

分类号\_\_\_\_\_

密级\_\_\_\_\_

UDC \_\_\_\_\_

编号\_\_\_\_\_

# 中国科学院研究生院 博士学位论文

## 高光谱遥感反演内陆水质参数分析方法研究 ——以太湖为例

李俊生

指导教师 童庆禧 院 士 中国科学院遥感应用研究所

张 兵 研究员 中国科学院遥感应用研究所

郑兰芬 研究员 中国科学院遥感应用研究所

申请学位级别 博士 学科专业名称 地图学与地理信息系统

论文提交日期 2007 年 5 月 论文答辩日期 2007 年 6 月

培 养 单 位 中国科学院遥感应用研究所

学位授予单位 中国科学院研究生院

答辩委员会主席\_\_\_\_\_



Ph.D. Dissertation

**STUDY ON RETRIEVAL OF INLAND WATER QUALITY  
PARAMETERS FROM HYPERSPECTRAL REMOTE  
SENSING DATA BY ANALYTICAL APPROACH  
----TAKING TAIHU LAKE AS AN EXAMPLE**

By

**LI Junsheng**

Supervisor: Prof. TONG Qingxi

Prof. ZHANG Bing

Prof. ZHENG Lanfen

Submitted in fulfillment of the requirements for the degree of

Doctor of Philosophy

in

The State Key Laboratory of Remote Sensing Science,

Institute of Remote Sensing Applications, Chinese Academy of Sciences

Beijing

June 2007



本研究得到中国科学院知识创新工程重要方向项目“内陆水体三种典型水质参数的高光谱遥感监测关键技术研究”（KZCX3-SW-350）和中国科学院研究生科学与社会实践资助专项（创新研究类）“内陆水体固有光学量遥感反演方法研究”联合资助。

# 中国科学院遥感应用研究所

## 学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律结果由本人承担。

论文作者签名：

日期：        年    月    日

## 摘 要

随着内陆水质污染的日益严重,水质监测工作已经刻不容缓。遥感监测内陆水质具有监测范围广、速度快、成本低、便于长期动态监测等优势。但是,与海洋水色遥感相比,内陆水质遥感无论在专用遥感器的研发还是在算法模型的研究方面都明显落后。目前内陆水质遥感监测中经常使用的宽波段多光谱遥感数据无法精确捕捉内陆水体复杂多变的光谱特征,水质监测的精度往往不高。高光谱遥感技术的发展为内陆水质遥感监测带来了契机,同时也对传统的内陆水质监测方法提出了挑战。目前内陆水质遥感监测中经常使用的经验/半经验方法稳定性和普适性差,难以在不同区域和不同季节推广。而基于生物光学模型的分析方法具有明确的物理意义,结果更可靠,适用性更好。因此,研究基于高光谱遥感数据的内陆水质参数反演分析方法具有重要的意义。

本文以太湖为研究区,在获取了四个季节的试验数据的基础上,开展了五个方面的研究工作:水体固有光学量测量及其时空分布规律分析、水体表观光学量测量及其光谱特征分析、生物光学模型和固有光学量反演、水质参数反演分析方法建立和检验、水质参数的高光谱遥感图像反演和填图。

本文主要取得的研究成果是:分析了太湖水体固有光学量和单位固有光学量的时空分布规律,在此基础上构建了单位固有光学量数据库;定义了四种光谱指数,并基于这四种光谱指数建立了水草和水华的判别算法;建立了一种基于生物光学模型的计算悬浮物后向散射系数的非线性优化方法;在矩阵反演方法的理论基础上,推导了基于单位固有光学量数据库的非线性优化方法和代数方法,然后利用太湖四次试验数据进行了检验,结果表明叶绿素和悬浮物的反演结果比较好,对于太湖不同季节的遥感数据,悬浮物和叶绿素的反演方法是不同的,而且反演方法中使用的最佳的波段组合也是不同的;设计了高光谱遥感图像反演内陆水质参数的流程图,建立了基于大气辐射传输模型 6S 的遥感反射率计算方法,利用航天高光谱遥感器 CHRIS 数据检验了本文建立的分析方法,获得了较好的结果。

本文的这些研究成果为利用高光谱遥感数据监测内陆水质提供了机理和方法上的支持。

**关键词:** 高光谱遥感 分析方法 太湖 表观光学量 固有光学量

# **Study on Retrieval of Inland Water Quality Parameters from Hyperspectral Remote Sensing Data by Analytical Approach**

## **----Taking Taihu Lake as an Example**

**Li Junsheng (Cartology and Geography Information System)**

**Directed by Tong Qingxi, Zhang Bing and Zheng Lanfen**

### **ABSTRACT**

With the deterioration of inland water pollution, monitoring inland water quality is becoming urgent. Monitoring water quality by remote sensing technology has the advantages of rapidness, wide coverage, low cost, and dynamic monitoring over a long period of time. However, monitoring inland water quality by remote sensing is far behind ocean color remote sensing in both development of remote sensors and monitoring approaches. The multi-spectral remote sensing data, which are often used to monitor inland water quality, can not catch the complicated and changeful spectral characteristics of inland waters accurately. Therefore, the accuracy of water quality monitoring from multi-spectral remote sensing data is quite limited. The development of hyperspectral remote sensing technique has provided much opportunity in monitoring inland water quality. Meanwhile, it has also brought challenge to traditional approaches of monitoring inland water quality. Empirical and semi-empirical approaches, which are often used in monitoring inland water quality, have low robustness, and are hard to be applied to different seasons and areas. In contrast, analytical approaches are based on bio-optical model, and have the advantages of definite physical meanings, higher robustness, and wider applicability. Therefore, it is of great significance to carry out the study on retrieval of inland water quality parameters from hyperspectral remote sensing data by analytical approach.

Taihu Lake is selected as study area in this dissertation. Based on the experiment data acquired in Taihu Lake in four seasons, five aspects of researches are accomplished: 1) measure inherent optical properties and analyze their temporal and



spatial distributing rules; 2) measure apparent optical properties and analyze their spectral characteristics; 3) build bio-optical model and retrieve inherent optical properties; 4) set up and validate analytical approaches to retrieve water quality parameters; 5) retrieve water quality parameters from hyperspectral remote sensing image.

Main contributions of this dissertation can be concluded as follows:

- 1) Temporal and spatial distributing rules of inherent optical properties and specific inherent optical properties are analyzed for Taihu Lake, and on this basis, a specific inherent optical properties database is build up;
- 2) Four kinds of spectral indices are defined to classify water grass and algal bloom;
- 3) A nonlinear optimized method based on bio-optical model is proposed to calculate backscattering coefficient of suspended matter;
- 4) Based on the theory of matrix inversion approach, nonlinear optimized approach and algebra approach are set up, which take specific inherent optical properties as input parameters;
- 5) The three kinds of approaches, which are matrix inversion approach, nonlinear optimized approach and algebra approach, are tested by the four times of experiment data. The results show that retrieval accuracy of chlorophyll-a and suspended matter concentrations are fairly good. For different seasons, the approaches to get best retrieval accuracy of chlorophyll-a and suspended matter are commonly not the same, and the bands combinations used in the approaches are also not the same;
- 6) A flow chart of retrieving water quality parameters from hyperspectral remote sensing images is designed, and a approach to calculate remote sensing reflectance is set up based on atmospheric radiant transfer model 6S. One CHRIS image is employed to test the analytical approach propped in this dissertation, and the results are quite reasonable.

All the contributions of this dissertation have provided theoretical and methodological support in monitoring inland water quality from hyperspectral remote sensing data.

**Key Words:** hyperspectral remote sensing; Taihu; analytical approach; apparent optical properties; inherent optical properties

## 常用符号对照表

$C_{chla}$	叶绿素 a 浓度 ( $\text{mg}/\text{m}^3$ )
$C_s$	悬浮物浓度 ( $\text{mg}/\text{L}$ )
$a$	水体总的吸收系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$b$	水体总的散射系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$c$	光束衰减系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$\beta$	体散射函数 ( $\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ )
$P$	散射相函数 ( $\text{sr}^{-1}$ )
$b_b$	水体总的后向散射系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$a_w$	纯水的吸收系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$b_w$	纯水的散射系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$b_{bw}$	纯水的后向散射系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$a_{ph}$	浮游植物吸收系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$a_d$	非色素悬浮物吸收系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$a_{cdom}$	CDOM 吸收系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$a'_{ph}$	浮游植物单位吸收系数 ( $\text{m}^2/\text{mg}$ )
$a'_d$	非色素悬浮物单位吸收系数 ( $\text{m}^2/\text{g}$ )
$a'_{cdom}$	CDOM 单位吸收系数
$b_p$	悬浮物的散射系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$b_{bp}$	悬浮物的后向散射系数 ( $\text{m}^{-1}$ )
$\tilde{b}_{bp}$	悬浮物的后向散射比例系数
$b'_p$	悬浮物的单位后向散射系数 ( $\text{m}^2/\text{g}$ )
$E_{ad}$	水面以上的下行辐照度 ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )
$E_{dir}$	下行直射辐照度 ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )
$E_{dif}$	下行漫射辐照度 ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$ )
$F_{dif}$	下行漫射辐照度比
$L_w$	离水辐亮度 ( $\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}/\text{sr}$ )

$L_{sw}$	遥感器接收的总信号 ( $\text{W/m}^2/\mu\text{m/sr}$ )
$L_{sky}$	天空光辐亮度 ( $\text{W/m}^2/\mu\text{m/sr}$ )
$L_g$	太阳直射反射辐亮度 ( $\text{W/m}^2/\mu\text{m/sr}$ )
$L_p$	大气程辐射 ( $\text{W/m}^2/\mu\text{m/sr}$ )
$T$	大气直射透过率
$t$	大气漫射透过率
$R_{rs}$	遥感反射率
$R(0-)$	刚好在水面以下辐照度比
$r_{sky}$	天空光反射率系数
$acr$	经过大气校正得到的地表反射率
$\theta_s$	太阳天顶角 (度)
$\theta_v$	观测天顶角 (度)
$\phi_s$	太阳方位角 (度)
$\phi_v$	观测方位角 (度)
$r(\theta_s)$	太阳天顶角为 $\theta_s$ 时的太阳直射光的反射率系数
$r(\theta_v)$	观测角为 $\theta_v$ 时的天空漫散射光的反射率系数
$\rho_{dif}$	$2\pi$ 空间内天空漫射光的反射率系数
$\rho_w$	水面以下的上行光在水—气界面的反射率
$n$	水体折射指数
$f$	生物光学模型中的一个与光场分布有关的参数
$Q$	水面以下上行辐照度与上行辐亮度的比值
$\mu_{ad}$	水面以上的平均下行余弦

# 目 录

摘 要.....	I
ABSTRACT .....	II
常用符号对照表.....	IV
目 录.....	VI
第一章 引言 .....	1
1.1 研究意义 .....	1
1.2 国内外研究进展.....	3
1.2.1 内陆水质参数反演常用的遥感数据 .....	3
1.2.2 内陆水质参数遥感反演方法的研究进展 .....	7
1.3 论文研究背景与主要研究内容.....	9
1.3.1 研究工作的试验背景.....	9
1.3.2 研究内容和研究思路.....	14
第二章 水体固有光学量的测量与分析.....	18
2.1 水体固有光学量及主要影响因素 .....	18
2.1.1 水体固有光学量 .....	18
2.1.2 影响内陆水体固有光学量的物质因素.....	20
2.1.3 水体单位固有光学量.....	21
2.2 水体固有光学量测量与数据处理 .....	23
2.3 水体固有光学量特征分析和参量化模型.....	26
2.4 太湖水体水质参数、IOPs 和 SIOPs 时空分布规律分析.....	29
2.4.1 水质参数时空分布规律.....	31
2.4.2 IOPs 时空分布规律分析.....	34
2.4.3 SIOPs 时空分布规律分析.....	43
2.5 SIOPs 时空分布数据库 .....	48
2.6 本章小结 .....	49
第三章 水体表观光学量的测量与分析.....	50
3.1 水面光谱测量与数据处理.....	51
3.1.1 水面光谱测量.....	51
3.1.2 水面光谱数据处理.....	53
3.2 太湖水体遥感反射率光谱特征分析.....	60
3.2.1 太湖水体遥感反射率光谱特征及成因.....	60
3.2.2 太湖水体遥感反射率光谱特征波长 .....	62
3.3 基于光谱指数的水草和水华识别 .....	64
3.3.1 水草和水华的定义.....	64
3.3.2 定义 4 种光谱指数.....	65
3.3.3 基于光谱指数识别水草和水华 .....	68
3.3.4 分类精度分析.....	71
3.4 本章小结 .....	72

第四章 生物光学模型和固有光学量反演 .....	74
4.1 生物光学模型 .....	74
4.1.1 常用的生物光学模型 .....	74
4.1.2 生物光学模型中 $f$ 值的确定 .....	76
4.2 固有光学量反演 .....	77
4.2.1 悬浮物后向散射系数的计算方法 .....	78
4.2.2 试验过程与结果分析 .....	80
4.3 本章小结 .....	82
第五章 水质参数反演分析方法的建立与检验 .....	84
5.1 水质参数反演分析方法概述 .....	84
5.1.1 水质参数反演分析方法分类 .....	84
5.1.2 构建水质参数反演分析方法的框架 .....	85
5.2 矩阵反演法、非线性优化法和代数法原理 .....	86
5.2.1 矩阵反演方法 .....	87
5.2.2 非线性优化方法 .....	89
5.2.3 代数法 .....	92
5.3 高光谱水质参数反演波段选择 .....	94
5.3.1 各波段 $R_{rs}$ 与三种水质参数的相关性分析 .....	95
5.3.2 三种水质参数反演的最佳波长范围 .....	96
5.4 矩阵反演法、非线性优化法和代数法的检验 .....	97
5.4.1 反演结果概述 .....	97
5.4.2 悬浮物浓度的反演结果 .....	99
5.4.3 叶绿素 $a$ 浓度的反演结果 .....	106
5.5 本章小结 .....	111
第六章 高光谱遥感图像反演内陆水质参数 .....	113
6.1 高光谱遥感图像反演水质参数的流程 .....	113
6.2 遥感图像数据大气校正原理 .....	114
6.3 基于 CHRIS 图像反演水质参数 .....	117
6.3.1 预处理 .....	118
6.3.2 遥感反射率计算 .....	119
6.3.3 水华识别 .....	121
6.3.4 水质参数反演 .....	122
6.4 本章小结 .....	124
第七章 结论与展望 .....	126
7.1 结论 .....	126
7.2 展望 .....	128
参考文献 .....	130
科研工作、发表论文及获奖情况 .....	140
致  谢 .....	144



## 第一章 引言

### 1.1 研究意义

水是生命之源。水的质量直接关系到人类的生存与发展。随着人们对地球系统认识的不断深入,作为世界上最重要的淡水资源—湖泊和河流水的作用越来越被人们所认识。我国水资源状况不容乐观,人均水资源占有量不足2300立方米,仅为世界人均水平的30%。随着人口与经济的增长,我国水资源的需求量不断增加,水环境不断恶化,水资源紧缺及水环境质量的下降已成为我国环境保护的迫切问题。国家从“九五”以来,加大了对全国大江大河和主要湖泊等流域性水体的环境管理和治理力度,先后开展了淮河、太湖流域的水污染防治,目前迫切需要对这些流域的水环境质量进行定期监测,为水环境管理和决策提供基础信息依据。我国有七大水系,对重要流域如长江、淮河、太湖、滇池等的水污染动态监测和评价已成为当务之急,建立准确、客观、动态、快速的水环境质量监测、评价及趋势预报系统对我国水环境污染治理决策的宏观管理和全国环境保护工作有重要的意义(王桥等, 2005)。但是,现有的地面监测数据的频次、时效和代表性仍远滞后于环境管理与决策的需求,特别是一些突发性、大范围的环境质量变化不能被及时捕捉,缺乏高效的监测业务化支持信息系统。例如太湖蓝藻爆发的预测预报、跨行政区污染事故的防范和影响范围监测等,都因缺少面上的宏观观测能力而力不从心。利用遥感监测水质具有监测范围广、速度快、成本低、便于进行长期动态监测的优势,还可以发现一些常规方法难以揭示的污染源和污染物的迁移特征,遥感将在内陆水质监测中发挥越来越大的作用(Doerffer & Murphy, 1989; 齐峰、王学军, 1999; Dekker et al., 2001; Bukata, 2005)。

利用光学遥感监测水质又称为水色遥感,水色遥感主要用于水色因子包括浮游植物色素、无生命悬浮物和黄色物质及其它相关水质参数的定量探测(潘德炉等, 1997)。根据水色遥感的研究对象,可以分为大洋 1 类水体遥感、近岸和内陆 2 类水体遥感(Morel & Prieur, 1977; Gordon & Morel, 1983)。水色遥感最初用于大洋 1 类水体叶绿素浓度的反演。大洋 1 类水体的光学特性主要是由浮游植物及其降解物决定的,光学特性简单。从目前水色遥感的效果来

看, 对大洋 1 类水体叶绿素含量的反演精度较高(唐军武, 1999)。近岸水体和内陆水体光学特性要复杂得多, 它不仅受浮游植物的影响, 而且还受到无生命悬浮物和黄色物质的影响, 在水比较浅的情况下, 还要考虑水底物质对水体光学性质的影响(Morel & Prieur, 1977; Gordon & Morel, 1983; Dekker et al., 2001)。海洋水色遥感无论在专用航天遥感器的研发还是在算法模型的研究方面都明显走在针对于内陆水体遥感的前面, 海洋水色遥感已经步入实用化的阶段, 但内陆水体的遥感监测却始终是一个难点。

由于内陆水体光学特性复杂多变, 常规的宽波段的多光谱遥感数据无法捕捉其光谱特征, 因而利用宽波段多光谱遥感数据监测内陆水质的精度往往不高。而光谱分辨率达到 10nm 级的高光谱遥感数据能够捕捉到复杂多变的内陆水体的光谱特征, 从而提高内陆水质监测的精度(Dekker et al., 2001; Kutser et al., 2001)。因而高光谱遥感在内陆水质监测中具有非常重要的意义, 它为内陆水质遥感监测带来了契机, 同时也对水质监测算法提出了挑战。

水质参数遥感反演通常有三种方法, 即经验方法、半经验方法和分析方法(Dekker, 1993)。经验/半经验模型是通过建立遥感数据与同步水面监测数据之间的统计关系得到的, 由于各次实验条件和影响因素都有些差异, 统计得到的关系常常不稳定, 可重复性差, 难于对比和推广。分析方法是基于水中辐射传输机理的, 具有明确的物理意义, 水质监测结果更为可靠, 算法的普适性也更好, 因而是水质遥感监测模型算法的发展趋势(Dekker, 1993; Forget et al., 1999; Dekker et al., 2001)。

目前, 分析方法主要包括代数法、矩阵反演法和非线性优化法(IOCCG, 2000)。矩阵反演方法是以水体的单位固有光学量作为输入参数的, 对于特定水域单位固有光学量经常取常数(李素菊, 2003)。代数法和非线性优化法一般都要建立水质参数和水体固有光学量之间的经验关系(Lee et al., 1996, 1999; Carder et al., 1999), 这一方面为模型带来了误差, 可能降低水质参数反演的精度, 另一方面模型中使用的经验关系一般不具有区域和季节上的适用性。

本论文的以高光谱遥感数据为数据源, 在分析太湖水体固有光学量和表观光学量的区域性和季节性分布规律的基础上, 针对叶绿素、悬浮物和黄色物质三种典型水质参数, 建立基于辐射传输机理和单位固有光学量数据库的内陆水



质监测分析方法,提高内陆水质遥感监测的精度,提高水质监测模型区域和季节适用性,从而更好的发挥高光谱遥感在内陆水质监测方面的优势,为环保部门利用遥感数据监测内陆水质提供机理和方法上的支持。

## 1.2 国内外研究进展

内陆水质遥感是随着遥感器的不断发展而发展起来的。最早1972年 Landsat 1 发射后, MSS 数据就开始被用于内陆和近岸水质的评价中 (Kritikos et al., 1974)。之后各种遥感器数据被不断应用到水质遥感监测中,促进了水质遥感的发展,尤其是航空/航天高光谱遥感器的出现为内陆水质遥感带来了契机 (Miller et al., 2005)。

目前,遥感可以直接探测的水质参数主要包括叶绿素 a (Brivio et al., 2001; Ruddick et al., 2001)、悬浮物 (Salama & Monbaliu, 2004; Doxarana et al. 2002)、黄色物质 (Hirtle & Rencz, 2003; Chen, 2003)、透明度 (何贤强等, 2004; 王晓梅等, 2005; Lee et al., 2005)、水温 (McMillin et al., 1984; 党顺行等, 2001) 等。其中,叶绿素 a 浓度、悬浮物浓度和黄色物质吸收系数是影响内陆水体光学特性最主要的水色要素 (Dekker et al., 2001)。

水质参数遥感反演方法也在不断发展和完善,从最初的经验方法发展到半经验方法,再发展到分析方法,水质监测的精度不断提高 (Dekker, 1993)。

### 1.2.1 内陆水质参数反演常用的遥感数据

遥感在水质监测中的效果很大程度上取决于遥感数据源的特点。目前经常被应用到内陆水质遥感监测中的卫星遥感数据主要包括地球资源卫星数据 (如 Landsat / TM、SPOT / HRV、ASTER、CBERS 等) (Carpenter et al., 1983; Lathrop & Lillesand, 1989; Lathrop, 1992; 唐军武等, 2005) 和海洋水色卫星数据 (如 MODIS、SeaWiFS、HY-1 等) (Thiemann & Kaufmann, 2000; Tassan, 1994; 吴敏、王学军, 2005)。然而,这些卫星遥感数据都不能很好的满足内陆水质监测的需求。内陆水体光学特性复杂多变,只有高光谱分辨率遥感数据才能精确的捕捉其光谱特征;内陆水体空间尺度小,而且水质参数分布空间变化大,只有高空间分辨率遥感数据才能获取水质参数精确的空间分布特征;此外,面

向内陆水质遥感监测的遥感器的波段设置和各波段的增益等系统参数一般与地球资源卫星和海洋水色卫星遥感器也有所不同。

航空/航天高光谱遥感器的出现刚好满足了内陆水质监测的要求，以 AVIRIS 和 CASI 为代表的航空高光谱遥感器和以 Hyperion 和 CHRIS 为代表的航天高光谱遥感器在内陆水质监测中发挥了巨大作用，不但提高了水质监测的精度，也为水质监测算法的发展奠定了基础。因此，当前内陆水质遥感监测的一个重要发展趋势就是高光谱遥感图像数据的越来越广泛的应用（Dekker et al., 2001; Kallio et al., 2001; Sabine & Hermann, 2002）。

### （1）发达国家广泛应用高光谱遥感监测内陆水质

内陆和近岸水体光学特性复杂多变，宽波段的多光谱遥感数据监测内陆水质的精度不高，因而高光谱遥感在内陆水质监测中具有特别重要的意义。美国、德国、加拿大、芬兰等发达国家利用其研制的航空/航天高光谱遥感器开展了大量的水质监测天地同步试验，建立了比较完善的水质参数反演模型（Sabine & Hermann, 2002; Hoogenboom et al., 1998a, 1998b; Hamilton et al., 1993），高光谱遥感已经在内陆水质监测中发挥着巨大的作用。

国际上常见的航空高光谱遥感器主要包括美国的HYDICE（Hyperspectral Digital Imagery Collection Experiment）、AVIRIS（Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer），加拿大的CASI（Compact Airborne Spectrographic Imager），澳大利亚的HyMap（Hyperspectral Mapper），芬兰的AISA（Airborne Imaging Spectrometer for Applications）等（童庆禧等，2006）。这些遥感器具有连续的波段设置，光谱分辨率达10nm级，可以捕捉到内陆水体复杂多变的光谱特性，而且航空高光谱遥感数据具有较高的空间分辨率，可以获取内陆水体比较精确的水质分布情况，还可以用于小型内陆水体的水质监测。

进入到21世纪，航天高光谱遥感不断发展，第一个真正意义上的航天高光谱遥感器是2000年美国发射的EO-1卫星上搭载的Hyperion，其光谱分辨率为10nm，空间分辨率为30米。2001年欧空局发射PROBA卫星上搭载的紧凑型高分辨率成像光谱仪(CHRIS)专门设置了水色遥感工作模式，光谱分辨率是10nm，空间分辨率是17.5米。这些航空/航天高光谱遥感器的发展为内陆水质

监测带来了契机 (Dekker et al., 2001; Kutser et al., 2001)。

Thiemann和Kaufmann (2002) 利用机载成像光谱仪 (CASI和HyMap) 测得的多时相的高光谱数据和同步观测的地面数据来反演Mecklenburg湖区湖水的叶绿素浓度, 发现叶绿素浓度和光谱反射比 $R(705\text{nm})/R(678\text{nm})$ 具有很好的线性相关性, 然后用这种方法来反演Mecklenburg湖区湖水的叶绿素浓度, 反演叶绿素的平均标准误差为 $10.2\sim 10.9\text{mg/m}^3$ 。Pulliainen和Kallio (2001) 利用AISA监测了芬兰南部的11个湖泊, 并建立了现场同步测量的叶绿素a浓度与AISA波段比值 $L(702\text{nm})/L(665\text{nm})$ 之间的线性回归模型, 结果表明如果不同营养化状态水体的测量数据足够多, 该模型可以用来估测其他没有同步测量数据湖泊的叶绿素浓度。Hoogenboom等 (1998a) 通过对AVIRIS数据的敏感度分析认为AVIRIS 数据可以估测内陆水体中的叶绿素, 而且指出对Ijsselmeer湖估算叶绿素的最佳组合为 $R(713\text{nm})/R(677\text{nm})$ 。此外Flink (2001) 和Ostlund等 (2001) 等利用主成分分析方法分析从瑞典两个湖泊得到的CASI数据, 绘制了叶绿素浓度图, 指出了估算叶绿素浓度的最佳波段位置和波段宽度, 同时指出由于采样点较少, 为提高估算精度, 下一步应该利用分析方法建立水质参数反演算法。Hamilton等 (1993) 利用AVIRIS数据研究美国加州—内华达州Tahoe湖的叶绿素浓度, 并进行了湖底深度制图。Herut等 (1999) 则用CASI数据分别绘制了Haifa湾的叶绿素a与悬浮物的浓度分布图, 研究表明, 绘制叶绿素a浓度图的最佳波段段是681、704、和715nm, 绘制悬浮物浓度图的最佳波长是534、624nm, 精度分别达到 $0.1\text{mg/m}^3$ 和 $0.5\text{mg/L}$ 。Shafique等 (2003) 利用CASI数据成功地对Miami河的叶绿素a浓度和浑浊度的空间分布进行了制图。他利用光谱反射率的导数与叶绿素a浓度和浑浊度进行了回归分析, 得到了相关系数很高的回归公式。Salama和Monbaliu (2004) 检验了星载成像光谱仪CHRIS数据反演近岸水体悬浮物的可行性。首先利用单波段比值模型来反演叶绿素a浓度, 然后将叶绿素a浓度代入简化了的生物光学模型, 忽略叶绿素a和悬浮物以外的影响因素, 从而计算得到悬浮物浓度。实验结果表明, 星载成像光谱仪CHRIS数据可以以较高的精度反演近岸水体悬浮物浓度, 而且为动态监测近岸水体水质提供了基础。

## (2) 航空/航天高光谱遥感水质监测在我国刚刚起步

我国一直跟踪国际高光谱成像技术的发展前沿,于 80 年代中、后期开始发展自己的高光谱成像系统,在国家“七五”、“八五”、“九五”科技攻关、“863”高技术的重大项目的支持下,我国自行研制的推帚式高光谱成像仪 (Push-broom Hyperspectral Imager, PHI)、实用型模块化高光谱成像仪 (Operative Modular Imaging Spectrometer, OMIS) 和宽视场高光谱成像仪 (Wide-FOV Hyperspectral Imager, WHI), 在世界航空成像光谱仪大家庭里占有一席之地,代表了亚洲成像光谱仪技术水平 (童庆禧等, 2006)。我国计划 2007 年发射的环境与减灾小卫星星座中, 包括一个 128 个波段的高光谱遥感器, 其光谱分辨率为 5nm, 空间分辨率为 100 米。这样的光谱分辨率和空间分辨率使得其在大型内陆水体水质监测中具有巨大潜力。

表 1.1 “环境与减灾小卫星星座”高光谱遥感器性能指标

波段范围	0.45 $\mu$ m~0.95 $\mu$ m
光谱通道数	110~128 个波段
光谱分辨率	平均为 5nm
地面像元分辨率	100m (星下点)
幅宽	50Km
量化等级	12bit
系统 MTF	$\geq 0.2$
系统信噪比	50~100

我国在高光谱遥感内陆水质监测的研究和应用方面落后于发达国家,这方面的投入相对比较少,只有个别学者做了几次航空/航天高光谱遥感水质监测的可行性研究,水质监测模型都是基于统计的经验/半经验模型。疏小舟等 (2000a) 利用我国自行研制的 OMIS- II 成像光谱仪在太湖地区进行地表水质遥感实验,发现波段反射比  $R(21)/R(18)$  与藻类叶绿素浓度的线性拟合系数达 0.93。他利用 OMIS- II 遥感图像估算了研究区域内的叶绿素浓度分布,并将遥感估算值与地面采样数据进行了比较,结果表明,OMIS- II 能够提高内陆水体藻类叶绿素的定量遥感精度。阎福礼等 (2006) 利用 Hyperion 星载高光谱遥感器和同步获取的 25 个水面采样点数据,建立了叶绿素和悬浮物反演经验模型,然后利用另外 13 个同步水面采样点数据对反演结果进行了检验,发现悬

浮物浓度的最大误差为 23.1mg/L，叶绿素浓度的最大误差为 21.4 mg/m<sup>3</sup>。

## 1.2.2 内陆水质参数遥感反演方法的研究进展

根据Dekker（1993）的定义，利用遥感器观测得到的光谱数据反演水质参数通常有三种方法，即经验方法、半经验方法和分析方法。

### （1）经验方法

经验方法是指利用统计学方法建立光学测量值（即水表层以上或以下的反射率光谱）和实验数据集（即现场同步测量的水质参数值）之间的关系（IOCCG，2000）。最常见的关系为采用下式描述的所谓色度比：

$$\hat{p} = \alpha \left( \frac{R_1}{R_2} \right)^\beta + \gamma \quad (1.1)$$

式中， $\hat{p}$  为待估算的物理量（如叶绿素浓度，悬浮物浓度，黄色物质吸收系数等）， $R_i$  为光谱通道的反射率（或辐亮度）。系数  $\alpha$ 、 $\beta$ 、 $\gamma$  则根据反射率比（或辐亮度比）和现场同步测量的水质参数值的回归方程推导得出。

Gordon 和 Morel（1983），Sathyendranath 和 Morel（1983）详尽地讨论了这类经验方法。经验方法的优点是：算法简单，便于操作和测试。应用经验算法来反演内陆水体的水质参数的研究很多，建立了各种不同形式的经验关系式，然而由于这些关系式不是基于理论分析建立的，而是完全根据经验和统计关系得到的，由于各次实验条件和影响因素都有些差异，统计关系常常不稳定，应用时重复性差，难于对比和推广。由于水质参数与遥感数据之间的事实相关性不能保证，利用经验方法计算得到的结果的可信度不高。

### （2）半经验方法

半经验方法是随着高光谱遥感技术的发展而发展起来的。半经验方法是在水质参数光谱特征分析的基础上，利用遥感数据的特征波段或波段组合与同步水质参数之间建立统计关系（疏小舟等，2000a）。由于考虑了不同波段遥感数据之间以及遥感数据与实际水质参数值之间的关系，尽量将遥感数据中与水质

参数相关的信息提取出来,因而反演结果相对来说更可信。半经验方法是目前比较常用的水质参数反演方法(齐峰、王学军,1999)。Gitelson(1992)首先观察到叶绿素a在700nm附近的反射峰的波长位置随着藻类叶绿素浓度的增大向长波方向移动,并且反射峰位置几乎不受悬浮物质和黄色物质的影响,因此建立了反射峰的波长位置和叶绿素a的相关关系,通过反射峰的波长位置来反演叶绿素a浓度。

内陆和近岸水体的光学特性主要是由浮游植物色素、无生命悬浮物和黄色物质三种水色因子共同决定的,每一种水色因子在不同的季节和地域因其成分的不同而有不同的光谱特征,而且光学特性彼此独立的三种水色因子由于其吸收和散射光谱有重叠区域,组合起来的光谱特性是非线性和复杂多变的,所以常用的基于水体光谱特征和统计方法建立的半经验的水质参数反演算法还是具有一定的时间和空间上的局限性(李素菊,2003)。

### (3) 分析方法

分析方法反演水质参数是从海洋水色遥感发展起来的。分析方法建立在生物光学模型的基础上,通过水中辐射传输模型来确定水体各组分与水体反射率光谱之间的关系,然后通过反向关系由水体反射率光谱计算得到水体各组分的含量(Dekker,1993; IOCCG,2000)。不同复杂程度的各种数学原理可以应用于分析方法的开发。Gordon和Morel(1983)对适用于大洋开阔水体和混浊的近岸水体的分析方法进行了全面讨论。Kirk(1994a)和Dekker(1995,2001)对利用星载和机载遥感进行内陆水质监测所采用的分析方法进行了综述。在内陆和近岸水质参数反演中使用的分析方法主要有:代数法、非线性优化法和矩阵反演法等(李素菊,2003; IOCCG,2000)。

Dekker(1993)在测量并研究19个不同类型的内陆水体光学特性的基础上,利用分析方法建立了利用地物光谱数据和CASI数据反演内陆水体叶绿素和藻胆素浓度的反演算法,拟合度 $R^2$ 均大于0.96。Hoogenboom等(1998b)利用1995年在Braassem湖的CASI飞行数据,验证了用矩阵反演算法从CASI数据来反演叶绿素和悬浮物浓度的可行性。Ruddick等(2001)提出自适应的两个波段(672nm和704nm)反射率比值算法来提取叶绿素浓度,该算法的优点是

可以省去对后向散射因子和入射光环境因子的估算, 利用两套实测数据验证, 该算法的误差分别是 35% 和 39%。

我们针对内陆和近岸水体的固有光学量的测量资料匮乏, 严重影响了分析方法的发展(唐军武, 1999; 陈楚群、施平, 2001)。近年来, 随着固有光学量测量的不断开展, 我国也开始了针对内陆水体的分析方法研究。李素菊(2003)以巢湖为实验区, 在观测了湖泊水体的表观光学量、水质参数、固有光学量和藻类定量鉴定的基础上, 利用矩阵反演方法从 450、560、679 和 706nm 四个波段的辐照度比  $R(0-)$ , 同时对叶绿素 a 浓度、悬浮物浓度和 CDOM 在 440nm 处的吸收系数进行了反演。估算叶绿素 a 浓度和悬浮物浓度的效果较好, 其中, 反演叶绿素 a 浓度的拟合度为 0.96, 反演悬浮物浓度的拟合度为 0.78。

分析方法的优点是模型中的各参数具有明确的物理意义, 水质参数反演结果可靠, 不过分析方法要以固有光学量为输入参数, 固有光学量的测量对设备和条件要求较高(Dekker, 2001, 李素菊, 2003)。分析方法的缺点是对遥感数据大气校正的精度要求比较高, 大气校正结果的精度直接影响到水质参数反演的精度。此外, 分析方法中仍然有一些假设和有待完善的地方。总之, 分析方法是内陆水质遥感监测算法的发展趋势, 随着内陆水体固有光学量数据的日益积累和大气校正模型的发展, 分析方法将在水质监测中发挥更大的作用。

## 1.3 论文研究背景与主要研究内容

### 1.3.1 研究工作的试验背景

在中国科学院知识创新工程重要方向项目“内陆水体三种典型水质参数的高光谱遥感监测关键技术研究”的支持下, 以太湖为试验区, 开展了 4 次水面试验。

#### (1) 试验区概况

本论文以太湖为试验区。

太湖位于长江三角洲南缘, 介于  $30^{\circ}55'40'' \sim 31^{\circ}32'58''N$ ,  $119^{\circ}52'32'' \sim 120^{\circ}36'10''E$  之间, 是我国第三大淡水湖泊, 流域总面积  $36500\text{km}^2$ , 湖体面积

2338 km<sup>2</sup>，平均水深 1.89m（秦伯强等，2004）。

太湖是集饮用、农灌、航运、旅游、水产养殖和工业用水于一体的多功能水体，在流域工农业生产、人民生活等方面地位十分重要。在太湖流域地区社会经济快速发展的同时，人口、资源、环境与经济发展之间的矛盾也进一步加剧。由于长期以来主要依靠增加资源和劳动力投入、过度消耗自然资源和破坏生态环境来发展经济，已导致太湖流域生态环境急剧恶化，特别是水体污染与富营养化日趋严重，总磷、总氮、BOD<sub>5</sub>、COD、挥发酚等多项指标超标。水质的不断恶化已经对太湖流域自然、社会和经济的可持续发展造成了严重的负面影响。国家已在“九五”期间将太湖列为重点治理的“三湖”（太湖、巢湖、滇池）之一。

按照地理位置可以将太湖分为九个湖区，即梅梁湖、东太湖、五里湖、湖心区、东部沿岸区、西北沿岸区、竺山湖、西部沿岸区和南部沿岸区。各湖区由于水体的组成成分的差异、以及地形和环境的影响不同导致各湖区的水质呈现一定的差异。图 1.1 是人民网公布的 2003 年 7 月太湖湖体分区水质示意图。



图 1.1 2003 年 7 月太湖湖体分区水质示意图



## (2) 采样点设计

数据获取是水质反演分析方法建立和验证的基础，本文获取的数据主要包括：太湖水体水质参数、表观光学量和固有光学量。要获取这些数据，首先要在太湖设计采样点。为了更好的反映全太湖水体光学特性的区域性分布规律，采样点要尽量覆盖太湖的各典型湖区。在综合考虑了太湖的形状特点和太湖各湖区的水质情况，我们设计了如图 1.2 所示的采样点分布图。

我们共设计了 50 个采样点。其中，在污染最为严重的太湖北部梅梁湾进行加密测量，共设计了 16 个采样点，覆盖了梅梁湾大部分水体。在太湖中部和南部湖区设计了 3 个断面，包含 34 个采样点。这 3 个断面都是东北—西南方向，穿越了太湖大部分湖区，包括贡湖湾、湖心区、西部沿岸区、东北沿岸区、南部沿岸区。只有北部的竺山湾和东部的东太湖没有设计采样点。东太湖围网养殖非常密集，只能沿较窄的航线通行，不方便布设采样点，而且东太湖的水质和东部沿岸区比较接近，通过东部沿岸区的采样试验可以近似了解东太湖的水质情况；竺山湾偏于一隅，面积较小，不便于设计断面，而且竺山湾的水质和梅梁湾比较接近，通过梅梁湾的水体采样试验的结果可以近似了解竺山湾的水质情况。

