学衰减系数与叶绿素 a 的浓度相关性并不是很好，其相关程度远远不如衰减系数与悬浮质，说明叶绿素 a 对光学衰减系数的影响不如悬浮质，它不是影响水下光照衰减和分布的首要因子。一方面是由于悬浮质浓度中本身就包括浮游植物和叶绿素 a，因而其相关性自然要高些，另外叶绿素对 a 对光的衰减主要集中在其吸收峰光谱，用整个光合有效辐射波段的衰减系数与叶绿素 a 浓度进行回归分析过如粗略，此外叶绿素 a 浓度大小季节变化很大。为了更好的反映光学衰减系数与叶绿素 a 浓度的关系，为此我们计算了叶绿素 a 的 660nm 吸收峰的光学衰减系数，并与叶绿素 a 的浓度进行线性回归，结果如下：

$$K_d = 2.1268 + 0.028 Chla \quad (3-34)$$

$$(R = 0.5427, SD = 1.4672, N = 67, P < 0.0001)$$

与前面的拟合相比，用 660nm 单色波的光学衰减系数与叶绿素 a 拟合比利用整个光合有效辐射波段更为合理，其相关系数明显上升，但与悬浮物相比，其相关系数仍比较低，并且只对部分波段衰减强烈，说明叶绿素 a 是影响光学衰减系数的一重要因子，但并不是首要因子。对于太湖而言，水深很浅，而风浪却较大，底泥很容易悬浮，从而造成水体混浊，湖水透光性很差。

3 光学衰减系数与悬浮质、叶绿素 a 关系

如果对光学衰减系数、无机颗粒、有机颗粒、叶绿素 a 作逐步线性回归，叶绿素 a 被自动剔除掉，说明就整个光合有效辐射波段，叶绿素 a 起得作用不是很大，这在前面的论述中也已表明。无机颗粒和有机颗粒相比，无机颗粒所起的作用相对要大些，以下是逐步回归的结果：

表3-13 变量输入输出表

模型	输入变量	输出变量	方法
1	无机颗粒		Stepwise (Criteria: Probability-of-F-to-enter <= .050, Probability-of-F-to-remove >= .100).
2	有机颗粒		Stepwise (Criteria: Probability-of-F-to-enter <= .050, Probability-of-F-to-remove >= .100).

表3-14 模型综述表

模型	相关系数	相关系数平方值	调整相关系数平方值	估计值的标准误差
1	0.748	0.559	0.553	1.1971
2	0.858	0.736	0.728	0.9341

表3-15 方差分析表

模型		平方和	自由度	均方和	F值	显著性水平
1	回归项	118.220	1	118.220	82.498	0.000
	残差项	93.145	65	1.433		
	总和	211.365	66			
2	回归项	155.519	2	77.760	89.114	0.000
	残差项	55.845	64	0.873		
	总和	211.365	66			

表3-16 系数分析表

模型		非标准化系数		标准化系数	t 值	显著性水平
		B值	标准误差	Beta值		
1	常数项	1.492	0.274		5.442	0.000
	无机颗粒	0.0947	0.010	0.748	9.083	0.000
2	常数项	0.308	0.280		1.098	0.276
	无机颗粒	0.0738	0.009	0.583	8.444	0.000
	有机颗粒	0.236	0.036	0.451	6.538	0.000

4 光学衰减系数与透明度关系

光学衰减系数与透明度都是表征湖水光学状况的参数，两者关系密切，具体关系见第七节详细论述。

第七节 太湖水体透明度的分布、变化及相关分析

使用塞克盘 (Secchi Disc) 观测湖水透明度已有很长历史。湖水透明度是湖泊光学的一个重要参数, 同时也是评价湖泊富营养化的一个重要指标, 能直观反映湖水清澈和混浊程度, 湖水透明度与光学衰减系数、漫射衰减系数之间存在密切关系。生物学家经常利用透明度盘深度来估算真光层深度用于计算湖泊初级生产力。透明度与太阳辐射、湖水的理化性质、悬浮物组成与含量以及气象状况等有密切关系, 它受到多种环境因素的影响。根据太湖站 1993-2001 年观测资料, 主要分析了太湖水体透明度的区域分布、季节变化以及与光学衰减系数、悬浮物及叶绿素 a 的相互关系, 从而揭示了太湖透明度的分布特点、变化规律及主要影响因素。

1 资料的选取

湖水透明度测量, 由于其操作简单、价格低廉, 因而成为湖泊常规调查中基本观测项目之一。太湖站自建站开始湖泊常规观测以来就一直进行湖水透明度的观测, 积累了大量调查资料。本文选取 1993-2001 年太湖站常规观测到的透明度、2001 年光衰减系数、悬浮物及叶绿素 a 资料进行统计分析。根据各站点地理位置对太湖进行湖区划分, 表 3-17 列出了不同湖区所包含测点资料的详细情况。

表 3-17 各测点资料的详细情况

湖区	五里湖	梅梁湖	湖心区	河口区	东太湖	贡湖
点号	9	1-5	7-8	0、6、10、11	12	13
资料年限及 观测频度	0-8 号点为 93-2001 年(每月观测一次) 9-13 号点为 98-2001 年(每季度观测一次, 其中 9 号点 2001 年每月观测一次)					

2 透明度的区域分布

太湖水深较浅, 与海洋及其他深水湖泊相比 (张绪琴, 1983; 费尊乐, 1986; 朱兰部, 1991; 胡水景, 1998), 太湖水体透明度低, 全湖多年平均值为 0.54 米, 根据太湖站 1993-2001 年的观测资料, 透明度变化范围在 0.10-1.50 米。由

于地理位置的不同，使得湖水透明度分布具有一定的地理特征，表 3-18 列出 1993-2001 年不同湖区透明度的年均值。透明度最低值出现在湖心区，这是由于湖心区开阔，风速较大，年月平均风速要比湖岸大 0.5-1m/s（见图 3-15）（孙顺才，1993），而太湖又水深很浅，湖底的底泥在风浪的扰动下极易悬浮起来，水中的悬浮物浓度高，致使湖水透明度低。太湖水体另一透明度低值出现在河流入湖口，这主要是由于河流携带大量泥沙入湖所致。东太湖的透明度最大，除大风时间外，透明度大多在 1 米左右，这与东太湖的位置及湖水中沉水植物、挺水植物有关。东太湖位于太湖东南部的一个狭长湖湾，受风浪的作用小，再加上东太湖的沉水植物和挺水植物对水体可起着“过滤”、消浪、抑制底泥上浮的作用。混浊的西太湖水在进入东太湖过程中，首先经过狭窄的东茭咀，湖面开阔、流速减慢，湖水流经湖底的沉水植物和岸边的挺水植物，逐渐使水中的大部分悬浮物沉降下来，降低了水中悬浮物含量，从而透明度增加。其他湖区透明度差不多，一般都在 0.5 米左右。由此可见，太湖透明度湖区分布的总趋势是湖心区最低，其次是河口区，东太湖最高。形成这种湖区分布的主要是由于风浪、入湖河流、湖区位置及水中高等植物生长分布共同作用的结果。