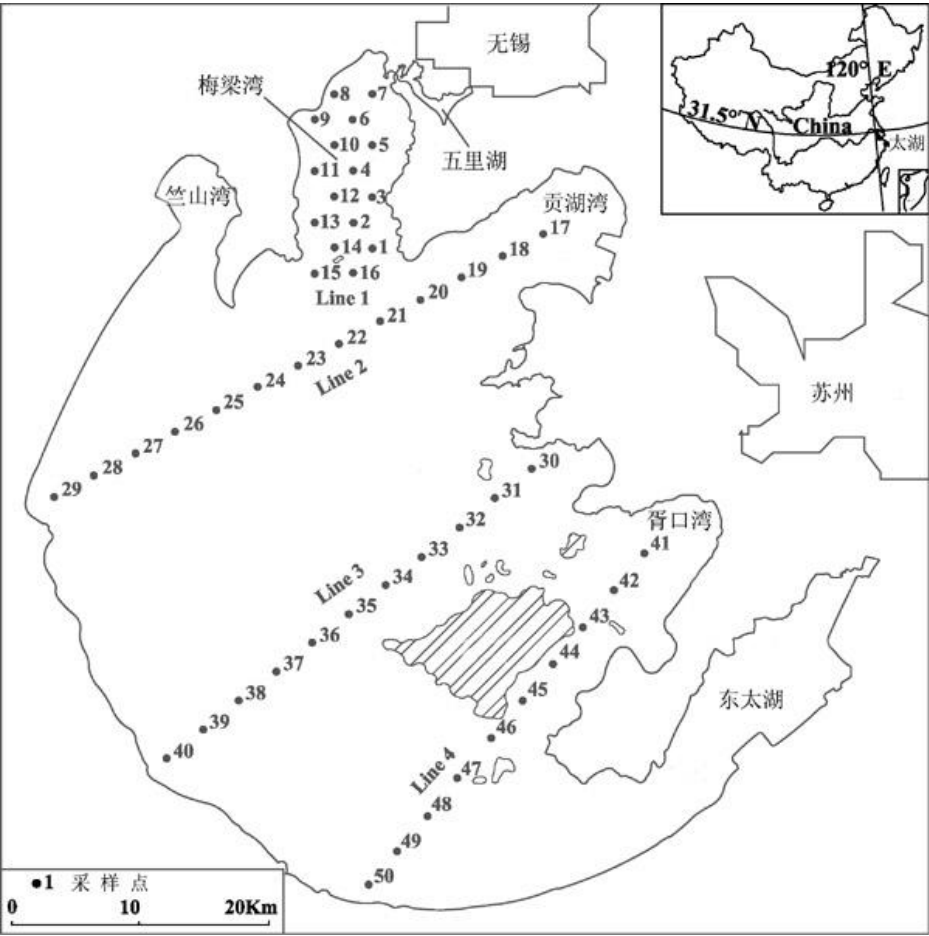


图 1.2 太湖试验区的水面采样点设计图

### (3) 水面试验内容

水面试验主要包括四个部分：水体采样、水面光谱测量、一些水质参数（如透明度、水温和水深等）的现场测量，以及风速、风向、GPS 点位等辅助信息的测量，如图 1.3 所示。

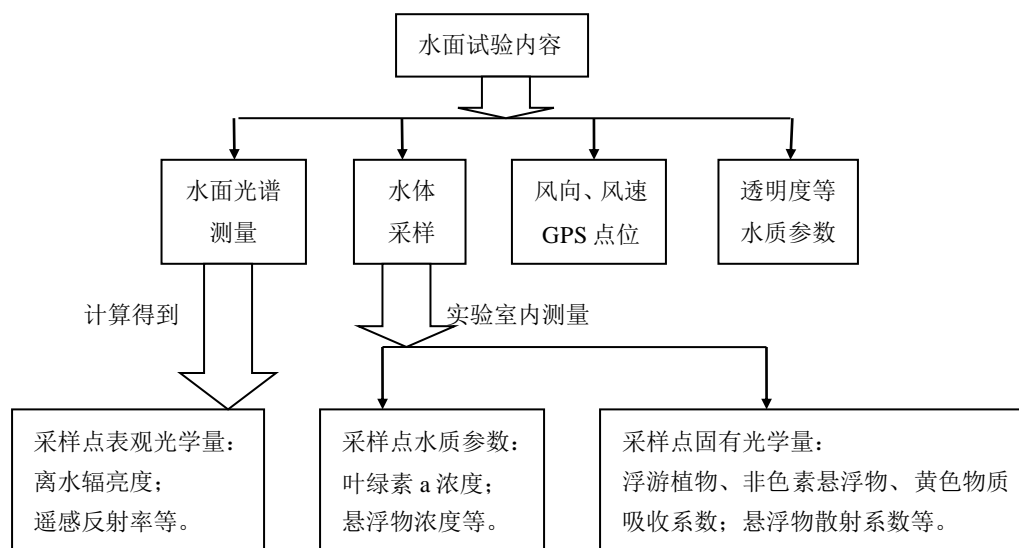


图 1.3 水面试验内容

根据事先设计好的采样点的经纬度，利用手持 GPS 乘船依次到达每个采样点，一边采集水样并放入保温箱中避光保存，一边测量水面光谱和一些辅助参数的现场测量。

水面光谱测量使用 ASD 野外光谱辐射仪 FieldSpec® Pro FR 和 FieldSpec® Pro VNIR，前者的波长响应范围为 350~2500nm，其中可见光~近红外波段（350~1000nm）的光谱分辨率为 3nm；后者的波长响应范围为 325~1075nm，其光谱分辨率为 3nm。水面光谱测量采用“水面以上法”（唐军武，2004；Mueller et al., 2003a），待船停稳后，在甲板开阔处（距水面 30 厘米左右）分别测试若干次标准灰板、水体和天空光的光谱数据，然后分别取平均，进而计算得到每个测点的遥感反射率( $R_{rs}$ )曲线。在开展水面采样试验的时候，如果路过水草区域，就停船测量一些水草的反射率光谱，为水草识别算法提供数据支持。

现场利用赛克盘测量水体的透明度，测量的精度是 5 厘米；利用接触式温度计测量水温；利用笔直的标有刻度的竹竿测量水深，测量的精度大约是 10 厘米；利用手持风速风向仪测量风速风向，风速的测量精度是 0.1 米/秒，风向的测量误差在 25 度以内。

水体采样均使用标准采样器，采集水面至水面以下 50 厘米的水柱的水样，为避免水样变质，采集的水样放在 0~6 摄氏度的保温箱内避光保存，并尽快

送实验室进行水质参数和固有光学量的测定分析。

在实验室内,利用滤膜过滤水样、烘干、电子天平称重的方法测量得到悬浮物浓度;利用岛津 UV2401PC 型分光光度计,利用稀 HCL 酸化前后测定 665、750nm 处的吸光度计算得到叶绿素 a 浓度;采用定量滤膜技术测定总悬浮物的吸收系数;利用次氯酸钠氧化掉水中的色素,进而采用定量滤膜技术测定非色素悬浮物的吸收系数;总悬浮物吸收系数减去非色素悬浮物吸收系数得到色素(主要是叶绿素 a)吸收系数;透过孔径 0.22  $\mu\text{m}$  的 Millopore 膜过滤的水样用 4 厘米的比色皿在 UV-2401PC 型分光光度计下测定吸光度,然后采用 Millq 水做参比,从而得到有色可溶性有机物(CDOM)的吸收系数。总悬浮物光束衰减系数是利用分光光度计直接测量原始水样相当于超纯水的光学密度得到的(Mueller et al., 2003b)。

我们已经于 2006 年 1 月、7 月、10 月和 2007 年 1 月在太湖开展了 4 次水面试验,各获取了 50 个采样点的水面光谱数据、水质参数数据和固有光学量数据。本文第二章将详细分析 4 次试验获取的水质参数数据和固有光学量数据;第三章将详细分析 4 次试验获取的水面光谱数据。然后,在这些数据分析的基础上,构建水质参数反演分析方法。

## 1.3.2 研究内容和研究思路

### 1.3.2.1 研究内容

本论文的研究内容主要包括五部分:内陆水体固有光学量测量及其时空分布规律分析、内陆水体表观光学量测量及其光谱特征分析、生物光学模型和固有光学量反演、水质参数反演分析方法的建立和检验、高光谱遥感图像反演内陆水质参数。

#### (1) 内陆水体固有光学量测量及其时空分布规律分析

所谓固有光学量是指不随入射光场变化而变化,仅与水体成分有关的光学量,它是连接水质参数和水体表观光学量(如反射率光谱)的桥梁,水体组分浓度的变化是通过影响其固有光学量而使水体呈现不同的光谱特征。基于水中辐射传输模型(又称生物光学模型)的水质监测分析方法需要以水体固有光学

量为参数,因而要建立分析方法,首先要开展内陆水体固有光学量的测量和分析工作。内陆水体光学特性往往具有区域性和季节性的特征,不同区域、不同季节的水体的光学特性差别很大,因而分析和建立内陆水体的区域性、季节性分布规律有利于提高水质反演分析方法的反演精度以及区域和季节的适用性。

## (2) 内陆水体表观光学量测量及其光谱特征分析

所谓表观光学量是指随入射光场变化而变化的水体光学参数,水色遥感就是利用水体表观光学量来反演水质参数。表观光学量可以利用地物光谱仪在水面测量并计算得到。分析表观光学量的光谱特征,可以得到水质参数反演的最佳波长范围。在水体表观光学量分析的基础上,还可以建立光谱指数来判别水华和水草。

## (3) 生物光学模型和固有光学量反演

生物光学模型有多种表达形式,本文选取适用于内陆水质遥感监测的生物光学模型,并确定模型中各参数的求解方法。水体固有光学量包括水体各组分的吸收系数和散射系数,目前吸收系数都可以比较容易的测量得到,只有悬浮物后向散射系数的测量比较困难。因而本文建立基于生物光学模型的悬浮物后向散射系数计算方法,获取并积累悬浮物后向散射系数数据。

## (4) 水质参数反演分析方法的建立和检验

构建基于生物光学模型的水质参数反演分析方法是本文的核心。分析方法主要有代数法、矩阵反演法和非线性优化法。本文要选择合适的生物光学模型的表达形式,完成代数法、矩阵反演法和非线性优化法的公式推导及改进,将固有光学量的时空分布规律和表观光学量的光谱特征带入分析方法,从而提高分析方法的水质参数反演精度,并提高其区域和季节的适用性。

## (5) 高光谱遥感图像反演内陆水质参数

利用高光谱遥感图像,基于分析方法反演内陆水质参数是本文的重要目标。由于水体信号比较低,遥感器接收的信号中大气散射的比例比较高,因而精确的大气校正成为利用遥感图像反演水质参数的非常重要的一步。利用大气校正后的遥感图像,根据遥感图像的波段特征选择合适的波段组合基于分析方

法反演水质参数，并进行精度评价。

这五个部分的关系如图 1.4 所示。生物光学模型是水质参数反演分析方法的基础，也是固有光学量反演的基础。生物光学模型将水体的固有光学量和表观光学量联系起来。水质参数反演分析方法是本文的核心，它建立在生物光学模型的基础上，以水体的表观光学量和固有光学量为输入参数，输出三种水质参数的浓度值。固有光学量反演也是建立在生物光学模型的基础上，以表观光学量为输入，以固有光学量为输出。高光谱遥感图像数据经过大气校正成为表观光学量数据，从而可以根据水质参数反演分析方法反演水质参数。

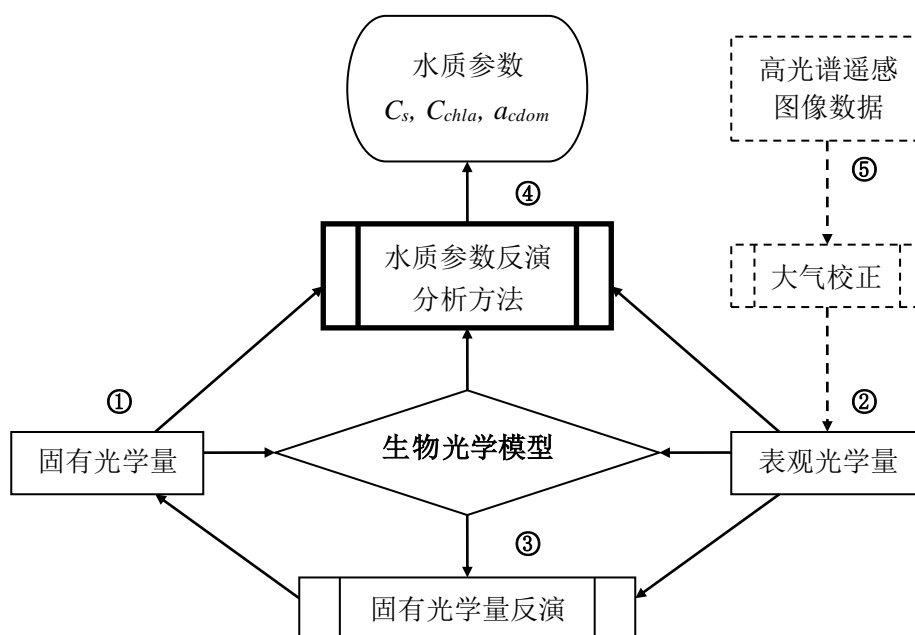


图 1.4 本文五部分研究内容的关系

### 1.3.2.2 研究思路

本论文的研究思路是按照数据流的顺序开展相应的研究。根据数据流，可以将本文的研究工作分成4个步骤：数据获取与处理、数据分析、模型建立与验证和水质参数的遥感图像反演与填图，如图1.5所示。

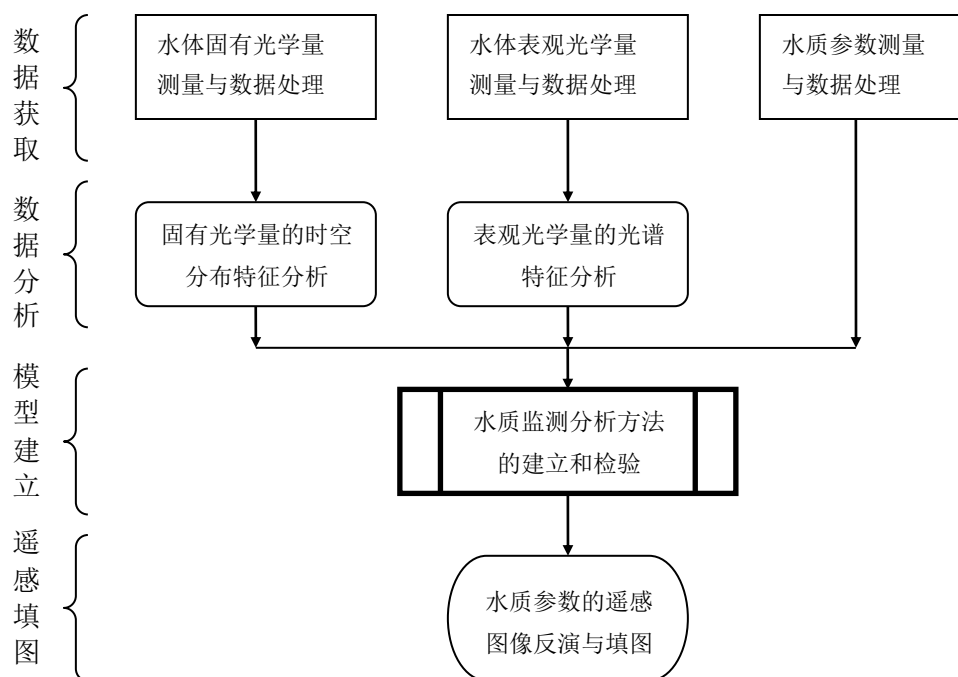


图 1.5 本文的研究思路

### (1) 数据获取与处理是模型建立和验证的基础

本文获取的数据主要包括水体表观光学量、固有光学量 and 水质参数，这些数据为水质参数反演分析模型的建立和检验提供了基础。

### (2) 数据分析是模型建立的关键环节

在水体表观光学量、固有光学量 and 水质参数数据的测量与处理的基础上，分析它们的季节和区域分布规律，为提高水质遥感反演分析方法的区域和季节适用性奠定基础。

### (3) 模型建立和验证是本文的核心

本文将对生物光学模型做必要的简化和变形，建立水质反演分析方法，基于水体固有光学量的季节和区域分布规律提高水质反演分析方法的区域和季节适用性。

### (4) 水质参数的高光谱遥感图像反演是本文的目标

本论文将从数据流的角度研究利用高光谱遥感图像数据基于分析方法反演内陆水质参数的全部流程。

## 第二章 水体固有光学量的测量与分析

### 2.1 水体固有光学量及主要影响因素

#### 2.1.1 水体固有光学量

水体固有光学量 (Inherent Optical Properties, 简称 SIOPs), 又称为固有光学特性, 是指不随入射光场变化而变化, 仅与水体成分有关的光学量, 如吸收系数  $a$  (absorption coefficient)、散射系数  $b$  (scattering coefficient)、光束衰减系数  $c$  (beam attenuation coefficient)、散射相函数  $P$  (scattering phase function) 等 (Mobley, 1994; Kirk, 1994a; Bukata, 1995)。

设有一介质薄层, 其厚度为  $dr$ , 入射光束的辐射通量为  $\Phi_{in}$ , 在没有散射的情况下, 经过该薄层介质后, 该光束的通量损失  $d\Phi_a$ , 则吸收系数  $a$  定义为:

$$a = -\frac{d\Phi_a}{\Phi_{in}dr} \quad (2.1)$$

类似地, 在仅有散射的情况下, 经过该薄层介质后, 该光束的通量损失  $d\Phi_b$ , 则散射系数  $b$  可以定义为:

$$b = -\frac{d\Phi_b}{\Phi_{in}dr} \quad (2.2)$$

而光束衰减系数  $c$  可以定义为:

$$c = a + b \quad (2.3)$$

吸收系数  $a$ 、散射系数  $b$  和光束衰减系数  $c$  的单位都是  $\text{m}^{-1}$ 。



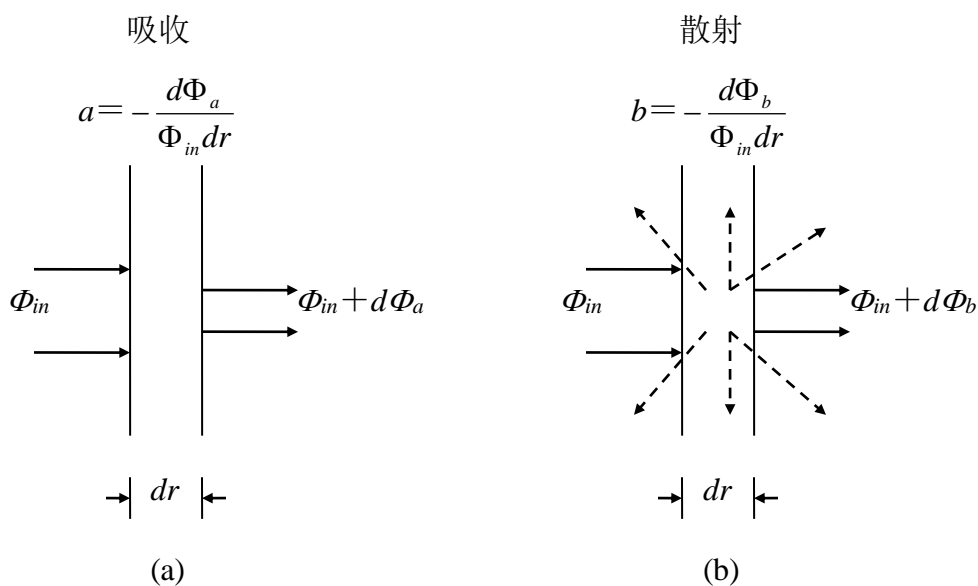


图 2.1 吸收与散射系数的定义示意图

考虑介质的一个很小的体积  $dV$ ，一入射光束的辐照度为  $E_{in}$ ，从该体积介质散射出来的  $(\theta, \phi)$  方向上的光，可以看作是点光源发射出来的辐射强度  $dJ(\theta, \phi)$ ，则体散射函数  $\beta(\theta, \phi)$  为：

$$\beta(\theta, \phi) = \frac{dJ(\theta, \phi)}{E_{in} dV} \quad (2.4)$$

体散射函数  $\beta$  的单位为： $\text{m}^{-1}\text{sr}^{-1}$ 。

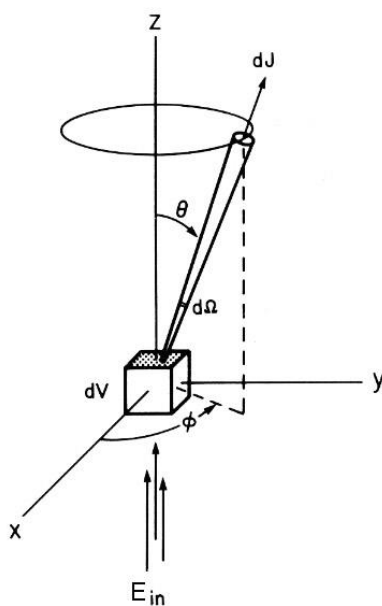


图 2.2 体散射函数的定义示意图（修改自 Bukata, 1995）

由体散射相函数可以导出散射系数  $b$ ：

$$b = \int_0^{4\pi} \beta d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \beta(\theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi \quad (2.5)$$

散射相函数  $P(\theta, \phi)$  的定义为：

$$P(\theta, \phi) = 4\pi \beta(\theta, \phi) / b \quad (2.6)$$

散射相函数  $P$  的单位是  $\text{sr}^{-1}$ 。

散射系数又可以分为前向散射系数  $b_f$  和后向散射系数  $b_b$ ，并可由此进一步定义后向散射比例系数。

$$b_f = \int_0^{2\pi} \beta d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \beta(\theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi \quad (2.7)$$

$$b_b = \int_{2\pi}^{4\pi} \beta d\Omega = \int_0^{2\pi} \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi \quad (2.8)$$

$$\tilde{b}_{bp} = b_b / b \quad (2.9)$$

### 2.1.2 影响内陆水体固有光学量的物质因素

固有光学量是连接水质参数和水体表观光学量的中间环节，水体组分浓度的变化是通过影响其固有光学特性而使水体呈现不同的光谱特征（李素菊，2003）。

影响内陆水体固有光学特性的物质主要有四种：即纯水（water）；浮游植物（phytoplankton），主要是藻类，藻类色素中最主要的是叶绿素  $a$ ；非色素悬浮物（depigment suspended matter），又称无生命悬浮物，主要是由浮游植物死亡而产生的有机碎屑以及陆生或水底底泥经再悬浮而产生的无机悬浮颗粒；Colored Dissolved Organic Matter，简称 CDOM，又俗称黄色物质，主要是由黄腐酸、腐殖酸组成的溶解性有机物。其中，浮游植物和非色素悬浮物组成总悬浮物（total suspended matter），以下简称悬浮物。由于纯水的光学特性是不变的，因而浮游植物、悬浮物和 CDOM 是影响内陆水体光学特性的最重要的三个水色组分（Kirk, 1994a）。

在给定波段，水体总的吸收系数等于水体中各组分在该波段的吸收系数之和（Morel & Prieur, 1977; Sathyendranath et al., 1989），即

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_d(\lambda) + a_{cdom}(\lambda) \quad (2.10)$$

其中， $a_w(\lambda)$ 、 $a_{ph}(\lambda)$ 、 $a_d(\lambda)$  和  $a_{cdom}(\lambda)$  分别表示纯水、浮游植物、非色素悬

浮物和 CDOM 的吸收系数光谱,  $\lambda$  是波长。

CDOM 对水体的散射作用可以忽略不计, 因而水体总的散射作用主要是由纯水、浮游植物和非色素悬浮物造成的 (Morel & Prieur, 1977; Sathyendranath et al., 1989), 即

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_{ph}(\lambda) + b_d(\lambda) = b_w(\lambda) + b_p(\lambda) \quad (2.11)$$

其中,  $b_w(\lambda)$ 、 $b_{ph}(\lambda)$  和  $b_d(\lambda)$  分别表示纯水、浮游植物和无生命悬浮物的散射系数光谱,  $b_p(\lambda)$  是总悬浮物的散射系数光谱, 等于浮游植物和无生命悬浮物的散射系数之和。

当粒子的半径比入射辐射波长小得多的时候为瑞利散射, 当粒子的半径与入射波长相当或者大于入射波长的时候为 Mie 散射 (Liou, 2002)。水分子的直径远小于入射光的波长(400~900nm), 因此水分子散射属于瑞利散射。悬浮物 (包括浮游植物和非色素悬浮物) 的粒径多在微米级范围内, 悬浮物散射属于 Mie 散射 (Kirk, 1994a)。

由散射系数  $b(\lambda)$  可以进一步计算后向散射系数  $b_b(\lambda)$ , 即

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda) = \tilde{b}_{bw} * b_{bw}(\lambda) + \tilde{b}_{bp} * b_{bp}(\lambda) \quad (2.12)$$

其中,  $\tilde{b}_{bp}$  是悬浮物后向散射比例系数,  $\tilde{b}_{bw}$  是纯水后向散射比例系数, 根据瑞利散射相函数的定义,  $\tilde{b}_{bw} = 0.5$ 。

在公式 (2.10) 和 (2.11) 的基础上, 内陆水体的光束衰减系数  $c(\lambda)$  可以表示为:

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_d(\lambda) + a_{cdom}(\lambda) + b_w(\lambda) + b_p(\lambda) \quad (2.13)$$

### 2.1.3 水体单位固有光学量

单位固有光学量 (Specific Inherent Optical Properties, 简称 SIOPs) 又称单位固有光学特性, 是水体各组分的吸收和散射系数与其浓度的比值。在基于生物光学模型的水质参数反演分析方法中, 单位固有光学量是最基本和最重要的输入参数 (Hoogenboom, 1998b; 李素菊, 2003)。由于纯水没有浓度的概念, 纯水没有单位吸收系数和单位散射系数。CDOM 的散射作用可以忽略, 因而 CDOM 没有单位散射系数。因此, 内陆水体的单位固有光学量主要包括: 叶绿素 a 单位吸收系数、非色素悬浮物单位吸收系数、CDOM 单位吸收系数和悬浮

物散射系数。

### (1) 叶绿素 a 的单位吸收系数

叶绿素 a 存在于所有的藻类中，是藻类最主要的色素。叶绿素 a 的单位吸收系数是指当水体中叶绿素浓度为  $1\text{mg/m}^3$  时所对应的浮游植物的吸收系数值，即：

$$a'_{ph}(\lambda) = a_{ph}(\lambda) / C_{chla} \quad (2.14)$$

其中  $C_{chla}$  为叶绿素 a 的浓度，单位是  $\text{mg/m}^3$ 。

### (2) 非色素悬浮物的单位吸收系数

非色素悬浮物是总悬浮物除去浮游植物色素之后的物质，由于色素在总悬浮物中的重量比很小，所以可以利用总悬浮物的浓度近似代替非色素悬浮物的浓度。非色素悬浮物的单位吸收系数是指当水体中悬浮物浓度为  $1\text{mg/L}$  时所对应的非色素悬浮物的吸收系数值，即：

$$a'_d(\lambda) = a_d(\lambda) / C_s \quad (2.15)$$

其中  $C_s$  为总悬浮物浓度，单位是  $\text{mg/L}$ 。

### (3) CDOM 的单位吸收系数

CDOM 的单位吸收系数是其吸收系数与 CDOM 在波长为  $\lambda_0$  处的吸收系数之比，即：

$$a'_{cdom}(\lambda) = a_{cdom}(\lambda) / a_{cdom}(\lambda_0) \quad (2.16)$$

其中  $\lambda_0$  为参考波长，一般选择  $440\text{nm}$ ；

### (4) 总悬浮物的单位散射系数

总悬浮物的单位散射系数是指当水体中悬浮物浓度为  $1\text{mg/L}$  时所对应的总悬浮物的散射系数值，即：

$$b'_p(\lambda) = b_p(\lambda) / C_s \quad (2.17)$$

其中  $C_s$  为总悬浮物浓度，单位是  $\text{mg/L}$ 。

综上所述，在水色遥感中经常用到的固有光学量和单位固有光学量主要包括：

- 纯水的吸收系数  $a_w$ 、散射系数  $b_w$ ；
- 浮游植物色素（主要是叶绿素 a）的吸收系数  $a_{ph}$ 、单位吸收系数  $a'_{ph}$ ；

- 非色素悬浮物的吸收系数  $a_d$ 、单位吸收系数  $a'_d$ ;
- 总悬浮物的散射系数  $b_p$ 、单位散射系数  $b'_p$ 、后向散射系数  $b_{bp}$ 、后向散射比例系数  $\tilde{b}_{bp}$ ;
- CDOM 的吸收系数  $a_{cdom}$ 、单位吸收系数  $a'_{cdom}$ ;
- 水体总的光束衰减系数  $c$ 。

## 2.2 水体固有光学量测量与数据处理

测量水体固有光学量一般有两种方法，一种是利用仪器现场进行测量 (Dana & Maffione, 2002); 另外一种是先采集水样，然后在实验室内利用分光光度计进行测量 (Mueller et al., 2003b; 李素菊, 2003)。

仪器现场测量的优点是水体的状况非常真实，不过缺点是这些仪器一般只能测量几个波段的数据，而且数据质量受仪器定标和环境的影响。室内分光光度计测量的优点是可以得到连续的 IOPs 光谱，试验环境容易控制，缺点是水样保存不当可能导致水质变化，从而使得测量得到的 IOPs 与水面实际的情况不符。

本论文 4 次太湖试验中都是使用室内分光光度计测量 IOPs。白天到太湖水面采集水样，放到保温箱内避光保存，晚上拿到实验室内进行 IOPs 的测量，尽量避免水质变化。分光光度计使用的是岛津 UV-2401PC 型分光光度计，IOPs 的测量和数据处理方法参考 NASA 的海洋光学规范 (Mueller et al., 2003b)。

室内分光光度计可以直接测量的 IOPs 有：CDOM 吸收系数  $a_{cdom}(\lambda)$ 、总悬浮物吸收系数  $a_p(\lambda)$ 、非色素悬浮物吸收系数  $a_d(\lambda)$ 、光束衰减系数  $c(\lambda)$ 。利用这些测量的 IOPs 可以进一步计算得到的 IOPs 有：浮游植物色素吸收系数  $a_{ph}(\lambda)$  和总悬浮物散射系数  $b_p(\lambda)$ 。

### (1) CDOM 吸收系数的测量及计算

CDOM 的吸收系数光谱测定采用通过孔径  $0.22\ \mu\text{m}$  的 Millopore 膜过滤的水样用 4 厘米的比色皿在 UV-2401PC 型分光光度计下测定吸光度，采用 Millq 水做参比，然后根据下式进行计算得到各波长的吸收系数：

$$a(\lambda') = 2.303D(\lambda)/r \quad (2.18)$$

式中： $a(\lambda')$ 为波长 $\lambda$ 的未校正吸收系数( $\text{m}^{-1}$ )； $D(\lambda)$ 为吸光度； $r$ 为光程路径(m)。

由于过滤清液还有可能残留细小颗粒，可能会引起散射，为此作如下散射效应订正：

$$a_{cdom}(\lambda) = a(\lambda') - a(700) \cdot \lambda / 700 \quad (2.19)$$

式中： $a_{cdom}(\lambda)$ 为波长 $\lambda$ 的 CDOM 吸收系数( $\text{m}^{-1}$ )； $a(\lambda')$ 为波长 $\lambda$ 的未校正吸收系数( $\text{m}^{-1}$ )； $\lambda$ 为波长(nm)。

## (2) 总悬浮物吸收系数的测量及计算

水体的悬浮颗粒物中包含藻类和无生命悬浮物，很难用物理的方法将它们分开，因而很难分开测量二者的吸收系数。一个常用的解决办法是利用萃取或者氧化等方法，将悬浮物中的浮游植物色素去掉，得到非色素悬浮物。分别测量了总悬浮物的吸收系数和非色素悬浮物的吸收系数之后，二者的差值就是浮游植物色素的吸收系数。可以认为浮游植物的吸收系数近似等于浮游植物色素的吸收系数，无生命悬浮物的吸收系数近似等于非色素悬浮物的吸收系数（张运林，2005）。

颗粒物形式的总悬浮物和非色素悬浮物吸收系数的测量采用的方法称为定量滤膜技术（Quantitative Filter Technique: QFT）。采用定量滤膜技术，利用岛津 UV2401 分光光度计测定总颗粒物和色素颗粒物的吸收系数的步骤如下：

先用 Millq 水浸泡 GF/F 滤膜 15 分钟左右，然后在小压力下用浸泡的 GF/F 滤膜过滤 50~400 mL 水样（根据水中悬浮物浓度决定过滤水样体积），在湿润状态下利用 UV-2401PC 型分光光度计测定滤膜上颗粒物的吸光度，用同样湿润程度的空白滤膜做参比，滤膜置于仪器的接收窗口，在 400~750 nm 间每隔 1 nm 测定一个吸光度，用各波段的吸光度减去 750 nm 波长处的吸光度，然后采用 Cleveland 和 Weidemann（1993）等提出的如下公式进行放大因子校正：

$$OD_s = 0.378OD_f + 0.523OD_f^2 \quad OD_f \leq 0.4 \quad (2.20)$$

式中， $OD_s$  为校正后的滤膜上悬浮颗粒物吸光度； $OD_f$  为直接在仪器上测定的滤膜上悬浮颗粒物吸光度。

滤膜上悬浮颗粒物的光谱吸收系数按下式进行计算得到：

$$a_p(\lambda) = 2.303 * \frac{S}{V} OD_s(\lambda) \quad (2.21)$$

式中， $V$  为被过滤水样的体积， $S$  为沉积在滤膜上的颗粒物的有效面积。

### (3) 非色素悬浮物吸收系数的测量及计算

在测量总悬浮物吸收系数的同时，取同样体积的水样加入 5-10 ml 次氯酸钠溶液，使得水体中活性氯保持在 0.1% 的水平漂白水样 15 分钟左右，使得水体中色素被完全漂白提取掉，然后过滤到 GF/F 滤膜上，按与总悬浮颗粒物吸收测定类似方法得到非色素悬浮颗粒吸收系数  $a_d(\lambda)$ 。

### (4) 浮游植物色素吸收系数的计算

浮游植物色素的吸收系数  $a_{ph}(\lambda)$  等于总悬浮物吸收系数与非色素悬浮物吸收系数之差：

$$a_{ph}(\lambda) = a_p(\lambda) - a_d(\lambda) \quad (2.22)$$

### (5) 水体总的光束衰减系数的测量

水体总的光束衰减系数  $c(\lambda)$ ，又称为总悬浮物的光束衰减系数，是利用分光光度计直接测量原始水样相当于超纯水的光学密度得到的。即用 4 厘米的比色皿在 UV-2401PC 型分光光度计下测定原水样的吸光度，根据下式计算得到光束衰减系数。

$$c(\lambda) = 2.303D(\lambda)/r \quad (2.23)$$

式中： $c(\lambda)$  为波长  $\lambda$  的光束衰减系数( $\text{m}^{-1}$ )； $D(\lambda)$  为吸光度； $r$  为光程路径(m)。

### (6) 悬浮物散射系数的计算

光束衰减系数  $c$  减去总吸收系数（包括纯水、总悬浮物和 CDOM 的吸收系

数), 再减去纯水的散射系数, 得到总悬浮物的散射系数  $b_p(\lambda)$ :

$$b_p(\lambda) = c(\lambda) - a_p(\lambda) - a_w(\lambda) - a_{cdom}(\lambda) - b_w(\lambda) \quad (2.24)$$

## 2.3 水体固有光学量特征分析和参量化模型

影响内陆水体固有光学特性的四种物质为纯水、浮游植物、非色素悬浮物和 CDOM。由于水体各组分的吸收和散射系数的光谱形状基本上是不随季节变化的, 本文结合 2006 年 7 月的太湖试验获得的 50 个采样点的固有光学量测量结果的平均光谱来讨论这四种物质的吸收和散射系数以及它们的单位吸收和散射系数的光谱特征。

2006 年 7 月获得的太湖 50 个采样点的固有光学量的平均光谱如图 2.3 所示。

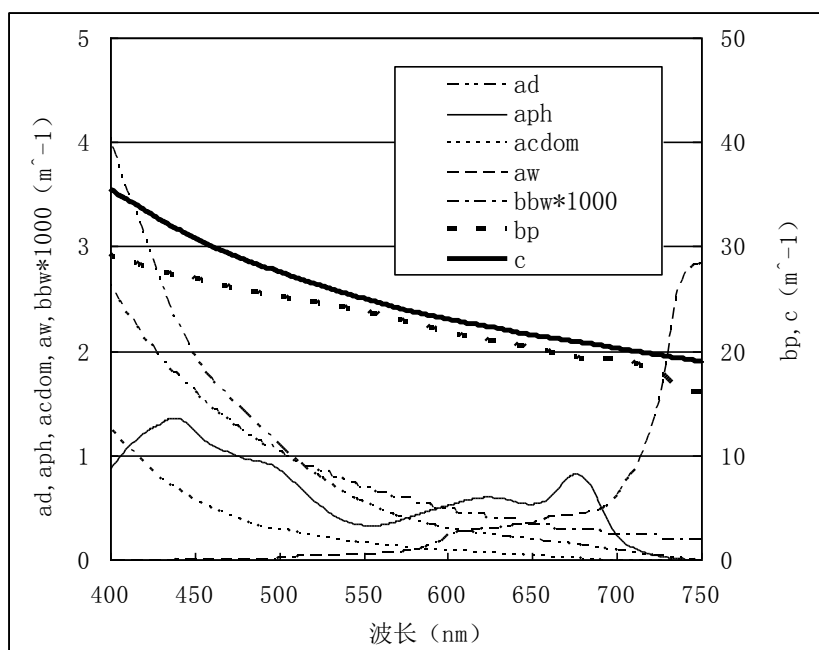


图 2.3 2006 年 7 月太湖 50 个采样点的固有光学量平均光谱

### (1) 纯水的吸收和散射系数光谱

多位科学家对纯水的吸收和散射系数进行了测量 (Buiteveld et al., 1994; Pope et al., 1997; Kou et al., 1993)。本文采用 NASA 海洋光学规范推荐的  $a_w(\lambda)$  光谱, 即 400—700nm 使用 Pope 和 Fry 于 1997 年测量的结果, 705—750nm 使用 Kou 等于 1993 年测量的结果。NASA 海洋光学规范推荐的  $b_w(\lambda)$  光谱是



Buiteveld 等 1994 年测量的结果。本文采用的  $a_w(\lambda)$  和  $b_w(\lambda)$  光谱如图 2.3 所示。

从纯水的吸收光谱图上可以看出，在蓝色和绿色波段范围，纯水的吸收很小，从 550nm 纯水吸收系数开始增大，在红色波段范围吸收系数增加显著。

在 610~620nm 和 660~670nm 波段纯水吸收系数呈肩状 (Kirk, 1994a)。

纯水的散射系数随波长的增加呈单调递减，而在蓝色波段纯水的吸收系数很小，所以纯净水体呈现蓝色。纯水的散射属于瑞利散射，同时拉曼散射也会使纯水的散射系数增加 (Mobley, 1994)，但对于内陆水体而言，水体的散射是以悬浮物的 Mie 散射为主，纯水的瑞利散射和拉曼散射与其相比作用很小，可以忽略。