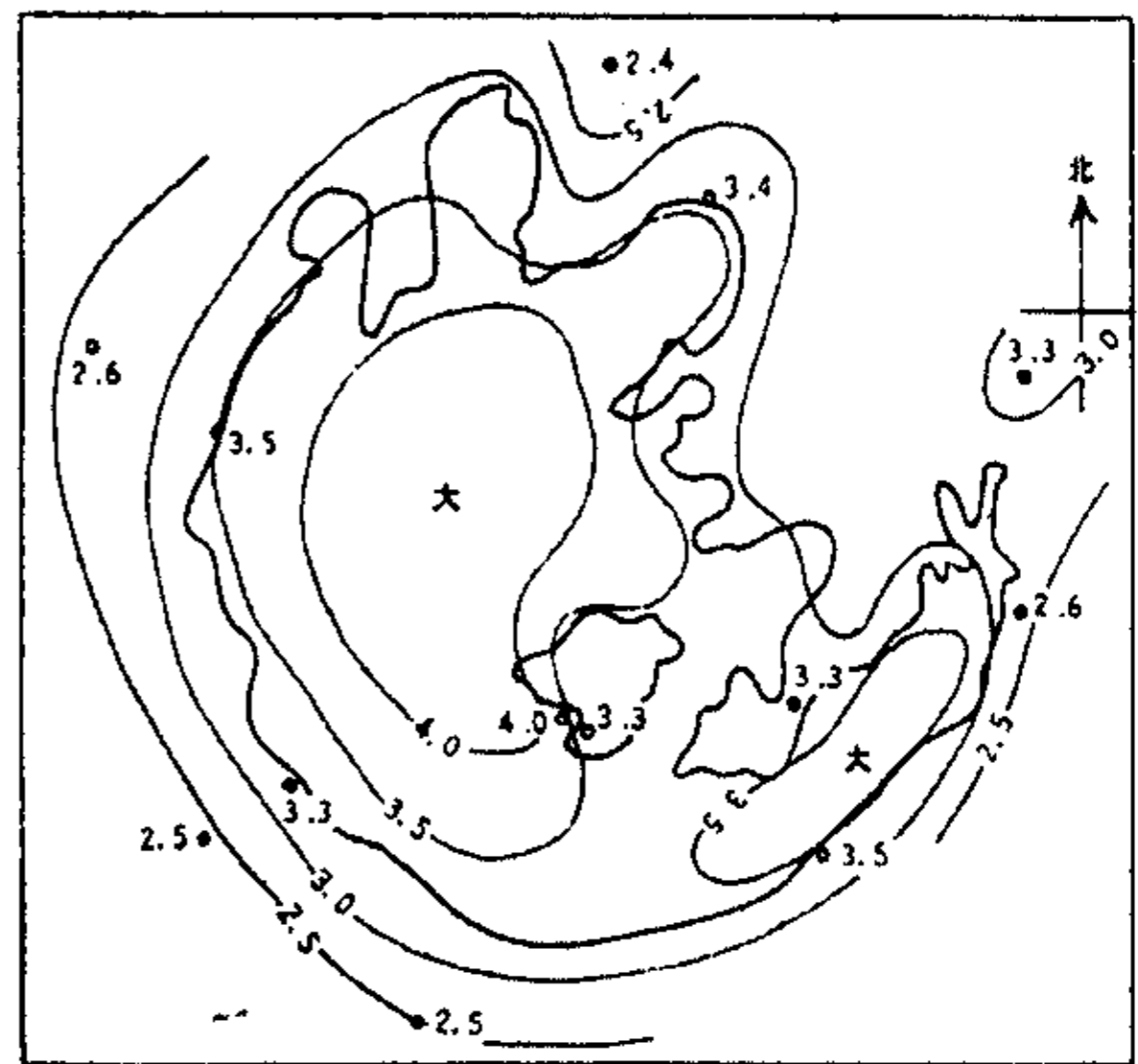


图 3-15 1983 年年平均风速分布(m/s)

表 3-18 不同湖区各年透明度年均值（米）

年份\湖区	五里湖	梅梁湖	湖心区	河口区	东太湖	贡湖
1993		0.59	0.30	0.53		
1994		0.49	0.30	0.48		
1995		0.42	0.31	0.42		
1996		0.41	0.44	0.41		
1997		0.41	0.37	0.44		
1998	0.46	0.46	0.56	0.57	0.98	0.55

1999	0.50	0.69	0.53	0.45	0.90	0.49
2000	0.51	0.50	0.24	0.45	0.69	0.45
2001	0.55	0.54	0.37	0.45	0.85	0.46
多年平均	0.51	0.50	0.38	0.47	0.86	0.49

3 透明度的季节变化

透明度的季节变化在海洋中表现很明显（周雅静，1999），对于太湖而言，全湖透明度平均值季节变化的总趋势是夏秋季大，冬春季小，夏季达一年最大值，冬季为最小值，但不同湖区季节变化又存在一定差异。其中五里湖、梅梁湾秋冬季大于春夏季，而湖心区、河口区、东太湖、贡湖的季节变化则与全湖一致，夏秋季大于冬春季。不同湖区季节变化存在差异与不同湖区风速的年变化、藻类生长繁殖季节变化存在关系。在五里湖和梅梁湖，由于靠近湖岸并地处湖湾，风浪较小，风浪对透明度的影响可能不及藻类的作用，春夏季，正值藻类大量暴发的季节，而五里湖和梅梁湖又是富营养化重灾区，藻类大量生长繁殖致使湖水透明度下降。而在富营养化程度较轻的其他湖区，藻类数量较少，其对湖水透明度的影响相对要较轻，在这些湖区风浪对透明度的影响则占到主导地位，尤其是湖心区其透明度的变化基本上都取决于风浪作用引起的水中悬浮物浓度的变化。

表 3-19 1993-2001 年不同湖区各季透明度

季节\湖区	五里湖	梅梁湖	湖心区	河口区	东太湖	贡湖	全湖平均
冬（1-3月）	0.59	0.51	0.20	0.44	0.49	0.36	0.43
春（4-6月）	0.42	0.48	0.30	0.44	0.75	0.40	0.47
夏（7-9月）	0.46	0.47	0.64	0.49	1.14	0.69	0.65
秋（10-12月）	0.55	0.53	0.37	0.49	1.04	0.46	0.57

4 透明度的相关分析

4.1 透明度与光学衰减系数的关系

透明度和光学衰减系数同为反映湖水光学性质的重要参数，它们之间存在一定的经验关系（李武，1993），Lorenzen 曾近似地认为透明度深度上的光强等

于表面光强的 20×10^{-2} ，而太阳光在湖水中的传播随深度的增加呈指数衰减 (Jerlov, 1976)，从而得到透明度与光学衰减系数的关系式 (Lorenzen M W, 1978):

$$ST = \frac{-\ln(0.2)}{K_d} \quad (3-35)$$

式中 ST 为透明度(m)， K_d 为光学衰减系数(m^{-1})。由上式可知，透明度与光学衰减系数呈反比关系。我们根据测得的透明度和光学衰减系数进行线性回归，发现它们相关性很好，回归结果为：

$$K_d = 0.096 + \frac{1.852}{ST} \quad (3-36)$$

$$(R = 0.72, SD = 1.147, N = 34, P < 0.0001)$$

K_d 为光学衰减系数(m^{-1})， ST 为透明度(m)， R 为相关系数， SD 为标准离差， N 为样本数， P 为检验的显著性水平。

为了具体分析透明度与悬浮物和叶绿素 a 的关系，我们将衰减系数写成 (李宝华, 1999):

$$K_d = K_w + CK_c \quad (3-37)$$

式中 K_d 为总的光学衰减系数， K_w 为除浮游植物以外的其它物质衰减系数， C 为叶绿素 a 浓度， K_c 为浮游植物比衰减系数。于是透明度与光学衰减系数关系可写成：

$$ST = \frac{-\ln(0.2)}{K_w + CK_c} \quad (3-38)$$

当湖水中悬浮物的主要成分为浮游植物时， $K_w \ll CK_c$ ，则总衰减系数主要受叶绿素 a 浓度的影响，这时湖水透明度基本上是由叶绿素 a 浓度所决定，并且成反比关系。反之，当海水中悬浮物的主要成分不是浮游植物时，则 $CK_c < K_w$ ，总衰减系数和透明度则由湖水中除浮游植物以外的其他悬浮物所决定。

4.2 透明度与悬浮物的关系

透明度是描述湖水光学性质的基本参数，其时空变化受多种因素影响，湖水悬浮物的组成和含量是透明度的主要影响因素。湖水透明度表示光线在湖水中的透射深度，其大小随湖水和其中悬浮物、浮游藻类对入射光的吸收和散射的差异而变化，所以悬浮物的成分和含量极大地影响着湖水的透明度变化，图 3-16 是 2001 年在太湖测得的透明度与表层悬浮物浓度的关系图，由图可知，透明度随悬浮物含量增加而减少。根据在海洋中做的一些分析（秦蕴珊，1986；平仲良，1993；苏健，2001），悬浮物和透明度呈曲线关系，对太湖悬浮物和透明度作对数曲线拟合得出如下结果：

$$S^{1/4} = 8.103 - 5.847 \ln ST \quad (3-39)$$

$$(R = 0.87, SD = 0.32, N = 135, P < 0.0001)$$

式中 S 为悬浮物浓度(mg/L)， ST 为透明度(m)， R 为相关系数， SD 为标准离差， N 为样本数， P 为检验的显著性水平。图 3-17 为其拟合效果图，从拟合结果来看，表层悬浮物浓度和透明度的对数拟合相关性很好，证明表层悬浮物和透明度的关系十分密切。分析悬浮物中成分，发现无机成分基本上要占到 80%以上，说明悬浮物的主要成分不是浮游植物而是无机颗粒，由此可见，太湖透明度主要受非浮游植物之外的其它悬浮物的影响，可以借助透明度来计算湖水中悬浮物含量。

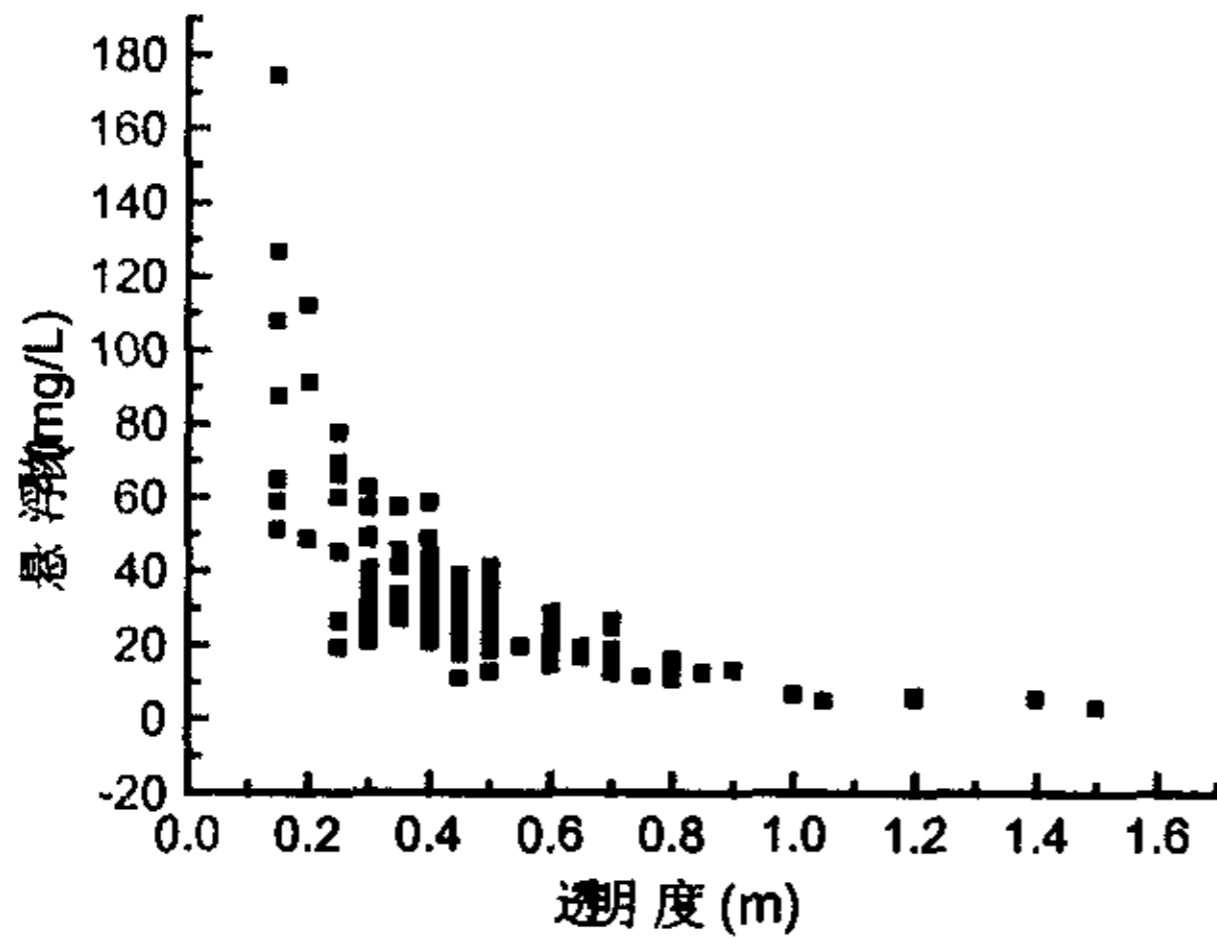


图 3-16 悬浮物与透明度的关系图

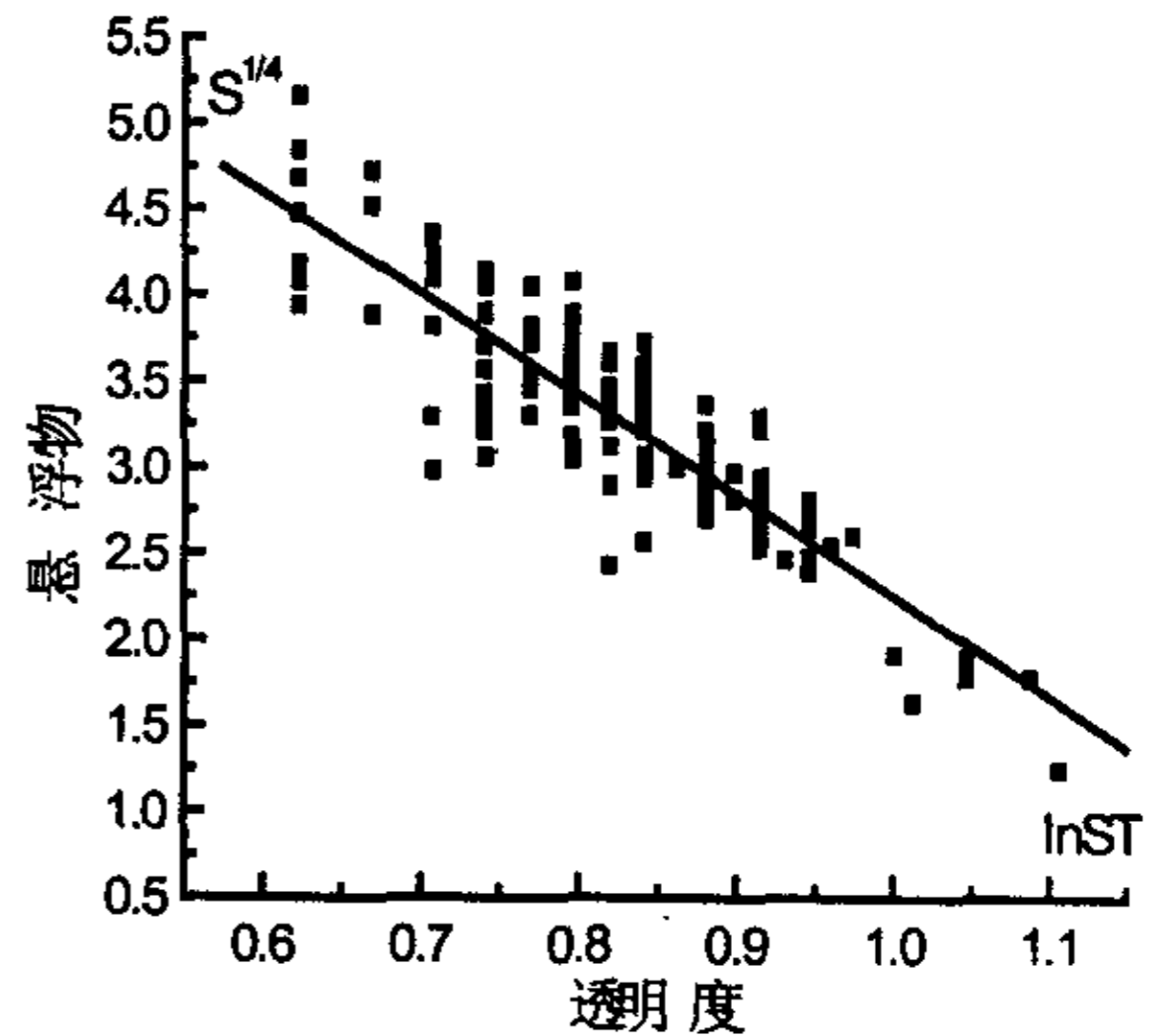


图 3-17 悬浮物与透明度的拟合效果图

4.3 透明度与叶绿素 a 的关系

早在 60 年代初 Steemann Nielsen E (Steemann Nielsen E, 1963) 就曾提出用透明度估计海洋初级生产力, 随后有关学者对海水透明度与叶绿素 a 浓度和初级生产力的相关关系进行研究, 并提出利用海水透明度估算叶绿素 a 浓度的经验公式及真光层的初级生产力 (Edmondson W T, 1980; Lorenzen M W, 1980; Megard R O, 1980; Toyota T, 1979)。图 3-18 是 2001 年测得的透明度与叶绿素 a 浓度的关系图, 由图可看出, 透明度与叶绿素 a 关系相对比较杂乱, 当叶绿素浓度 a 很低时, 有些情况透明度很高, 而另外一些却很低, 这说明透明度的主要影响因素不是叶绿素 a 而是悬浮物, 但当叶绿素 a 值比较高时, 其透明度也比较低, 这说明叶绿素值 a 高时, 它对透明度影响增加, 这与我们前面分析相似, 但总体而言, 叶绿素 a 与悬浮物相比, 它对透明度的影响不及悬浮物, 这与海洋不一样^[10,18]。我们对其作

曲线回归分析发现它们相关性并不显著, 反映了像太湖这样大型浅水湖泊, 由于风浪的作用, 底泥极易悬浮起来, 使得湖水混浊、水色昏暗, 致使湖水透明度等光学参数的变化主要受制于悬浮物的组成和含量。另外由于太湖悬浮物中主要以无机颗粒为主, 因此其透明度跟叶绿素的关系不是很大, 只在藻类暴发季节表现才相对明显些。

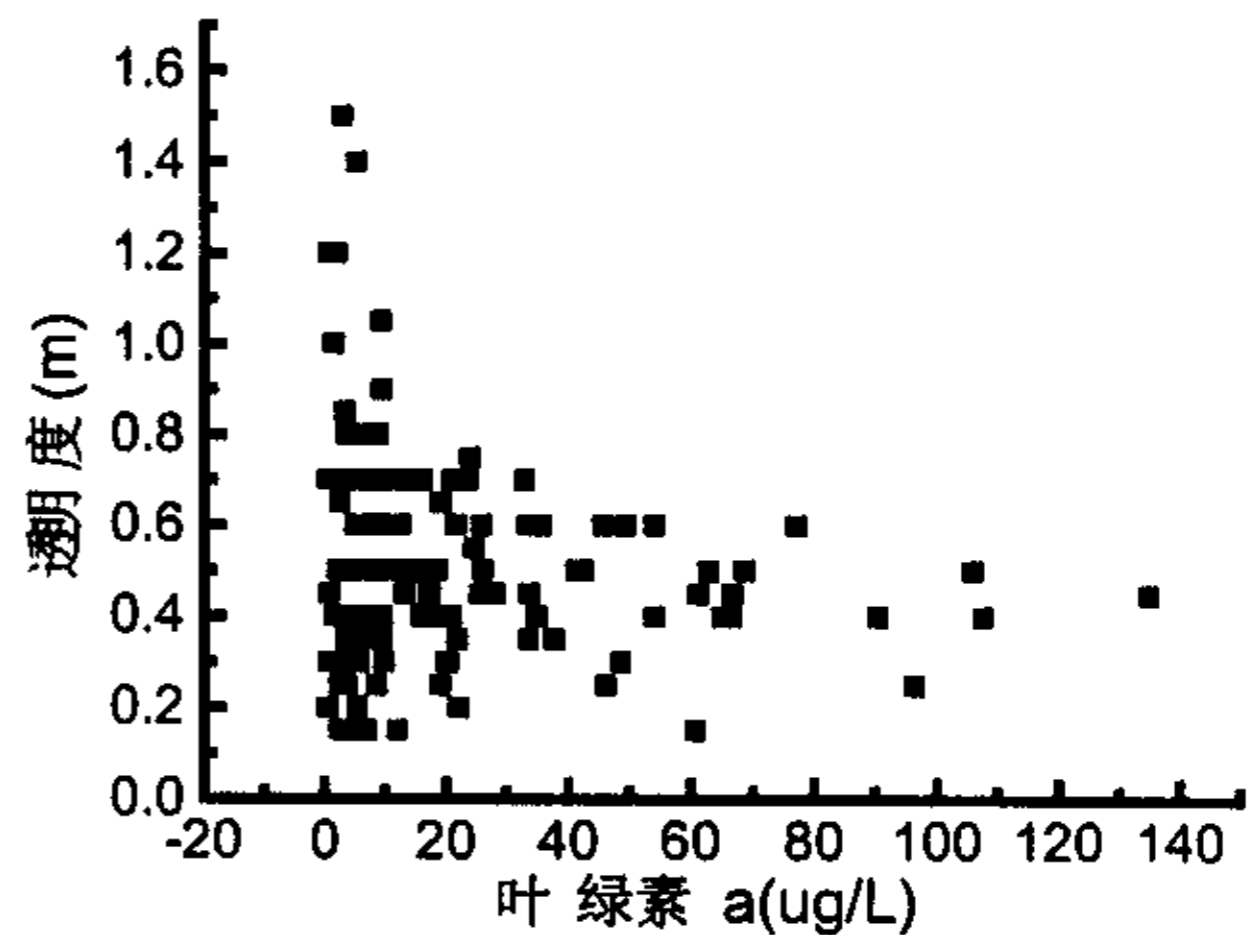


图 3-18 透明度与叶绿素 a 的关系图

5 透明度影响因子分析