## (2) CDOM 的吸收系数光谱

内陆水体中通常利用 CDOM 在 440nm 处的吸收系数表示其含量的多少。内陆水体中的 CDOM 有两个来源：即外源和内源，外源主要指来源于流域中土壤腐殖质的淋溶，内源主要指来源于水体自身生物体的分解 (张运林, 2005)。国内外学者对各种水体的 CDOM 的吸收特性进行了大量的研究，结果表明，在紫外和可见光范围内，CDOM 的吸收系数曲线可以用负指数模型表示 (Bricaud et al., 1981)，公式如下：

$$a_{cdom}(\lambda) = a_{cdom}(\lambda_0) \exp(-S(\lambda - \lambda_0)) \quad (2.25)$$

其中  $\lambda_0$  为参考波长，一般选择 440nm； $S$  是吸收系数负指数函数的参数。

根据  $a_{cdom}(\lambda)$  的参量化模型，得到  $a'_{cdom}(\lambda)$  的参量化模型：

$$a'_{cdom}(\lambda) = \exp(-S(\lambda - \lambda_0)) \quad (2.26)$$

本文利用负指数函数拟合 2006 年 7 月获取的 50 个采样点的  $a_{cdom}(\lambda)$  光谱，得到所有点的拟合度  $R^2$  的平均值为 0.975。这说明负指数函数可以很好的拟合  $a_{cdom}$  光谱。因此，可以只保存  $a_{cdom}(440)$  和负指数拟合系数  $S$  两个值，其他波段的  $a_{cdom}(\lambda)$  可以利用负指数函数计算得到。

## (3) 浮游植物色素的吸收系数光谱

浮游植物色素吸收系数的光谱特征与藻类的不同种类组成有关。藻类的光合色素主要有三类：叶绿素、藻胆素和胡萝卜素。不同的藻类由于其色素分布

的不同而呈现不同的光谱特征 (Gitelson et al., 1999)。太湖的优势藻类是蓝藻 (秦伯强等, 2004), 太湖水体的浮游植物色素吸收系数特征具有区域相似性。

从图 2.3 中我们明显可以看出浮游植物色素的吸收特征。在 440nm 附近, 浮游植物吸收系数有一个极大值, 这是叶绿素 a 在蓝光波段的强烈吸收; 在 480nm 附近吸收系数曲线呈肩状, 这是  $\beta$  胡萝卜素的吸收; 在 550nm 吸收系数达到极小值; 在藻类密度较大的采样点, 由于藻胆素 (藻青蛋白) 的吸收作用, 吸收光谱在 625nm 附近出现一相对较小的吸收峰 (有时是肩部), 该吸收峰是蓝藻最显著的特征; 在 675nm 附近吸收系数有明显吸收峰, 是叶绿素 a 在红光波段的强烈吸收; 大于 675nm 波段吸收系数逐渐减小, 在 720nm 以后吸收系数接近于 0 (李素菊, 2003)。

浮游植物吸收系数光谱形状比较复杂, 很难用简单的数学公式表达。Hoge 和 Lyon (1996) 使用高斯函数模拟 400~550nm 这段浮游植物吸收系数光谱。这种方法只能局限于 400~550nm, 而且拟合精度不高, 随着藻类种群的变化, 这种方法也很难模拟真实的浮游植物吸收系数光谱。

#### (4) 非色素悬浮物的吸收系数光谱

如图 2.3 所示, 非色素悬浮物的吸收系数光谱与 CDOM 的吸收系数光谱形状相似, 在蓝光波段吸收较强, 随波长的增加吸收系数迅速减小, 在近红外波段接近于 0。

非色素悬浮物的吸收系数曲线也可以用负指数模型表示 (Rosler, 1998; Hojerslev & Aas, 2001; Bricaud et al., 1998), 公式如下:

$$a_d(\lambda) = a_d(\lambda_0) \exp(-S(\lambda - \lambda_0)) \quad (2.27)$$

其中  $\lambda_0$  为参考波长, 一般选择 440nm;  $S$  是吸收系数负指数函数的参数。

本文利用负指数函数拟合 2006 年 7 月获取的 50 个采样点的  $a_d(\lambda)$  光谱, 得到所有点的拟合度  $R^2$  的平均值为 0.931。这说明负指数函数可以很好的拟合  $a_d$  光谱。因此, 可以只保存  $a_d(440)$  和负指数拟合系数  $S$  两个值, 其他波段的  $a_d(\lambda)$  可以利用负指数函数计算得到。

### (5) 总悬浮物的光束衰减系数光谱

如图 2.3 所示，悬浮物光束衰减系数光谱也是随波长的增大而呈减小的趋势，悬浮物光束衰减系数光谱可以由负指数函数模拟：

$$c(\lambda) = c(\lambda_0) \exp(-S(\lambda - \lambda_0)) \quad (2.28)$$

其中  $\lambda_0$  为参考波长，一般选择 440nm； $S$  是负指数函数的参数。

悬浮物光束衰减系数光谱也可以用“双曲线函数”模拟：

$$c(\lambda) = c(\lambda_0) * (\lambda_0 / \lambda)^Y \quad (2.29)$$

其中  $\lambda_0$  为参考波长，一般选择 440nm； $Y$  是“双曲线函数”的参数。

本文分别利用负指数函数和“双曲线函数”拟合 2006 年 7 月获取的 50 个采样点的  $c(\lambda)$  光谱，得到所有点的拟合度  $R^2$  的平均值分别为 0.975 和 0.989。这说明负指数和“双曲线函数”的拟合效果都很好，但是“双曲线函数”的拟合效果更好，因此本文今后用到  $c(\lambda)$  函数拟合的时候将使用“双曲线函数”。

### (6) 总悬浮物的散射系数光谱

如图 2.3 所示，悬浮物散射系数光谱也是随波长的增大而呈减小的趋势，悬浮物散射系数光谱可以用负指数函数模拟：

$$b_p(\lambda) = b_p(\lambda_0) \exp(-S(\lambda - \lambda_0)) \quad (2.30)$$

其中  $\lambda_0$  为参考波长，一般选择 440nm； $S$  是负指数函数的参数。

悬浮物散射系数光谱也可以用“双曲线函数”模拟：

$$b_p(\lambda) = b_p(\lambda_0) * (\lambda_0 / \lambda)^Y \quad (2.31)$$

其中  $\lambda_0$  为参考波长，一般选择 440nm； $Y$  是“双曲线函数”的参数。

本文分别利用负指数函数和“双曲线函数”拟合 2006 年 7 月获取的 50 个采样点的  $b_p(\lambda)$  光谱，得到所有点的拟合度  $R^2$  的平均值分别为 0.939 和 0.920。这说明负指数和“双曲线函数”的拟合效果都很好，但是负指数函数的拟合效果更好，因此本文今后用到  $b_p(\lambda)$  函数拟合的时候将使用负指数函数。

## 2.4 太湖水体水质参数、IOPs 和 SIOPs 时空分布规律分析

内陆水体的光学特性往往具有区域性和季节性分布规律，这主要体现在固

有光学量上面,尤其是体现在黄色物质吸收系数、浮游植物吸收系数、非色素悬浮物吸收系数和悬浮物散射系数上面。在太湖水体固有光学量时空分布规律的基础上建立的水质参数反演分析方法将获得更高的水质参数反演精度。

本文在太湖每个季度获取的固有光学量数据分析的基础上,建立固有光学量,主要是黄色物质吸收系数、浮游植物吸收系数、非色素悬浮物吸收系数和悬浮物散射系数的时空分布规律,为水质参数反演分析方法提供支持。

为了分析太湖水体光学特性的季节性分布规律,需要至少每季度获取一次太湖水体的试验数据。本文在太湖开展了4次试验,分别是2006年1月、7月、10月和2007年1月。这4次试验的获取季节包含了1次夏季、1次秋季和2次冬季。目前没有太湖春季的试验数据,今后应该在太湖的春季再开展一次试验,以保证数据的完备性。本文获取了2次太湖冬季试验数据,这为检验不同年份同一季节的太湖水体的光学特性分布规律奠定了数据基础。

为了分析太湖水体光学特性的区域性分布规律,需要对太湖进行分区。分区的原则是该区域的地理环境比较一致,该区域水体的光学特性比较接近。结合本文第一章描述的太湖湖区分布图和太湖试验采样点分布图,本文将太湖分为6个湖区,分别是梅梁湾、贡湖湾、北部湖心区、南部湖心区、东部沿岸区、东太湖区,如图2.4所示。太湖试验的50个采样点分布在这6个湖区上,其中1—16号点位于梅梁湾,17—19号点位于贡湖湾,20—29号点位于北部湖心区,30—32号点位于东部沿岸区,33—40号点位于南部湖心区,41—50号点位于东太湖区。

梅梁湾是位于太湖北部,地处无锡市郊,面积约132平方公里,平均水深2.0米。由于受入湖河道及沿岸污染源的影响,水质严重恶化,蓝藻水华连年发生,夏秋季整个湾内滋生大量蓝藻水华,属于典型的富营养化湖区(张运林,2005)。

东太湖位于太湖东南部的狭长湖区,这里水草茂密,水质清澈,是长江中下游典型的草型湖区。从胥口湾到西山岛东面的狭长湖区再到南面的湖州附近湖区的水质情况和东太湖比较接近,也是水草密集的草型湖区,本文将这段湖区和东太湖统一称为东太湖区,作为一个统一的湖区分析其光学特性分布规律。

本文下面讨论固有光学量 and 水质参数的区域性分布规律的时候，就是讨论固有光学量 and 水质参数在这六个湖区的分布规律。

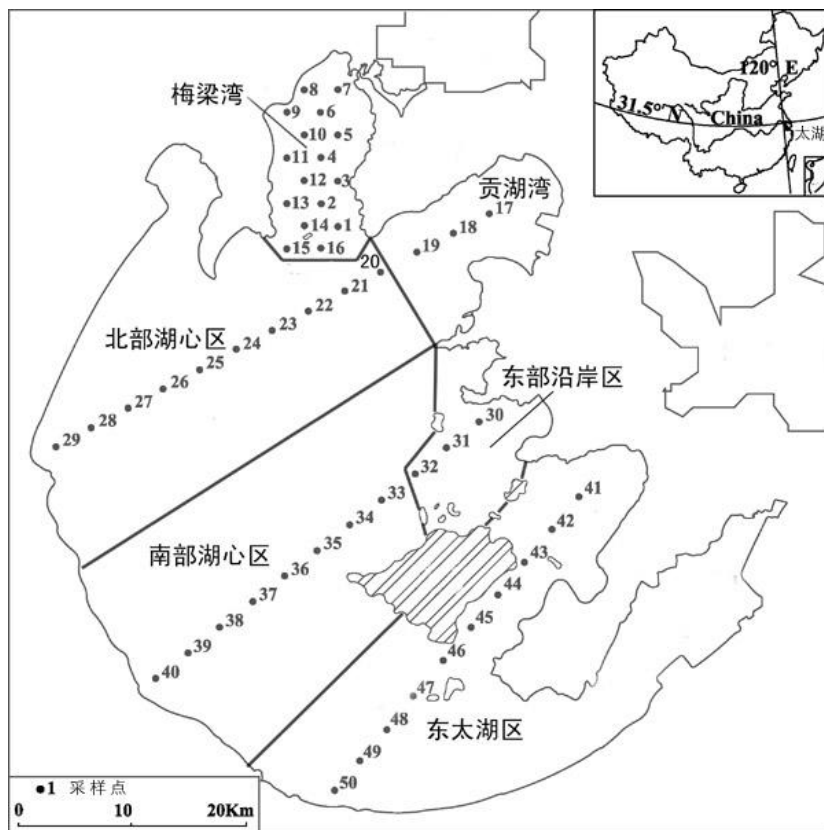


图 2.4 太湖分区示意图

### 2.4.1 水质参数时空分布规律

分析太湖水体水质参数的时空分布规律，可以对太湖水体水质参数的分布情况有系统的了解，便于水质参数反演和检验。

#### (1) 叶绿素 a 浓度的时空分布规律分析

太湖 4 次试验获取的各 50 个采样点的叶绿素 a 浓度如图 2.5 所示；4 次试验获取的每个湖区的叶绿素 a 浓度的均值如表 2.1 所示。

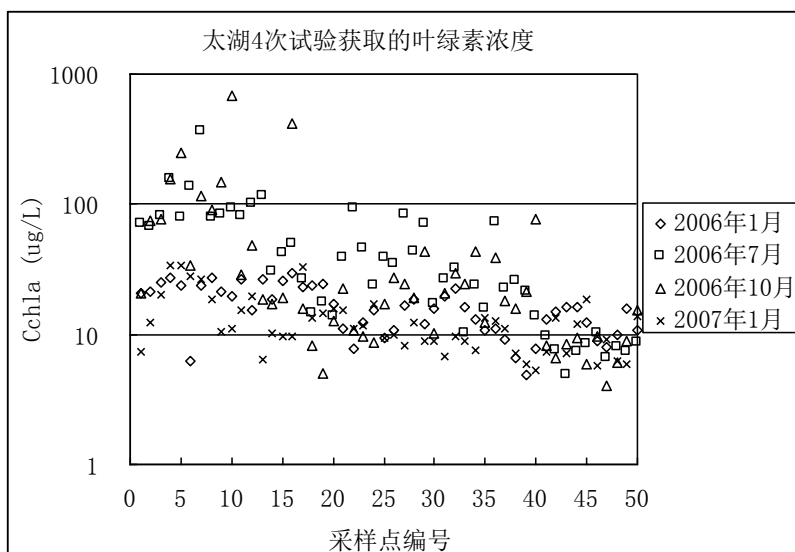


图 2.5 太湖 4 次试验获取的叶绿素浓度

表 2.1 太湖 4 次试验获取的每个湖区的叶绿素 a 浓度的均值

分区均值(mg/m <sup>3</sup> )	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	22.45	101.66	137.02	17.04
南部湖心区	9.90	25.70	31.50	9.02
北部湖心区	13.07	48.50	19.51	11.96
贡湖湾	23.51	19.50	9.64	20.39
东部沿岸区	19.22	25.25	20.07	8.45
东太湖区	12.60	7.82	8.23	9.86

从图 2.5 和表 2.1 中可以分析叶绿素 a 浓度的季节性和区域性分布规律。夏季和秋季的叶绿素浓度比较高，而且变化范围比较大，从 4.02 到 686.34mg/m<sup>3</sup>；冬季的叶绿素浓度比较低，而且变化范围也比较小，从 4.87 到 34.04 mg/m<sup>3</sup>。

影响内陆水体叶绿素浓度的主要是水体中的浮游植物——藻类。从春季末开始，太湖的藻类开始大量的繁殖，叶绿素浓度逐渐升高，到了夏季在很多湖区发生了蓝藻爆发（水华）的现象，大量藻类漂浮在水面上，此时水体的叶绿素浓度非常高。藻类的生长期比较长，直到冬季初的时候才逐渐死亡和休眠，因此秋季水体仍然含有很多藻类，因此水体的叶绿素浓度仍然很高。到了冬季，藻类逐渐死亡或者休眠，叶绿素浓度变得比较低。

对于夏季和秋季，梅梁湾水体的叶绿素浓度要明显高于其他湖区，这主要由于藻类喜欢生活在水体波浪比较小、水草比较少、水里的营养成分（总氮总磷等）比较高的地方。梅梁湾是最早爆发藻类水华的湖区，受陆源污染严重，

水体里的总氮总磷浓度很高，而且梅梁湾水草很少、风浪小，这些都有利于藻类生长，因而叶绿素浓度比较高（秦伯强等，2004；张运林，2005）。

下面分析除了梅梁湾以外的湖区的夏、秋季叶绿素浓度的区域分布规律。夏季，北部湖心区的叶绿素浓度明显高于其他湖区。秋季南部湖心区的叶绿素浓度明显高于其他湖区。藻类水华最早爆发在位于太湖北面的梅梁湾，后来范围逐渐扩大，先是发展到北部湖心区，后来发展到南部湖心区。夏季的时候，北部湖心区的藻类开始大量繁殖，同时梅梁湾的藻类也会随着风浪漂到北部湖心区，从而导致北部湖心区的叶绿素浓度比较高。到了秋季，北部湖心区的叶绿素受到气温、水流、风浪等因素的影响开始逐渐死亡和休眠，而且在北风的影响下，很大藻类漂到南部湖心区，因此秋季的南部湖心区的叶绿素浓度相对比较高。东太湖区生长大量的水草，水草和藻类是竞争关系，水草可以抑止藻类的生长，净化水质，因此夏季和秋季的东太湖区的叶绿素浓度都是最低的。

对于冬季太湖水体，由于藻类已经死亡或者休眠，所以叶绿素的浓度比较低，叶绿素浓度没有明显的区域分布规律，只是梅梁湾和贡湖湾的叶绿素浓度略高于其他湖区。

## （2）悬浮物浓度的时空分布规律分析

太湖 4 次试验获取的 50 个采样点的悬浮物浓度分布如图 2.6 所示；4 次试验获取的每个湖区的悬浮物浓度的均值如表 2.2 所示。

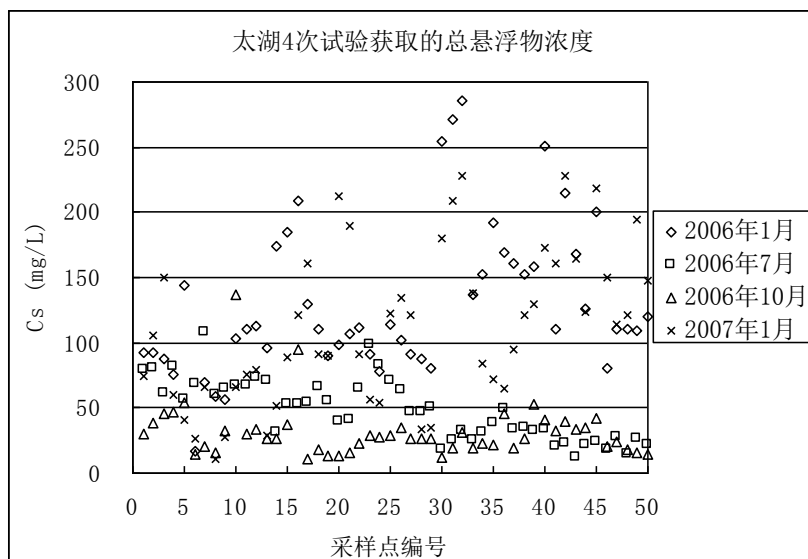


图 2.6 太湖 4 次试验获取的悬浮物浓度

表 2.2 太湖 4 次试验获取的每个湖区的悬浮物浓度的均值

分区均值 (mg/L)	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	105.22	67.24	42.67	67.11
南部湖心区	171.51	35.05	31.17	109.90
北部湖心区	96.10	60.45	25.20	105.14
贡湖湾	109.89	58.50	13.92	114.18
东部沿岸区	270.62	25.22	20.95	205.31
东太湖区	135.11	20.93	27.43	162.23

由图 2.6 和表 2.2 可以发现,冬季太湖水体的悬浮物浓度要明显高于夏季和秋季。太湖是浅水湖泊,风速大的时候会引起底泥的悬浮,从而使得悬浮物浓度增加。冬季太湖容易出现大风,因而悬浮物浓度一般会高于夏季和秋季。

梅梁湾三面是岸,只有一个狭小的出口,因此受到风浪的影响要比其他区域小,因而受到风浪导致的底泥再悬浮的影响比较小。因此,冬季梅梁湾水体的悬浮物浓度一般比其他区域低。

总悬浮物中包括无机悬浮物和有机悬浮物。有机悬浮物包括浮游植物和浮游动物残体,夏季和秋季水体中的悬浮物中的有机悬浮物的比重比冬季高。夏季和秋季,当风比较小的时候,水体中的总悬浮物浓度受到有机悬浮物影响比较大,此时悬浮物浓度的空间分布规律和叶绿素相似,叶绿素浓度高的水体的悬浮物浓度也比较高。因此,由于梅梁湾的夏季和秋季的叶绿素浓度比其他区域都高,因而悬浮物浓度一般比其他区域高。

## 2.4.2 IOPs 时空分布规律分析

### (1) $a_{ph}(\lambda)$ 的时空分布规律

675nm 附近的吸收峰是浮游植物吸收系数光谱最重要的特征,通常用  $a_{ph}(675)$  来表示  $a_{ph}(\lambda)$  的大小。

#### ① $a_{ph}(675)$ 和 $C_{chla}$ 的相关分析

浮游植物吸收系数主要受水体中浮游植物的浓度及其种群组成的影响,它的大小往往和浮游植物色素的浓度(主要是叶绿素 a)具有很好的正相关。 $a_{ph}(675)$  和  $C_{chla}$  的线性回归结果如表 2.3 所示。



表 2.3  $a_{ph}(675)$ 和  $C_{chla}$  的线性回归结果

时间	$a_{ph}(675)$ ( $m^{-1}$ )和 $C_{chla}$ ( $mg/m^3$ )线性回归方程	$R^2$
2006 年 1 月	$a_{ph}(675)=0.0141C_{chla}-0.0047$	0.84
2006 年 7 月	$a_{ph}(675)=0.0176C_{chla}-0.0723$	0.97
2006 年 10 月	$a_{ph}(675)=0.0111C_{chla}-0.055$	0.99
2007 年 1 月	$a_{ph}(675)=0.0055C_{chla}+0.0445$	0.88

从这 4 次试验数据的回归结果可以发现,夏季和秋季水体的  $a_{ph}(675)$ 和  $C_{chla}$  相关系数平方大于 0.97。因此,对于夏季和秋季太湖水体,  $a_{ph}(675)$ 和  $C_{chla}$  的时空分布规律是一致的。冬季水体的  $a_{ph}(675)$ 和  $C_{chla}$  也具有显著正相关,相关系数平方大于 0.84,不过其相关性要明显低于夏季和秋季。

### ② $a_{ph}(675)$ 的时空分布规律

从  $a_{ph}(675)$ 和  $C_{chla}$  的显著正相关可以说明  $a_{ph}(675)$ 的季节性和区域性分布规律和  $C_{chla}$  是一致的。对于冬季太湖水体,由于藻类已经死亡或休眠,叶绿素的浓度比较低,  $a_{ph}(675)$ 的值比较小,而且变化范围也比较小,  $a_{ph}(675)$ 基本上没有区域分布规律。对于夏季和秋季太湖水体,  $a_{ph}(675)$ 的值比较大,区域分布规律比较明显,梅梁湾的  $a_{ph}(675)$ 明显高于其他湖区;东太湖区的  $a_{ph}(675)$ 明显低于其他湖区。

### ③ $a_{ph}(675)$ 与 $a_{total}(675)$ 比值的时空分布规律

$a_{ph}(675)$ 与  $a_{total}(675)$ 的比值的大小反映了叶绿素吸收系数对于水体总的吸收系数的贡献率,这个比值越大的话,说明叶绿素对水体总的吸收系数影响越大,从而对水面光谱影响越大,因而越容易利用水面光谱数据反演叶绿素浓度。

通过计算,得到 4 次试验每个采样点的  $a_{ph}(675)$ 与  $a_{total}(675)$ 的比值,每次试验的每个湖区的  $a_{ph}(675)$ 与  $a_{total}(675)$ 比值的均值如表 2.4 所示。

表 2.4 太湖 4 次试验的每个湖区的  $a_d(440)$ 与  $a_{total}(440)$ 比值的均值

分区均值	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	0.063	0.340	0.320	0.070
南部湖心区	0.018	0.212	0.133	0.028

北部湖心区	0.035	0.269	0.115	0.045
贡湖湾	0.066	0.173	0.145	0.049
东部沿岸区	0.029	0.324	0.109	0.015
东太湖区	0.035	0.141	0.090	0.023

冬季,  $a_{ph}(675)$ 与  $a_{total}(675)$ 比值都很小, 都小于 0.07; 夏季,  $a_{ph}(675)$ 与  $a_{total}(675)$ 比值相对比较大, 都大于 0.14, 梅梁湾最大, 东太湖区最小; 秋季,  $a_{ph}(675)$ 与  $a_{total}(675)$ 比值大于冬季小于夏季, 仍然是梅梁湾最大, 东太湖区最小。

## (2) $a_d(\lambda)$ 的时空分布规律

$a_d(\lambda)$ 经常用负指数函数拟合, 即  $a_d(\lambda)=a_d(440) \exp(-S_{ad}(\lambda-440))$ 。 $a_d(440)$ 经常被用来表示  $a_d(\lambda)$ 的值的的大小。 $S_{ad}$ 用来表示  $a_d(\lambda)$ 的曲线形状,  $S_{ad}$ 值还是表征非色素悬浮物组成的重要参数(张运林, 2005; 曹文熙等, 2003)。

### ① $a_d(440)$ 和 $C_s$ 的相关分析

$a_d(440)$ 和非色素悬浮物浓度具有显著正相关。由于非色素悬浮物的浓度和总悬浮物浓度非常接近, 一般用总悬浮物浓度  $C_s$  代替非色素悬浮物浓度。 $a_d(440)$ 和  $C_s$  的线性回归结果如表 2.5 所示。

表 2.5  $a_d(440)$ 和  $C_s$  的线性回归结果

时间	$a_d(440)$ ( $m^{-1}$ )和 $C_s$ (mg/L)线性回归方程	$R^2$
2006 年 1 月	$a_d(440)=0.0411C_s+2.0001$	0.878
2006 年 7 月	$a_d(440)=0.0447C_s+0.1378$	0.825
2006 年 10 月	$a_d(440)=0.0459C_s+0.4516$	0.553
2007 年 1 月	$a_d(440)=0.0471C_s+0.4421$	0.930

从这 4 次试验数据的回归结果可以发现, 夏季和冬季水体的  $a_d(440)$ 和  $C_s$  显著正相关, 相关系数平方大于 0.82。因此, 对于夏季和冬季太湖水体,  $a_d(440)$ 和  $C_s$  的时空分布规律是一致的。

### ② $a_d(440)$ 的时空分布规律

4 次试验获取的每个湖区的  $a_d(440)$  的均值如表 2.6 所示。

表 2.6 太湖 4 次试验获取的每个湖区的  $a_d(440)$  的均值

分区均值( $m^{-1}$ )	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	5.89	3.30	2.21	3.21
南部湖心区	9.80	1.840	2.11	6.12
北部湖心区	6.38	2.71	1.52	5.20
贡湖湾	6.21	1.88	0.93	5.31
东部沿岸区	12.24	1.32	1.45	9.95
东太湖区	7.54	1.07	1.48	8.67

从表 2.6 中可以发现，冬季太湖水体的  $a_d(440)$  值要明显大于夏季和秋季。冬季，梅梁湾的  $a_d(440)$  值小于其他湖区，夏季和秋季梅梁湾的  $a_d(440)$  值大于其他湖区。

### ③ 负指数函数拟合系数 $S_{ad}$ 的时空分布规律

通过拟合计算，得到 4 次试验每个采样点的  $a_d(\lambda)$  对应的负指数函数拟合系数  $S_{ad}$  值，每次试验的每个湖区的  $S_{ad}$  值的均值如表 2.7 所示。

表 2.7 太湖 4 次试验每个湖区  $a_d(\lambda)$  拟合参数  $S_{ad}$  的均值

分区均值	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	0.0124	0.0133	0.0113	0.0116
南部湖心区	0.0133	0.0140	0.0119	0.0123
北部湖心区	0.0132	0.0133	0.0116	0.0117
贡湖湾	0.0123	0.0126	0.0114	0.0119
东部沿岸区	0.0127	0.0135	0.0121	0.0122
东太湖区	0.0131	0.0135	0.0123	0.0123

从表 2.7 中可以看出，对于全太湖水体来说，夏季的  $S_{ad}$  值略大，秋季的  $S_{ad}$  值略小，冬季的  $S_{ad}$  值介于夏季和秋季之间，不过总的来说夏、秋、冬季的  $S_{ad}$  的值还是比较接近的，对于 4 次试验全部采样点拟合得到的  $S_{ad}$  的平均值是 0.0125，标准差仅为 0.0008。

### ④ $a_d(440)$ 与 $a_{total}(440)$ 比值的时空分布规律

$a_d(440)$  与  $a_{total}(440)$  的比值的大小反映了非色素悬浮物吸收系数对于水体总的吸收系数的贡献率，这个比值越大的话，说明非色素悬浮物对水体总的吸

收系数影响越大, 从而对水面光谱影响越大, 因而越容易利用水面光谱数据反演悬浮物浓度。

通过计算, 得到 4 次试验每个采样点的  $a_d(440)$  与  $a_{total}(440)$  的比值, 每次试验的每个湖区的  $a_d(440)$  与  $a_{total}(440)$  比值的均值如表 2.8 所示。

表 2.8 太湖 4 次试验每个湖区  $a_d(440)$  与  $a_{total}(440)$  比值的均值

分区均值	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	0.74	0.52	0.45	0.65
南部湖心区	0.90	0.56	0.60	0.84
北部湖心区	0.84	0.56	0.55	0.81
贡湖湾	0.82	0.65	0.49	0.86
东部沿岸区	0.90	0.46	0.60	0.91
东太湖区	0.87	0.59	0.54	0.90

由表 2.8 可以看出, 冬季的  $a_d(440)$  与  $a_{total}(440)$  的比值都非常大, 都大于 0.65, 梅梁湾的值略小于其他湖区。夏季,  $a_d(440)$  与  $a_{total}(440)$  的比值仍然很大, 都大于 0.46, 不过都小于 0.66, 小于冬季的值, 贡湖湾的值最大, 东部沿岸区的值最小。秋季,  $a_d(440)$  与  $a_{total}(440)$  的比值和夏季比较接近, 大于 0.45 并且小于 0.61, 各湖区的值比较接近。

### (3) $a_{cdom}(\lambda)$ 的时空分布规律

$a_{cdom}(\lambda)$  经常用负指数函数来拟合,  $a_{cdom}(\lambda) = a_{cdom}(440) \exp(-S_{acdom}(\lambda - 440))$ 。 $a_{cdom}(440)$  经常被用来表示  $a_{cdom}(\lambda)$  的值的的大小。 $S_{acdom}$  用来表示  $a_{cdom}(\lambda)$  的曲线形状,  $S_{acdom}$  值还是表征 CDOM 组成的重要参数 (张运林, 2005)。

#### ① $a_{cdom}(440)$ 的时空分布规律

太湖 4 次试验获取的每个湖区的  $a_{cdom}(440)$  值的均值如表 2.9 所示。

表 2.9 太湖 4 次试验获取的每个湖区  $a_{cdom}(440)$  的均值

分区均值	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	1.29	0.86	0.96	1.16
南部湖心区	0.82	0.65	0.78	0.83
北部湖心区	0.86	0.78	0.80	0.76
贡湖湾	0.77	0.47	0.61	0.49

东部沿岸区	0.87	0.57	0.66	0.78
东太湖区	0.69	0.44	0.85	0.62

从表 2.9 可以发现, 对于全太湖来说,  $a_{cdom}(440)$  随季节的变化不大, 基本上没有季节性分布规律。

对于夏季太湖水体,  $a_{cdom}(440)$  的空间分布和叶绿素浓度的空间分布是一致的,  $a_{cdom}(440)$  的最大值和最小值分别出现在叶绿素浓度最大值和最小值的采样点。这些都说明浮游植物腐烂降解的产物是夏季太湖水体中 CDOM 的最重要的来源。梅梁湾的  $a_{cdom}(440)$  值最高, 其次是与梅梁湾最接近的北部湖心区, 东太湖区是最小的。

对于秋季太湖水体, 梅梁湾的  $a_{cdom}(440)$  值比较高, 这是由于浮游植物腐烂降解而生产 CDOM。东太湖区的  $a_{cdom}(440)$  值也很高, 这是由于东太湖区的水生植物腐烂降解而生产 CDOM。其余湖区的  $a_{cdom}(440)$  值比较接近。

对于冬季太湖水体, 2006 年 1 月和 2007 年 1 月的  $a_{cdom}(440)$  最大值分别出现在第 6 点和第 8 点, 这 2 个点都是位于梅梁湾北部靠近岸边和河口的地方, 这说明冬季太湖水体中 CDOM 主要以陆源为主, 来自流域土壤侵蚀和工农业生产、生活污水。梅梁湾是陆源污染的重灾区, 水体中含 CDOM 浓度比较高。而湖心区和东部沿岸区受陆源污染比梅梁湾小, CDOM 浓度也比梅梁湾低。东太湖区的水质最好, 受陆源污染较轻, 因而 CDOM 的浓度也比较低。

## ② 负指数函数拟合系数 $S_{acdom}$ 的时空分布规律

通过拟合计算, 得到 4 次试验每个采样点的  $a_{cdom}(\lambda)$  对应的  $S_{acdom}$  值, 4 次试验的每个湖区的  $S_{acdom}$  值的均值如表 2.10 所示。

表 2.10 太湖 4 次试验每个湖区  $a_{cdom}(\lambda)$  拟合参数  $S_{acdom}$  的均值

分区均值	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	0.0122	0.0151	0.0140	0.0138
南部湖心区	0.0124	0.0110	0.0125	0.0113
北部湖心区	0.0124	0.0135	0.0136	0.0145
贡湖湾	0.0127	0.0144	0.0132	0.0163
东部沿岸区	0.0122	0.0125	0.0143	0.0108
东太湖区	0.0154	0.0122	0.0119	0.0114

$S_{acdom}$  是表征 CDOM 分子量的重要参数,  $S_{acdom}$  值越大, 表示 CDOM 的分

子量越小，CDOM 中的腐质酸的比例越小（张运林，2005）。

从表 2.10 可以看出，对于全太湖水体来说，除了个别点外， $S$  基本没有季节性分布规律，所有点的  $S_{acdom}$  的值比较接近， $S_{acdom}$  的平均值为 0.0131，标准差仅为 0.0014。

冬季东太湖区的  $S_{acdom}$  值比较大，梅梁湾、湖心区和东部沿岸区的  $S_{acdom}$  值都比较接近；夏季梅梁湾的  $S_{acdom}$  值比较大，东太湖区、湖心区和东部沿岸区的  $S_{acdom}$  值都比较接近。

### ③ $a_{cdom}(440)$ 与 $a_{total}(440)$ 的比值的时空分布规律

$a_{cdom}(440)$ 与  $a_{total}(440)$ 的比值的大小反映了 CDOM 吸收系数对于水体总的吸收系数的贡献率，这个比值越大的话，说明 CDOM 对水体总的吸收系数影响越大，从而对水面光谱影响越大，因而越容易利用水面光谱数据反演 CDOM。

通过计算，得到 4 次试验每个采样点的  $a_{cdom}(440)$ 与  $a_{total}(440)$ 的比值，4 次试验的每个湖区的  $a_{cdom}(440)$ 与  $a_{total}(440)$ 比值的均值如表 2.11 所示。

表 2.11 太湖 4 次试验每个湖区  $a_{cdom}(440)$ 与  $a_{total}(440)$ 比值的均值

分区均值	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	0.189	0.138	0.211	0.272
南部湖心区	0.078	0.218	0.242	0.126
北部湖心区	0.117	0.167	0.306	0.143
贡湖湾	0.103	0.165	0.342	0.088
东部沿岸区	0.065	0.204	0.279	0.072
东太湖区	0.084	0.255	0.344	0.066

从表 2.11 中可以看出， $a_{cdom}(440)$ 与  $a_{total}(440)$ 的比值在冬季最小，秋季最大。这是由于冬季 CDOM 主要来自陆源，比值一般比较小；夏季除了陆源，还有浮游植物降解产生的，因此比值大于冬季；秋季的藻类和水生植物大量死亡，会生产更多的 CDOM，因此秋季的比值最大。

冬季，只有梅梁湾的  $a_{cdom}(440)$ 与  $a_{total}(440)$ 的比值相对大一些，大于 0.18，其余湖区的值比较接近。夏季， $a_{cdom}(440)$ 与  $a_{total}(440)$ 的比值比较接近，梅梁湾最小，东太湖区的比值最大，这是由于梅梁湾的  $a_{ph}(440)$ 太大，而东太湖区的  $a_{ph}(440)$ 太小造成的。

#### (4) $b_p(\lambda)$ 的时空分布规律

$b_p(\lambda)$ 经常用负指数函数或者“双曲线函数”来拟合。本文的试验表明负指数函数更适合模拟太湖水体  $b_p(\lambda)$  光谱, 即  $b_p(\lambda)=b_p(440) \exp(-S_{bp}(\lambda-440))$ 。 $b_p(440)$ 经常被用来表示  $b_p(\lambda)$  值的大小。

不过, 对于水华(蓝藻爆发)的采样点, 叶绿素浓度非常高, 甚至高于  $100\text{mg}/\text{m}^3$ 。此时, 水体的光学特性主要被浮游植物色素控制,  $a_{ph}(\lambda)$  的值非常大, 以至于  $a_{ph}(\lambda)$  成为水体总的吸收系数的最主要的部分, 此时水体总的吸收系数的形状也有些接近于  $a_{ph}(\lambda)$  的形状, 主要体现在  $675\text{nm}$  附近的吸收峰和  $700\text{nm}$  附近的吸收谷。由于光束衰减系数曲线仍然是平滑下降的, 因此利用光束衰减系数减去水体总吸收系数和纯水散射系数得到的  $b_p(\lambda)$  的形状特征和  $a_{ph}(\lambda)$  曲线的特征是相反的, 也就是在  $675\text{nm}$  附近是谷值, 在  $550\text{nm}$  和  $700\text{nm}$  附近是峰值。此时的  $b_p(\lambda)$  已经不能用负指数或者“双曲线函数”来模拟,  $b_p(440)$  已经不能单独表示  $b_p(\lambda)$  曲线的大小。因此, 本文下面分析  $b_p(440)$  和曲线拟合系数  $S_{bp}$  的时空分布的时候, 不考虑这些水华点。

对于 2006 年 7 月的 50 个采样点数据, 有 4 个点的叶绿素浓度大于  $100\text{mg}/\text{m}^3$ , 下面的分析不包括这 4 个采样点。对于 2006 年 10 月的 50 个采样点数据, 有 6 个点的叶绿素浓度大于  $100\text{mg}/\text{m}^3$ , 下面的分析不包括这 6 个采样点。

##### ① $b_p(440)$ 和 $C_s$ 相关分析

$b_p(440)$ 和悬浮物浓度具有显著正相关。 $b_p(440)$ 和  $C_s$  的线性回归结果如表 2.12 所示。

表 2.12  $b_p(440)$ 和  $C_s$  的线性回归结果

时间	$b_p(440)$ ( $\text{m}^{-1}$ )和 $C_s(\text{mg}/\text{L})$ 的线性回归方程	$R^2$
2006 年 1 月	$b_p(440)=0.434C_s+26.54$	0.82
2006 年 7 月	$b_p(440)=0.449C_s+6.23$	0.87
2006 年 10 月	$b_p(440)=0.55C_s+1.79$	0.84
2007 年 1 月	$b_p(440)=0.516C_s+5.72$	0.89