从上面对太湖水体透明度的分布、季节变化及与悬浮物、叶绿素 a 相关分析中, 我们不难发现, 作为描述区域湖泊基本性质的湖水透明度存在一定的时空变化, 它们也受到多种因素的影响, 尤以湖水中悬浮物成分和含量为主。湖水透明度表示光线在湖水中的透射深度, 其大小是随湖水和水中悬浮物质对透入湖中的光的吸收和散射效应的差异而变化。湖水对光的吸收可视为常数, 湖水中浮游生物、藻类对光具有吸收和散射作用, 但只在其生长季节表现较为明

显，悬浮泥沙则对光的散射效应影响极大，并且一年四季都存在。同时通过对太湖水中悬浮物成分分析发现主要以无机颗粒为主。因此，湖水中悬浮物尤其无机颗粒极大的影响着湖水的透明度。

气象状况是影响湖水透明度的重要因素。这里指的气象状况主要是指不同季节因风力、风期等的不同而产生的波浪对底泥扰动的不同。随着风力的增加，湖水波浪会加大，这样一方面会引起湖面反射率的增大而使透入湖中的光强减弱，另一方面也是主要的方面就是引起湖水的紊动强度相应增加。当湖水的紊动作用所产生的切引力达到一定的临界值就会掀起湖底泥沙，它们在垂直分力的作用下被扬起悬浮于水中，从而大大降低了湖水透明度。由于太湖水深较浅，大多湖区水深不及 2 米，稍大的风浪就会把底泥扰动起来，尤其在湖心区风浪较大，湖水经常是水色昏暗、浊浪涛涛，这是致使湖心透明度最低的根本原因。

6 结论

湖水透明度作为描述湖泊光学性质的基本参数，受多种因素的影响，各湖区的分布也比较复杂，但仍有一定规律可循，根据上述分析，大致可以得出以下几点结论：

1. 太湖透明度区域分布特点是湖水透明度低、变化幅度不大、湖心区最低，其次是河口区，东太湖最高，分析其原因，主要受风浪、入湖河流、湖区位置及水中高等植物生长分布等因素所致。

2. 透明度季节变化的总趋势是夏秋季大，冬春季小，但不同湖区季节变化又存在一定差异。其中五里湖、梅梁湾秋冬季大于春夏季，而湖心区、河口区、东太湖、贡湖的季节变化则与全湖一致，夏秋季大于冬春季。

3. 透明度和光学衰减系数存在良好的线性相关，线性回归结果为：

$$K_d = 0.096 + \frac{1.852}{ST}$$

4. 透明度与湖水中悬浮物含量之间存在密切的相互关系，两者变化规律相当一致，透明度与悬浮物含量表现为一种曲线关系：

$$S^{1/4} = 8.103 - 5.847 \ln ST$$

5. 湖水透明度等光学参数的变化主要受制于悬浮物的组成和含量。由于太湖悬浮物中主要以无机颗粒为主，因此其透明度跟叶绿素的关系不是很大。

第四章 结论与展望

1 结论

论文首次分析和揭示太湖地区总辐射、各分光辐射状况,变化特征、影响因素和计算方法,求得了太湖地区辐射平衡值,为湖泊光学和其它相关工作提供基础资料。根据周年巡测和定点观测的湖泊光学资料,分析了太湖水下辐照度、光学衰减系数的分布、变化及与悬浮质和叶绿素的关系,主要得到以下几点结论:

结论一:利用上海、南京、杭州、无锡辐射及常规气象资料分析了太湖无锡地区近 40 年的总辐射变化情况,发现总辐射呈减少趋势,分析原因,其减少并非云量变化引起,主要由于大气中悬浮物增加所致,并提出了月总辐射气候学计算公式:

$$Q = Q_0 (0.1351 + 0.5707s_1)$$

结论二:紫外辐射、光合有效辐射等分光辐射季节变化和日变化的主要趋势与总辐射变化一致,云量对紫外辐射、光合有效辐射影响显著,云量与紫外辐射、光合有效辐射成负相关,云量大,紫外辐射、光合有效辐射,云量小,紫外辐射、光合有效辐射反而大。由订正的水汽压和总辐射拟合得到太湖地区光合有效辐射的经验计算公式:

$$Q_{PAR} = \eta_0 \times Q$$

$$\eta_0 = 0.2909 + 0.07641gE^*$$

结论三:太湖地区地面反射率在 20.2%~24.9%之间变化,其季节变化不是特别明显,日变化表现为从上午到下午逐间增大的趋势,无论夏季还是冬季,雨天的地反射率都比晴天要小,这反映了降水量是影响地面反射率的一重要因子。

结论四:分析了太湖地区地面有效辐射的变化特征及影响因素,利用别尔梁德公式分别计算了晴天和实际云天条件下的地面有效辐射。

结论五:分析了太湖地区地面辐射平衡值的变化特征及影响因素,运用气候学的方法得到了太湖地区辐射平衡值。

结论六:水下辐照度与大气中太阳辐射一样具有明显的周日变化特征,早晚水下辐照度很低,随着太阳高度角的升高,近地面总辐射增大,水下辐照度亦迅速增大。水下辐照垂直分布按指数规律衰减,但在早晚大气中太阳辐射很低时指数衰减规律并不明显;由于不同水层组成物质不一样,辐照度在不同水层衰减不

一样,辐照度在表层水比深层水衰减要强烈。湖水对不同波段的太阳光衰减不一样,表层水在 400-490nm 波段有一明显的强衰减带,但当太阳光到达深层水时各波段的衰减较为均匀,变化不大。湖水对太阳光的衰减包括吸收和散射,在一天不同时候各自发挥的作用不一样,在早晨和傍晚散射占较大的比重,而在中午则是吸收占有绝对优势。

结论七:光学衰减系数的湖区分布大致为:沿岸区>五里湖>湖心区>梅梁湾>贡湖>东太湖,不同季节大小变化稍微有些差异。季节变化为东太湖全年光学衰减系数相差很小,维持在 1.5m^{-1} 左右;湖心区衰减系数在风速大的秋冬季要大,而在夏季则相对要小些。而梅梁湖区在夏秋季藻类大量生长时,衰减系数大,冬季衰减系数小。衰减系数日变化变动比较大,一般上午和下午较小,中午较大。衰减系数的垂直分布主要表现为逐渐递减和先递减后均匀两种类型,水下 150cm 以下各层水光学衰减系数很小,水下辐照度已很微弱并且没有什么变化。短波蓝光部分衰减系数大,长波红光衰减系数小,在 670nm 左右有一相对高值。长波部分光衰减主要由于浮游植物的影响,而短波部分的变化则是悬浮物质和浮游植物共同作用所致。

结论八:分析光学衰减系数与悬浮物中无机颗粒、有机颗粒及叶绿素 a 浓度之间的关系,发现无机颗粒对光学衰减系数影响最大,其次是有机颗粒,叶绿素 a 对整个光合有效辐射波段光学衰减系数影响并不显著,但对 660nm 单色光光学衰减系数影响要更为显著。对光学衰减系数、无机颗粒、有机颗粒、叶绿素 a 作逐步线性回归,叶绿素 a 被自动剔除掉,得到下述方程:

$$K_d = 0.308 + 0.0738 SS_1 + 0.236 SS_2$$

最后得到,对于太湖这样大型浅水湖泊,由于风浪作用的强烈影响,湖水的光学状况主要取决于悬浮质浓度。

结论九:湖泊光学的两个重要参数光学衰减系数和湖水透明度存在很好的线性关系,相关方程为:

$$K_d = 0.096 + \frac{1.852}{ST}$$

分析透明度与悬浮质和叶绿素 a 的相关性,得出与光学衰减系数一致的结果,悬浮质对湖水光学状况的影响远远大于叶绿素 a。

2 展望

本文首次对太湖地区的辐射状况和辐射平衡进行研究, 取得很多重要结论, 建立了总辐射、各分光辐射、地面有效辐射及辐射平衡的气候学计算公式。但由于资料年限有限, 再加上不完全, 有些更深层次的关系无法进行分析, 如地面反射率变化各影响因子的贡献率、地表有效辐射和地面辐射平衡的季节变化、云状对地面辐射平衡的具体影响, 另外各气候学计算公式也需要更多的实测资料进行检验。对湖泊光学这部分研究, 在国内也算走在前列, 但由于仪器和设备的限制, 很多工作尚不能开展, 比方说紫外辐射增强对湖泊生态系统的影响、湖水中荧光的测定等。但湖泊光学作为湖泊物理学的一个方面, 其研究具有重要的理论和实际意义, 如果有机会的话, 笔者想在这个领域进行更为系统和全面研究。

参 考 文 献

- 1 Hall D O, K K Rao. Photosynthesis. *Studies in Biology*. 1977,37:1~37
- 2 Jonasz M, H Prandke. Comparison of measured and computed light scattering in the Baltic. *Tellus*, 1986,38B:144~157
- 3 Gordan H R, O B Brown. A theoretical model of light scattering by Sargasso Sea particulates. *Limnol & Oceanogr*,1972,17:826~832
- 4 Smith R C, B B Prezelin, R R Bidigare, et al. Bio-optical modeling of photosynthetic production in coastal waters. *Limnol & Oceanogr*, 1989,34(8):1524~1544
- 5 蔡启铭,杨平. 太湖水体光学特性的理论计算. 中国科学院南京地理与湖泊研究所集刊,1990,71~79
- 6 蔡启铭,杨平. 太湖悬浮质对湖面反照率及水体光吸收的影响. 海洋与湖沼,1991,22(5):458~465
- 7 蔡启铭,杨平. 大气—水体系统中 PAR 传输模式及湖泊初级生产力. 水科学进展,1993,4(3):171~178
- 8 Bricaud A, A morel and L Prieur. Absorption by dissolved organic matter of sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnol & Oceanogr* , 1981, 26:43~53
- 9 Jerlov N G. *Optical oceanography*. Elsevier, 1968
- 10 Davis-colley R J. Absorption of light by yellow substance in freshwater lakes. *Limnol & Oceanogr*, 1983,32(2):416~425
- 11 Morris, D P, H Zagarese, C E., et al. The attenuation of solar UV radiation in lakes and the role of dissolved organic carbon. *Limnol & Oceanog*, 1995, 40: 1381~1391
- 12 Laurion, I, W F Vincent, and D R S Lean. Underwater ultraviolet radiation: Development of spectral models for northern high latitude lakes. *Photoche. Photobiol*, 1997, 65: 107~114
- 13 Farman, J C., B G Gardiner, and J D. Shanklin. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal Cox/Nox interaction. *Nature*, 1985, 315: 207~210
- 14 Tevini, M. UV-B radiation and ozone depletion. 1993,Lewis
- 15 Kerr, J B, and C T Mcelroy. Evidence for large upward trends of ultraviolet-B radiation linked to ozone depletion. *Science*, 1993, 262: 1032~1034
- 16 Smith R C et al. Ozone depletion: ultraviolet radiation and phytoplankton biology in Antarctic water. *Science*, 1992, 225: 952~959