从表 2.12 中可以看到,  $b_p(440)$ 和  $C_s$  具有显著的正相关, 夏、秋、冬季数

据的相关系数平方都大于 0.82。因此,  $b_p(440)$ 和  $C_s$  的时空分布规律是一致的。

## ② $b_p(440)$ 时空分布规律分析

4 次试验的每个湖区的  $b_p(440)$ 的均值如表 2.13 所示。

表 2.13 太湖 4 次试验获取的每个湖区的  $b_p(440)$ 的均值

分区均值( $m^{-1}$ )	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	61.85	34.55	17.24	34.94
南部湖心区	114.19	23.81	19.63	75.17
北部湖心区	72.95	33.00	13.88	55.32
贡湖湾	72.07	32.47	10.78	63.05
东部沿岸区	125.66	17.35	13.43	100.91
东太湖区	92.26	14.94	18.91	96.45

从表 2.13 可以看出, 冬季太湖水体的  $b_p(440)$ 的值要明显高于夏季和秋季; 夏季和秋季梅梁湾的  $b_p(440)$ 要大于太湖其他区域, 冬季梅梁湾的  $b_p(440)$ 要小于太湖其他区域。形成这种分布的原因和悬浮物浓度的分布原因是相同的。

## ③ 负指数函数拟合系数 $S_{bp}$ 的时空分布规律

通过拟合计算, 得到 4 次试验每个采样点的  $b_p(\lambda)$ 对应的  $S_{bp}$  值, 4 次试验的每个湖区的  $S_{bp}$  值的均值如表 2.14 所示。

表 2.14 太湖 4 次试验获取的每个湖区  $b_p(\lambda)$ 拟合参数  $S_{bp}$  的均值

分区均值	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	0.0015	0.0015	0.0019	0.0015
南部湖心区	0.0016	0.0018	0.0020	0.0016
北部湖心区	0.0020	0.0014	0.0020	0.0013
贡湖湾	0.0018	0.0016	0.0031	0.0013
东部沿岸区	0.0010	0.0020	0.0024	0.0012
东太湖区	0.0019	0.0022	0.0024	0.0015

从表 2.14 中可以看出, 对于全太湖水体来说, 除了个别点外,  $S_{bp}$  基本没有季节性分布规律, 秋季的  $S$  值略大于其他季节。所有点的  $S_{bp}$  的值比接近, 所有点的平均值为 0.00177, 标准差仅为 0.00046。



### 2.4.3 SIOPs 时空分布规律分析

SIOPs 是生物光学模型中的参数，是基于生物光学模型反演水质参数时的重要输入参量。它的确定对于反演水质参数的精度影响很大。

SIOPs 一般具有季节性和区域性的分布规律。本文利用太湖 4 次试验获取的 SIOPs 数据，分析 SIOPs 的区域性和季节性分布规律。由于没有春季试验数据，因此只能分析夏、秋、冬的 SIOPs 分布规律。至于 SIOPs 的区域性分布规律，主要是分析 SIOPs 在太湖 6 大湖区的分布规律。

#### (1) $a'_{ph}(\lambda)$ 的时空分布规律

与  $a_{ph}(\lambda)$  一样，仍然用 675nm 的  $a'_{ph}(675)$  值来表示  $a'_{ph}(\lambda)$  的大小。 $a'_{ph}(\lambda)$  是浮游植物吸收系数  $a_{ph}(\lambda)$  和叶绿素 a 浓度的比值，它反映的是单位叶绿素浓度的吸收能力，它受不同季节、不同地区和浮游植物的种群结构的影响 (Mitchell & Holm-Hansen, 1991; Sutart et al., 2000)。

##### ① $a'_{ph}(675)$ 的时空分布规律

太湖 4 次试验获取的每个湖区的  $a'_{ph}(675)$  的均值如表 2.15 所示。

表 2.15 太湖 4 次试验的每个湖区的  $a'_{ph}(675)$  的均值

分区均值(m <sup>2</sup> /mg)	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	0.0144	0.0154	0.0106	0.0083
南部湖心区	0.0140	0.0164	0.0061	0.0111
北部湖心区	0.0121	0.0163	0.0078	0.0096
贡湖湾	0.0155	0.0157	0.0131	0.0083
东部沿岸区	0.0124	0.0175	0.0056	0.0106
东太湖区	0.0142	0.0165	0.0098	0.0113

从表 2.15 可以看出， $a'_{ph}(675)$  的季节性变化比较大。夏季的  $a'_{ph}(675)$  最大，而且变化范围也比较大，夏季藻类生长旺盛，单位叶绿素 a 浓度对光的吸收能力较强。秋季的  $a'_{ph}(675)$  最小，主要是由于随着藻类的逐渐死亡和休眠，单位叶绿素 a 浓度对光的吸收能力减弱。冬季水体的  $a_{ph}(675)$  和叶绿素 a 浓度都较小，二者的比值  $a'_{ph}(675)$  介于夏季和秋季之间。

夏季和冬季的  $a'_{ph}(675)$  在各湖区的均值非常接近，基本上没有区域分布规

律。对于秋季的  $a'_{ph}(675)$ ，南部湖心区和东北沿岸区比较小，贡湖湾最大，其余湖区比较接近。

## ② $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 的时空分布规律

$a'_{ph}(\lambda)$ 曲线不规则，无法用统一的函数拟合。通常根据  $a'_{ph}(\lambda)$ 的区域性和季节性分布规律，取  $a'_{ph}(\lambda)/a'_{ph}(675)$ 的均值，将来便可以利用  $a'_{ph}(\lambda)/a'_{ph}(675)$ 和  $a'_{ph}(675)$ 计算得到  $a'_{ph}(\lambda)$ 。

由于  $a'_{ph}(\lambda) = a_{ph}(\lambda)/C_{chla}$ ，因此  $a'_{ph}(\lambda)/a'_{ph}(675) = a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 。

将太湖 4 次试验获取的 50 个采样点的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 数据分别取均值，如图 2.7 所示。

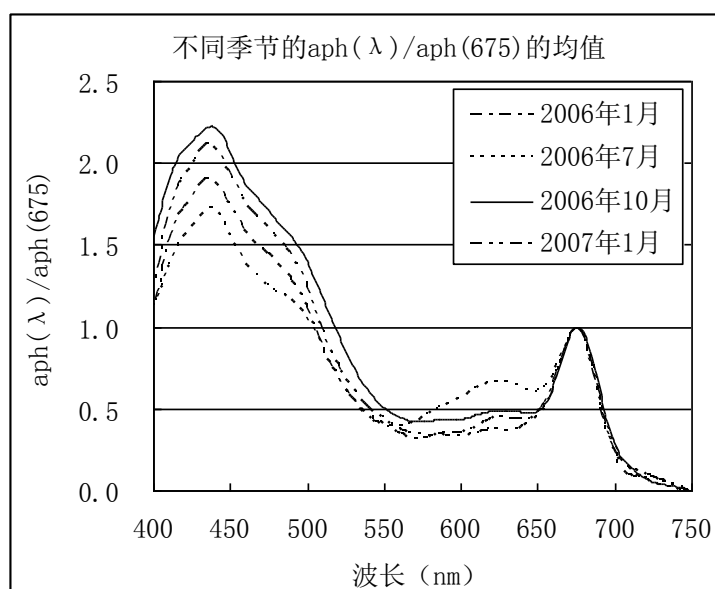


图 2.7 太湖 4 次试验获取的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 的均值

分析图 2.7 可以发现  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 的季节分布规律，660~750nm 的几条曲线非常接近；夏季的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 曲线明显有藻青蛋白的吸收峰，秋季和冬季的这个吸收峰不明显；秋季和冬季的 550~66nm 的曲线比较接近，夏季的曲线由于藻青蛋白吸收峰的存在而略高；400~550nm 的几条曲线区别比较大，只有夏季和秋季的曲线比较接近，秋季的曲线除了藻青蛋白吸收峰比较小外，其余和夏季的曲线非常接近。

通过分析各季节获取的太湖各湖区的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 光谱，发现冬季各湖区的光谱比较接近，而且由于冬季的  $a_{ph}(\lambda)$ 的噪声比较大，因此冬季的

$a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 用全部采样点的均值代替,这样做可以降低  $a_{ph}(\lambda)$ 测量噪声带来的影响。

秋季各湖区的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 光谱变化相对比较大,差别主要体现在 400~560nm, 不过梅梁湾和贡湖湾的值比较接近, 东部沿岸区和北部湖心的值比较接近, 南部湖心区和东太湖区的值比较接近, 因此, 根据  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 光谱变化, 将秋季的太湖分成 3 部分: 梅梁湾和贡湖湾、东部沿岸区和北部湖心、南部湖心区和东太湖区, 各区域的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 光谱如图 2.8 所示。将太湖分成 3 部分, 而不是原来的 6 个湖区, 是为了利用更多的采样点的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 数据取均值, 尽量减小  $a_{ph}(\lambda)$ 的测量噪声带来的影响。梅梁湾和贡湖湾的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 值比较小的原因是叶绿素的包裹效应。

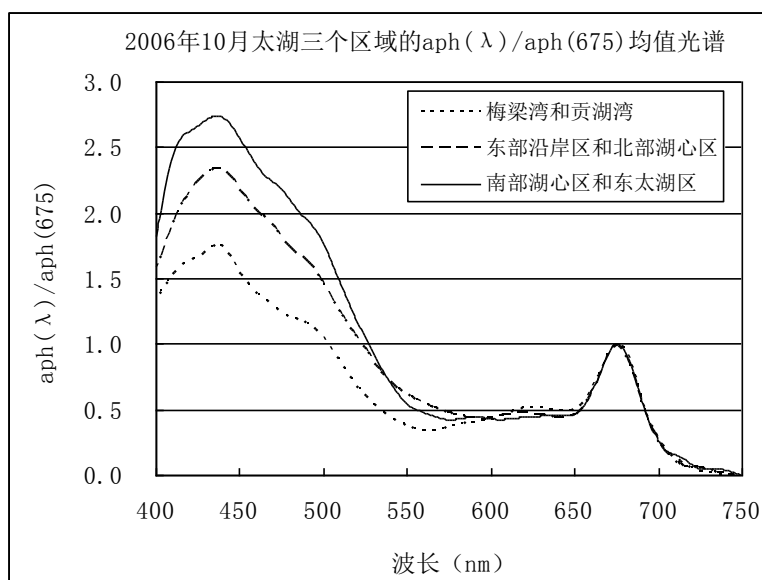


图 2.8 2006 年 10 月太湖三个区域的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 均值光谱

夏季各湖区的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 的光谱变化没有秋季大, 但是比冬季大。东部沿岸区和东太湖区的值比较接近, 贡湖湾和北部湖心区的值比较接近, 因此, 根据  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 光谱变化, 将夏季的太湖分成 4 部分: 梅梁湾、贡湖湾和北部湖心区、南部湖心区、东部沿岸区和东太湖区。各区域的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ 光谱如图 2.9 所示。

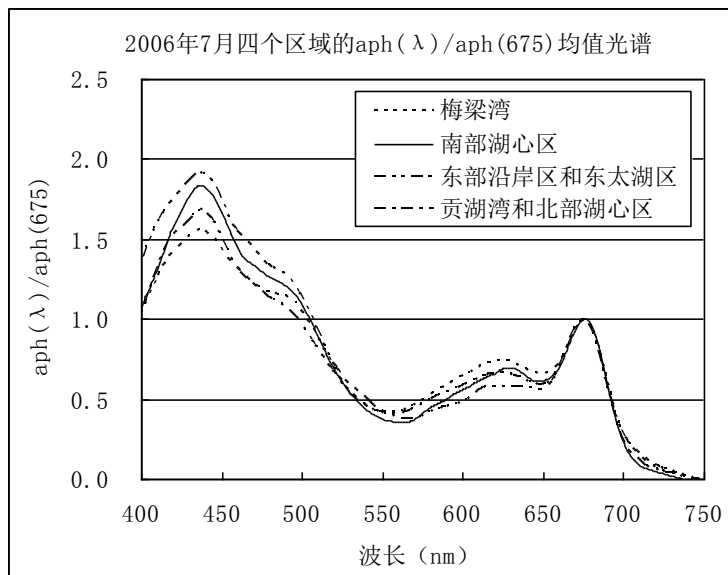


图 2.9 2006 年 7 月太湖四个区域的  $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$  均值光谱

## (2) $a'_d(\lambda)$ 的时空分布规律

与  $a_d(\lambda)$  一样,  $a'_d(\lambda)$  也可以用负指数函数拟合, 而且同一个采样点的  $a'_d(\lambda)$  和  $a_d(\lambda)$  拟合结果中的系数  $S_{ad}$  是相同的, 同样用 440nm 的  $a'_d(440)$  值来表示  $a'_d(\lambda)$  的大小。

$a'_d(\lambda)$  是非色素悬浮物吸收系数  $a_d(\lambda)$  和悬浮物浓度的比值, 它反映的是单位悬浮物浓度的吸收能力。 $a'_d(\lambda)$  的大小与悬浮物粒子的尺度分布有关 (张运林, 2005)。

### ① $a'_d(440)$ 的时空分布规律

夏季有 4 个点的  $a'_d(440)$  的值非常大, 冬季有 2 个点的  $a'_d(440)$  的值非常大, 这六个点的  $a'_d(440)$  的值严重偏离其他点的值, 下面做分析的时候不考虑这 6 个点的值。

太湖 4 次试验的每个湖区的  $a'_d(440)$  的均值如表 2.16 所示。

表 2.16 太湖 4 次试验的每个湖区的  $a'_d(440)$  的均值

分区均值( $m^2/g$ )	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	0.057	0.050	0.053	0.049
南部湖心区	0.058	0.052	0.070	0.057

北部湖心区	0.067	0.044	0.058	0.053
贡湖湾	0.057	0.032	0.065	0.047
东部沿岸区	0.045	0.050	0.073	0.049
东太湖区	0.057	0.054	0.055	0.054

从表 2.16 中可以看出, 冬季  $a'_d(440)$  的区域变化很小; 夏季贡湖湾的  $a'_d(440)$  最小, 其余湖区比较接近; 秋季的南部湖心区和东北沿岸区的  $a'_d(440)$  最大, 其余湖区比较接近。

## ② 负指数函数拟合参数 $S_{ad}$ 的时空分布规律

$a'_d(\lambda)$  也可以用负指数来拟合。同一个采样点的  $a'_d(\lambda)$  和  $a_d(\lambda)$  的负指数函数拟合参数  $S_{ad}$  是相同的, 上文已经分析了  $S_{ad}$  的时空分布规律。

## (3) $a'_{cdom}(\lambda)$ 的时空分布规律

$a_{cdom}(\lambda)$  经常用负指数来拟合, 此时,  $a'_{cdom}(\lambda) = \exp(-S_{acdom}(\lambda - \lambda_0))$ 。分析  $a'_{cdom}(\lambda)$  的时空分布, 实际上就是分析  $a_{cdom}(\lambda)$  曲线负指数拟合函数中的系数  $S_{acdom}$  的时空分布。上文已经分析了  $S_{acdom}$  的时空分布。

## (4) $b'_p(\lambda)$ 的时空分布规律

一般经常用 440nm 的  $b'_p(440)$  来表示  $b'_p(\lambda)$  的大小。

### ① $b'_p(440)$ 的时空分布规律

太湖 4 次试验获取的每个湖区的  $b'_p(440)$  的均值如表 2.17 所示。

表 2.17 太湖 4 次试验获取的每个湖区的  $b'_p(440)$  的均值

分区均值(m <sup>2</sup> /g)	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
梅梁湾	0.612	0.555	0.574	0.531
南部湖心区	0.674	0.676	0.657	0.694
北部湖心区	0.763	0.553	0.548	0.543
贡湖湾	0.659	0.552	0.778	0.539
东部沿岸区	0.464	0.669	0.623	0.494
东太湖区	0.704	0.730	0.693	0.610

从表 2.17 中可以看出,  $b'_p(440)$  的区域性和季节性变化不大, 不过还是有一些小的差别。冬季在东部沿岸区的值最小, 其余区域比较接近; 夏季

在三个南部的区域（南部湖心区，东部沿岸区，东太湖区）的值比较大，在另外三个北部的湖区值比较小；秋季在梅梁湾的值最小，在贡湖湾最大，其余四个区域的值比较接近。

## ② 负指数拟合系数 $S_{bp}$ 的时空分布规律

与  $b_p(\lambda)$  一样， $b'_p(\lambda)$  也可以用负指数函数拟合，而且同一个采样点的  $b_p(\lambda)$  和  $b'_p(\lambda)$  拟合结果中的系数  $S_{bp}$  是相同的。 $S_{bp}$  可以表征  $b'_p(\lambda)$  随波段的变化速度。上文已经分析了  $S_{bp}$  的时空分布规律。

## 2.5 SIOPs 时空分布数据库

在 SIOPs 时空分布规律分析的基础上，把各季节和各区域的 SIOPs 数据放到数据库中，建立 SIOPs 数据库。SIOPs 数据库以季节和区域为索引。对于太湖 SIOPs 数据库，时间上分为春、夏、秋、冬四个时间段，空间上分为六个湖区，分别是梅梁湾、贡湖湾、北部湖心区、南部湖心区、东部沿岸区、东太湖区。

SIOPs 数据库是三维数组，X 维是时间维，Y 维是空间维，Z 维是各季节各湖区的平均的 SIOPs 参量，包括  $a'_{ph}(675)$ ， $a_{ph}(\lambda)/a_{ph}(675)$ ， $a'_d(440)$ ， $a_d(\lambda)$  的负指数函数拟合系数  $S_{ad}$ ， $a_{cdom}(\lambda)$  的负指数函数拟合系数  $S_{acdom}$ ， $b'_p(440)$ ， $b_p(\lambda)$  的负指数函数拟合系数  $S_{bp}$ 。有了这些参数，就可以根据拟合函数（负指数函数）计算得到任意波段的 SIOPs，从而为基于生物光学模型的水质参数反演分析方法提供输入参数。

目前利用 4 次试验数据建立了 SIOPs 数据库，SIOPs 数据库中存放的是每个季节（目前缺少春季）的太湖每个湖区的全部采样点获取的 SIOPs 数据的均值，均值可以减少个别点噪声的影响。

当在 SIOPs 数据库中寻找太湖某个采样点测量的遥感反射率光谱对应的 SIOPs 数据的时候，要根据该采样点所在湖区和遥感反射率数据的获取季节查找 SIOPs 数据库相应湖区、相应季节的数据。目前，2006 年 1 月和 2007 年 1 月的 SIOPs 数据在 SIOPs 数据库中是分开存放的，因而还需要根据遥感反射率数据的获取年份来寻找最合适的 SIOPs 数据。

目前,太湖的 SIOPs 数据库缺少春季的 SIOPs 数据,需要进一步开展试验获取 SIOPs 数据来补充;每个季节和每个湖区的 SIOPs 数据只是少量采样点数据的均值,因而可能存在一些噪声,而且代表性可能不够,也需要进一步开展试验获取 SIOPs 数据来完善。

## 2.6 本章小结

本章的主要结论和研究成果包括:

(1) 基于太湖 4 次试验数据,分析并确定了太湖水体每种 IOPs 和 SIOPs 光谱的最佳曲线拟合函数,即  $a_d(\lambda)$ 、 $a_{cdom}(\lambda)$ 、 $b_p(\lambda)$ 、 $a'_d(\lambda)$ 、 $a'_{cdom}(\lambda)$  和  $b'_p(\lambda)$  光谱的最佳拟合函数是负指数函数; $c(\lambda)$  光谱的最佳拟合函数是“双曲线函数”。这些最佳拟合函数的确定为今后 IOPs 和 SIOPs 曲线拟合、IOPs 和 SIOPs 的时空分布规律分析以及 IOPs 反演奠定了良好的理论基础。

(2) 将太湖分为六个湖区,分别是梅梁湾、贡湖湾、北部湖心区、南部湖心区、东部沿岸区、东太湖区。基于这六个湖区,利用太湖 4 次试验数据分析了太湖水体 IOPs 和 SIOPs 的时空分布规律。在此基础上构建了面向太湖的 SIOPs 数据库,可以作为基于生物光学模型的水质参数反演分析方法的数据源。

### 第三章 水体表观光学量的测量与分析

表观光学量（Apparent Optical Properties，简称 AOPs），又称表观光学特性，是指随入射光场变化而变化的水体光学参数，如下行辐照度  $E_d$ 、上行辐照度  $E_u$ 、离水辐亮度  $L_w$ 、遥感反射率  $R_{rs}$ 、辐照度比  $R$  以及这些量的漫衰减系数等（Mobley, 1994）。水色遥感就是利用表观光学量来反演水体组分的浓度。

遥感器在水体表面以上接收的信号  $L_{sw}$  主要由四个部分组成（如图 3.1 所示）：

$$L_{sw} = L_w + r_{sky} L_{sky} + L_g + L_p \quad (3.1)$$

式中： $L_{sw}$  是遥感器接收的总信号； $L_w$  是进入水体的光被水体散射回水面，进入遥感器的离水辐射； $r_{sky} L_{sky}$  是天空光在水面反射以后进入遥感器的信号，它没有任何水体信息，其中  $r_{sky}$  是天空光的气-水界面反射率， $L_g$  是水面波浪对太阳直射光的随机反射，又称为太阳耀斑， $L_p$  是大气程辐射（唐军武, 2004）。

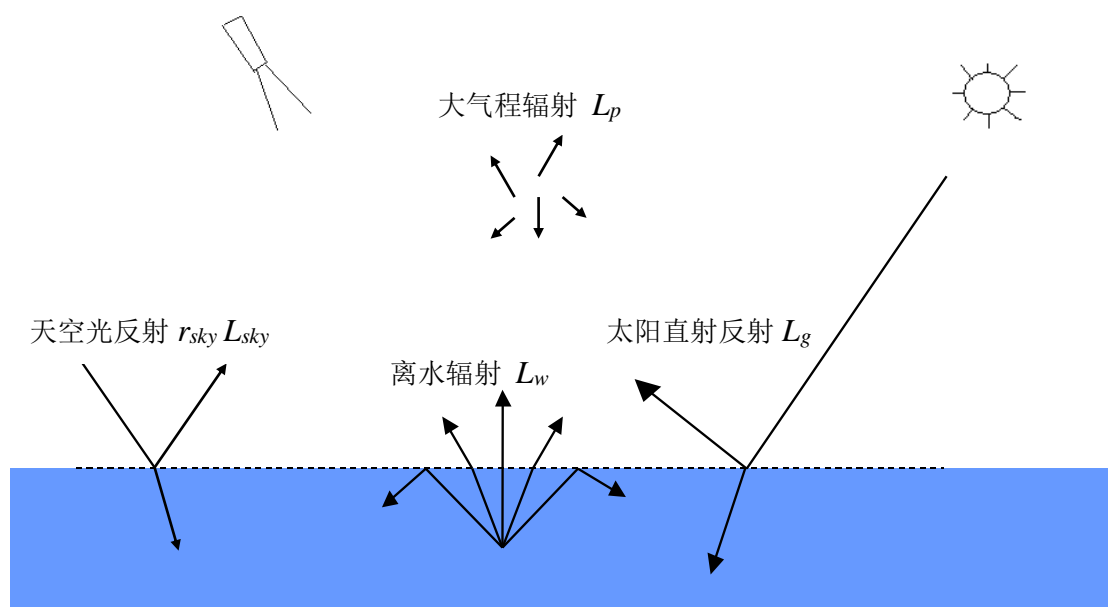


图 3.1 水体表面以上信号的四个组成部分（引自 Kirk, 1994a）

公式（3.1）中，只有透射入水中，被水中的物质散射出水面的离水辐射  $L_w$  才能带有水面以下水质参数的信息，所以是水色遥感的基本参数。

除了离水辐射  $L_w$ ，水色遥感中经常用到的水体表观光学量主要有遥感反射率  $R_{rs}$ ，刚好在水面以下 0-深度的辐照度比  $R(0-)$ ：



$$R_{rs} = L_w / E_{ad} \quad (3.2)$$

$$R(0-) = E_u(0-) / E_d(0-) \quad (3.3)$$

其中,  $E_{ad}$  为水面以上下行辐照度,  $E_u(0-)$  为刚好在水面以下的上行辐照度,  $E_d(0-)$  为刚好在水面以下的下行辐照度。

离水辐射  $L_w$ 、遥感反射率  $R_{rs}$  和刚好在水面以下的辐照度比  $R(0-)$  是水色遥感中最常用和最重要的表观光学量。这些量都不是可直接测量的量, 必须结合一定的测量方法和相应的数据处理分析才能得到 (唐军武, 2004)。

水体表面反射光谱的测量可分为两类: 水下剖面测量法和水面以上测量法。剖面法 (Profiling method) 使用水下光谱仪, 是由水下光场测量外推得到水表信号, 同时可以更好地刻画出水下光场垂直变化。表面法 (Above-water method) 使用普通的地物光谱仪, 通过合理的安排观测几何, 在水面以上测量得到几个主要的表观光学量。在海洋中, 剖面法是国际水色遥感界推荐的首选方法 (Mueller et al., 2003a)。而在内陆水体中, 表面法是更好的选择。国际水色遥感的有关测量规范中, 主要针对大洋 1 类水体的, 本文讨论内陆 2 类水体的光谱测量。

## 3.1 水面光谱测量与数据处理

### 3.1.1 水面光谱测量

利用地物光谱仪进行水面以上光谱测量, 其目的是利用便携式地物光谱仪和标准板, 导出离水辐亮度  $L_w$ 、遥感反射率  $R_{rs}$  和水面以下辐照度比  $R(0-)$  等参数。

#### (1) 观测几何

水面光谱测量和普通地物光谱测量的最大的不同体现在观测几何上。水面光谱测量要避免太阳直射反射, 也就是太阳耀斑, 同时还要减小船体反射和阴影的影响。

因为离水辐亮度  $L_w$  在天顶角  $0 \sim 40^\circ$  范围内变化不大, 所以为避开太阳直射反射和船舶阴影对光场的破坏, 在现场船舶上的观测几何最好按以下方式设定

(Mueller et al., 2003a; 唐军武, 2004):

仪器观测平面与太阳入射平面的夹角  $90^\circ \leq \Phi_v \leq 135^\circ$  (背向太阳方向), 仪器与海面法线方向的夹角  $30^\circ \leq \theta_v \leq 45^\circ$ , 如图 3.2 所示, 这样便可避免绝大部分的太阳直射反射, 同时减少船舶阴影的影响。

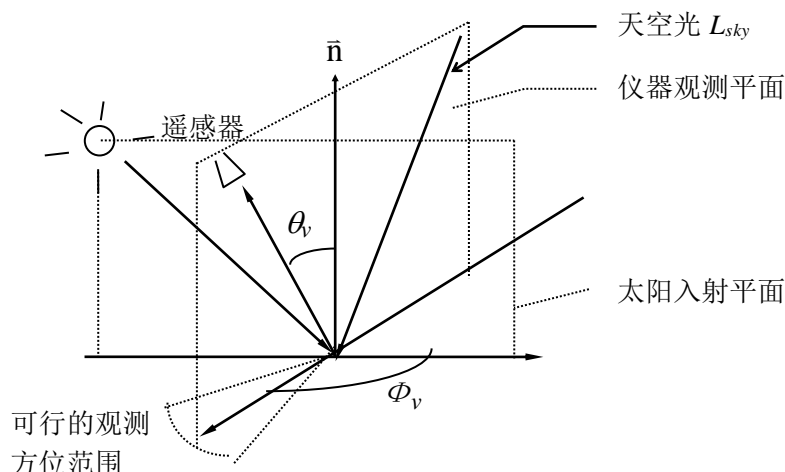


图 3.2 光谱仪水面以上观测几何 (引自唐军武, 2004)

天空光在水面的反射是不可避免的, 因此, 在仪器面向水体进行测量后, 必须将仪器在观测平面内向上旋转一个角度, 使得天空光辐亮度  $L_{sky}$  的观测方向天顶角等于水面测量时的观测天底角  $\theta_v$ , 从而测量天空光的辐亮度  $L_{sky}$ 。

目前, 典型的观测几何设置为:  $\Phi_v = 135^\circ$ ,  $\theta_v = 40^\circ$ 。这种安排的优点是: 可更好地避免太阳直射反射; 与剖面观测的固有差异较小。目前国际水色 SIMBIOS 计划中推荐使用这种观测几何 (Mueller et al., 2003a)。

## (2) 测量步骤

水面光谱测量和普通地物光谱测量的测量过程也有区别。测量普通地物光谱的时候, 每条保存的光谱实际上是 10 条光谱的平均值, 但是对于水体, 为了避免将太阳耀斑平均到光谱里面, 不能保存多条光谱平均值, 应该每次只保存 1 条光谱。由于波浪的影响, 光谱仪接收的信号变化比较大, 因此尽量获取多条水体光谱, 然后在后处理的时候剔除异常的曲线, 包括太阳耀斑以及阴影等, 其他的光谱取平均 (唐军武, 2004)。

普通地物反射率比较稳定, 需要的测量时间比较短。由于波浪的影响, 水体的反射光谱变化比较大, 因此需要测量更多条光谱, 而且测量时间要跨越波

浪周期，去掉异常值之后的平均值可以反映水体反射的平均情况。

总之，水面以上法水体光谱测量，应当遵循以下步骤(以 ASD 光谱仪为例)：

- (1) 仪器提前预热，在船快要到达采样点时，先将 ASD 光谱仪打开；
- (2) 船停下后打开笔记本，打开 RS<sup>3</sup> 软件，设置保存路径；
- (3) 取消内部平均，单击 control->adjust，将 spectrum 后面的数字改为 1；
- (4) 测量水体一般用大一些的视场角，一般直接使用裸光纤 (raw bare)，它的视场角是 25 度，此时注意在软件操作界面中选择视场角是 25 度，或者 raw bare；
- (5) 选择 DN 值测量；
- (6) 优化；
- (7) 暗电流测量（每次优化之后都要重新做暗电流测量）；
- (8) 测量标准板反射光谱 10 次（探头垂直向下，离标准板约 25 厘米），要求避免探头的阴影投射到标准板上；
- (9) 测量遮挡直射太阳光的标准板反射光谱 10 次（探头垂直向下，离标准板约 25 厘米），要求遮光板尽量高，阴影刚好覆盖标准板；
- (10) 测量倾斜水体反射光谱 20 次（按照图 3.2 的观测几何）；
- (11) 测量倾斜天空光反射光谱 10 次（按照图 3.2 的观测几何）；
- (12) 测量标准板反射光谱 10 次（探头垂直向下，离标准板约 25 厘米）；
- (13) 测量遮挡直射太阳光的标准板反射光谱 10 次（探头垂直向下，离标准板约 25 厘米）。

### 3.1.2 水面光谱数据处理

#### (1) 遥感反射率 $R_{rs}$ 的计算

在避开太阳直射反射  $L_g$ 、忽略大气程辐射  $L_p$  的情况下，光谱仪测量的水体光谱数据为：

$$L_{sw} = L_w + r_{sky} L_{sky} \quad (3.4)$$

其中  $L_w$  为离水辐亮度； $L_{sky}$  天空漫散射光，不带有任何水体信息，必须去掉； $r_{sky}$  为气-水界面对天空光的反射率，取决于太阳位置  $(\theta, \phi_0)$ 、观测几何

$(\theta_v, \phi_v)$ 、风速风向( $\vec{W}$ )或水面粗糙度等因素。气-水界面反射率  $r_{sky}$  的取值目前仍有很大争议, 值得更深入的研究 (Mueller et al., 2003a; 唐军武, 2004)。

由此可得离水辐亮度为

$$L_w = L_{sw} - r_{sky} L_{sky} \quad (3.5)$$

$E_{ad}$  是水面以上总的入射辐照度, 可以由测量标准板的反射  $L_p$  而得:

$$E_{ad} = L_p * \pi / \rho_p \quad (3.6)$$

其中  $\rho_p$  为标准板的反射率。

由于水体的反射率比较低, 一般不足 15%, 建议测量水面光谱的时候采用反射率为 30% 的标准板, 以便使得仪器在观测水体和标准板时工作在同一状态。如果使用反射率在 90% 以上的参考板, 测量的水面光谱值非常低, 导致水体光谱噪声增大。

当使用反射率比较低的参考板的时候也会遇到一个问题, 中午附近天空光比较强烈, 利用反射率比较低的灰板对光谱仪进行优化之后, 可能导致测量天空光的时候数据溢出, 从而无法使用。因而, 测量内陆水体表面光谱时采用的标准板反射率不宜过低。当测量天空光发生溢出时, 要重新优化仪器, 缩短积分时间, 并重新做暗电流去除, 后面处理的时候再根据积分时间对测量的光谱数据做归一化处理。

另外, 在水体光学测量与遥感应用中, 直射太阳光辐照度  $E_{dir}$ 、漫射天空光辐照度  $E_{dif}$  也是重要的参数。在测得  $E_{ad}$  后, 用一个带长竿的黑板挡住直射太阳光, 使黑板的阴影正好挡住标准板, 由此时测量的  $L_{pdif}$  便可得到天空漫射辐照度:

$$E_{dif} = L_{pdif} * \pi / \rho_p \quad (3.7)$$

进而可以计算太阳直射辐照度:

$$E_{dir} = E_{ad} - E_{dif} \quad (3.8)$$

天空漫射辐照度与总下行辐照度的比值记做  $F_{dif}$ :

$$F_{dif} = E_{dif} / E_{ad} \quad (3.9)$$

目前遥感反射率  $R_{rs}$  越来越多地用于水色遥感反演模型 (Lee et al., 1996; Froidefond et al., 2002; Albert & Mobley, 2003), 该参数的获得具有重要的应用价值。由遥感反射率的定义  $R_{rs} = L_w / E_{ad}$ , 结合公式 (3.5) 和 (3.6) 便可计算得到  $R_{rs}$ 。  $R_{rs}$  另一个重要特点是, 只要测量仪器稳定、线性度好, 则只需要

对标准板进行严格标定而光谱仪不需要严格的标定（唐军武，2004）。

## （2）气水界面反射率 $r_{sky}$ 的确定

### ① $r_{sky}$ 的确定对于计算 $L_w$ 的影响

计算  $R_{rs}$  遇到最大的问题就是  $r_{sky}$  的确定。

在海洋水体中，由于水体比较清洁，水中的悬浮物浓度很低，水体的吸收作用远大于散射作用，因而光线入射到水中以后被水中的粒子（悬浮物和水分子）散射后离开水面的离水辐射占总的入射辐射的比率很小。此时，水面的遥感器接收的总信号中，离水辐射并不是占主导地位的，气—水界面反射的天空光和离水辐射的大小是相当的。

对于内陆水体，由于叶绿素和悬浮物浓度相对较高，因而反射出水面的离水辐射  $L_w$  比较高。由于天空光水面反射辐射  $r_{sky}L_{sky}$  与水体成分的浓度无关，不会随着离水辐射的增加而增加。因此，水面的遥感器接收的总信号  $L_{sw}$  中，离水辐射  $L_w$  占主导地位，如图 3.3 所示。

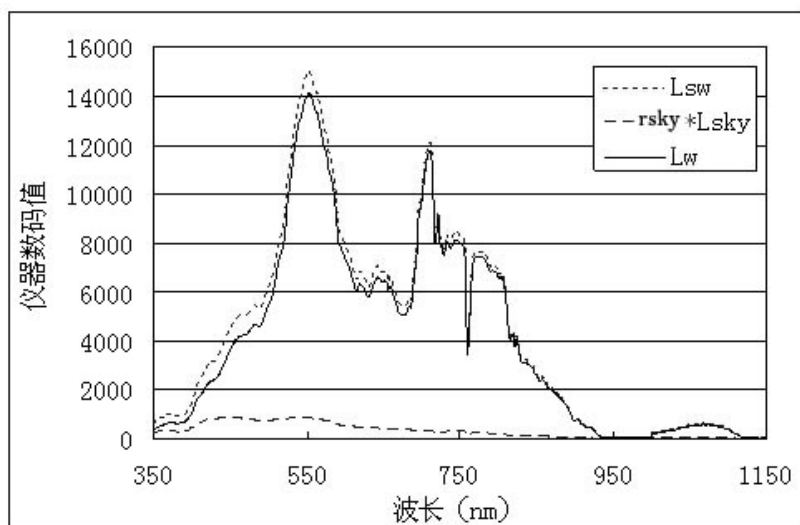


图 3.3 离水辐亮度  $L_w$  与天空光反射  $r_{sky}L_{sky}$  的相对贡献比较

图 3.3 是 2006 年 7 月在太湖利用 ASD 光谱仪，一二级风速情况下，136ms 一条光谱曲线的条件下连续测量的原始数码值。从图 3.3 可以看出，相对于海洋水体的水面光谱而言，气—水界面反射率  $r_{sky}$  的确定对于内陆水体的遥感反射率的计算的影响较小。在绿光到近红外波段（450~900nm），水面的遥感器接收的总信号  $L_{sw}$  中，离水辐射  $L_w$  占主导地位，此时  $r_{sky}$  的误差对于  $L_w$  的计算

影响很小。但是在蓝光波段（350~450nm），天空光反射辐射  $r_{sky}L_{sky}$  与离水辐射  $L_w$  的大小相当，此时  $r_{sky}$  的误差对于  $L_w$  的计算影响很大。

## ② 确定 $r_{sky}$ 的主要方法

目前，确定  $r_{sky}$  的主要方法有：

(a) 假设水面平静，将观测天顶角带入 Fresnel 公式，计算得到  $r_{sky}$  值；

(b) 根据经验确定风速和  $r_{sky}$  的关系，风速越高  $r_{sky}$  值越大；

(c) 认为大于 800nm 的离水辐亮度为 0，因此 800~900nm 之间的水体测量数据就是天空光反射的结果，这些波段的水体目标信号就是天空光反射信号，由此可确定气水界面的反射率为（唐军武等，2004）：

$$r_{sky} = L_{sw}(800\sim 900\text{nm}) / L_{sky}(800\sim 900\text{nm}) \quad (3.10)$$

(d) 根据遥感反射率与固有光学量的理论分析，在近红外波段，由于水体的后向散射系数比较平缓，光谱特性主要由水体的吸收系数决定，

$$R_{rs}(NIR_1) / R_{rs}(NIR_2) \approx a_w(NIR_2) / a_w(NIR_1) \quad (3.11)$$

式中， $NIR_1$  和  $NIR_2$  分别是近红外的 2 个波段。

将以  $r_{sky}$  为参数的  $R_{rs}(NIR_1)$  和  $R_{rs}(NIR_2)$  带入上式，可以计算得到  $r_{sky}$ 。

(e) 利用生物光学模型，将水体的固有光学量参量化，然后利用优化的办法将  $r_{sky}$  和固有光学量中的参量一起解算出来（Lee et al., 1996）。

## ③ 本论文采用的方法

对于内陆水体，近红外波段离水辐射一般不为 0，上面提到的方法(c)和(d)无法应用于内陆水体。方法(e)要对水体固有光学量进行参量化，而且计算过程十分复杂。风速与  $r_{sky}$  的关系只是在一定区域范围内统计得到的结果，因此方法(b)具有局限性。

根据前面的分析，450nm 以后的离水辐射的计算受  $r_{sky}$  的影响很小，可以利用方法(a)简单的计算得到。当观测天顶角为 40° 时， $r_{sky} = 0.0245$ 。