- 17 Williamson C E. What role does UV-B radiation play in freshwater ecosystem? *Limnol & Oceanogr*, 1995, 40(2): 386~392
- 18 Laurion I, Ventura M, and Catalan J et al. Attenuation of ultraviolet radiation in mountain lakes: Factors controlling the among- and within-lake variability. *Limnol & Oceanogr*, 2000,45(6): 1274~1288
- 19 Stefan Bertilsson, Lars J. Tranvik. Photochemical transformation of dissolved organic matter in lakes. *Limnol. Oceanogr*. 2000,45(4):753~762
- 20 Miller, and R G Zeep. Photochemical production of dissolved inorganic carbon from terrestrial organic matter: Significance to the oceanic organic carbon cycle. *Geophy Res Lett*, 1995, 22: 417~420
- 21 Amon, R M W, and R. Benner. Photochemical and microbial consumption of dissolved organic carbon and dissolved oxygen in the Amazon River system. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60: 1783~1792
- 22 Moran, M A., and R G Zeep. Role of photoreactions in the formation of biologically labile compounds from dissolved organic matter. *Limnol & Oceanogr*. 1997, 42: 1307~1316
- 23 Gao, H, and R G Zeep. Factors influencing photoreactions of dissolved organic matter in a coastal river of the southeastern United States. *Environ Sci Technol*, 1998, 32: 2940~2946
- 24 Del Castillo, C E, P G Coble et al. Analysis of the optical properties of the Orinoco River plume by absorption and fluorescence spectroscopy. *Mar Chem*, 1999, 66: 35~51
- 25 Vodacek, A, N A Blough et al. Seasonal variation of CDOM and DOC in the Middle Atlantic Bight: Terrestrial inputs and photooxidation. *Limnol & Oceanogr*. 1997, 42: 674~686
- 26 Mary Ann Moran and Wade M Sheldon, Jr et al. Carbon loss and optical property changes during long-term photochemical and degradation of estuarine dissolved organic matter. *Limnol & Oceanogr.*, 2000,45(6): 1254~1273
- 27 Kiefer D A and B G Mitchell. A simple, steady state description of phytoplankton growth based on absorption cross section and quantum efficiency. *Limnol & Oceanogr*. 1983,28(4):770~776
- 28 Sathyendranath S, T Platt, C C Caverhill, R E Warnock and M R Lewis. Remote sensing of oceanic primary production: computations using a spectral model. *Deep-Sea Research*. 1989,36(3):431~453

- 29 Kirk J T O. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems, 2nd ed. Cambridge University Press. Cambridge, Britain. 1994
- 30 俞宏,蔡启铭. 太湖水体中的光照传输及水体初级生产力的计算. 见: 蔡启铭主编. 太湖环境生态研究(一). 北京:气象出版社,1998.178~187
- 31 吴培中. 中国海洋水色遥感十年. 国土资源遥感, 1994, 20: 5~14
- 32 李国胜,邵宇宾. 海洋初级生产力遥感与GIS评估模型研究. 地理学报, 1998, 53(6):546~552
- 33 Herman J Gons. Optical teledetection of chlorophyll a in turbid inland waters. Environ Sci Technol. 1999,33,1127~1132
- 34 曹文熙,钟其英,杨跃忠. 南海水色遥感的主因子分析. 遥感学报, 1999, 3(2): 112~115
- 35 Gordon, H R and Mecluney, W R. Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. Appl Opt., 1975, 14: 413~416
- 36 李四海,刘百桥. 海洋遥感特征及其发展趋势. 遥感技术与应用, 1996,11(2): 65~69
- 37 何执兼等. 应用水色卫星对海水油及COD的遥感. 中山大学学报(自然科学版), 1999, 38(3): 81~84
- 38 吴培中. 世界卫星遥感三十年. 国土资源遥感, 2000, 43: 2~10
- 39 翁笃鸣. 中国辐射气候[M], 北京: 气象出版社, 1997, 111~116
- 40 Peman H L. Natural evaporation from open water. Bare soil and grass, Proc. Roy. Soc. A, 1948, 193: 120~145
- 41 Iqbal M. An Introduction to Solar Radiation, Academic Press, Toronto, New York, London, 1983, 231~237
- 42 左大康,王懿贤,陈建绥, 中国地区太阳总辐射的空间分布特征, 气象学报, 1963, 33(1), 78~96
- 43 翁笃鸣, 试论总辐射的气候学计算方法, 气象学报, 1964, 34(3),304~315
- 44 陆渝蓉,高国栋, 我国辐射平衡各分量的计算方法及时空分布的研究(1), 南京大学学报(自然科学版), 1976(2), 89~110
- 45 王炳忠等, 我国的太阳能资源及其计算, 太阳能学报, 1980, 1(1), 1~9
- 46 祝昌汉, 再论总辐射气候学计算方法(一). 南京气象学院学报, 1982(1): 15~24
- 47 祝昌汉, 再论总辐射气候学计算方法(二). 南京气象学院学报, 1982(2): 196~206
- 48 陆渝蓉,高国栋. 物理气候学[M]. 北京: 气象出版社, 1987, 134~137, 39~51

- 49 李晓文, 李维亮, 周秀骥. 中国近 30 年太阳辐射状况研究. 应用气象学报, 1998, 9(1): 24~31.
- 50 张雪芬, 陈东, 付祥健. 河南省近 40 年太阳辐射变化规律及成因探讨. 气象, 1999(3): 21~25
- 51 查良松, 丁祖荣, 周佑河等, 合肥市太阳辐射量的初步分析, 安徽师范大学学报(自然科学版), 1996, 19(4), 355~360
- 52 邓峰. 上海大气中总悬浮物(TSP)污染与降水关系研究, 中国环境科学, 1991, 11(3): 183~187
- 53 杭维琦, 黄世鸿. 南京市城区环境空气中总悬浮颗粒物的源解析, 环境监测管理与技术, 2000, 12(4): 18~21
- 54 刘文菁, 刘小红等. 南京市总悬浮颗粒物(TSP)及地面积尘来源解析, 气象科学, 2001, 21(1): 87~94
- 55 查良松. 我国地面太阳辐射量的时空变化研究. 地理科学, 1996, 16(3): 232~237
- 56 Frederick J E, Snell H K and Haywood E K. Solar Ultraviolet Radiation at the Earth Surface. Photochem Photobiol, 1989, 50:443~450
- 57 Scott J, Cotton G, et al. Biologically Effective Ultraviolet Radiation: Surface Measurements in the United States, 1974 to 1985. Science, 1987, 239:762~764
- 58 Bener P. Approximate values of intensity of natural ultraviolet radiation for different atmosphere ozone. Final Tech Rep Contract No. DAJ 37-68-C-1017 U.S.Army.1972
- 59 周允华. 中国地区的太阳紫外辐射. 地理学报, 1986, 41(2): 132~143
- 60 季国良, 陈有虞. 青藏高原的紫外辐射. 高原气象, 1985, 4(4): 112~121
- 61 王明星. 大气化学. 北京:气象出版社, 1991. 296~301
- 62 季国良, 林振跃, 吴祥定. 西藏高原东部农作物生长季(5-10月)紫外、可见和红外辐射的特征分析. 气象学报, 1982, 40(3): 344~352
- 63 周允华. 紫外辐射的气候学研究. 太阳能学报, 1984, 5(1): 1~11
- 64 王普才, 吴北英, 章文星. 影响地面紫外辐射的因素分析. 大气科学, 1999, 23(1): 1~8
- 65 江灏, 季国良. 五道梁地区的太阳紫外辐射. 高原气象, 1996, 15(2): 141~146
- 66 白建辉, 王庚辰. 北京地区太阳紫外辐射的基本特征. 太阳能学报, 1993, 14(3): 245~250
- 67 江灏, 季国良等. HEIFE 绿洲区的太阳紫外辐射. 高原气象, 1994, 13(3): 347~352
- 68 季国良, 马晓燕等. 张掖地区的光合有效辐射特征. 高原气象, 1993, 12(2): 141~146