为了能在小于 450nm 的蓝光波段得到合理的  $r_{sky}$  值，从而提高蓝光波段离水辐射计算的精度，本文在内陆水体光谱特征分析的基础上，改进了方法(c)。由于内陆水体叶绿素和悬浮物浓度较高，在近红外波段悬浮物的后向散射系数明显大于为 0，导致近红外波段离水辐射明显大于 0，但是随着波长的增加，

纯水的吸收系数迅速增大，而悬浮物的后向散射系数不断减小，在短波红外的某个区域，离水辐射开始降低至 0。

假设在短波红外的某个波长区域( $\lambda_1 \sim \lambda_2$ )，离水辐射为 0，从而

$$r_{sky} = L_{sw}(\lambda_1 \sim \lambda_2) / L_{sky}(\lambda_1 \sim \lambda_2) \quad (3.12)$$

$\lambda_1$  和  $\lambda_2$  的取值不能事先确定。因为对于悬浮物和浮游植物浓度较低的水体，在 900nm 处的离水辐射就接近于 0 了，但是对于悬浮物和浮游植物浓度较高的水体，有些要到 1200nm 或者 1500nm 离水辐射才可以认为是 0，有些甚至到 2500nm 也不能认为是 0。

下面以 2006 年 7 月太湖试验的某采样点的水面光谱数据为例，它的  $L_{sw}(\lambda) / L_{sky}(\lambda)$  光谱如图 3.4 所示：

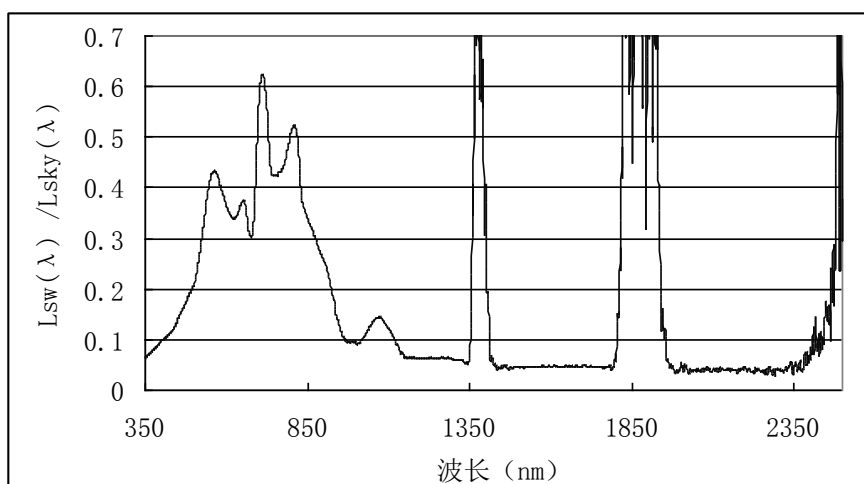


图 3.4 2006 年 7 月太湖某点的  $L_{sw}(\lambda) / L_{sky}(\lambda)$  光谱

1346~1460nm 和 1800~2000nm 的两个强烈水汽吸收通道将短波红外的光谱数据分成 3 个可用的波长区域，分别是 1170~1320nm、1500~1750nm 和 2050~2250nm。这 3 个波长区域内的  $L_{sw}(\lambda) / L_{sky}(\lambda)$  值大致相等。由于波长越长的波段的噪声越大，所以本文按照波长从小到大来判断水体的离水辐射从哪个波长区域开始为 0，判别规则就是波长区域内的  $L_{sw}(\lambda) / L_{sky}(\lambda)$  的均值小于 0.045（唐军武，2004）。如果发现某个波长区域的  $L_{sw}(\lambda) / L_{sky}(\lambda)$  的均值小于 0.045，那么这个均值就被确定为  $r_{sky}$ 。如果直到 2050~2250nm 区域的  $L_{sw}(\lambda) / L_{sky}(\lambda)$  的平均值都大于 0.045，那说明采样水体的浮游植物和悬浮物浓度非常高，此时只能采用方法(a)来确定  $r_{sky}$  的值。

图 3.4 是个很好的例子。由于水体的叶绿素浓度很高，1170—1320nm 区域

计算得到的  $L_{sw}(\lambda)/L_{sky}(\lambda)$  均值等于 0.0633；1500～1750nm 计算得到的  $L_{sw}(\lambda)/L_{sky}(\lambda)$  均值等于 0.0470；2050～2250nm 计算得到的  $L_{sw}(\lambda)/L_{sky}(\lambda)$  均值等于 0.0401。只有 2050～2250 区域的计算结果满足小于 0.045 的要求，将  $r_{sky}$  确定为 0.0401。

### (3) 刚好在水面以下辐照度比 $R(0-)$ 的计算

刚好处于水面以下的辐照度比  $R(0-)=E_{wu}(0-)/E_{wd}(0-)$ ，可以通过水面光谱计算得到。刚好在水面以下的上行辐照度  $E_{wu}(0-)$  和刚好在水面以下的下行辐照度  $E_{wd}(0-)$  的计算公式如下（Dekker, 2002）：

$$E_{wu}(0-)=\frac{Qn^2}{1-r(\theta_v)}(L_{au}-r(\theta_v)L_{sky}) \quad (3.13)$$

$$\begin{aligned} E_{wd}(0-) &= (1-r(\theta_s))*E_{dir} + (1-\rho_{dif})*E_{dif} + \rho_w * E_{wu} \\ &= (1-r(\theta_s))*(1-F_{dif})*E_{ad} + (1-\rho_{dif})*F_{dif}*E_{ad} + \rho_w * E_{wu} \end{aligned} \quad (3.14)$$

由此得到  $R(0-)$  的计算公式：

$$R(0-)=\frac{E_{wu}(0-)}{[(1-F_{dif})(1-r(\theta_s))+F_{dif}(1-\rho_{dif})]E_{ad}+\rho_w E_{wu}(0-)} \quad (3.15)$$

其中， $\theta_v$  是观测天顶角， $r(\theta_v)$  是水-气界面反射率，可以由 FRESNEL 函数计算得到； $\theta_s$  是太阳天顶角， $r(\theta_s)$  是气-水界面反射率，可以由 FRESNEL 函数计算得到； $n$  是水体折射指数，约等于 1.333； $\rho_w$  是水下上行辐照度被水面反射的比例系数，一般取 0.5； $\rho_{dif}$  是天空漫射辐照度的气水界面反射率，假定天空光辐射在各个方向均匀分布，则天空漫射辐照度在光滑水面的平均反射率为 0.066（Baker & Smith, 1990）； $Q$  是水下上行辐照度与辐亮度的比值， $Q$  是依赖于水体光场分布的参数（Morel & Gentili, 1996）。

公式 (3.14) 中考虑到水面以上的下行辐照度  $E_{ad}$  由 2 部分组成，即太阳直射下行辐照度  $E_{dir}$  和天空漫射下行辐照度  $E_{dif}$ 。由于太阳直射光和天空漫射光与水面的夹角不同，因而气水界面的反射率也有所差异。但是，当没有  $F_{dif}$  数据的时候，比如没有遮挡参考板，此时不能使用公式 (3.14)，不过可以近似的认为下行辐照度  $E_{ad}$  完全来自太阳直射辐照度  $E_{dir}$ ，此时：

$$R(0-)=\frac{E_{wu}(0-)}{(1-r(\theta_s))E_{ad}+\rho_w E_{wu}(0-)} \quad (3.16)$$



下面分析忽略  $F_{dif}$  的影响，对于计算  $R(0-)$  的误差有多大。二者的区别就是  $[(1-F_{dif})(1-r(\theta_s)) + F_{dif}(1-\rho_{dif})]$  和  $(1-r(\theta_s))$  的区别，它与  $F_{dif}$  和  $\theta_s$  的取值有关。下面计算  $F_{dif}$  分别等于 0.3 和 0.6,  $\theta_s$  分别等于  $30^\circ$  和  $60^\circ$  时二者的差别，结果如表 3.1 所示。

表 3.1  $[(1-F_{dif})(1-r(\theta_s)) + F_{dif}(1-\rho_{dif})]$  和  $(1-r(\theta_s))$  的比较

	$[(1-F_{dif})(1-r(\theta_s)) + F_{dif}(1-\rho_{dif})]$	$(1-r(\theta_s))$	相对误差
$F_{dif}=0.3; \theta_s=30^\circ$	0.9652	0.9786	0.014
$F_{dif}=0.3; \theta_s=60^\circ$	0.9384	0.9403	0.002
$F_{dif}=0.6; \theta_s=30^\circ$	0.9518	0.9786	0.027
$F_{dif}=0.6; \theta_s=60^\circ$	0.9363	0.9403	0.004

由表 3.1 中可以看出，忽略  $F_{dif}$  引起的误差非常小，一般不足 0.03。而且， $F_{dif}$  一般位于 0.3 左右，此时的误差不足 0.014。因此，忽略  $F_{dif}$  对于计算  $R(0-)$  的影响非常小。

根据  $R(0-)$  和  $R_{rs}$  的计算公式， $R(0-)$  也可以由遥感反射率  $R_{rs}$  计算得到：

$$R(0-) = \frac{R_{rs} * Q}{[(1-F_{dif})(1-r(\theta_s)) + F_{dif}(1-\rho_{dif})] * [1-r(\theta_v)] / n^2 + \rho_w * Q * R_{rs}} \quad (3.17)$$

上式考虑了将  $E_{ad}$  分为直射和漫射。由于忽略  $F_{dif}$  对于计算  $R(0-)$  的影响非常小，忽略  $F_{dif}$  后  $R(0-)$  的计算公式为：

$$R(0-) = \frac{R_{rs} * Q}{(1-r(\theta_v)) * (1-r(\theta_s)) / n^2 + \rho_w * Q * R_{rs}} \quad (3.18)$$

$Q$  是刚好在水面以下的上行辐照度  $E_{wu}$  和上行辐亮度  $L_{wu}$  的比值，是与  $L_{wu}$  角度分布有关的因子，主要与太阳天顶角、天空光的漫射辐照度比  $F_{dif}$ 、水体的固有光学特性等因素有关，至今没有统一的数值和计算公式。目前， $Q$  的确定主要有 2 种方法，一种是根据经验直接给定某个常数，比如  $\pi$  或者 4 (Hoogenboom et al., 1998b; Dekker et al., 2002)；另外一种是建立计算  $Q$  的经验公式，比如 Gons (1999) 提出的经验公式，当观测天顶角  $\theta_v=42^\circ$  时：

$$Q=2.28 [(2\cos(\theta_s)-1) F_{dif}+1] / \cos(\theta_s) \quad (3.19)$$

## 3.2 太湖水体遥感反射率光谱特征分析

### 3.2.1 太湖水体遥感反射率光谱特征及成因

内陆水体光学特性具有季节性变异规律，而这种规律的外在表现就是表观光学量的季节性变异规律。

太湖水体典型的夏、秋、冬季的水体的照片如图 3.5 所示；太湖水体典型的夏、秋、冬季的水体的典型遥感反射率光谱如图 3.6 所示。

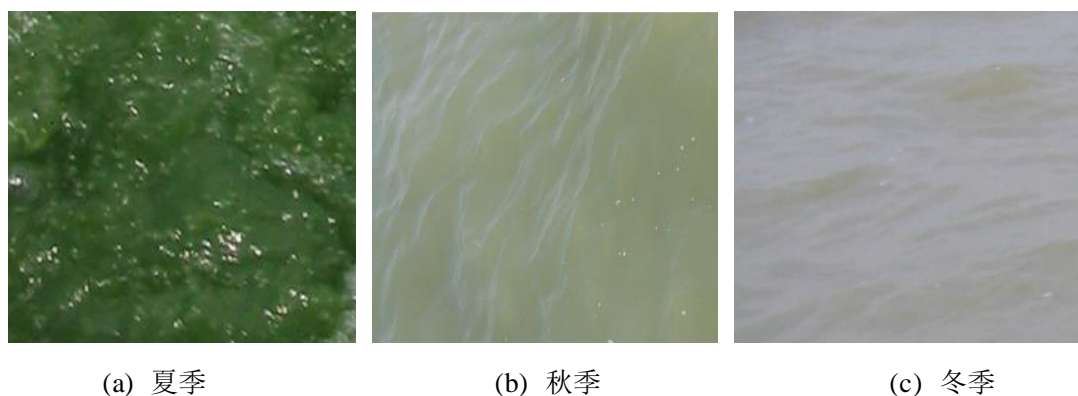


图 3.5 夏季、秋季、冬季的太湖典型水体的照片

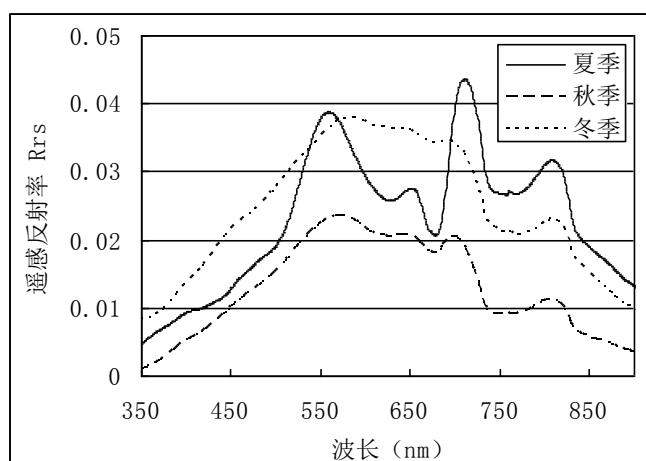


图 3.6 夏季、秋季、冬季的太湖典型水体的水面光谱

对于太湖水体，四季变化明显。夏季，太湖水体富营养化污染比较严重，大部分湖区（东太湖除外）都出现了大面积的水华，水面漂浮大量的绿色藻类，水面呈深绿色，观察夏季太湖水体典型水面反射率光谱可以发现，550nm 附近

的绿峰比较高，而且 700nm 附近的反射峰也非常高，它是内陆水体叶绿素的最典型的特征波段。冬季，太湖水中的藻类死亡或者休眠，影响水体光学特性的主要物质就是悬浮物，水面呈黄色，观察冬季太湖水体典型水面反射率光谱可以发现，550nm 附近基本没有绿峰，700nm 附近基本没有反射峰，不过水面反射率的值总体上比较高。春季藻类刚刚开始繁殖，秋季藻类慢慢开始死亡和休眠，春季和秋季的太湖水体的光学特性是比较接近的，水体的光学特性受叶绿素、悬浮物和黄色物质共同影响，观察秋季太湖水体典型水面反射率光谱可以发现，550nm 附近的绿峰比较低，700nm 附近的反射峰也比较低，水面反射率的值总体上比较低，

虽然太湖水体的遥感反射率光谱具有季节性变异规律，但是所有季节的遥感反射率的光谱特征是相似的，也就是都存在反射峰和反射谷，而且反射峰和反射谷的波长位置也比较接近。形成这些反射峰和反射谷的原因是水体各组分的吸收和散射，也就是水体的固有光学量决定了表观光学量的形状。吸收系数的峰值一般对应于遥感反射率的谷值，吸收系数的谷值对应于遥感反射率的峰值。由于散射系数随波段变化不大，没有明显的特征波段，因而散射系数光谱一般不影响遥感反射率光谱的形状。遥感反射率光谱的特征波长及其形成原因如表 3.2 所示（李素菊等，2002；疏小舟等，2000b）。

表 3.2 太湖水体的遥感反射率光谱特征描述

波长	特征	原因
400~500nm	反射率较低	叶绿素吸收、类胡萝卜素以及溶解性有机物质的吸收。
440nm 附近	小反射谷	叶绿素吸收。
490nm 附近	小反射谷	类胡萝卜素吸收。
570nm 附近	大反射峰	藻类色素的低吸收，无生命悬浮物质和浮游植物细胞壁的散射。
620~630nm	反射率谷	藻青蛋白的吸收。
650nm 附近	反射峰或肩部	该波长位于藻青蛋白的吸收峰和叶绿素 a 吸收峰之间，形成吸收系数的局部极小值。
675nm 附近	大反射谷	叶绿素 a 在红波段的最大吸收。
700nm 附近	大反射峰	水和叶绿素 a 的吸收系数之和在该处最小。
735nm 附近	反射率拐点	纯水在近红外波段强吸收。
815nm 附近	反射峰	纯水的吸收系数在 815nm 附近有一个极小值。

### 3.2.2 太湖水体遥感反射率光谱特征波长

太湖水体遥感反射率有 7 个最明显的特征波长，分别是 570nm 附近的反射峰、625nm 附近的反射谷、650nm 附近的反射峰、675nm 附近的反射谷、700nm 附近的反射峰、735nm 附近的反射率拐点、815nm 附近的反射峰。

这些反射峰和反射谷的位置也是随着季节变化的，具有季节性变异规律。某些反射峰和反射谷的波长位置和水质参数存在显著相关性。Gitelson (1992) 指出 700nm 附近的反射峰的波长位置和叶绿素 a 浓度具有显著正相关。

本文计算了太湖 4 次试验每个采样点的遥感反射率光谱对应的 7 个特征波长，如图 3.7 所示。4 次试验各 50 个采样点遥感反射率对应的 7 个特征波长的均值如表 3.3 所示。

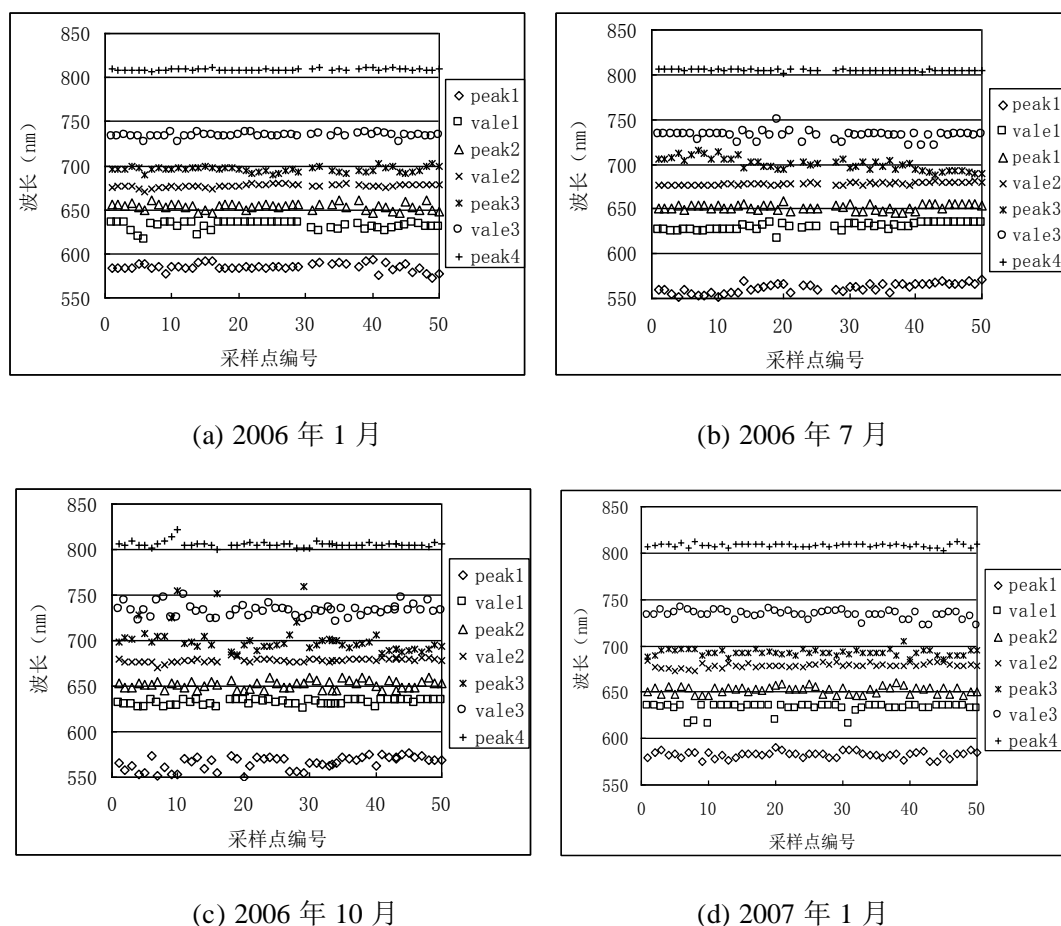


图 3.7 太湖各季节水体遥感反射率光谱的特征波长

表 3.3 太湖各季节水体特征波长的均值

特征波长 (nm)	Peak1	Vale1	Peak2	Vale2	Peak3	Vale3	Peak4
2006 年 1 月	585	631	653	677	696	734	809
2006 年 7 月	562	630	652	678	700	731	805
2006 年 10 月	566	632	652	679	696	733	806
2007 年 1 月	583	632	652	679	693	733	808

表 3.3 中的 Peak1、Vale1、Peak2、Vale2、Peak3、Vale3、Peak4 分别对应于 570nm 附近的反射峰、625nm 附近的反射谷、650nm 附近的反射峰、675nm 附近的反射谷、700nm 附近的反射峰、735nm 附近的反射率拐点、815nm 附近的反射峰。

从图 3.7 和表 3.3 中可以看出, 每个季节的 50 个采样点的 7 个特征波长的大小是比较接近的, 这样我们就可以利用这些特征波长的均值参与反演运算。

从表 3.3 中可以看出, 4 次太湖试验获得的遥感反射率对应的 625nm 附近的反射谷、650nm 附近的反射峰、675nm 附近的反射谷、735nm 附近的反射率拐点、815nm 附近的反射峰的波长的均值是非常接近的, 没有表现出明显的季节性差异, 因为 625nm 附近的藻青蛋白吸收峰、675nm 附近的叶绿素 a 吸收峰、735nm 附近的纯水的吸收系数拐点、815nm 附近的纯水的吸收极小值的波长位置是不随季节变化的。570nm 附近的反射峰的波长位置随季节变化比较大, 冬季的值比较大, 分别是 583nm 和 585nm; 夏季和秋季的值只有 562nm 和 566nm, 这主要是由于冬季太湖水体中的叶绿素 a 在红光的吸收很小, 悬浮物在红外的散射很大, 导致 570nm 附近的反射峰向红光方向移动, 使得水体的颜色偏向黄色, 而夏季和秋季太湖水体叶绿素 a 浓度比较高, 红光强烈吸收, 因而在 565nm 附近形成绿峰, 水体的颜色为绿色。700nm 附近的反射峰的位置和叶绿素 a 浓度相关, 冬季太湖水体叶绿素 a 浓度低, 反射峰的波长只有 693 和 696nm; 夏季太湖水体的叶绿素 a 浓度高, 反射峰的波长达到 700nm。

### 3.3 基于光谱指数的水草和水华识别

#### 3.3.1 水草和水华的定义

水生高等植物俗称水草。根据水生高等植物在水中的生长状态，水生植物通常分为 3 类，挺水植被、漂叶植物、沉水植物（秦伯强等，2004）。挺水植物是指茎叶立在水面以上的植物，如芦苇；漂叶植物是指叶子漂在水面的植物，如菱角；沉水植物是指大部分叶子在水面以下的植物，如马来眼子菜。

漂叶植物和挺水植物的叶子位于水面以上，利用遥感的方法获得的光谱信号反映的是植物叶子的信息，因为水面被植物覆盖，光线无法入射到水面以下，因而无法利用这些反射光谱反演水质参数。沉水植物大部分叶子位于水面以下，光线可以入射到水下，被水草和水中的颗粒物反射回水面。由于反射光谱是水草和水体的混和光谱，很难利用这个混和光谱来反演水质参数。因此，在利用遥感数据反演水质参数时，首先需要将漂叶植物、挺水植物和沉水植物分类出来，不参与水质参数反演运算。另外，水草的分布对于研究内陆水质分布情况同样重要，因为水草可以起到净化水质的作用，水草密集的地方的水质状况一般会比较良好。挺水植物一般位于岸边附近，面积比较小，它和漂叶植物的光谱比较相似，很难区分，因此本文将挺水植物和漂叶植物归并为一类，统称为漂叶植物。

“水华”是一种在淡水中的自然生态现象，由藻类大量繁殖引起的，如蓝藻、绿藻、硅藻等（胡雯等，2002；秦伯强等，2004）。引起太湖水华的藻类主要是蓝藻，因而又称为蓝藻爆发。水华没有严格的定义，本文认为水华是指大量的藻类漂浮或悬浮在水面上，光线很难穿过这层藻类，因而无法通过遥感的方法获得水面以下的水质信息。因此，利用水体光谱反演水质参数的时候，也要首先把水华的光谱分类出来，不参与水质参数反演运算。另外，水华的分布对于研究内陆水质分布情况同样重要，发生水华的水域都处于严重的富营养化状态。

漂叶植物、沉水植物、水华和普通水体的照片如图 3.8 所示。

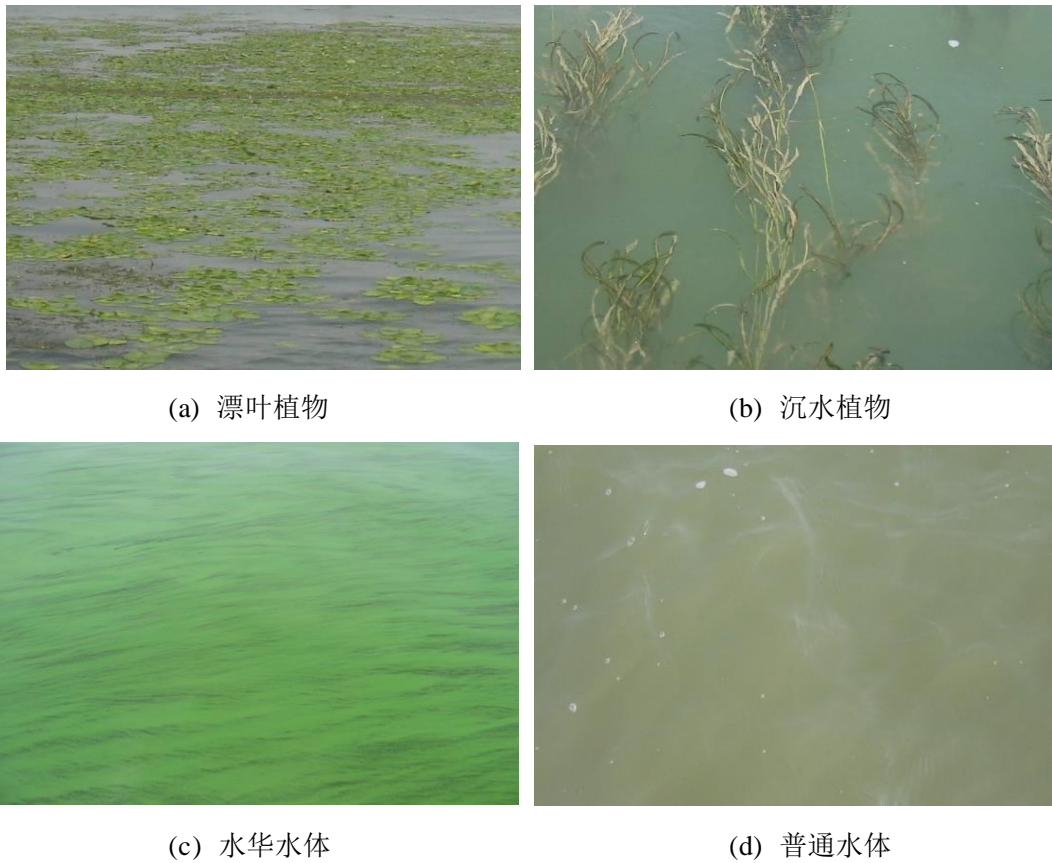


图 3.8 漂叶植物、沉水植物、水华和普通水体的照片

### 3.3.2 定义 4 种光谱指数

漂叶植物、沉水植物、水华和普通水体的光谱如图 3.9 所示。

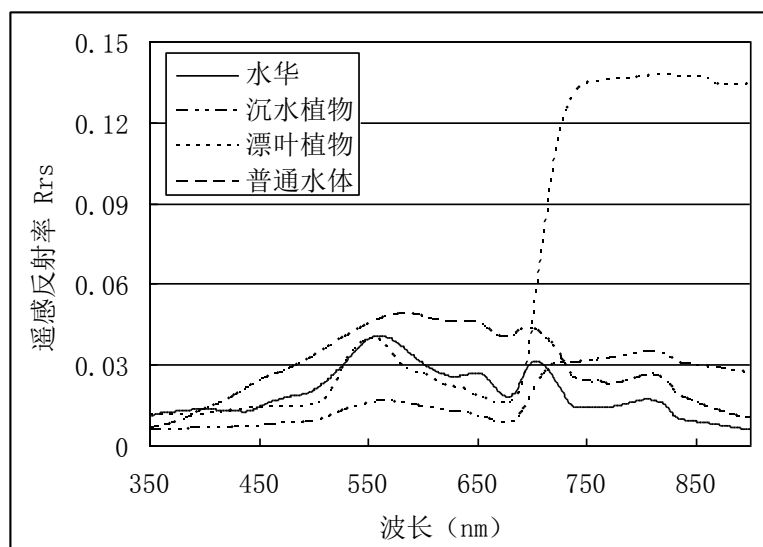


图 3.9 漂叶植物、沉水植物、水华和普通水体的光谱

从图 3.9 中都可以看到，漂叶植物、沉水植物、水华和普通水体的光谱存在很大的差异。可以通过建立光谱指数的办法区分这 4 种地物。

### (1) 叶绿素光谱指数 (CSI)

本文定义一个叶绿素光谱指数 (Chlorophyll Spectral Index, CSI):

$$CSI = (R_{rs}(peak3) - R_{rs}(vale2)) / (R_{rs}(peak3) + R_{rs}(vale2)) \quad (3.20)$$

其中,  $peak3$  是 700nm 附近的反射峰的波长,  $vale2$  是 675nm 附近的反射谷的波长, 和本文 3.2.2 节中的定义是一样的。

叶绿素 (包括藻类中的叶绿素和水草叶子中的叶绿素) 在 675nm 附近有强吸收峰, 在反射率曲线上表现为谷值, 谷值的位置一般为 670~684nm; 在吸收系数的强吸收峰的两侧是 2 个谷值, 表现在水面反射率光谱上就是反射峰, 其中左面的峰值的波长位于 645~660nm, 右面的峰值的波长位于 685~750nm 之间。

CSI 和叶绿素浓度具有很好的相关性。由于发生藻类水华的时候, 叶绿素的浓度非常高, 比普通水体高, 因此 CSI 可以作区分水华和普通水体的分类判别标志。

由于水草 (包括漂叶植物和沉水植物) 中也含有叶绿素, 而且叶绿素的浓度很高, 因此 CSI 无法区分藻类水华和水草, 但是可以作为区分水草和普通水体的分类标志之一。

### (2) 藻青蛋白光谱指数 (PSI)

本文定义一个藻青蛋白光谱指数 (Phycocyanin Spectral Index, PSI):

$$PSI = (R_{rs}(peak2) - R_{rs}(vale1)) / (R_{rs}(peak2) + R_{rs}(vale1)) \quad (3.21)$$

其中,  $peak2$  是 650nm 附近的反射峰的波长,  $vale1$  是 625nm 附近的反射谷的波长, 和本文 3.2.2 节中的定义是一样的。

藻类中含有藻青蛋白, 藻青蛋白在 615~635nm 有一个吸收峰, 从而导致反射率曲线形成谷值。由于叶绿素在 675nm 的吸收作用, 反射率曲线会在 670~684nm 形成一个谷值。在 615~635nm 和 670~684nm 的两个谷值之间会形成一个反射峰, 反射峰的波长一般位于 645~660nm。藻类浓度越高, 藻青蛋白



浓度越高, 615~635nm 的反射谷越明显, 同时 645~660nm 的反射峰也越明显。如果藻类浓度比较低, 645~660nm 没有形成反射峰, 而仅仅形成一个肩部。这个 615~635nm 的反射谷和 645~660nm 的反射峰(肩部)是藻类细胞的特征, 不是水草(包括漂叶植物和沉水植物)的特征, 水草的反射率在 645~660nm 基本上是单调下降的。因此, PSI 可以作为区分藻类水华和水草的光谱判别标志。由于普通水体中藻类的浓度可能比较低, 因而 PSI 的值也可能比较小, 因此 PSI 也可以作为区分水华和普通水体的判别标志, 但是不能区分普通水体和水草。

### (3) 水草光谱指数 (MSI)

本文定义一个水草光谱指数 (Macrophytes Spectral Index, MSI):

$$MSI = (R_{rs}(peak3) - R_{rs}(peak4)) / (R_{rs}(peak3) + R_{rs}(peak4)) \quad (3.22)$$

其中,  $peak4$  是 815nm 附近的反射峰的波长,  $peak3$  是 700nm 附近的反射峰的波长, 和本文 3.2.2 节中的定义是一样的。

MSI 反映了 700nm 以后  $R_{rs}$  的下降速度。对于水草, 由于叶绿素细胞在近红外的强烈反射, 导致反射率在 700nm 以后下降缓慢, 因而 MSI 的值会比较小。对于普通水体, 由于水体在 700nm 以后的强烈吸收, 普通水体的反射率在 700nm 以后迅速下降, 因而 MSI 的值会比较大。但是, 当水体中悬浮物浓度非常高的时候, 在近红外波段的悬浮物的散射作用非常明显, 仍然可以导致反射率下降缓慢, 从而使得 MSI 的值很小。因而 MSI 无法作为普通水体和水草间的直接分类判别标志, 但是可以作为区分普通水体和水草的判别标志的一部分。

### (4) 近红外平均 $R_{rs}$ 指数 (ARNI)

本文定义一个近红外平均  $R_{rs}$  指数 (Average  $R_{rs}$  in Near-infrared Index, ARNI):

$$ARNI = \text{average}(R_{rs}(750 \sim 820 \text{nm})) \quad (3.23)$$

漂叶植物漂浮的叶片漂浮在水面以上, 虽然漂叶植物的光谱仍然可能是植被和水体的混和光谱, 但是漂叶植物的影响占主导地位,  $R_{rs}$  在近红外波段会

比较大。沉水植物的大部分叶片在水面以下，沉水植物的光谱是植物叶子和水体的混和光谱，由于水体在近红外的强烈吸收，导致总体  $R_{rs}$  在近红外波段比较小。ARNI 是区分漂叶植物和沉水植物的分类判别标识。

### 3.3.3 基于光谱指数识别水草和水华

本文利用前面建立的 4 个光谱指数，建立水华、漂叶植物和沉水植物的判别公式。然后，利用 2006 年 10 月太湖试验测量的 12 条水华、32 条漂叶植物、44 条沉水植物、38 条普通水体的遥感反射率数据（如 3.10 所示）确定判别公式中的阈值。

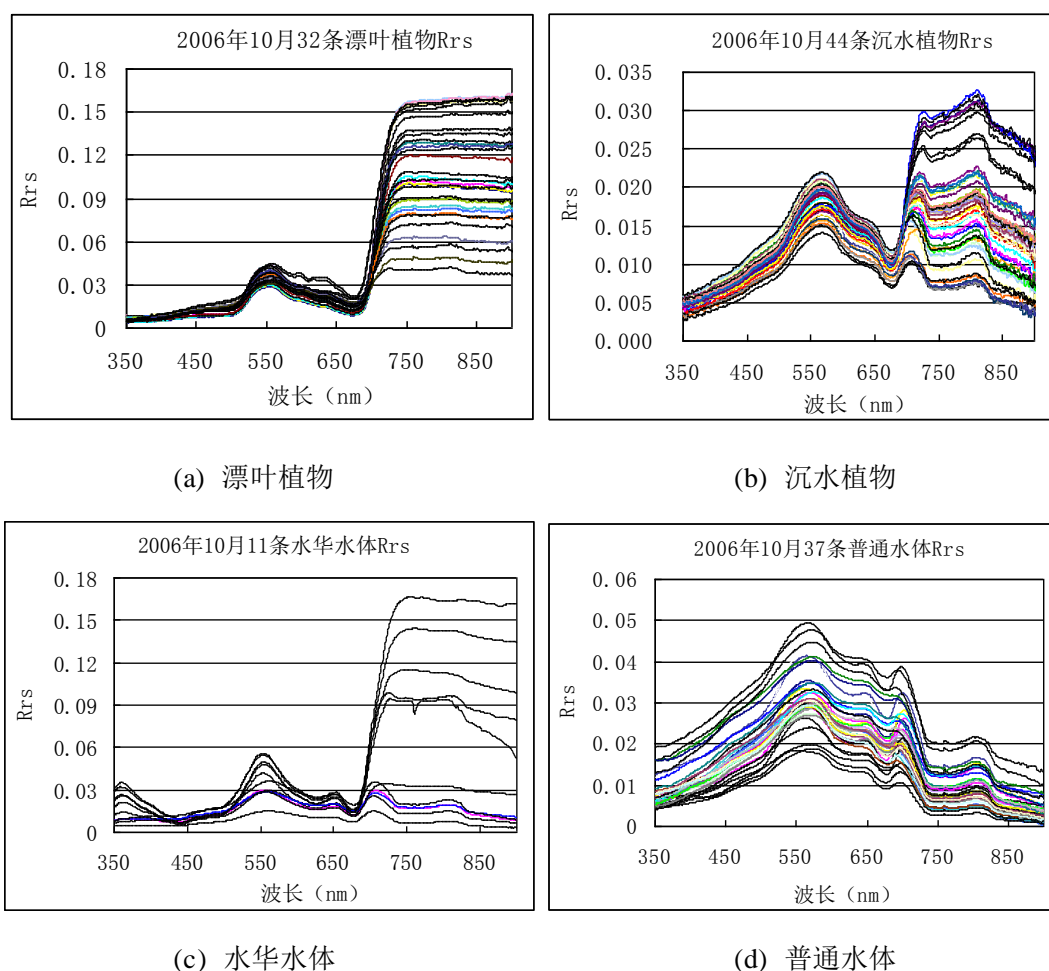


图 3.10 2006 年 10 月漂叶植物、沉水植物、水华和普通水体的  $R_{rs}$  光谱

#### (1) 水华判别公式

水华的叶绿素浓度和藻青蛋白的浓度都比较高，普通水体的叶绿素浓度和

藻青蛋白浓度小于水华水体，因此利用 CSI 和 PSI 可以区分水华和普通水体；水草不含藻青蛋白，因此水华的 PSI 应该大于水草的 PSI，因此利用 PSI 也可以区分水华和水生高度植物。因此，水华的分类判别公式为：

$$CSI \geq CSI(\text{阈值 } 1), \text{ 并且 } PSI \geq PSI(\text{阈值 } 1) \quad (3.24)$$

利用 2006 年 10 月的水华、水生植物和普通水体的  $R_{rs}$  数据，训练得到公式中的阈值，即：

$CSI(\text{阈值 } 1)=0.27$ ； $PSI(\text{阈值 } 1)=0.02$ 。此时，公式(3.24)变为：

$$CSI \geq 0.27, \text{ 并且 } PSI \geq 0.02 \quad (3.25)$$

## (2) 水草判别公式

水生高等植物包括沉水植物、漂叶植物和挺水植物。漂叶植物和挺水植物都是大部分叶片位于水面以上的植物，它们的光谱相似，本文只分析漂叶植物，其中包括了挺水植物。

沉水植物和漂叶植物的光谱形状比较接近，主要区别是漂叶植物的反射率的值更高，利用近红外波段（750~820nm）的反射率的平均值 ARNI 可以区分它们。本文首先将水生高等植物作为整体，建立其分类判别标志，然后再建立漂叶植物和沉水植物的分类判别标识。

由于沉水植物的光谱是植物和水体的混和光谱，因此其光谱受水体影响强烈，光谱形状和普通水体有一定的相似性，无法利用简单的分类标识来分开它们。本文打算利用尽可能多的沉水植物和普通水体光谱的光谱特征的区别来建立分类标识。沉水植物的叶绿素浓度比较高，在 675nm 附近的吸收比较大，因此 CSI 的值比较大；由于植物叶子在近红外的强烈反射，水草在近红外的反射率也比较大，因此 MSI 也比较小；由于水草没有藻青蛋白，因而没有 625nm 附近的吸收峰，而且由于水生植物的自净作用，周围的水体中一般较少含有藻类颗粒，因此水草和水体的混合光谱的 PSI 比较小。因此，我们利用 CSI、MSI 和 PSI 三个指数一起建立水草的判别标识，即

$$CSI \geq CSI(\text{阈值 } 2), \text{ 并且 } PSI < PSI(\text{阈值 } 1), \text{ 并且 } MSI < MSI(\text{阈值 } 1) \quad (3.26)$$

利用 2006 年 10 月的水华、水草和普通水体的  $R_{rs}$  数据，训练得到公式中的阈值，即：

CSI(阈值 2)=0.1; PSI(阈值 1)=0.02; MSI(阈值 1)=0.2。

此时，公式(3.26)变为：

$$CSI \geq 0.1, \text{ 并且 } PSI < 0.02, \text{ 并且 } MSI < 0.2 \quad (3.27)$$

进一步，将水草分类为沉水植物和漂叶植物（含挺水植物），得到沉水植物的判别公式为：

$$ARNI < ARNI(\text{阈值 } 1) \quad (3.28)$$

漂叶植物的判别公式为：

$$ARNI \geq ARNI(\text{阈值 } 1) \quad (3.29)$$

利用 2006 年 10 月的沉水植物和漂叶植物的  $R_{rs}$  数据，训练得到公式中的阈值，即：

$$ARNI(\text{阈值 } 1) = 0.04。$$

### （3）普通水体判别公式

去掉水华和水草，剩下的就是普通水体。

### （4）判别公式和阈值汇总

水华、漂叶植物、沉水植物和普通水体的判别公式和阈值如表 3.4 所示。

表 3.4 水华、漂叶植物、沉水植物和普通水体的判别公式和阈值

		CSI	PSI	MSI	ARNI
水华		$\geq 0.27$	$\geq 0.02$		
水草	沉水植物	$\geq 0.1$	$< 0.02$	$< 0.2$	$< 0.04$
	漂叶植物	$\geq 0.1$	$< 0.02$	$< 0.2$	$\geq 0.04$
普通水体		除了水华和水草就是普通水体			

表中的几个阈值都是基于 2006 年 10 月有限个采样点的数据来确定的，因此这些阈值的代表性也是有限的。今后需要利用更多的数据来确定更具有代表性的阈值。

### 3.3.4 分类精度分析

本文利用 2006 年 7 月太湖试验测量的 11 条水华、41 条漂叶植物、13 条沉水植物、37 条普通水体的遥感反射率数据（如 3.11 所示），检验水草、水华和普通水体的分类判别公式的分类精度，得到混淆矩阵如表 3.5 所示。

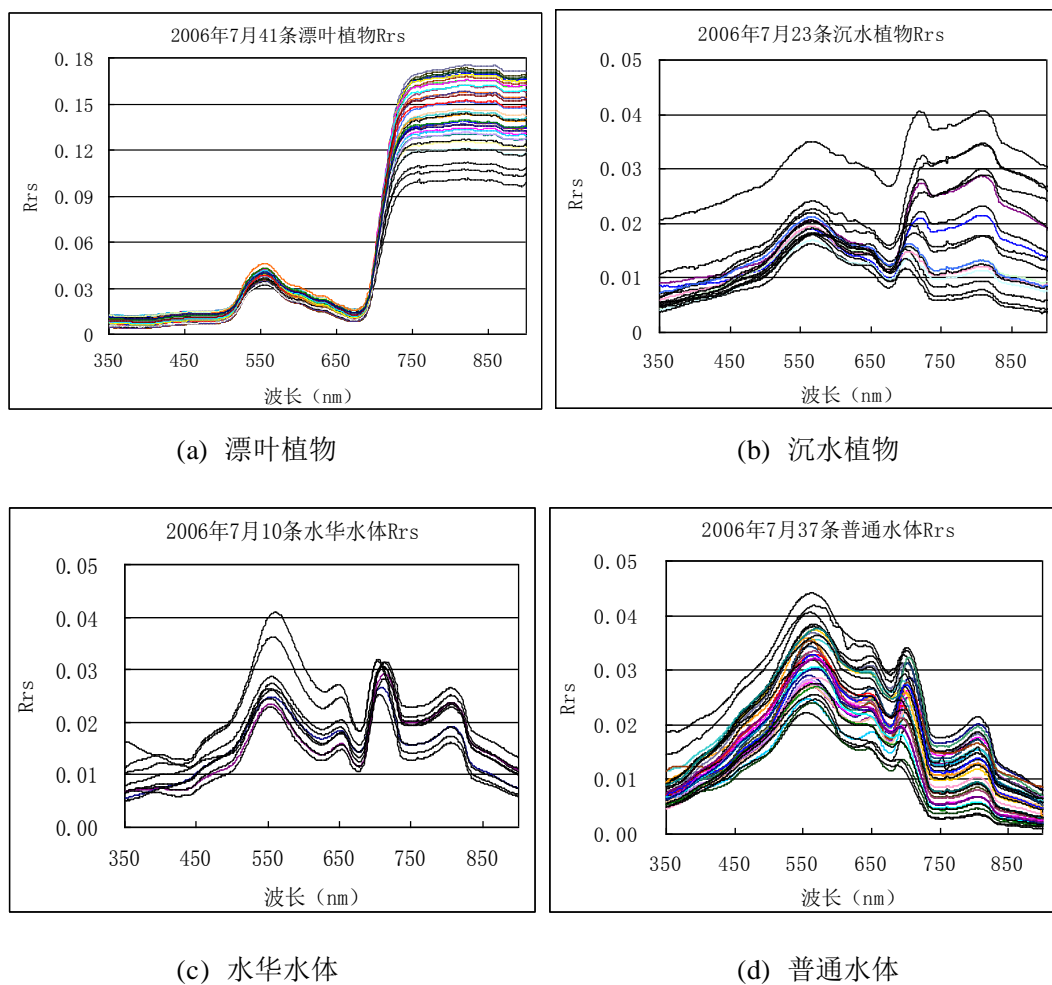


图 3.11 2006 年 7 月漂叶植物、沉水植物、水华和普通水体的  $R_{rs}$  光谱

表 3.5 2006 年 7 月漂叶植物、沉水植物、水华和普通水体的分类结果混淆矩阵

原始类别 \ 分类结果	普通水体	水华	沉水植物	漂叶植物	分类准确度
普通水体	37				100%
水华	1	9			90%
沉水植物	4		19		82.6%
漂叶植物				41	100%
分类准确度	88.1%	100%	100%	100%	

从混淆矩阵中可以看出，漂叶植物的识别准确度都是 100%，包括漂叶植物被 100% 的分类为漂叶植物，而且没有其他类别都误分为漂叶植物。这主要是由于漂叶植物的光谱特征去其他类别的区别非常明显。

90% 的水华样本被分类为水华，10% 的水华样本被分类为普通水体，没有其他类别被分类为水华。这说明水华和普通水体之间容易产生误判，因为随着水体中藻类浓度的增加，CSI 和 PSI 的值都在增大，普通水体和水华的分界线不是非常的明显，而且水华的定义本身也不是非常明确的。本文仅将少量的水华分类为普通水体，说明分类精度还是比较高的，阈值的选择还是比较合理的。不过，今后需要获取更多的数据来进一步优化阈值。

82.6% 的沉水植物被分类为沉水植物，另外 17.4% 的沉水植物被分类为普通水体。本文的分类结果进一步说明了沉水植物和普通水体的分类是最困难的，因为沉水植物光谱是植物和水体的混和光谱，当水体的贡献比较大的时候，沉水植物与水体的混和光谱是很难与普通水体区分的，而且几个阈值的选择会影响分类结果。本文选择的阈值仅使得 17.4% 的沉水植物光谱被误判为普通水体，说明阈值的选择还是比较合理的。而且，阈值的选择使得部分沉水植物被误判为普通水体比普通水体被误判为沉水植物要好，因为处于临界状态的沉水植物和水体的混和光谱中起主导作用的是水体，将它分类为水体是更合适的。不过，今后需要获取更多的数据来进一步优化阈值。

### 3.4 本章小结

本章的主要结论和研究成果包括：

(1) 通过试验数据分析，发现天空光反射率  $r_{sky}$  对于内陆水体遥感反射率计算的影响远小于海洋水体，不过蓝光波段的  $r_{sky}$  的影响仍然不能忽视。在分析了现有各种确定  $r_{sky}$  方法的优缺点的基础上，本文提出了基于短波红外离水辐射为 0 的  $r_{sky}$  计算方法。

(2) 利用太湖 4 次试验获取的数据分析了遥感反射率的光谱特征及其季节性变化规律，并分析了每个光谱特征的成因，在此基础上定义了 7 个特征波长，然后分析了 7 个特征波长的区域性和季节性分布规律。

(3) 内陆水体中的水草和水华是影响水质的重要物质，水草可以起到净化

水质的作用，而水华是水体富营养化的表现。在利用遥感数据反演水质参数时首先要将水草和水华区域分离出来，否则会影响反演结果。在水体表面遥感反射率光谱分析的基础上，本文定义了 4 种光谱指数，分别是叶绿素光谱指数（PCI）、藻青蛋白光谱指数（PSI）、水草光谱指数（MSI）和近红外平均  $R_{rs}$  指数（ARNI），然后基于这 4 种光谱指数建立了水草和水华的分类判别公式，并利用 2006 年 10 月获取的  $R_{rs}$  数据确立了判别公式中的几个阈值，然后利用 2006 年 7 月获取的  $R_{rs}$  数据对分类判别公式进行了检验，获得了较好的判别精度。

## 第四章 生物光学模型和固有光学量反演

所谓的“生物光学”特性 (Bio-optical Properties) 的概念是 1978 年由 Smith 和 Baker 提出的, 是指浮游植物及其分解的生物物质对光的吸收和散射共同作用的水体光学特性。在海洋光学中, 把水体光学模型一般称为生物光学模型, 此概念目前也用于近岸和内陆 2 类水体。水体生物光学特性的研究包括水体组分的固有光学特性、表观光学特性的定量描述、表观光学特性与固有光学特性之间的关系等 (唐军武, 1999)。

建立水体固有光学量和表观光学量的关系, 实际上就是求解水中辐射传输方程, 从而建立生物光学模型。

### 4.1 生物光学模型

#### 4.1.1 常用的生物光学模型

辐射亮度在水中传播时要经过吸收和散射两种物理过程, 这种传输过程可以用经典的辐射传输方程来描述 (徐希孺, 2005)。假定水体的光学特性是水平均一、垂直分层的, 那么水中的辐射传输方程可以表达为:

$$\frac{dL(z, \theta, \phi)}{dz} = -cL(z, \theta, \phi) + \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \beta(\theta', \phi', \theta, \phi) L(z', \theta', \phi') \sin \theta' d\theta' d\phi' \quad (4.1)$$

刚好在水面以下的辐照度比  $R(0^-)$  是建立水体表观光学量和固有光学量的关系也就是生物光学模型的重要参数。 $R(0^-)$  主要是由水体的吸收系数  $a$  和后向散射系数  $b_b$  决定的, 只受到太阳高度角、大气或水面状况的轻微影响, 与光照强度无关。 $R(0^-)$  与吸收系数  $a$  和后向散射系数  $b_b$  之间的关系是建立生物光学模型的重要环节 (李素菊, 2003)。

表观光学量 (AOPs) 和固有光学量 (IOPs) 之间关系的确定, 要求以一定的方式模拟水体中的辐射传输过程。这方面已经有一些辐射传输方法如蒙特卡罗 (Monte Carlo) 模拟法、双流法 (two-flow)、准单次散射近似法、散射连续阶法等 (Liou, 2002)。对于水色遥感, 一般使用辐射传输方程的近似解。



不同学者针对不同的水体给出了不同的  $R(0-)$  与吸收和后向散射系数的关系模型 (Dekker et al., 2001), 如表 4.1 所示。

表 4.1  $R(0-)$  与吸收和后向散射系数的关系模型 (引自 Dekker et al., 2001)

模型	出处
$R(0-) = \frac{b_b}{a + b_b + \sqrt{(a + b_b)^2 - b_b^2}}$	(Duntley, 1963)
$R(0-) = \sum_{n=0}^3 f_n \left( \frac{b_b}{a + b_b} \right)^n$	(Gordon et al., 1975)
$R(0-) = 0.33 \frac{b_b}{a}$	(Morel & Prieur, 1977)
$R(0-) = (0.975 - 0.629\mu_0) \frac{b_b}{a}$	(Kirk, 1994a)
$\frac{R(0-)}{Q} = 0.095 \frac{b_b}{a + b_b}$	(Gordon et al., 1988)
$R(0-) = f \frac{b_b}{a}$	(Morel & Gentili, 1993)
$R(0-) = f \frac{b_b}{a + b_b}$	(Dekker, 1993)
$R(0-) = (1.018 - 0.657\mu_0) \frac{b_b}{a + 0.361b_b}$	(Kirk, 1994b)
$R(0-) = 0.5 \frac{b_b}{a + b_b}$	(Krijgsman, 1994)
$R(0-) = f \frac{b_b}{a + b_b}, \quad f = \frac{1}{1 + \frac{\mu_d}{\mu_u}}$	(Walker, 1994)

内陆水体中经常使用的是 Dekker (1993) 提出的模型,

$$R(0-) = f \frac{b_b}{a + b_b} \quad (4.2)$$

模型中的系数  $f$  的取值在 0.12~0.56 之间, 平均值为 0.29。

由于  $R(0^-)$  也可以由表观光学量计算得到, 因而可以进一步建立表观光学量和固有光学量的关系, 如图 4.1 所示。

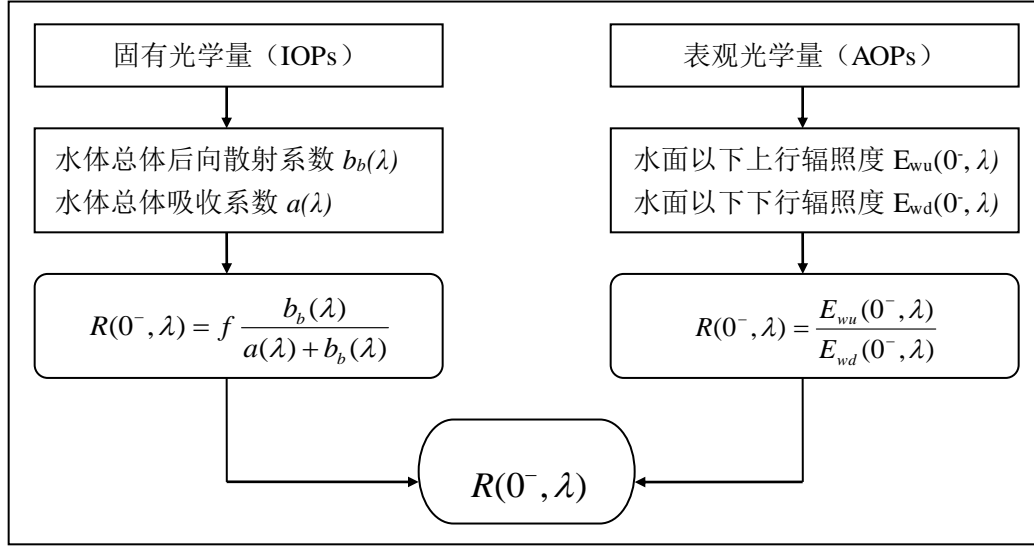


图 4.1 表观光学量和固有光学量的关系

#### 4.1.2 生物光学模型中 $f$ 值的确定

$f$  是生物光学模型中与光照条件有关的一个参数, 它与太阳天顶角、天空光的漫射辐照度比等因素有关, 至今没有统一的数值和计算公式。目前,  $f$  的确定主要有 2 种方法, 一种是根据经验直接给定某个常数, 一般取 0.33 (Gons, 1999; Hakvoort et al., 2002); 另外一种是根据经验模型计算 (Aas, 1987; Walker, 1994)。

本文选择 Walker (1994) 提出的经验模型:

$$f = \frac{1}{1 + \frac{\mu_d}{\mu_u}} \quad (4.3)$$

$$\mu_d = 1 / (1.197 * F_{dif} + (1 - F_{dif}) / \cos(\theta_{sw})) \quad (4.4)$$

$$\theta_{sw} = a \sin(\sin(\theta_s) / n) \quad (4.5)$$

$$\mu_u = 0.5 \quad (4.6)$$

其中,  $\theta_s$  是太阳天顶角,  $n$  是水体折射指数,  $F_{dif}$  是天空漫射光辐照度比,  $\mu_u$  是上行光平均余弦,  $\mu_d$  是下行光平均余弦。

根据上述公式,  $f$  是以  $\theta_s$  和  $F_{dif}$  为参数的函数。下面分析  $\theta_s$  和  $F_{dif}$  取不同的值时计算得到的  $f$  的变化规律。根据公式 (3.19), 本文 3.1.2 节中提到的  $Q$  值也是以  $\theta_s$  和  $F_{dif}$  为参数的函数, 因此一起分析  $f$ 、 $Q$  和  $f/Q$  随  $\theta_s$  和  $F_{dif}$  的变化规律。

$F_{dif}$  选择比较常用到的 0.15、0.30 和 0.45;  $\theta_s$  选择比较常用到的  $30^\circ$ 、 $45^\circ$  和  $60^\circ$ , 利用公式计算得到每种  $\theta_s$  和  $F_{dif}$  组合对应的  $f$ 、 $Q$  和  $f/Q$  的值, 如表 4.2 所示。

表 4.2 每种  $\theta_s$  和  $F_{dif}$  组合计算的  $f$ 、 $Q$  和  $f/Q$  的值

$\theta_s \backslash F_{dif}$	$30^\circ$	$45^\circ$	$60^\circ$	
0.15	0.351	0.37	0.39	$f$
	2.92	3.42	4.56	$Q$
	0.12	0.11	0.09	$f/Q$
0.30	0.36	0.37	0.39	$f$
	3.2	3.63	4.56	$Q$
	0.11	0.10	0.09	$f/Q$
0.45	0.36	0.37	0.39	$f$
	3.50	3.83	4.56	$Q$
	0.10	0.10	0.09	$f/Q$

从表 4.2 中可以发现,  $f$  的值随  $F_{dif}$  变化非常小,  $f$  的值随  $\theta_s$  变化比较大;  $Q$  的值随  $F_{dif}$  变化比较大,  $Q$  的值随  $\theta_s$  变化非常大,  $Q$  的值随  $\theta_s$  变化的幅度大于随  $F_{dif}$  变化的幅度;  $f/Q$  的值随  $F_{dif}$  变化非常小,  $f/Q$  的值随  $\theta_s$  变化也比较小, 这是由于  $f$  和  $Q$  的值随  $\theta_s$  变化的方向是相同的, 二者相除削弱了变化。

## 4.2 固有光学量反演

基于生物光学模型的水质参数反演分析方法是水质监测算法的发展趋势, 但是分析方法的建立之初需要以水体的固有光学量作为参数, 包括水体中各组分的吸收系数和后向散射系数 (Dekker et al., 2001)。水体中各组分的吸收系数可以在实验室内利用分光光度计测量得到, 而水体中悬浮物后向散射系数的测量一直是一个难点 (Mueller et al., 2003b)。因此, 本文的固有光学量反演

专指悬浮物后向散射系数的反演。

目前, 水体中悬浮物后向散射系数 ( $b_{bp}$ ) 主要有三种测量方法: (1) 使用仪器在水面现场测量 (Dana & Maffione, 2002); (2) 野外采集水样, 送到实验室内测量水体的散射相函数, 进而计算得到后向散射系数 (Mueller et al., 2003b); (3) 野外采集水样, 送到实验室内测量并计算得到水体总的吸收系数 ( $a$ ) 和光束衰减系数 ( $c$ ), 进而计算得到水体中悬浮物散射系数 ( $b_p$ ), 再根据估计的后向散射比例系数 ( $\tilde{b}_{bp}$ ), 计算得到悬浮物后向散射系数 ( $b_{bp} = \tilde{b}_{bp} * b_p$ ) (李素菊, 2003)。

但是, 这三种方法都存在一些问题: (1) 对于仪器现场测量方法, 首先没有国产的测量仪器, 进口仪器比较昂贵, 国内比较少见; 为了得到可靠的数据, 该仪器在使用前要拿到国外定标, 测量数据的费用很高; 另外, 这种仪器主要是为海洋测量设计的, 一般体积庞大, 在内陆浅水中使用不方便。(2) 对于实验室内测量散射相函数的方法, 对测量仪器的设计要求比较严格, 目前国内还没有这种仪器。(3) 对于以散射系数为中介的方法, 后向散射比例系数的近似会带来很大的误差, 因为用来计算后向散射比例系数的散射相函数难于测量, 往往只能采用前人的一些结果或者利用米散射进行模拟 (李素菊, 2003), 这都带来了很大的误差。

本文提出了一种计算水体中悬浮物后向散射系数的方法。该方法利用水面比较容易测量的反射率光谱和实验室内比较容易测量的水体各组分的吸收系数, 基于水中辐射传输模型 (也称为生物光学模型) 计算得到水体中悬浮物的后向散射系数。该方法简便易行, 具有一定普适性。

计算得到悬浮物后向散射系数  $b_{bp}$  以后, 根据试验获取的悬浮物散射系数  $b_p$  的数据, 可以进一步估算悬浮物后向散射比例系数  $\tilde{b}_{bp}$ ,  $\tilde{b}_{bp}$  是生物光学模型中的重要参数。

#### 4.2.1 悬浮物后向散射系数的计算方法

根据公式 (3.18),  $R(0^-)$  可以由  $R_{rs}$  计算得到, 根据公式 (4.2),  $R(0^-)$  也可以由水体固有光学量表示。联合方程 (3.18) 和 (4.2), 得到 (省略波长  $\lambda$ ):

$$\frac{R_{rs} * Q}{(1 - r(\theta_v)) * (1 - r(\theta_s)) / n^2 + \rho_w * Q * R_{rs}} = f * \frac{b_b}{a + b_b} \quad (4.7)$$

其中,  $\theta_v$  是观测天顶角,  $r(\theta_v)$  是水-气界面反射率,  $\theta_s$  是太阳天顶角,  $r(\theta_s)$  是气-水界面反射率,  $n$  是水体折射指数, 约等于 1.333,  $\rho_w$  是水下上行辐照度被水面反射的比例系数, 一般取 0.5,  $\rho_{diff}$  是天空漫射辐照度的气水界面反射率, 一般为 0.066,  $Q$  是水下上行辐照度与辐亮度的比值,  $a$  是水体总的吸收系数, 由实验室内测量并计算得到,  $b_b$  是水体总的后向散射系数, 它是纯水的后向散射系数和悬浮物的后向散射系数之和, 即 (省略波长  $\lambda$ )

$$b_b = b_{bp} + b_{bw} \quad (4.8)$$

其中,  $b_{bw}$  是纯水的后向散射系数, 它的值可以从文献中查到;  $b_{bp}$  是悬浮物后向散射系数, 就是本文要求解的。

方程 (4.7) 中的未知数就是  $b_b$ 、 $f$  和  $Q$ 。由于纯水的后向散射系数 ( $b_{bw}$ ) 可以从文献中查到, 因而方程 (4.7) 中的未知数就是  $b_{bp}$ 、 $f$  和  $Q$ 。

虽然  $f$  和  $Q$  的值分别可以由公式 (4.3) 和 (3.19) 计算得到, 但是这 2 个公式都是经验的, 计算得到的  $f$  和  $Q$  的值是存在误差的, 有时误差还可能比较大。因而, 本文这里认为  $f$  和  $Q$  都是未知数。

将每个波段的数据带入方程 (4.7) 中, 每增加一个波段就增加一个方程。由于  $b_{bp}(\lambda)$  是波长的函数, 每增加一个波段也相应的增加一个未知数, 这样由几个波段的方程 (4.7) 组成的方程组就无解了。

因此, 必须建立  $b_{bp}(\lambda)$  随波长的函数。根据我们在太湖 4 次试验获取的  $b_p(\lambda)$  数据, 发现用负指数函数拟合  $b_p(\lambda)$  的拟合度很高, 而且高于“双曲线函数”。 $b_{bp}(\lambda)$  和  $b_p(\lambda)$  之间只差了一个常数  $\tilde{b}_{bp}$ , 因此也可以用负指数函数模拟  $b_{bp}(\lambda)$ :

$$b_{bp}(\lambda) = b_{bp}(440) * \exp(-S * (440 - \lambda)) \quad (4.9)$$

将方程 (4.9) 带入方程 (4.7), 方程组中就只有 4 个不随波段变化的参数了:  $f$ 、 $Q$ 、 $b_{bp}(440)$  和  $S$ , 利用 4 个波段建立方程组, 就可以解出这 4 个未知数。如果利用更多的波段, 就需要利用最小二乘法则了。最小二乘的判别原则就是对于所有参与运算的波段, 方程 (4.7) 等号左边的值与等号右边的值的差的平方和最小, 即

$$\sum_{\lambda} (R(0-)_{iop}(\lambda) - R(0-)_{spec}(\lambda))^2 = MIN \quad (4.10)$$

式中,  $R(0-)_{iop}(\lambda)$ 是方程(4.7)等号右边部分, 是由固有光学量模拟得到的刚好在水面以下的辐照度比;  $R(0-)_{spec}(\lambda)$ 是方程(4.7)等号左边部分, 是由水面光谱计算得到的刚好在水面以下的辐照度比。

但是, 观察方程(4.7)可以发现, 等号左边的分子有一个参数  $Q$ , 等号右边的分子有一个参数  $f$ , 如果直接用几个波段的数据根据方程(4.7)建立方程组, 将无法得到满意的结果, 因为为了使等号左右两边的差值的平方和最小, 方程(4.7)中等号右边的  $f$  和等号左边的  $Q$  都会朝着极小值的趋势发展。

为解决这个问题, 将方程(4.7)等号左右两边都除以  $Q$ , 然后以  $f/Q$  为参数, 这样做的一个好处是  $f/Q$  的值随受光场变化的影响比较小。不过, 此时方程(4.7)等号左边的分母中还有  $Q$  值。对于典型的遥感器—象元—太阳之间相对的几何关系,  $Q$  值在 4 左右变化(李素菊, 2003), 因此本文直接将分母中的  $Q$  值设为 4。这样的假设带来的误差比较小, 因为方程(4.7)等号左边分母中的  $\rho_w * Q * R_{rs}$  项远小于分母中的  $(1-r(\theta_v)) * (1-r(\theta_s)) / n^2$  项, 一般情况下方程(4.7)等号左边  $Q$  值取 4 带来误差不足 1%。有些文献为了公式形式的统一, 将方程(4.7)等号左边分母中的  $Q$  值设为 0 (Wang & Glenn, 2003), 这种做法造成的误差要比将  $Q$  值设为 4 的大。此时方程(4.7)变形为:

$$\frac{R_{rs}}{(1-r(\theta_v)) * (1-r(\theta_s)) / n^2 + \rho_w * 4 * R_{rs}} = \frac{f}{Q} * \frac{b_b}{a + b_b} \quad (4.11)$$

此时, 方程(4.11)中就只有 3 个未知数:  $b_{bp}(440)$ 、 $S$  和  $f/Q$ 。将 3 个以上的波段带入方程(4.11), 组成方程组, 利用最小二乘原则便可以解出这三个未知数, 然后根据公式(4.9)便可以得到水体悬浮物后向散射系数曲线。

#### 4.2.2 试验过程与结果分析

悬浮物后向散射系数曲线  $b_{bp}(\lambda)$ 按负指数函数随波长下降, 没有明显的光谱特征, 如峰值和谷值, 因此无法有针对性的选择波段参与运算。为了利用更多波段的信息, 我们在 400~750nm 之间每 10nm 选择一个波段, 共 36 个波段参与运算。

每个采样点的每个波段的数据带入方程 (4.11) 组成一个方程, 36 个波段便组成 36 个方程, 也就是一个方程组。这时候, 由方程 (4.11) 组成的方程组的等号左边实际上是一条以波长为  $x$  轴的曲线, 等号右边也是一条以波长为  $x$  轴的曲线, 利用最小二乘原则解方程组实际上就是进行非线性优化, 也就是通过确定合适的  $b_{bp}(440)$ 、 $Y$  和  $f/Q$  的值, 使得等号左右两边的曲线的拟合效果最好。

本文利用 matlab 中的函数 `fminsearch` 来完成方程组的非线性优化, 也就是确定使得方程组等号左右两边组成的曲线的拟合效果最好时的  $b_{bp}(440)$ 、 $Y$  和  $f/Q$  的值, 停止优化的阈值  $MIN$  的取值由 MATLAB 的 `fminsearch` 函数自行判断。计算出三个未知数之后, 进一步计算方程组等号左右两边组成的曲线的相关系数, 作为优化效果的度量。

输入的参数包括纯水的后向散射系数  $b_{bw}(\lambda)$ , 每个采样点的遥感反射率  $R_{rs}(\lambda)$ 、总吸收系数  $a(\lambda)$ 、太阳天顶角  $\theta_s$ 。

利用了太湖获取的 4 次试验数据, 利用非线性优化方法计算了悬浮物后向散射系数。4 次试验计算得到的各参数的均值如表 4.3 所示。

表 4.3 太湖 4 次试验数据计算得到的各参数的均值

	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
$b_{bp}(440)$	4.346	1.23	1.16	4.21
$S$	0.0030	0.0023	0.0028	0.0035
$f/Q$	0.09	0.11	0.12	0.09
$R^2$	0.97	0.96	0.95	0.97
RMSE	0.0021	0.0023	0.0022	0.0020

由于没有悬浮物后向散射系数的测量数据, 无法具体评价本文算法的精确度, 但是可以通过两个侧面间接反映其可信度。首先, 非线性优化结果的拟合度很高, 4 次试验的 50 个采样点的拟合度  $R^2$  的均值都大于 0.95; 2006 年 10 月 1 号点对应方程 (4.11) 等号左右两边的曲线如图 4.2 所示, 两条曲线非常接近; 其次, Morel 和 Gentili (1993) 指出  $f/Q$  值通常介于 0.08 至 0.24 之间, 本文的计算结果中满足这个规律; 这些都从侧面说明了我们计算得到了几个参数比较合理, 精度比较高。

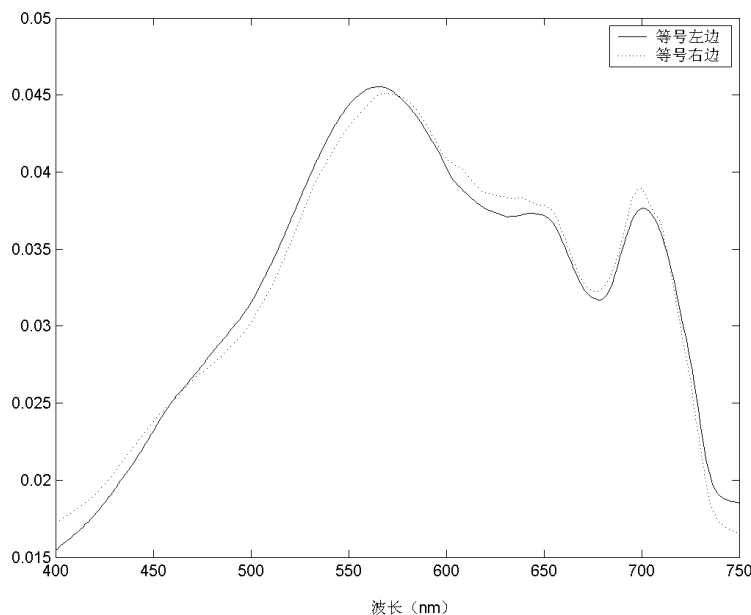


图 4.2 优化后的 2006 年 10 月 1 号点对应方程 (4.11) 等号左右两边的曲线

根据  $\tilde{b}_{bp} = b_{bp}/b_p$ , 4 次试验计算得到的 50 个点的  $\tilde{b}_{bp}$  的均值如表 4.4 所示。 $\tilde{b}_{bp}$  是重要的固有光学量, 由于测量比较困难, 本文没有拿到  $\tilde{b}_{bp}$  的实测数据, 因此只能使用表 4.4 中的计算结果。

表 4.4 太湖 4 次试验数据计算得到的  $\tilde{b}_{bp}$  的平均值、最大值和  $\tilde{b}_{bp}(440)$

	2006 年 1 月	2006 年 7 月	2006 年 10 月	2007 年 1 月
$\tilde{b}_{bp}$	0.052	0.040	0.056	0.055

从表 4.4 中可以看到, 太湖秋季和冬季水体的  $\tilde{b}_{bp}$  的值比较接近, 都在 0.054 左右, 太湖夏季水体的  $\tilde{b}_{bp}$  的值相对较低, 这可能是由于太湖夏季水体中的浮游植物含量非常高, 浮游植物颗粒在总悬浮物中的比重相对较高, 而浮游植物颗粒散射的后向散射比例系数  $\tilde{b}_{bp}$  的值比较小。

### 4.3 本章小结

本章的主要结论和研究成果包括:



(1) 本文分析并选择了适用于内陆水质监测的生物光学模型, 分析了模型中的参数  $f$  和本文 3.1.2 节提到的  $Q$  值以及  $f/Q$  随  $F_{dif}$  和  $f$  的值的变化的情况。发现  $f$  的值随  $F_{dif}$  变化非常小,  $f$  的值随  $\theta_s$  变化比较大;  $Q$  的值随  $F_{dif}$  变化比较大,  $Q$  的值随  $\theta_s$  变化非常大,  $Q$  的值随  $\theta_s$  变化的幅度大于随  $F_{dif}$  变化的幅度;  $f/Q$  的值随  $F_{dif}$  变化非常小,  $f/Q$  的值随  $\theta_s$  变化也比较小。

(2) 在分析了悬浮物后向散射系数现有的三种测量方法的优缺点的基础上, 本文研究并提出了一种基于生物光学模型的计算悬浮物后向散射系数的非线性优化方法, 该方法以遥感反射率和水体总的吸收系数为输入参数, 要求三个以上的波段参与运算。根据悬浮物后向散射系数的计算结果, 可以进一步计算得到悬浮物后向散射比例系数  $\tilde{b}_{bp}$ , 从而为 SIOPs 数据库提供了重要参量。

## 第五章 水质参数反演分析方法的建立与检验

### 5.1 水质参数反演分析方法概述

#### 5.1.1 水质参数反演分析方法分类

水质参数反演分析方法主要由三类：代数方法、矩阵反演方法和非线性优化方法。这些方法都是使用生物光学模型描述水中各组分与离水辐射的关系。这些方法都是先建立正向模拟过程，然后基于正向模拟过程建立水质参数的反演算法（IOCCG, 2000）。

##### （1）代数法（Algebraic method）

代数法使用简单的代数表达式。它将水体各组分的固有光学量与其浓度建立经验关系，然后带入生物光学模型。因为模型中使用了经验关系，因而通常被称为半分析模型。将模型简化，尽量减少模型中的未知量，得到模型未知量的代数方程。已有研究表明（Lee et al., 1998; Carder et al., 1999），代数方法的优点是对特定水域的运算结果较精确，缺点是该方法只能在未知量有限时才能使用，不能同时反演多种未知量，而且模型中使用的经验关系会导致误差。

##### （2）矩阵反演方法（Matrix inversion method）

矩阵反演方法是在几种主要的水体组分的单位吸收和散射系数已知的基础上，将生物光学模型中的除水质参数外的参数利用经验方法确定，此时未知数只有几种水质参数，而且它们之间的关系是线性的，因而可以将生物光学模型改写成矩阵方程的形式，然后利用矩阵反演运算同时得到几种水质参数（Hoogenboom et al., 1998b）。Keller（2001）和Hakvoort等（2002）的研究结果也表明了矩阵反演方法探测内陆水质参数的有效性。矩阵反演方法对于不同时间和地点的内陆水质参数反演的适用性较经验算法强，而且矩阵反演方法可以根据遥感器来灵活选择波段数和波段位置（李素菊，2003）。但水体组分的单位吸收和散射系数对矩阵反演方法的反演精度影响较大，而且矩阵反演算法需要利用经验关系确定生物光学模型中的一些参数，也会带来误差。

### (3) 非线性优化法 (Non-linear optimisation method)

非线性最优化法的原理是先确定一个海洋水色模型,通过迭代不断改变输入变量(如叶绿素a、悬浮物、黄色物质浓度值和气溶胶厚度等),使得根据模型计算的光谱辐射预测值 $L_{model}$ 和实际测量辐射值 $L_{measure}$ 之差的平方和 $\chi^2$ 尽可能小:

$$\chi^2 = \sum_{\lambda} (L_{measure} - L_{model})^2 \quad (5.1)$$

该方法能够可同时估算多个水色因子的浓度,且估算效果较好(Doerffer & Fisher, 1994; Jupp et al., 1994; Lee et al., 1996)。该方法的缺点是计算时间比较长。

#### 5.1.2 构建水质参数反演分析方法的框架

水质参数反演分析方法的主要特点是用生物光学模型描述水体组分与辐照度比之间的关系。以生物光学模型为基础利用分析方法建立的水质参数反演算法有明确的物理意义,结果也更为可靠。生物光学模型的作用是利用测量的水体的水质参数浓度和固有光学量来模拟遥感器可以接收的辐射信号,这实际上是一个正演过程。而遥感是一个反演过程,需要利用遥感器接收的辐射信号反推出水体的水质参数(Dekker et al., 2002)。建立基于生物光学模型的水质反演分析方法的框架如图 5.1 所示,其中  $R(0-)$  是刚好在水面以下辐照度比,它是联系水体的表观光学量和固有光学量的桥梁。