- 69 Moon, P., Proposed standard solar-radiation curves for engineering use, J. Franklin Inst., 1940, 230, pp. 583~618
- 70 McCree, K. J., A Solarimeter for measuring Photosynthetically active radiation, Agri. Meteor., 1966, 3, 353~366
- 71 周允华, 项月琴等. 光合有效辐射的气候学研究. 气象学报, 1984, 42(4):387~396
- 72 季国良, 袁福茂等. 高原西部的辐射状况. 青藏高原气象科学实验文集(一), 第一版. 北京:科学出版社, 1984, 10~22
- 73 沈觉成, 高家表. 南京地区辐射平衡特征. 青藏高原气象科学实验文集(二), 第一版. 北京:科学出版社, 1984, 75~84
- 74 胡列群. 塔克拉玛干沙漠地面有效辐射研究. 干旱区地理, 1997, 20(1):25~32
- 75 陈建绥. 中国地表反射率的分布及变化. 地理学报, 1964, 30(2):87~93
- 76 谢贤群. 青藏高原 1979 年 5-8 月的地表反射率. 青藏高原气象科学实验文集(二), 第一版. 北京:科学出版社, 1984, 17~23
- 77 孙治安, 翁笃鸣. 青藏高原地区地表及行星反射率. 应用气象学报, 1994, 5(4):394~401
- 78 田庆久, 郑兰芬, 董庆禧. 基于遥感影像的大气辐射校正和反射率反演方法. 应用气象学报, 1998, 9(4):456~461
- 79 高国栋, 陆渝蓉. 中国地表面辐射平衡与热量平衡. 北京:科学出版社, 1982
- 80 林正云. 福建省太阳总辐射和地面辐射平衡的分布. 太阳能学报, 1994, 15(3):248~256
- 81 李克煌等. 辐射平衡量和蒸发耗热量的计算和分析. 河南大学学报(自然科学版), 1996, 26(3):79~86
- 82 李克煌等. 秦岭黄淮平原交界带地表面辐射平衡的计算和分析. 地域研究与开发, 1996, 15(3):44~48
- 83 洪松, 吴胜军, 王少平. 长江三峡水库兴建库周地区辐射平衡与地面径流变化之探讨. 湖北大学学报(自然科学版), 1997, 19(3):289~293
- 84 马耀明, 王介民. 黑河实验区地表净辐射区域分布及季节变化. 大气科学, 1997, 21(6):743~749
- 85 Paltridge, G. W. and Platt, C. M. R, Radiative Processes in meteorology and Climatology. Developments in Atmospheric Science, 1976, 5
- 86 翁笃鸣, 陈万隆, 陈留华. 拉萨河谷的太阳辐射特征研究(二). 青藏高原气象科学实

- 验文集(一), 第一版. 北京:科学出版社, 1984, 82~94
- 87 Jerlov N G 著. 赵俊生, 吴曙初译. 海洋光学. 科学出版社, 1981, 86-90, 97, 107~108
- 88 李武, 张士魁等. 北黄海水中辐照度的分布变化特征. 黄渤海海洋, 1997, 15(2):16~24
- 89 潘德炉, 李淑菁, 毛天明. 卫星海洋水色遥感的辐射模式研究. 海洋与湖沼, 1997, 28(6):652~658
- 90 Bricaud A, A Morel and L Prieur. Optical efficiency factors of some phytoplankton. *Limnol & Oceanogr*, 1983,28(5): 816~832
- 91 Irena Kaczmarek et al. The effect of ultraviolet B on phytoplankton populations in clear and brown temperate Canadian lakes. *Limnol & Oceanogr*, 2000, 45(3): 651~663
- 92 Stiig Markager, Warwick F. Vincent. Spectral light attenuation and the absorption of UV and blue light in natural waters. *Limnol & Oceanogr*, 2000, 45(3): 642~650
- 93 Michael T. Arts et al. The attenuation of ultraviolet radiation in high dissolved organic carbon waters of wetlands and lakes on the northern Great Plains. *Limnol & Oceanogr*, 2000, 45(2): 292~299
- 94 Claude Belzile et al. Ultraviolet attenuation by dissolved and particulate constituents of first-year ice during late spring in an Arctic polynya. *Limnol & Oceanogr*, 2000, 45(6): 1265~1273
- 95 俞宏,蔡启铭. 太湖水体的光学特性及其参数化方案. 见: 蔡启铭主编. 太湖环境生态研究(一). 北京:气象出版社,1998.63~73
- 96 Smith R. C. & Baker K. S. Optical properties of the clearest natural water(200-800nm). *Appl. Opt.*, 1981,20:177~184
- 97 Morel, A.. Optical properties of pure water and pure sea water. In: N. Jerlov and E. Steemann Nielsen(Editors), *Optical Aspects of Oceanography*. Academic-Press,New York, N.Y., 1974:1~24
- 98 张绪琴, 张士魁, 吴永森, 夏达英. 海水黄色物质研究进展, 黄渤海海洋, 2000, 18(1):89-92
- 99 Davis-colley R J. Absorption of light by yellow substance in freshwater lakes. *Limnol & Oceanogr*, 1983,32(2):416~425
- 100 Bricaud A., A morel and L. Prieur. Absorption by dissolved organic matter of sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnol. Oceanogr.* , 1981, 26:43~53

- 101 Bricaud A. and D. Stramski. Spectral absorption coefficient of living phytoplankton and nonalgal biogenous matter: A comparison between the Pru upwelling area and the Sargasso Sea. *Limnol. Oceanogr.* , 1990,35(3):562~582
- 102 Carder, K. L., R. D. Tomlinson and F. B. Jr. George. A technique for the estimation of indices of refraction of marine phytoplanktons. *Limno. Oceanogr.* ,1972,17:833~939
- 103 Paul Bougis 著, 陈子强译. 影响海洋浮游植物光合作用的因子, 海洋译丛, 1980 (6): 97~106
- 104 Prieur L. and S. Sathyendranath.. An optical classification of costal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials. *Limnol. Oceanogr.* 1981,26(4):671~689
- 105 钟其英等. 南海群岛及邻近海区综合调查报告 (一) 第三部分 (海水光学参数). 北京: 科学出版社, 1989, 424~434
- 106 周玉丛等. 东海海水漫射光学衰减系数的分布特征, 黑潮调查论文集. 北京: 海洋出版社, 1987, 290~295
- 107 李武, 张士魁, 吴曙初, 辛海英. 北黄海水中辐照度的分布变化特征. *黄渤海海洋*, 1997, 15(2): 16~24
- 108 Gordon, H.R. and Brown, O.B. and Jacobs, M.M.. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Apply. Opt.* , 1975, 14:417~427
- 109 Kirk, John T.O. light and photosynthesis in aquatic ecosystem. Cambridge University Press. Cambridge, Britain. 1983:115~117
- 110 钟其英, 方耀升. 南海中部海区光学特性的研究, 南海海区综合调查研究报告 (一). 北京: 科学出版社, 1982, 187~198
- 111 钟其英. 调查海区海水光学特性的分布和变化, 南海海区综合调查研究报告 (二). 北京: 科学出版社, 1985, 256~273
- 112 张彩云, 商少平, 胡建宇, 陈照章. 台湾海峡 1997 年 8 月份海水光学衰减系数的分布特征. *台湾海峡*, 2001, 20(1): 127~131
- 113 福建海洋所. 台湾海峡中、北部海洋综合调查研究报告. 北京: 科学出版社, 1988, 189~199
- 114 Jones, D., Wills, M. S. The attenuation of light in sea and estuarine waters in relation to the