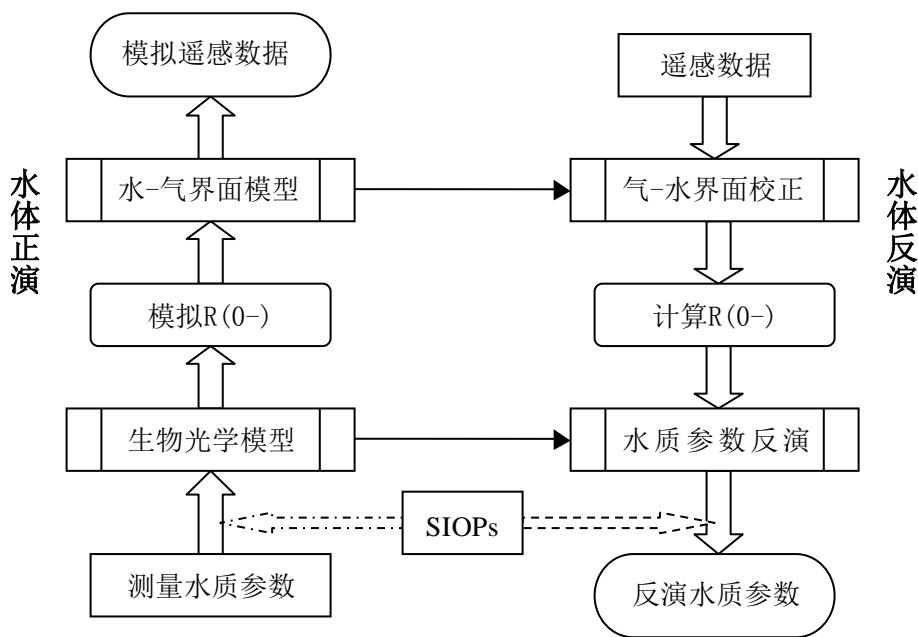


图 5.1 水质遥感的正演和反演过程（修改自 Dekker et al., 2002）

## 5.2 矩阵反演法、非线性优化法和代数法原理

目前，代数方法中需要建立水体固有光学量和水质参数的经验关系（Lee et al., 1999），这个经验关系往往是不稳定的，对于不同区域和不同季节的水体，经验关系中的系数会发生变化。而且，对于某些水体，有时无法建立固有光学量和水质参数的经验关系，从而导致代数法无法使用。非线性优化方法用来反演水体的固有光学量（Lee et al., 1996），进一步反演水质参数的浓度时也要建立固有光学量和水质参数的经验关系。

与代数法和非线性优化方法相比，矩阵反演算法以单位固有光学量为输入参数，从而建立了固有光学量和水质参数的理论关系。不过，矩阵反演方法对于单位固有光学量要求较高，单位固有光学量的误差会导致最终反演的水质参数的误差。对于内陆水体，单位固有光学量不是常数，而是随季节和区域变化的。解决办法就是建立以区域和季节为索引的单位固有光学量数据库，将矩阵反演方法建立在单位固有光学量数据库上，这样就可以提高反演算法的区域和季节的适用性，提高水质遥感监测精度。因而，矩阵反演算法更适用于内陆水体的水质遥感监测。

下面，首先介绍矩阵反演方法的原理和公式推导，指出影响矩阵反演方法

反演精度的关键问题，然后在矩阵反演方法的基础上，建立非线性优化法和代数法的公式推导。与前面介绍的非线性优化法和代数法不同，本文建立的非线性优化法和代数法是建立在单位固有光学量数据库上的，因而同样具有区域和季节适用性。

### 5.2.1 矩阵反演方法

#### (1) 矩阵反演方法原理

矩阵反演方法中使用的核心方程就是本文 4.2.1 节中的方程 (4.7)，即（省略波长  $\lambda$ ）

$$\frac{R_{rs} * Q}{(1-r(\theta_v)) * (1-r(\theta_s))/n^2 + \rho_w * Q * R_{rs}} = f * \frac{b_b}{a+b_b} \quad (5.2)$$

在给定波段，水体总的吸收系数  $a$  等于水体中各组分在该波段的吸收系数之和，如公式 (2.10) 所示；水体总的后向散系数等于纯水的后向散射系数和悬浮物后向散射系数之和，如公式 (2.12) 所示；水体各组分的吸收系数或散射系数等于水体各组分的浓度与其单位吸收系数或单散射系数的乘积，如公式 (2.14)、(2.15)、(2.16) 和 (2.17) 所示。

将公式 (5.2) 中的吸收系数和散射系数都用单位固有光学量和水质参数表示，得到：

$$\frac{R_{rs}(\lambda) * Q}{(1-r(\theta_v)) * (1-r(\theta_s))/n^2 + \rho_w * Q * R_{rs}(\lambda)} = f * \frac{b_{bw}(\lambda) + \tilde{b}_{bp} * b'_p(\lambda) * C_s}{a_w(\lambda) + a'_{ph}(\lambda) * C_{chl-a} + a'_d(\lambda) * C_s + a'_{cdom}(\lambda) * a_{cdom}(\lambda_0) + b_{bw}(\lambda) + \tilde{b}_{bp} * b'_p(\lambda) * C_s} \quad (5.3)$$

方程(5.3)中有 5 个参数，分别是  $C_s$ 、 $C_{chl-a}$ 、 $a_{cdom}(\lambda_0)$ 、 $f$  和  $Q$ 。如果  $f$ 、 $Q$  的值可以确定下来，方程中就只有  $C_s$ 、 $C_{chl-a}$ 、 $a_{cdom}(\lambda_0)$  三种水质参数是未知数了，而且这 3 种水质参数是线性关系，因而可以把方程(5.3)改写成矩阵的形式，从而利用 3 个和 3 个以上的波段就可以解算出三种水质参数的浓度值，这就是矩阵反演方法。

生物光学的参数  $f$  值的确定如本文 4.1.2 节所述, 本文选择 Walker (1994) 提出的经验模型。水面以下上行辐照度和辐亮度的比值  $Q$  值的确定如本文 3.1.2 节所述, 本文选择 Gons (1999) 提出的经验公式。

## (2) 矩阵反演方法输入输出参数和流程图

矩阵反演方法的输入参数列表和输出参数列表分别如表 5.1 和表 5.2 所示。矩阵反演方法的流程图如图 5.2 所示。

表 5.1 矩阵反演方法的输入数据列表

序号	数据符号	数据名称	数据类型	数据单位	备注
1	$R_{rs}(\lambda)$	遥感反射率	float	无	水面测量的, 或图像大气校正后得到的
2	$\theta_s$	太阳天顶角	float	度	由时间和经纬度计算
3	$\theta_v$	观测天顶角	float	度	来自观测几何
4	$F_{dif}$	天空漫射辐照度比	float	无	现场测量, 或 6S 计算, 或取经验值
5	$a_w(\lambda)$	纯水吸收系数	float	$m^{-1}$	文献中得到
6	$b_{bw}(\lambda)$	纯水后向散射系数	float	$m^{-1}$	文献中得到
7	$a'_{ph}(\lambda)$	浮游植物单位吸收系数	float	$m^{-1}$	来自 SIOP 数据库
8	$a'_d(\lambda)$	非色素悬浮物单位吸收系数	float	$m^{-1}$	来自 SIOP 数据库
9	$a'_{cdom}(\lambda)$	CDOM 单位吸收系数	float	$m^{-1}$	来自 SIOP 数据库
10	$b'_p(\lambda)$	悬浮物单位散射系数	float	$m^{-1}$	来自 SIOP 数据库
11	$\tilde{b}_{bp}$	悬浮物后向散射比例系数	float	无	来自 SIOP 数据库

表 5.2 矩阵反演方法的输出数据列表

序号	数据符号	数据名称	数据类型	数据单位
1	$C_{chla}$	叶绿素 a 浓度	float	mg/m <sup>3</sup>
2	$C_s$	悬浮物浓度	float	mg/L
3	$a_{cdom}(440)$	CDOM 440nm 的吸收系数	float	m <sup>-1</sup>

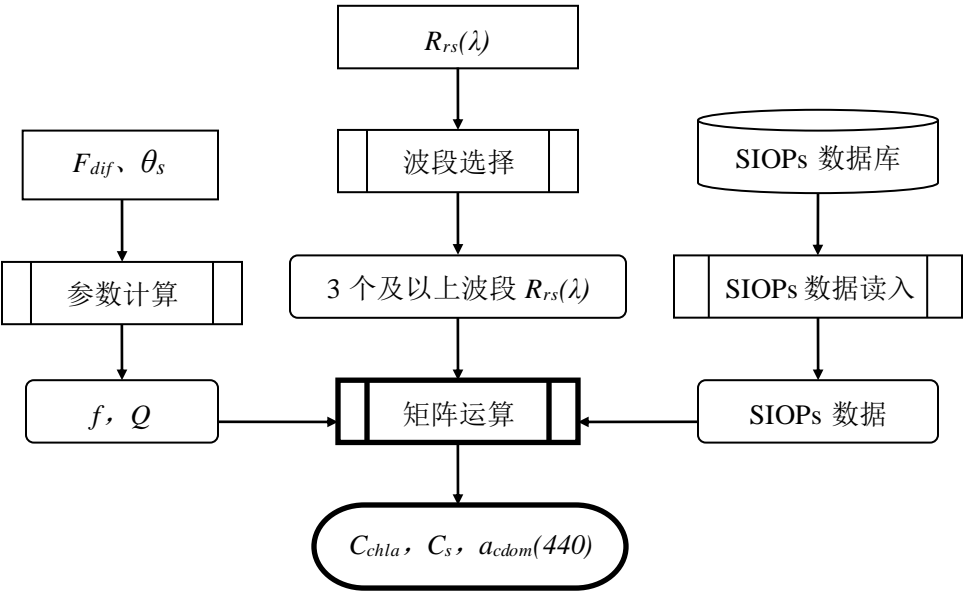


图 5.2 矩阵反演方法的流程图

5.2.2 非线性优化方法

(1) 非线性优化方法原理

矩阵反演方法要求首先确定生物光学模型中除水质参数浓度外的一些参数，如水面以下上行辐照度和辐亮度的比值  $Q$ 、模型系数  $f$  等。这些参数受观测几何、水面粗糙度、水体二向反射、大气状况等多种因素影响，在不同地点和不同时间都会取不同的值（Morel & Gentili, 1993）。利用经验公式确定这些参数会带来误差，假设不同地点和不同时间的这些参数取相同的值会带来更大的误差。

为了克服矩阵反演方法的缺陷，提高水质监测的精度，本文将方程（5.3）中的 5 个参数  $C_s$ 、 $C_{chla}$ 、 $a_{cdom}(\lambda_0)$ 、 $f$  和  $Q$  都作为未知数。此时，方程（5.3）

是非线性的，无法写成矩阵的形式。利用 5 个以上的波段带入方程 (5.3)，建立方程组，只能利用非线性优化的方法解出这 5 个未知数。

由于要用到非线性优化，因此会遇到收敛的问题，也就是本文 4.2.1 节中遇到的问题，即方程等号左边的  $Q$  和方程等号右边的  $f$  值会同时趋向于 0。解决办法也是一样的，就是方程等号左右两边同时除以  $Q$ ，然后令方程等号左边分母中剩下的  $Q$  值等于 4，得到方程 (4.11)。将方程 (4.11) 中的吸收系数和散射系数都用单位固有光学量和水质参数表示，得到：

$$\frac{R_{rs}(\lambda)}{(1-r(\theta_v)) * (1-r(\theta_s)) / n^2 + \rho_w * 4 * R_{rs}(\lambda)} = \frac{f * \frac{b_{bw}(\lambda) + \tilde{b}_{bp} * b'_p(\lambda) * C_s}{a_w(\lambda) + a'_{ph}(\lambda) * C_{chl-a} + a'_d(\lambda) * C_s + a'_{cdom}(\lambda) * a_{cdom}(\lambda_0) + b_{bw}(\lambda) + \tilde{b}_{bp} * b'_p(\lambda) * C_s}}{Q} \quad (5.4)$$

本文的非线性优化方法是基于方程 (5.4) 的，此时方程中有 4 个未知数， $C_s$ 、 $C_{chl-a}$ 、 $a_{cdom}(\lambda_0)$ 、 $f/Q$ ，利用 4 个波段建立方程组，就可以解出这 4 个未知数。如果利用更多的波段，就需要利用最小二乘法则了。最小二乘的判别原则就是对于所有参与运算的波段，方程 (5.4) 等号左边的值与等号右边的值的差的平方和最小，即

$$\sum_{\lambda} (rrs_{iop}(\lambda) - rrs_{spec}(\lambda))^2 = MIN \quad (5.5)$$

式中， $rrs_{iop}(\lambda)$  是方程 (5.4) 等号右边部分，是由固有光学量模拟的物理量； $rrs_{spec}(\lambda)$  是方程 (5.4) 等号左边部分，是由水面光谱计算得到的物理量

本文利用 matlab 中的函数 `fminsearch` 来完成方程组的非线性优化，也就是确定使得方程组等号左右两边组成的曲线的拟合效果最好时的  $C_s$ 、 $C_{chl-a}$ 、 $a_{cdom}(\lambda_0)$  和  $f/Q$  的值，停止优化的阈值  $MIN$  的取值由 MATLAB 的 `fminsearch` 函数自行判断。计算出三个未知数之后，可以进一步计算方程组等号左右两边组成的曲线的相关系数，作为优化效果的度量。

## (2) 非线性优化方法输入输出参数和流程图

非线性优化方法的输入参数列表和输出参数列表分别如表 5.3 和表 5.4 所



示。非线性优化方法的流程图如图 5.3 所示。

表 5.3 非线性优化方法的输入数据列表

序号	数据符号	数据名称	数据类型	数据单位	备注
1	$R_{rs}(\lambda)$	遥感反射率	float	无	水面测量的，或图像大气校正后得到的
2	$\theta_s$	太阳天顶角	float	度	由时间和经纬度计算得到
3	$\theta_v$	观测天顶角	float	度	来自观测几何
7	$a_w(\lambda)$	纯水吸收系数	float	$m^{-1}$	文献中得到
5	$b_{bw}(\lambda)$	纯水后向散射系数	float	$m^{-1}$	文献中得到
6	$a'_{ph}(\lambda)$	浮游植物单位吸收系数	float	$m^{-1}$	来自 SIOP 数据库
7	$a'_d(\lambda)$	非色素悬浮物单位吸收系数	float	$m^{-1}$	来自 SIOP 数据库
8	$a'_{cdom}(\lambda)$	CDOM 单位吸收系数	float	$m^{-1}$	来自 SIOP 数据库
9	$b'_p(\lambda)$	悬浮物单位散射系数	float	$m^{-1}$	来自 SIOP 数据库
10	$\tilde{b}_{bp}$	悬浮物后向散射比例系数	float	无	来自 SIOP 数据库

表 5.4 非线性优化方法的输出数据列表

序号	数据符号	数据名称	数据类型	数据单位
1	$C_{chla}$	叶绿素 a 浓度	float	$mg/m^3$
2	$C_s$	悬浮物浓度	float	$mg/L$
3	$a_{cdom}(440)$	CDOM 440nm 的吸收系数	float	$m^{-1}$

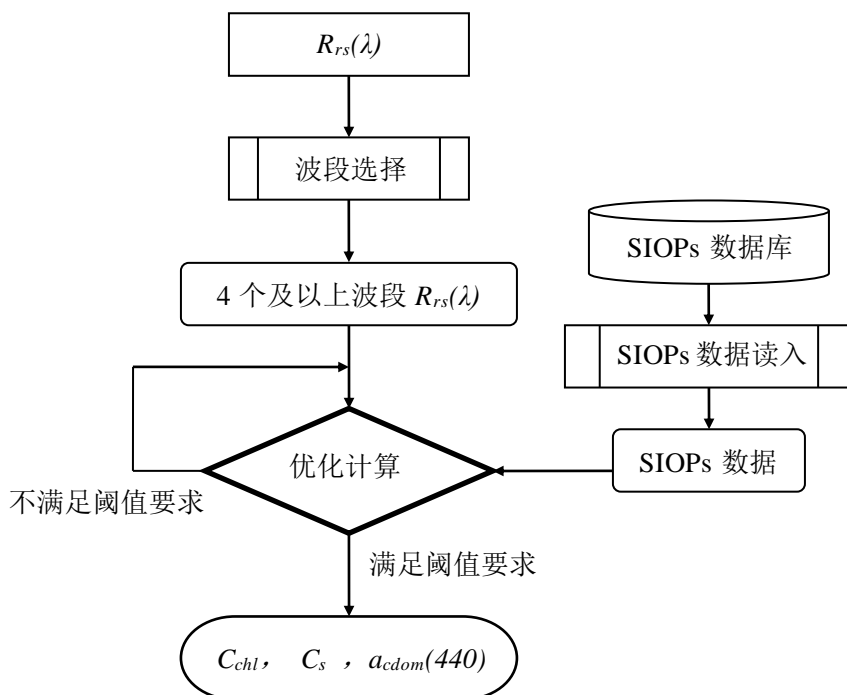


图 5.3 非线性优化方法的流程图

### (3) 三未知数非线性优化方法

CDOM 吸收系数  $a_{cdom}(\lambda)$  是随波长的增加按照负指数函数递减的, CDOM 吸收作用主要体现在紫外和蓝光波段, 绿光和红光波段的吸收作用比较弱。

非线性优化方法要求几个未知数尽可能的不相关, 而且未知数的数据也不能太多, 这样才能够保证优化结果收敛到正确值。考虑到 CDOM 的一个来源是浮游植物降解的产品, 因此可能和叶绿素 a 存在一定的相关性, 而且由于 CDOM 在绿光和红光波段的吸收作用比较弱, 本文忽略 555nm 以后波段的 CDOM 吸收作用。此时, 方程 (5.4) 中只有 3 个未知数,  $C_s$ 、 $C_{chl}$  和  $f/Q$ , 利用 3 个波段建立方程组, 就可以解出这 3 个未知数。如果利用更多的波段, 就需要利用最小二乘法了。我们称这种忽略 CDOM 吸收作用的非线性优化方法为“三未知数非线性优化方法”, 为了便于区别, 上文不忽略 CDOM 吸收作用的非线性优化方法称为“四未知数非线性优化方法”。

#### 5.2.3 代数法

在矩阵反演方法的基础上, 利用水体某些组分的固有光学量光谱特征, 减

小未知数的数量,从而可以利用一个或者两个波段以数学公式的形式计算得到某种水质参数的浓度,这种方法为代数法。本文利用 750nm 以后浮游植物、非色素悬浮物和 CDOM 的吸收系数都降至 0 的特点,建立了两种新的代数法。

### (1) 750nm 以后的双波段反演 $C_s$

由于 750nm 以后浮游植物、非色素悬浮物和 CDOM 的吸收系数都降至 0,此时,公式 (5.4) 变为:

$$\frac{R_{rs}(\lambda)}{(1-r(\theta_v)) * (1-r(\theta_s)) / n^2 + \rho_w * 4 * R_{rs}(\lambda)} = \frac{f}{Q} * \frac{\tilde{b}_{bp} * b'_p(\lambda) * C_s}{a_w(\lambda) + \tilde{b}_{bp} * b'_p(\lambda) * C_s} \quad (5.6)$$

公式 (5.6) 中只有 2 个未知数,  $C_s$  和  $f/Q$ 。需要的输入参数包括  $a_w(\lambda)$ 、 $b'_p(\lambda)$ 、 $R_{rs}(\lambda)$ 、 $\tilde{b}_{bp}$ 、 $\theta_s$  和  $\theta_v$ 。 $a_w(\lambda)$  由文献 (Kou et al., 1993) 中获得,  $\tilde{b}_{bp}$  由经验得到,  $\theta_s$  由观测时间和经纬度计算得到,  $\theta_v$  由观测几何得到。 $b'_p(\lambda)$  是通过拟合得到的,因为利用室内分光光度计测量并进一步计算得到的  $b'_p(\lambda)$  的波长范围是 400~750nm, 我们利用负指数函数拟合 400~750nm 的  $b'_p(\lambda)$  曲线, 得到  $b'_p(440)$  和负指数函数参数  $S$ , 利用  $b'_p(440)$  和  $S$  可以拟合得到 750~900nm 的  $b'_p(\lambda)$  曲线。

因此, 利用 2 个波段的数据便可以计算得到  $C_s$  值:

$$C_s = \frac{r_{rs}(\lambda_1) a_w(\lambda_1) b'_p(\lambda_2) - r_{rs}(\lambda_2) a_w(\lambda_2) b'_p(\lambda_1)}{\tilde{b}_{bp} b'_p(\lambda_1) b'_p(\lambda_2) (r_{rs}(\lambda_2) - r_{rs}(\lambda_1))} \quad (5.7)$$

其中,

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{R_{rs}(\lambda)}{(1-r(\theta_v)) * (1-r(\theta_s)) / n^2 + \rho_w * 4 * R_{rs}(\lambda)} \quad (5.8)$$

### (2) 750nm 以后的单波段反演 $C_s$

对于某些遥感器, 750nm 以后也许只有一个波段, 此时就需要首先根据经验或者经验公式得到  $f/Q$  的值, 这样, 公式 (5.6) 中就只有 1 个未知数  $C_s$  了, 利用一个波段的  $R_{rs}(\lambda)$  数据就可以计算得到  $C_s$ , 即

$$C_s = \frac{r_{rs}(\lambda_1) a_w(\lambda_1)}{\frac{f}{Q} - r_{rs}(\lambda_1) \tilde{b}_{bp} b'_p(\lambda_1)} \quad (5.9)$$

需要的输入参数包括  $a_w(\lambda)$ 、 $b'_p(\lambda)$ 、 $R_{rs}(\lambda)$ 、 $\tilde{b}_{bp}$ 、 $\theta_s$ 、 $\theta_v$  和  $f/Q$ 。

将公式 (5.8) 带入公式 (5.9)，将除  $R_{rs}$  之外的参量归并，得到

$$C_s = \frac{1}{\frac{x}{R_{rs}(\lambda_1)} + y} = \frac{R_{rs}(\lambda_1)}{x + yR_{rs}(\lambda_1)} \quad (5.10)$$

其中，

$$x = \frac{\frac{f}{Q}(1-r(\theta_v)) * (1-r(\theta_s))/n^2}{\frac{a_w(\lambda_1)}{\tilde{b}_{bp}b'_p(\lambda_1)}} \quad (5.11)$$

$$y = \frac{\frac{f}{Q}\rho_w * 4-1}{\frac{a_w(\lambda_1)}{\tilde{b}_{bp}b'_p(\lambda_1)}} \quad (5.12)$$

公式 (5.10) 描述了 750nm 以后的  $R_{rs}$  和  $C_s$  的简单关系。今后如果要建立  $R_{rs}$  和  $C_s$  的回归公式来反演  $C_s$  的话，最好选择公式 (5.10) 的形式，因为公式 (5.10) 是由生物光学模型推导来的，有明确的物理意义，而且回归得到的系数  $x$  和  $y$  也是有物理意义的，如公式 (5.11) 和 (5.12) 所示。

本文提出的这种 750nm 后单波段反演  $C_s$  的方法不仅适用于高光谱遥感器，还适用于 750~900nm 只有一个波段的多光谱遥感器，比如 Landsat 5 TM 第 4 波段 (760~900nm) 和 CBERS CCD 第 4 波段 (770~890nm) 等。在将公式 (5.9) 应用到宽波段多光谱遥感数据的时候，需要把  $a_w(\lambda)$  和  $b'_p(\lambda)$  根据多光谱遥感器的波段响应函数进行波段等效，再输入到公式中。

### 5.3 高光谱水质参数反演波段选择

高光谱数据提供了丰富的信息，但是单就水质高光谱遥感应用来说有很大的数据冗余，排除一些高度相关的冗余波段将大大提高模型和系统运行效率。

代数法所使用的波段比较明确，就是 750~900nm。非线性优化和矩阵反演所使用的波段比较随意，因此需要选择合适的波段来提高水质参数的反演精度。

本文不仅从光谱波形变化的角度进行波段优化, 考虑水面光谱和水质参数的相关性, 更重要的是从水体固有光学特性分析的角度进行波段选择。本文针对三种典型水质参数叶绿素、悬浮物和 CDOM, 指出每种水质参数反演的最佳波长范围, 为矩阵反演和非线性优化方法中的波段选择提供依据。

### 5.3.1 各波段 $R_{rs}$ 与三种水质参数的相关性分析

利用太湖 4 次试验获取的水面遥感反射率  $R_{rs}$  光谱和三种水质参数叶绿素 a、悬浮物和 CDOM 进行相关分析, 得到每个波段  $R_{rs}$  与三种水质参数的线性相关系数曲线, 如图 5.4 所示。

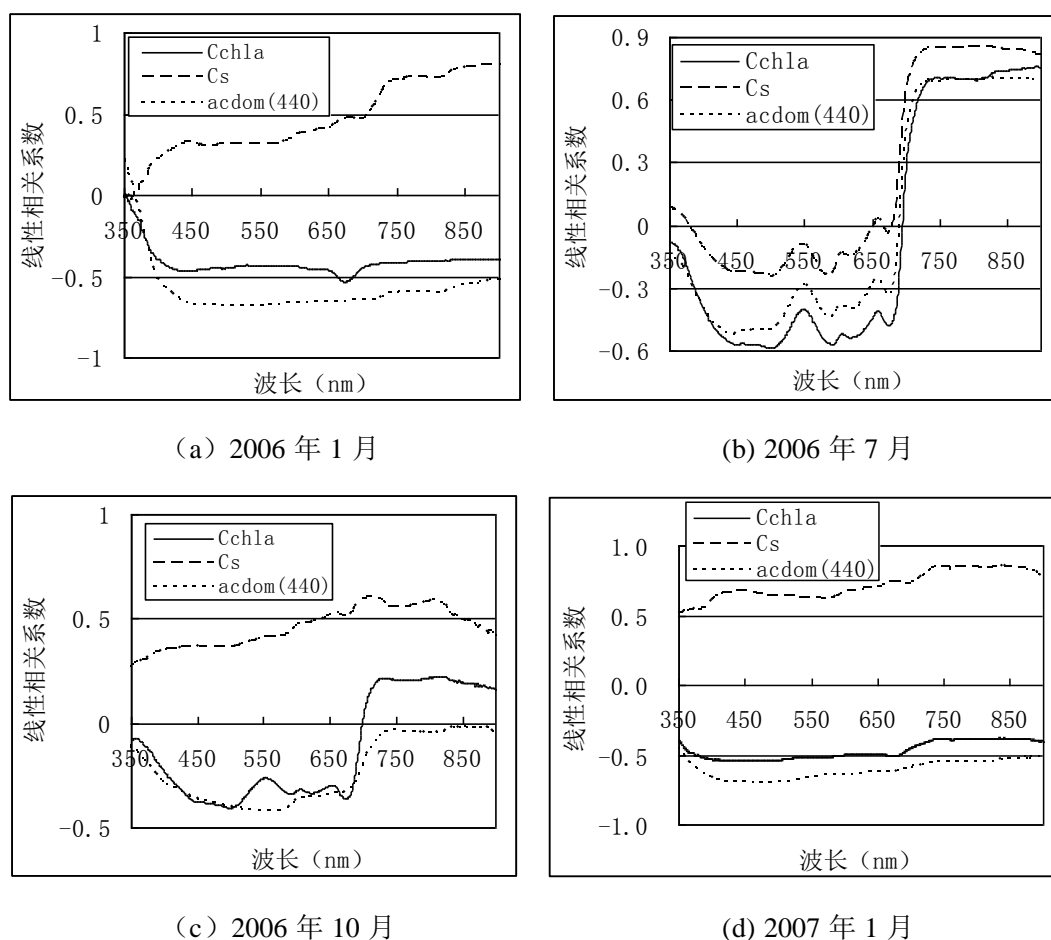


图 5.4 太湖 4 次试验  $R_{rs}$  数据与三种水质参数的线性相关系数曲线

从图 5.4 中可以看出, 750nm 以后  $C_s$  和  $R_{rs}$  具有显著的正相关, 秋季的相关系数大于 0.55, 夏季和冬季的相关系数都大于 0.7。这主要是由于 750nm 以后叶绿素、非色素悬浮物和黄色物质的吸收系数都降到 0, 总体总吸收系数等

于纯水的吸收系数,而水体的总悬浮物的后向散射系数和悬浮物浓度显著正相关,与叶绿素和黄色物质无关,因而 750nm 以后的  $R_{rs}$  和悬浮物浓度显著正相关。

$C_{chl a}$  和  $a_{cdom}(440)$  和各波段  $R_{rs}$  的线性相关系数曲线的形状受季节影响较大。冬季,  $R_{rs}$  与  $C_{chl a}$  和  $a_{cdom}(440)$  负相关。这主要是由于冬天的叶绿素和黄色物质与悬浮物浓度不存在显著正相关,而且叶绿素和黄色物质都是以吸收作用为主,吸收作用越大  $R_{rs}$  越小,因此和  $R_{rs}$  呈现显著负相关。冬季的  $a_{cdom}(440)$  和 400nm 的  $R_{rs}$  的负相关系数的绝对值大于 0.7,这是由于冬季的叶绿素浓度很低,400nm 附近的水体总吸收系数中  $a_{cdom}$  占了较大的比例。冬季的叶绿素浓度和  $R_{rs}$  显著负相关,但是相关系数的绝对值都小于 0.55,主要是由于叶绿素的浓度比较低,叶绿素的吸收系数也比较小,对  $R_{rs}$  的影响相对比较小。

夏季,在 750nm 以后的  $R_{rs}$  与  $C_{chl a}$  和  $a_{cdom}(440)$  都具有显著正相关。这是由于夏季叶绿素浓度比较高,是总悬浮物的重要组成部分,因而和总悬浮物浓度具有显著的正相关,从而进一步和  $R_{rs}$  具有显著的正相关,夏季的  $C_{chl a}$  和  $a_{cdom}(440)$  具有显著正相关,因而  $a_{cdom}(440)$  也和  $R_{rs}$  具有显著正相关。700nm 以前的  $R_{rs}$  和  $C_s$ 、 $C_{chl a}$  和  $a_{cdom}(440)$  都是负相关,这是由于 700nm 以前的  $R_{rs}$  与  $C_{chl a}$ 、 $C_{chl a}$  和  $a_{cdom}(440)$  负相关。叶绿素、悬浮物和 CDOM 的吸收作用比较明显。

秋季,  $R_{rs}$  与  $a_{cdom}(440)$  都是负相关的,相关系数的绝对值不高,而且 700nm 以后相关系数的绝对值迅速减小,这是由于 700nm 以后 CDOM 的吸收作用已经可以忽略了。700nm 以前的  $R_{rs}$  与  $C_{chl a}$  负相关,700nm 以后的  $R_{rs}$  与  $C_{chl a}$  正相关,这是由于 700nm 以前叶绿素的吸收作用比较明显,700nm 以后叶绿素的吸收作用可以忽略,叶绿素的颗粒作为悬浮物的一部分体现的是散射作用。

总之,夏季和秋季的水体的光学特性主要受叶绿素、悬浮物和 CDOM 三种因素影响;冬季的水体的光学特性主要受悬浮物和 CDOM 影响。

### 5.3.2 三种水质参数反演的最佳波长范围

根据前面的水质参数和各波段的  $R_{rs}$  的相关分析,结合水体各水色因子的固有光学量光谱,可以确定反演水质参数时所能选择的最佳波长范围。

根据前面的相关分析结果,发现在长波波段(大于 750nm),  $R_{rs}$  光谱与悬浮物浓度的相关性比较高。750nm 以后,浮游植物、非色素悬浮物和 CDOM 的吸收系数都降至 0,  $R_{rs}$  的大小和悬浮物的散射系数成正比,从而进一步和悬浮物的浓度成正比。900nm 以后,水体的反射率已经很低,不适宜用于反演水质参数,因而 750~900nm 是反演悬浮物浓度的最佳波段范围。

CDOM 的吸收系数是随波长近似按负指数函数递减的,因而没有明确的特征波段。而且,非色素悬浮物吸收系数也是随波长近似按负指数函数递减的,因而很难找到 CDOM 单独的光谱特征,只能说 CDOM 的吸收作用在蓝光比较强烈,蓝光是反演黄色物质的最佳波段。

叶绿素 a 和  $R_{rs}$  没有很高的线性相关系数。叶绿素 a 吸收系数光谱比较复杂,在 440nm 和 675nm 附近有两个吸收峰,在 560nm 附近有个吸收谷,在 700nm 附近有吸收系数的一个拐点。此外,625nm 附近是藻青蛋白吸收峰,650nm 附近是吸收谷,藻青蛋白和叶绿素 a 也是成正比的。所有这些特征波长都是反演叶绿素 a 的合理的波段。

## 5.4 矩阵反演法、非线性优化法和代数法的检验

本文利用太湖 4 次试验数据检验了矩阵反演法、非线性优化法和代数法的水质参数反演结果,分析了三种反演算法的优势和不足,在此基础上指出了适用于太湖各季节水质参数反演的最佳算法。

### 5.4.1 反演结果概述

#### (1) 三种方法的反演过程和结果

矩阵反演法、非线性优化法和代数法都是建立在 SIOPs 数据库的基础上,当在 SIOPs 数据库中寻找太湖某个采样点测量的遥感反射率光谱对应的 SIOPs 数据的时候,要根据该采样点所在湖区和遥感反射率数据的获取季节查找 SIOPs 数据库相应湖区、相应季节的 SIOPs 数据。

当使用 2007 年 1 月  $R_{rs}$  数据反演水质参数的时候,首先选择 2007 年 1 月太湖各湖区对应的 SIOPs 数据,然后选择 2006 年 1 月太湖各湖区对应的 SIOPs

数据。这样做的目的是检验使用不同年份相同季节的 SIOPs 数据对于水质参数反演精度的影响，也就是检验水质参数反演算法的季节适用性。

矩阵反演法、非线性优化法和代数法中使用的波段参考本文 5.3.2 节中指出的三种水质参数反演的最佳波长范围，但不局限于这些波长范围，以达到反演误差最小为目的来选择合适的波段。另外，选择的波段最好属于本文 3.2.2 节中指出的太湖各季节水体的  $R_{rs}$  光谱特征波长，因为这些特征波长最能够反映某种水质参数的影响，不过同样也是不局限于这些特征波长，以达到反演误差最小为目的。

理论上讲，对于非线性优化法（四未知数），只要选择四个或四个以上的波段就可以同时反演得到三种水质参数： $C_{chl a}$ 、 $C_s$  和  $a_{cdom}(440)$ ；对于矩阵反演法，只要选择三个或三个以上的波段就可以同时反演得到三种水质参数： $C_{chl a}$ 、 $C_s$  和  $a_{cdom}(440)$ 。但是，由于本文选择的生物光学模型是水中辐射传输方程的近似解，会有误差；水面测量的  $R_{rs}$  数据也存在误差；SIOPs 数据存在误差；矩阵反演法中的  $f$  和  $Q$  值的确定也有误差，这些误差对于每种水质参数反演的影响是不同的，因此使用相同的反演方法和相同的波段组合得到的每种水质参数的反演精度通常是不同的。

试验结果表明  $C_{chl a}$  和  $C_s$  的反演精度比较高，但是  $a_{cdom}(440)$  的反演精度很低，这主要是由于 CDOM 吸收系数没有明显的光谱特征，虽然蓝光波段 CDOM 吸收系数比较大，但是蓝光波段的浮游植物和非色素悬浮物的吸收系数同样很大，使得 CDOM 的吸收作用不明显，而且水面测量的  $R_{rs}$  数据在蓝光波段的噪声也相对比较大。Hakvoorta（2002）和 Kishino（2005）的试验中  $a_{cdom}(440)$  的反演精度同样很低。

## （2）叶绿素 a 和悬浮物的反演结果概述

由于  $a_{cdom}(440)$  的反演结果不好，本文下面仅介绍  $C_{chl a}$  和  $C_s$  的反演结果，在此基础上分析反演  $C_{chl a}$  和  $C_s$  的最佳方法和最佳波段组合。

反演悬浮物浓度共有 5 种方法，分别是矩阵反演法、四未知数非线性优化法、三未知数非线性优化法、750nm 后双波段法和 750nm 后单波段法。叶绿素 a 浓度反演只有三种方法，分别是矩阵反演法、四未知数非线性优化法和三



未知数非线性优化法。

试验结果表明，悬浮物和叶绿素 a 浓度不能同时以较高的精度反演得到，反演叶绿素 a 和悬浮物浓度的最佳方法可能是不一样的，反演方法中使用的最佳反演波段组合通常是不一样的。因此，反演叶绿素 a 和悬浮物浓度需要分别进行。本文下面分别介绍悬浮物和叶绿素 a 浓度的反演结果。

通过分析同一季节不同反演方法的反演结果，可以指出每个季节哪种反演方法是最佳的；通过分析同一反演方法在不同季节的反演结果，可以指出每种反演方法的适用范围，以及每种反演方法在不同季节所使用的最佳波段组合。

本文以所有采样点的水质参数的测量值和反演值的平均相对误差来衡量水质参数反演结果的好坏，平均相对误差越小说明反演精度越高。有时叶绿素 a 和悬浮物浓度的反演结果在大部分点的反演精度比较高，只是在个别几个点的反演精度比较差，这可能是由数据的噪声造成的。因此，本文下面在评价每种方法的反演精度的时候，除了给出全部采样点反演结果的平均相对误差，还给出剔除个别反演结果很差的点之后计算得到的平均相对误差。

太湖夏季和秋季水体有大量水华漂浮在水面上，此时藻类垂直分布很不均匀，接近于水体表面的藻类浓度远高于水体下面的，我们在水华点测量光谱时反映的主要是表层藻类的信息。但是，我们采集水样的时候，利用标准采样桶采集的是从水面到水下 50 厘米的水柱的水体，这些水体在实验室内测量得到的 IOPs 和水质参数数据所反映的是 0—50 厘米水柱的综合情况，与水面光谱不能很好的对应。因此，水华采样点的水质参数反演结果可能会存在问题。为了解决这个问题，本文将采样点分成水华点和非水华点，分别检验它们的反演精度，如果水华点和非水华点的反演结果差别比较大，以非水华点的反演结果为准。

#### 5.4.2 悬浮物浓度的反演结果

下面分别利用 5 种方法（四未知数非线性优化法、三未知数非线性优化法、矩阵反演法、750nm 后双波段法和 750nm 后单波段法）反演 2006 年 1 月、7 月、10 月和 2007 年 1 月的太湖的 50 个采样点的悬浮物浓度，每种方法都根据反演结果确定最佳的波段组合。

## (1) 每个季节 5 种方法的反演结果比较

## ① 2006 年 1 月

表 5.5 2006 年 1 月 5 种方法反演  $C_s$  结果比较

序号	反演方法	波段组合 (nm)	$C_s$ 相对误差	备注
1	四个未知数 非线性优化	450, 585, 677, 696, 734.	0.137	全部点
2	三个未知数 非线性优化	653, 677, 696, 734.	0.190	全部点
3	矩阵反演	677, 696, 734.	0.297	全部点
			0.226	去掉 2 个点
4	750nm 后 双波段法	794, 800.	0.125	全部点
5	750nm 后 单波段法	840.	0.400	全部点
			0.223	去掉 3 个点

对于 2006 年 1 月太湖水体数据, 悬浮物浓度的反演误差比较低, 这主要是由于太湖冬季悬浮物浓度比较高, 悬浮物的吸收系数在总吸收系数中的比重比较大, 而且悬浮物的散射作用非常明显。四个未知数非线性优化法和 750nm 后双波段法具有最高的反演精度 (最低的相对误差), 这主要是由于这两种方法不要求利用经验关系确定  $f/Q$  的值, 而是可以根据波段运算得到, 因而减少了由确定  $f/Q$  的经验公式带来的误差。750nm 后单波段法的反演精度最差, 这主要是由于单个近红外波段的噪声可能比较大, 而且  $f/Q$  经验公式也会带来误差。矩阵反演方法比 750nm 后单波段法的反演精度高, 不过比非线性优化法和 750nm 后双波段法差。