- concentration of suspended solid matter, *J. Mar. Bio. Assoc. U. K.*, 1965, 35: 431~444
- 115 马树斌, 钱正绪. 南黄海水团和悬浮体分布及其光学性质. *海洋湖沼增刊*, 1995, 26(5):8~15
- 116 张绪琴. 东中国海海水透明度分布特征. *海洋通报*, 1983, 2(6):21~24
- 117 费尊乐. 渤海海水透明度与水色的研究. *黄渤海海洋*, 1986, 4(1):33~40
- 118 朱兰部, 赵保仁. 渤、黄、东海透明度的分布与变化. *海洋湖沼通报*, 1991(3):1~10
- 119 胡水景. 千岛湖水资源的利用与保护. *环境与开发*, 1998, 13(1):15~17
- 120 孙顺才, 黄漪平编. 太湖. 北京: 海洋出版社, 1993: 10~11
- 121 周雅静, 林建国, 俞慕耕. 东海透明度特征探讨. *东海海洋*, 1999, 17(3):67~72
- 122 李武, 梁蚶钢, 陈涛. 海洋准直光衰减系数与透明度盘深度的经验关系. *海洋学报*, 1993, 15(5):130~135
- 123 Jerlov, N G. *Marine Optics*, Elsevier scientific publishing company. 1976, 231
- 124 Lorenzen M W. Phosphorus model and eutrophication. *Water Pollution Microbiology*, 1978(2):31~50
- 125 李宝华, 傅克付. 南黄海浮游植物与水色透明度之间的相关关系的研究. *黄渤海海洋*, 1999, 17(3):73~79
- 126 秦蕴珊, 李凡, 郑铁民等. 南黄海冬季海水中悬浮物研究. *海洋科学*, 1986, 10(6):1~6
- 127 平仲良. 用实测海水透明度数据和 NOAA 卫星数据计算黄海悬浮体含量. *海洋与湖沼*, 1993, 24(1):24~29
- 128 苏健, 江文胜, 孙文心. 渤海中南部悬浮物海洋调查资料分析. *青岛海洋大学学报*, 2001, 31(5):647~652
- 129 Steemann Nielsen E. Productivity, definition and measurement. *The sea*, 1963, 2:12-231
- 130 Edmondson W T. Secchi disc and Chlorophyll. *Limnol & Oceanogr.*, 1980, 25(2):378~379
- 131 Lorenzen M W. Use of chlorophyll-secchi disc relationship. *Limnol & Oceanogr.*, 1980, 25(2):371~372
- 132 Megand R O et al. Light, secchi disc and trophic taste. *Limnol & Oceanogr.*, 1980, 25(2):373~377
- 133 Toyota T and Nakashima T. Factors influencing the forel and Ule's color and transparency. *Jamstectr*, 1979, 3:126~133

科研成果和获奖情况（在读期间）

张运林，男，汉族，湖南邵阳市人，1976年10月生，中共党员，主要从事湖泊气象、湖泊物理和湖泊环境研究。

一、 主要经历

1992.9-1995.6 湖南省邵阳县一中就读高中

1995.9-1999.6 湖南师范大学国土学院就读，获理学学士学位

1999.9-2002.6 中科院南京地理与湖泊研究所攻读硕士学位

二、 参加的主要科研项目

- 1 科学院知识创新项目子专题“太湖水下光照及其与藻类、悬浮质的相关过程的研究”（KZCX2-311）
- 2 江苏省科委湖沼专项项目“太湖流域社会经济发展与生态环境演化关系研究”
- 3 溧阳市环保局项目“溧阳市天目湖水环境演化与水质保护措施研究”
- 4 溧阳市环保局项目“地形测量及湖底DEM研究”
- 5 国家自然科学基金项目“大气氮磷输入对湖泊水质的影响研究”

三、 发表的论文

- 1 张运林，秦伯强等。太湖站湖泊生态系统动态监测数据库的建立与管理。资源生态环境网络研究动态，2001（1）
- 2 张运林，秦伯强。太湖水环境演变研究。海洋湖沼通报，2001（2）
- 3 张运林，秦伯强。太湖水体富营养化演变及研究进展。上海环境科学，2001（6）
- 4 张运林，施晶晶。中国西部湖泊资源保护与利用。生态经济，2001（7）
- 5 张运林，秦伯强。太湖地区太阳紫外辐射的初步研究。气象科学，2002（1）
- 6 张运林，秦伯强。太湖地区光合有效辐射的基本特征及气候学计算。太阳能学报，2002（1）

- 7 张运林, 秦伯强。东部平原地区湖泊富营养化的区域分析。上海环境科学, 待发表
- 8 张运林, 秦伯强, 陈伟民, 胡维平。太湖无锡地区太阳总辐射的气候学计算及特征分析。应用气象学报, 待发表
- 9 秦伯强, 张运林。西部湖泊资源的开发与生态环境保护。中国科学院院刊, 2001 (1)
- 10 谢红彬, 虞孝感, 张运林。太湖流域水环境演变与人类活动耦合关系。长江流域资源与环境, 2001 (5)

四 获奖情况

获 2000-2001 年度中国科学院彭荫刚奖学金二等奖

致 谢

三年前，我有幸师从于秦伯强研究员，开始我的硕士生涯，主要开展湖泊气象和湖泊物理方面工作。三年来，导师在学习、工作和生活等各个方面都给予了莫大的帮助和指导，衷心地感谢秦伯强研究员三年来的教诲、关怀、帮助和指导。

论文自始至终都得到导师的悉心指导，从论文选题、论文设计、野外采样、数据分析一直到论文的撰写，倾注了导师大量心血。无论是在外出差还是在所里，导师时时都关注论文的进展情况，在他的一步步引领下我才能顺利地完成论文。记得刚来地理所时，由于对湖泊科学的生熟，导师要求我每星期至少要看一本专业书，一星期向他口头汇报一次，一月以读书报告的形式书面汇报一次，这让我时时感到压力，能一步一步地完成各项工作，形成自己的观点和看法。之后导师倡导的每星期师兄弟进行一次学术讨论的交流机制，让我能与其它师兄弟进行广泛地交流，并听取他们的宝贵意见。导师对工作的热情、对科研的执着以及他严谨的学风，深深的影响了我，将使我终身受益。三年来，导师在学习上的循循教诲和热情鼓励，生活上的关怀备至，让我感到无以回报，只能以此文来答谢他。

在这里还要特别感谢的是陈伟民研究员，他在秦老师特别繁忙的时候担当起我硕士论文的部分指导工作，同时他的经费支持使得我能完成各项野外和实验工作。另外，在论文的完成过程中，太湖站的胡维平站长为我提供许多学习机会和工作条件，季江副站长帮助我完成了大量野外工作，高光老师，钱树荣老师在实验过程中给予了很大的帮助，气象学院翁笃鸣教授给我解答了不少疑难点，在此表示衷心的感谢。文章用到的一部分资料来源于太湖站常规观测，要感谢站上为我提供这部分宝贵的资料。此外在三年的学习过程中还有很多老师给予我不少的帮助，他们是太湖站的濮培民老师、范成新老师、谷孝鸿老师、杨龙员老师，流域室的杨桂山老师、姚士谋老师、许朋柱老师，黄文钰老师等，在此一并表示感谢。

还要感谢吴明其书记，人教处逢解平处长，杨金华副处长，他们在我的学习、工作和生活中都给予了很大的关心和帮助，在学业完成之际，向他们表示诚挚的谢意。

在课题和实验过程中一直与杨顶田博士共事，野外和实验工作能顺利完成，

依赖他不少的帮助，在此表示感谢。同门师兄许朋柱副研究员、朱广伟博士后，焦锋博士、张路博士、罗激葱博士对论文工作提出了许多宝贵意见，谨表谢意。

三年学习期间结识了许多的同学，他们是官卫华、向俊波、张恩楼、王小天、范宇、施晶晶、成小英、谢红彬、陈宝君、许秋谨、吴豪、刘兆德、于兴修、陈诗越等同学，在共同的学习和生活中使我学到不少东西，结下了深厚的同学友谊，这将成为我人生中的宝贵财富。

最后，我要感谢我的家人，他们对我的关怀和支持无法用语言和文字来表达，每每想起年迈的父在田间耕作的情景，就不仅潸然泪下，生我的是父母，养我的是父母，即使我用我一生的时间也无法回报他们的深情。谨以此文献给我的父母、亲人，以及所有关心和支持我学习与生活的老师、领导、朋友和同学。