## ② 2006 年 7 月

表 5.6 2006 年 7 月不同方法反演  $C_s$  结果比较

序号	反演方法	波段组合 (nm)	$C_s$ 相对误差	备注
1	四个未知数 非线性优化	450, 562, 678, 700, 731.	0.196	全部点
			0.178	非水华点
2	三个未知数 非线性优化	562, 678, 700, 731.	0.183	全部点
			0.186	非水华点
3	矩阵反演	678, 700, 731.	0.257	全部点
			0.258	非水华点
4	750nm 后 双波段法	无合适波段		
5	750nm 后 单波段法	828.	0.292	全部点
			0.266	非水华点

对于 2006 年 7 月数据, 有 11 个采样点是水华, 也就是水体表层漂浮大量的藻类。考虑到水华对水体光学特性的特殊影响, 本文将全部采样点分为水华点和非水华点, 分别考察全部采样点和非水华点的反演误差。反演结果表明, 夏季太湖水体的悬浮物浓度反演受水华影响很小, 主要是由于漂浮在水面附近的藻类不够厚, 光线可以穿透藻类入射到水下, 而且悬浮物浓度的垂直分层不明显。

四个未知数和三个未知数的非线性优化法反演的相对误差最小, 都小于 0.2。750nm 后双波段法不适用于太湖夏季数据, 这主要是由于 750nm 以后可能仍然存在浮游植物的部分吸收和散射作用, 影响了 750nm 以后  $R_{rs}$  的光谱形状。750nm 后单波段法的反演精度最差。矩阵反演方法比 750nm 后单波段法的反演精度高, 不过比非线性优化法差。

## ③ 2006 年 10 月

表 5.7 2006 年 10 月不同方法反演  $C_s$  结果比较

序号	反演方法	波段组合 (nm)	$C_s$ 相对误差	备注
1	四个未知数 非线性优化	450, 566, 679, 696, 733.	很大	全部点
			0.271	非水华点
2	三个未知数 非线性优化	566, 679, 696, 733.	很大	全部点
			0.178	非水华点
3	矩阵反演	679, 696, 733.	0.579	全部点
			0.327	非水华点
4	750nm 后 双波段法	无合适波段		
5	750nm 后 单波段法	824.	很大	全部点
			0.249	非水华点

对于 2006 年 10 月数据, 有 12 个点是水华, 因此和 7 月份一样, 也分为全部点和非水华点来分析反演精度。反演结果表明, 秋季太湖水体的悬浮物浓度反演受水华影响很大, 全部点和非水华点的反演误差相差很多, 全部点的  $C_s$  反演误差远大于非水华点的  $C_s$  反演误差。这主要是由于水华点水体中漂浮的藻类的比较厚, 严重影响了光线入射到水下, 使得水面光谱反演的悬浮物浓度与现场采样测量的悬浮物浓度差别很大。由于水华点的悬浮物浓度意义不大, 因此, 我们只考虑非水华点的悬浮物浓度反演误差。

三个未知数非线性优化法的反演结果最好,  $C_s$  平均相对误差小于 0.2。四个未知数非线性优化法的反演结果比三个未知数非线性优化法差, 主要是由于使用的波段比较多, 而这些波段受叶绿素和 CDOM 的影响比较大。和 7 月份一样, 750nm 后双波段法不适用于 10 月份数据。750nm 后单波段法的反演结果比较好, 好于四个未知数非线性优化法。矩阵反演法的误差最大, 不过它受水华的影响最小。

## ④ 2007 年 1 月

## ● 基于 2007 年 1 月的 SIOPs

表 5.8 2007 年 1 月不同方法反演  $C_s$  结果比较 (基于 2007 年 1 月 SIOPs)

序号	反演方法	波段组合 (nm)	$C_s$ 相对误差	备注
1	四个未知数 非线性优化	450, 585, 677, 696, 734.	0.172	全部点
2	三个未知数 非线性优化	653, 677, 696, 734.	0.148	全部点
3	三个未知数 矩阵反演	677, 696, 734.	0.257	全部点
			0.184	去掉 2 个点
4	750nm 后 双波段法	794, 800.	0.242	全部点
5	750nm 后 单波段法	840.	0.386	全部点
			0.245	去掉 2 个点

2007 年 1 月和 2006 年 1 月的反演结果类似, 悬浮物浓度的反演误差比较低。四个未知数和三个未知数非线性优化的反演结果最好, 都小于 0.2, 其次是 750nm 后双波段法。矩阵反演方法的结果好于 750nm 后单波段法。

## ● 基于 2006 年 1 月的 SIOPs

表 5.9 2007 年 1 月不同方法反演  $C_s$  结果比较 (基于 2006 年 1 月 SIOPs)

序号	反演方法	波段组合 (nm)	$C_s$ 相对误差	备注
1	四个未知数 非线性优化	450, 585, 677, 696, 734.	0.164	全部点
2	三个未知数 非线性优化	653, 677, 696, 734.	0.144	全部点
3	三个未知数 矩阵反演	677, 696, 734.	0.319	全部点
			0.218	去掉 2 个点

4	750nm 后 双波段法	794, 800.	0.241	全部点
5	750nm 后 单波段法	840.	0.422	全部点
			0.267	去掉 2 个点

利用 2007 年 1 月的  $R_{rs}$  数据反演悬浮物浓度的时候, 以 2006 年 1 月获取的 SIOPs 数据作为输入参数, 这样可以检验这些水质参数反演方法的季节适用性。试验结果表明, 使用 2006 年 1 月的 SIOPs 得到的反演结果和使用 2007 年 1 月的 SIOPs 的反演结果是基本一致的。这说明了基于 SIOPs 数据库的水质参数反演分析方法具有很好的季节适用性。

## (2) 悬浮物浓度最佳反演方法分析

使用非线性优化方法反演  $C_s$  的精度最高, 尤其是三未知数非线性优化方法, 对于 4 次数据的  $C_s$  平均相对误差都是小于 0.2。因此, 反演  $C_s$  首选三未知数非线性优化方法。除了三未知数非线性优化方法在 4 次试验数据都获取较高的精度外, 其他几种方法在每个季节的适用性是不同的。

对于冬季太湖水体 (2006 年 1 月和 2007 年 1 月), 反演精度仅次于非线性优化方法的就是 750nm 后双波段法, 然后是矩阵反演法和 750nm 后单波段法。

对于夏季太湖水体, 反演精度仅次于非线性优化方法的就是矩阵反演方法, 然后是 750nm 后单波段法, 750nm 后双波段法不适用于太湖夏季水体。

对于秋季太湖水体, 反演精度最高的仍然是三未知数非线性优化法, 不过反演精度仅次于三未知数非线性优化法的是 750nm 后单波段法, 然后才是四未知数非线性优化法和矩阵反演法, 750nm 后双波段法也不适用于太湖秋季水体。

根据上面的分析, 将 5 种  $C_s$  反演方法按照反演精度排序, 如表 5.10 所示, 表中也包括了每种反演方法在每个季节所使用的最佳波段组合。

表 5.10 5 种  $C_s$  反演方法及其使用的波段组合按反演精度排序

$C_s$ 反演 精度排序	冬季	夏季	秋季
1	三未知数非线性优化	三未知数非线性优化	三未知数非线性优化
	653, 677, 696, 734.	562, 678, 700, 731.	566, 679, 696, 733.
2	四未知数非线性优化	四未知数非线性优化	750nm 以后单波段法
	450, 585, 677, 696, 734.	450, 562, 678, 700, 731.	824.
3	750nm 后双波段法	矩阵反演	四未知数非线性优化
	794, 800.	678, 700, 731.	450, 566, 679, 696, 733.
4	矩阵反演	750nm 以后单波段法	矩阵反演
	677, 696, 734.	828.	679, 696, 733.
5	750nm 以后单波段法		
	840.		

从表 5.10 中可以看出, 三未知数非线性优化都使用 4 个波段, 后 3 个波段是一致的, 对应于相同的  $R_{rs}$  光谱特征, 只是这些光谱特征的波长位置具有季节性变异规律; 前面 1 个波段有所不同, 冬季使用的是反射峰 653nm, 夏季和秋季使用的是分别是反射峰 562 和 566nm。四个未知数非线性优化都使用 5 个波段, 这 5 个波段是一致的, 都是对应于相同的  $R_{rs}$  光谱特征。矩阵反演都使用 3 个波段, 这 3 波段对应于相同的  $R_{rs}$  光谱特征。750nm 后双波段方法反演冬季  $C_s$  的精度很高, 但是不适用于夏季和秋季, 2 次冬季试验的 750nm 后双波段方法使用的波段组合都是 794 和 800nm。750nm 后单波段法反演  $C_s$  的精度一般, 不过比较稳定, 夏、秋、冬季都适用, 2 次冬季试验的 750nm 后单波段法使用的波段都是 840nm, 夏季和秋季使用的波段也是非常接近, 分别是 828nm 和 824nm。

今后在利用遥感数据反演  $C_s$  的时候, 根据遥感数据源的波段特征和数据的季节特征, 根据表 5.10 从上到下选择相应的反演方法。

### 5.4.3 叶绿素 a 浓度的反演结果

下面分别利用 3 种方法（四未知数非线性优化法、三未知数非线性优化法、矩阵反演法）反演 2006 年 1 月、7 月、10 月和 2007 年 1 月的太湖的 50 个采样点的叶绿素 a 浓度，每种方法都根据反演结果确定最佳的波段组合。

#### （1）每个季节 3 种方法的反演结果比较

##### ① 2006 年 1 月

表 5.11 2006 年 1 月不同方法反演  $C_{chl a}$  结果比较

序号	反演方法	波段组合 (nm)	$C_{chl a}$ 相对误差	备注
1	四个未知数 非线性优化	400, 450, 585, 677, 696.	0.430	全部点
			0.230	去掉 5 个点
2	三个未知数 非线性优化	585, 631, 653, 677.	0.393	全部点
			0.338	去掉 5 个点
3	矩阵反演	585, 595, 605, 615, 625, 635, 645, 655, 665, 675, 685, 695.	0.538	全部点
			0.327	去掉 5 个点

对于 2006 年 1 月太湖水体数据， $C_{chl a}$  反演误差相对比较高，三种方法得到的相对误差都大于 0.30，这主要是由于冬季太湖水体的叶绿素浓度很低，浮游植物吸收系数占总吸收系数的比重也很小，因此反演叶绿素 a 浓度的难度很大。

如果去掉个别反演精度很差的点，对于四未知数非线性优化法，去掉 5 个点之后得到的  $C_{chl a}$  反演误差可以降低至 0.230，这是一个不错的反演精度。

综合考虑三种反演方法得到的全部点和去掉个别点的平均相对误差，四未知数非线性优化法的叶绿素 a 反演精度最高，其次是三未知数非线性优化法，反演精度相对最差的是矩阵反演法，而且矩阵反演法使用高达 12 个波段。



## ② 2006 年 7 月

表 5.12 2006 年 7 月不同方法反演  $C_{chl a}$  结果比较

序号	反演方法	波段组合 (nm)	$C_{chl a}$ 相对误差	备注
1	四个未知数 非线性优化	400, 450, 562, 678, 700.	0.729	全部点
			0.472	非水华点
2	三个未知数 非线性优化	562, 630, 652, 678.	1.855	全部点
			0.407	非水华点
3	矩阵反演	400, 450, 562, 678, 700.	0.497	全部点
			0.300	非水华点

对于 2006 年 7 月太湖水体数据,  $C_{chl a}$  反演误差相对比较高, 三种方法得到的所有点以及非水华点的相对误差都大于等于 0.30, 这主要是由于夏季太湖水体的藻类浓度比较高, 藻类倾向于漂浮在水面附近, 这使得藻类在水体里的垂直分布很不均匀, 现场采集的水样在实验室内测量的 IOPs 和水质参数与现场测量的水面光谱对应的水体往往不一致, 因此利用实验室内测量的水质参数数据去检验水面光谱反演的水质参数会遇到问题。

对于 2006 年 7 月太湖水体数据,  $C_{chl a}$  反演平均相对误差最小的是矩阵反演方法, 其次是三未知数非线性优化法, 然后是四未知数非线性优化法。

## ③ 2006 年 10 月

表 5.13 2006 年 10 月不同方法反演  $C_{chl a}$  结果比较

序号	反演方法	波段组合 (nm)	$C_{chl a}$ 相对误差	备注
1	四个未知数 非线性优化	450, 500, 566, 632, 652, 679.	0.729	全部点
			0.438	非水华点
2	三个未知数 非线性优化	566, 632, 652, 679.	0.451	全部点
			0.421	非水华点
3	矩阵反演	566, 632, 652, 679.	0.552	全部点
			0.478	非水华点

对于 2006 年 10 月太湖水体数据,  $C_{chl a}$  反演误差相对比较高, 三种方法得到的所有点以及非水华点的相对误差都大于 0.40, 这主要是由于秋季太湖水体的藻类浓度仍然比较高, 仍然存在和夏季水体一样的问题。

对于 2006 年 10 月太湖水体数据,  $C_{chl a}$  反演平均相对误差最小的是三未知数非线性优化法, 其次是四未知数非线性优化法, 然后是矩阵反演方法。

#### ④ 2007 年 1 月

##### ● 基于 2007 年 1 月的 SIOPs

表 5.14 2007 年 1 月不同方法反演  $C_{chl a}$  结果比较 (基于 2007 年 1 月 SIOPs)

序号	反演方法	波段组合 (nm)	$C_{chl a}$ 相对误差	备注
1	四个未知数 非线性优化	400, 450, 585, 677, 696.	0.515	全部点
			0.267	去掉 3 个点
2	三个未知数 非线性优化	585, 631, 653, 677.	0.447	全部点
			0.400	去掉 3 个点
3	矩阵反演	596, 606, 616, 626, 636,	0.789	全部点
		646, 656, 666, 676, 686.	0.351	去掉 4 个点

2007 年 1 月和 2006 年 1 月的反演结果类似,  $C_{chl a}$  反演误差相对比较高, 三种方法得到的相对误差都大于 0.40。

如果去掉个别反演精度很差的点, 对于四未知数非线性优化法, 去掉 3 个点之后得到的  $C_{chl a}$  反演误差可以降低至 0.267, 这是一个不错的反演精度。

综合考虑三种反演方法得到的全部点和去掉个别点的平均相对误差, 四未知数非线性优化法的叶绿素 a 浓度反演精度最高, 其次是三未知数非线性优化法, 反演精度相对最差的是矩阵反演法, 而且矩阵反演法使用高达 10 个波段。

## ● 基于 2006 年 1 月的 SIOPs

表 5.15 2007 年 1 月不同方法反演  $C_{chl a}$  结果比较（基于 2006 年 1 月 SIOPs）

序号	反演方法	波段组合 (nm)	$C_{chl a}$ 相对误差	备注
1	四个未知数	400, 450, 585, 677, 696.	0.491	全部点
	非线性优化		0.256	去掉 5 个点
2	三个未知数	585, 631, 653, 677.	0.454	全部点
	非线性优化		0.388	去掉 5 个点
3	矩阵反演	585, 595, 605, 615, 625, 635,	0.827	全部点
		645, 655, 665, 675, 685, 695.	0.271	去掉 7 个点

利用 2007 年 1 月的  $R_{rs}$  数据反演叶绿素 a 浓度的时候,以 2006 年 1 月获取的 SIOPs 数据作为输入参数,这样可以检验这些水质参数反演方法的季节适用性。试验结果表明,使用 2006 年 1 月的 SIOPs 得到的反演结果和使用 2007 年 1 月的 SIOPs 的反演结果是基本一致的。这说明了基于 SIOPs 数据库的水质参数反演分析方法具有很好的季节适用性。

如果去掉个别反演精度很差的点,对于四未知数非线性优化法,去掉 5 个点之后得到的  $C_{chl a}$  反演误差可以降低至 0.256,这是一个不错的反演精度。

综合考虑三种反演方法得到的全部点和去掉个别点的平均相对误差,四未知数非线性优化法的叶绿素 a 浓度反演精度最高,其次是三未知数非线性优化法,反演精度相对最差的是矩阵反演法,而且矩阵反演法使用高达 12 个波段。

### (2) 叶绿素 a 浓度最佳反演方法分析

叶绿素 a 浓度反演只有 3 种方法,比悬浮物少了 2 种。

叶绿素 a 浓度反演的精度不如悬浮物反演精度。导致叶绿素浓度反演精度不高的原因随季节而不同,冬季太湖水体的叶绿素浓度很低,浮游植物吸收系数占总吸收系数的比重也很小,因此反演叶绿素的难度很大;夏季和秋季太湖水体的叶绿素浓度比较高,浮游植物吸收系数占总吸收系数的比重也比较大,但是由于藻类浓度高的时候,藻类倾向于漂浮在水面附近,这使得藻类在水体

里的垂直分布很不均匀，现场采集的水样在实验室内测量的 IOPs 和水质参数与水面现场测量的水面光谱对应的水体往往不一致，因此利用实验室内测量的水质参数数据去检验水面光谱反演的水质参数存在的问题。

3 种叶绿素 a 反演方法在每个季节的适用性是不同的。利用冬季太湖水体数据反演  $C_{chl a}$ ，反演精度从高到低依次是四未知数非线性优化法、三未知数非线性优化法和矩阵反演法；利用夏季太湖水体数据反演  $C_{chl a}$ ，反演精度从高到低依次是矩阵反演法、三未知数非线性优化法和四未知数非线性优化法；利用秋季太湖水体数据反演  $C_{chl a}$ ，反演精度从高到低依次是三未知数非线性优化法、四未知数非线性优化法和矩阵反演法。

将 3 种  $C_{chl a}$  反演方法按照反演精度排序，如表 5.16 所示，表中也包括了每种反演方法在每个季节所使用的最佳波段组合。

表 5.16 3 种  $C_{chl a}$  反演方法按照反演精度排序

$C_{chl a}$ 反演 精度排序	冬季	夏季	秋季
1	四未知数非线性优化	矩阵反演	三未知数非线性优化
	400, 450, 585, 677, 696.	400, 450, 562, 678, 700.	566, 632, 652, 679.
2	三未知数非线性优化	三未知数非线性优化	四未知数非线性优化
	585, 631, 653, 677.	562, 630, 652, 678.	450, 500, 566, 632, 652, 679.
3	矩阵反演	四未知数非线性优化	矩阵反演
	585, 595, 605, 615, 625, 635, 645, 655, 665, 675, 685, 695.	400, 450, 562, 678, 700.	566, 632, 652, 679.

从表 5.16 中可以看出，冬季和夏季的四未知数非线性优化法都使用 5 个波段，这 5 个波段是一致的，都是对应于相同的  $R_{rs}$  光谱特征，只是这些光谱特征的波长位置具有季节性变异规律；秋季的四未知数非线性优化法使用 6 个波段。冬季、夏季和秋季的三未知数非线性优化法都使用 4 个波段，这 4 个波段是一致的，都是对应于相同的  $R_{rs}$  光谱特征。每个季节的矩阵反演法使用的波段组合都是不同的，秋季使用 4 个波段，夏季使用 5 个波段，冬季使用 12 个波段。

今后在利用遥感数据反演  $C_{chla}$  的时候, 根据遥感数据源的波段特征和数据的季节特征, 根据表 5.16 从上到下选择相应的反演方法。

## 5.5 本章小结

本章的主要结论和研究成果包括:

(1) 在矩阵反演方法的理论推导的基础上, 针对矩阵反演方法的不足进行了相应的改进, 完成了基于 SIOPs 数据库的非线性优化方法和代数方法的公式推导。非线性优化方法包括四未知数非线性优化方法和三未知数 (忽略  $a_{cdom}$ ) 非线性优化方法。矩阵反演方法和四未知数非线性优化方法可以同时反演  $C_{chla}$ 、 $C_s$ 、 $a_{cdom}$  三种水质参数; 三未知数非线性优化方法可以同时反演  $C_{chla}$  和  $C_s$  两种水质参数。代数法包括 750nm 后双波段法和 750nm 后单波段法, 这两种方法都用来反演悬浮物浓度  $C_s$ 。

(2) 对于矩阵反演和四未知数非线性优化法, 理论上讲, 只要选择三个或三个以上的波段就可以同时反演得到三种水质参数:  $C_{chla}$ 、 $C_s$  和  $a_{cdom}(440)$ 。但是, 由于本文选择的生物光学模型是水中辐射传输方程的近似解, 会有误差; 水面测量的  $R_{rs}$  数据也存在误差; SIOPs 数据存在误差;  $f$  和  $Q$  值的确定也有误差, 这些误差对于每种水质参数反演的影响是不同的, 因此反演每种水质参数所使用的最佳波段组合通常是不同的。

(3) 利用在太湖获取的 4 次试验数据对矩阵反演方法、非线性优化方法和代数法进行了检验。反演结果表明: 叶绿素 a 和悬浮物的反演结果比较好。每种方法反演叶绿素 a 和悬浮物所使用的最佳波段组合通常是不同的。不过,  $a_{cdom}(440)$  的反演精度很差, 这主要是由于 CDOM 吸收系数没有明显的光谱特征, 虽然蓝光波段 CDOM 吸收作用明显, 但是蓝光波段浮游植物的吸收系数同样很大, 而且水面测量的  $R_{rs}$  数据在蓝光波段的噪声也相对比较大。

(4) 反演悬浮物浓度一共有 5 种方法, 四个未知数非线性优化法、三个未知数非线性优化法、矩阵反演法、750nm 后双波段法, 750nm 后单波段法。根据  $C_s$  的反演精度, 对每个季节的这 5 种  $C_s$  反演方法进行了排序。对于太湖夏、秋、冬季的遥感数据, 反演  $C_s$  的最好的方法都是三个未知数非线性优化法, 其余四种方法的  $C_s$  的反演精度随季节而不同。

(5) 反演叶绿素 a 浓度一共有 3 种方法，四未知数非线性优化法、三未知数非线性优化法和矩阵反演法。根据  $C_{chla}$  的反演精度，对每个季节的这 3 种  $C_s$  反演方法进行了排序。对于太湖冬季的遥感数据， $C_{chla}$  反演精度从高到低依次是四未知数非线性优化法、三未知数非线性优化法和矩阵反演法；对于太湖夏季的遥感数据， $C_{chla}$  反演精度从高到低依次是矩阵反演法、三未知数非线性优化法、四未知数非线性优化法；对于太湖秋季的遥感数据， $C_{chla}$  反演精度从高到低依次是三未知数非线性优化法、四未知数非线性优化法和矩阵反演法。

## 第六章 高光谱遥感图像反演内陆水质参数

基于高光谱遥感图像反演内陆水质参数是对本文基于水面光谱数据建立的水质参数反演分析方法的应用和检验。

### 6.1 高光谱遥感图像反演水质参数的流程

利用高光谱遥感图像反演内陆水质参数需要完成的处理操作主要有6个，依次是：辐射校正、几何校正、阈值分割和掩膜、大气校正、水草水华识别和水质参数反演，其流程图如图6.1所示。

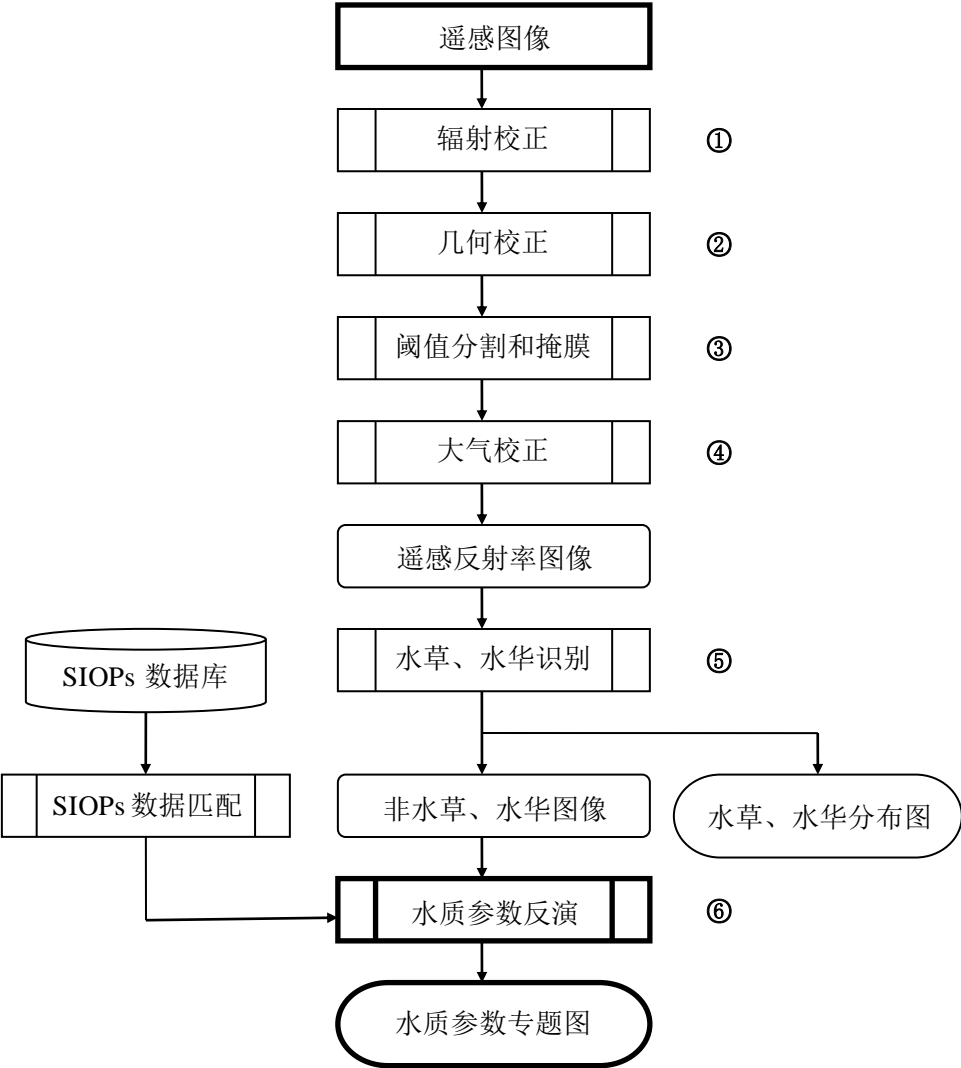


图6.1. 遥感图像反演内陆水质参数的操作流程

定量遥感首先要求对图像进行辐射校正,包括辐射定标、条带噪声消除等。辐射定标是将遥感器获取的图像数码值转换为辐亮度,辐射定标的精度很大程度上决定了定量遥感结果的精度(童庆禧等, 2006; 顾行发等, 2005)。推扫式遥感器获取的遥感图像经常会有条带噪声,需要根据一定办法消除(Garcia & Moreno, 2004)。

水体图像无法找到用于几何校正的控制点,对于卫星遥感图像的几何校正,可以在岸边寻找控制点。对于航空遥感图像,由于图像空间分辨率非常高而且图像覆盖范围窄,因此图像中很可能不包括岸边,此时只能通过飞机上搭载的POS获取的飞行姿态数据来对飞行遥感图像进行自动的几何校正(吴传庆, 2002; 卫征, 2003)。

水体遥感仅以水体为目标,因此要把水体和岸边陆地分开。由于水体在近红外和短波红外的强烈吸收,水体在近红外和短波红外波段的反射非常小,小于岸边地物的反射,因此可以利用一个阈值将图像分为水体和非水体(颜梅春, 2005)。将属于水体的像素设为1,不属于水体的相似设为0,建立掩膜图像。利用掩膜图像和原来的图像相乘,便得到只包含水体的图像(非水体像素值为0)。

水体反射率比较低,遥感器接收的来自水体的信号中很大的部分是来自大气散射,因此利用遥感数据监测水质首先要对遥感图像进行大气校正,得到离水辐亮度或遥感反射率图像(唐军武, 1999; Gordon, 1997)。

来自水草和水华的遥感数据无法用于反演水面以下的水质参数,因此首先要将水草和水华分类出来,做成水华和水草专题图,然后利用非水华和非水草的遥感图像反演水质参数。

经过上面这些图像处理过程,得到了水体的遥感反射率图像,可以基于水质参数反演分析方法反演逐象元的水质参数。此时需要SIOPs数据库的支持,根据遥感图像的区域和季节特征选择合适的SIOPs数据。

## 6.2 遥感图像数据大气校正原理

在水色遥感器所接收到的总辐射量中,离水辐射占的份量很小,其余大部



分是大气散射的辐射量和水面直接反射的辐射量。利用遥感器接收到的辐射信号反演水质参数，第一步就是从这些辐射信号中提取离水辐射，也就是进行精确的大气校正（唐军武，1999；Gordon，1997）。

航空/航天水色遥感器接收的信号和水面遥感器一样，都包括 4 部分，如图 3.1 所示，不同的是航空/航天遥感器获取的这 4 部分辐射量要考虑大气透过率，即：

$$L_{sw} = t L_w + t r_{sky} L_{sky} + T L_g + L_p \quad (6.1)$$

式中： $L_{sw}$  是遥感器接收的总信号； $t L_w$  是进入水体的光被水体散射回水面，经过大气衰减后进入遥感器的离水辐射， $t$  是大气漫射透过率； $t r_{sky} L_{sky}$  是天空光在水面反射以后经过大气衰减进入遥感器的信号，它没有任何水体信息，其中  $r_{sky}$  是天空光的气-水界面反射率， $L_g$  是水面波浪对太阳直射光的随机反射， $T$  是大气直射透过率； $L_p$  是大气程辐射，包括大气分子的瑞利（Rayleigh）散射  $L_r$  和气溶胶散射  $L_a$ 。

目前瑞利散射  $L_r$  已经可以很精确地得到，关键是气溶胶散射  $L_a$  的处理，不同算法的区别也主要体现在此。目前大洋 1 类水体的大气校正比较成熟，实用化的模型主要是 Gordon 提出的应用于 CZCS 单次散射模型和应用与 SeaWiFS 和 MODIS 的多次散射模型（Gordon & Wang，1994；Gordon & Voss，1999）。这些模型的关键是假设水体在近红外波段的离水辐亮度为 0，推出气溶胶类型和光学厚度，进而推导出可见光波段的气溶胶散射。这个假设对于大洋 1 类水体是成立的。但是由于内陆 2 类水体光学特性比较复杂，近红外波段的离水辐亮度一般明显大于 0，因而无法直接使用 Gordon 大气校正算法。由于内陆 2 类水体的光学特性以及上空的大气光学特性都是复杂多变的，目前一直没有很好的由遥感数据逐象元反演气溶胶的办法。

由于利用遥感数据逐象元反演气溶胶光学厚度存在困难，本文假设小区域内的气溶胶均匀分布，因此可以用一个气溶胶光学厚度参与整个区域的图像的大气校正。本文基于大气辐射传输模型 6S 来完成遥感数据的大气校正（Vermote et al., 1997a）。6S 可以输出三个大气校正系数  $x_a$ 、 $x_b$  和  $x_c$ ，将大气层顶辐亮度计算为地表反射率（Vermote et al., 1997b），即

$$acr = (x_a * L_t - x_b) / (1 + x_c * (x_a * L_t - x_b)) \quad (6.2)$$

其中， $L_t$  是大气层顶表观辐亮度， $acr$  是经过大气校正得到的地表反射率。

6S 除了输出三个大气校正系数  $x_a$ 、 $x_b$  和  $x_c$  之外，还可以输出下行直射辐照度  $E_{dir}$  和下行漫射辐照度  $E_{dif}$ ，二者之和等于下行辐照度  $E_{ad}$ 。与遥感器观测方向相对的天空光辐亮度  $L_{sky}$  无法由 6S 输出，因此只能假设天空光均匀分布，从而得到

$$L_{sky} = E_{dif} / \pi \quad (6.3)$$

已知  $L_{sky}$  之后，便可以进一步计算得到离水辐亮度和遥感反射率：

$$L_w = \text{acr} * (E_{dir} + E_{dif}) / \pi - r_{sky} * E_{dif} / \pi \quad (6.4)$$

$$R_{rs} = \text{acr} / \pi - r_{sky} E_{dif} / \pi / (E_{dir} + E_{dif}) \quad (6.5)$$

6S 的输入参数包括遥感器观测几何、太阳天顶角和方位角、成像日期和时间、遥感器波长范围、大气模式、气溶胶模式、气溶胶光学厚度等。其中，气溶胶光学厚度的值可以通过与遥感图像同步在地面利用太阳分光光度计测量大气辐射，进而计算得到；如果遥感图像中有 NASA 气溶胶自动观测网络 AERONET 的气溶胶观测站的话，可以从 AERONET 网站上面下载得到图像对应的气溶胶光学厚度数据；此外，MODIS 的产品中包含气溶胶光学厚度，可以下载。

基于 6S 的遥感数据大气校正的输入数据列表及其获取方法如表 6.1 所示：

表 6.1 基于 6S 的遥感数据大气校正的输入数据列表及其获取方法

序号	数据符号	数据名称	数据类型	数据单位	数据获取方法
1	$L_{sw}$	大气层顶辐亮度图像数据	float	$\text{W/m}^2 / \text{sr} / \mu\text{m}$	要求输入的图像是辐射定标后的辐亮度数据
2	$\lambda_{start}$	波段起始波长	float	nm	来自遥感器介绍材料
3	$\lambda_{end}$	波段终止波长	float	nm	来自遥感器介绍材料
4	Time	图像成像时间	float	无	图像头文件
5	Location	图像水域中心点经纬度	float	度	由几何精校正后的图像中获得
6	$\theta_s$	太阳天顶角	float	度	图像头文件中有，或者由成像时间和图像的经纬度计算得到

7	$\phi_s$	太阳方位角	float	度	图像头文件中有, 或者由成像时间和图像的经纬度计算得到
8	$\theta_v$	观测天顶角	float	度	图像头文件中得到
9	$\phi_v$	观测方位角	float	度	图像头文件中得到
10	$Air_{Model}$	大气模型	int	无	由成像时间和图像经纬度判断
11	$Aero_{Model}$	气溶胶模型	int	无	由图像经纬度和经验判断得到
12	$Altitude$	海拔高度	float	米	由历史资料得到

基于 6S 的遥感数据大气校正的流程图如图 6.2 所示。

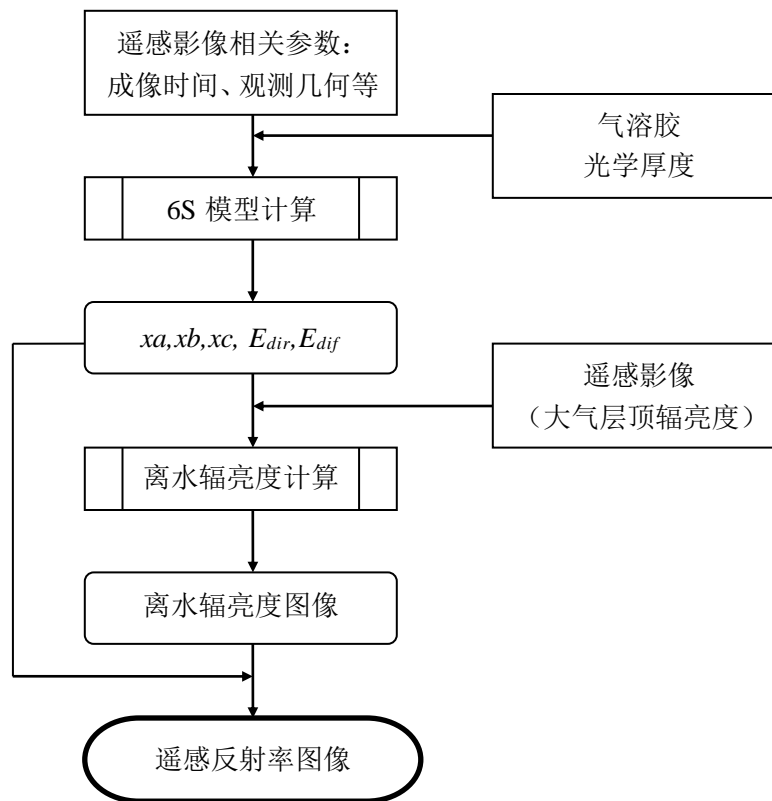


图 6.2 基于 6S 的遥感数据大气校正的流程图

### 6.3 基于 CHRIS 图像反演水质参数

欧空局 2001 年 10 月 22 日成功发射的 PROBA 卫星上搭载了紧密型高分辨率成像光谱仪 (CHRIS)。PROBA/CHRIS 是新一代高光谱卫星的典范, 它代表了新一代的地球观测数据源。CHRIS 有 5 种工作模式, 其中模式 2 是专门为

水体研究而设计的，它在 400~1050nm 的可见光至近红外有 18 个波段，每个波段数据的空间分辨率是 17 米。而且，PROBA/CHRIS 可以获取多角度数据。选定一个目标，在 2.5 分钟内它可以在 5 个不同的观测角度(-55°、-36°、0°、36°和 55°)获取 5 幅影像。多角度数据使得 CHRIS 具有更多的信息，而且可以研究水体的二向反射特性。此外，PROBA/CHRIS 还可以侧摆，这使得它可以根据需求来成像，比如在发生某些特殊情况的时候，如某湖泊发生水华。高光谱分辨率、高空间分辨率、多角度、侧摆成像能力和多时相覆盖使得 CHRIS 数据非常适用于内陆水质监测 (Van Mol, 2004a; Van Mol & Ruddick, 2004b)。

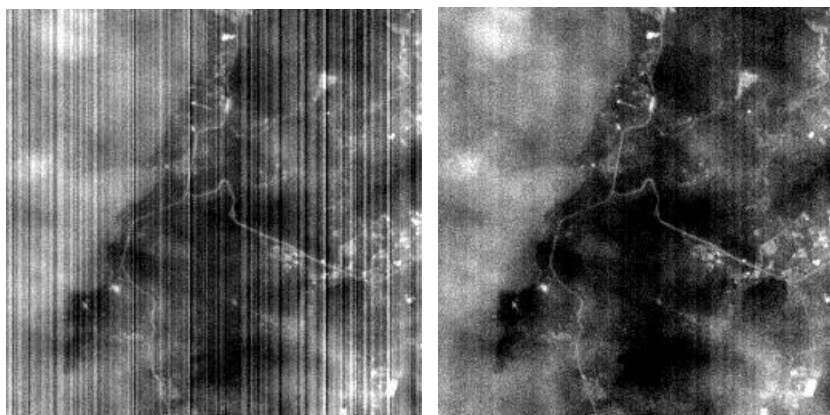
2005 年 10 月 18 日，我们获取了太湖梅梁湾的一景 CHRIS 图像数据(模式 2)。图像的成像时间是格林尼治时间 3:01，图像中心点的经纬度是东经 120.18 度，北纬 31.46 度，刚好位于太湖梅梁湾的中心附近。

我们获取的 CHRIS 图像有 5 幅，对应的观测角度分别是-55°、-36°、0°、36°和 55°。多角度数据可以用来研究水体的二向反射特性。本文的研究目的是检验利用 CHRIS 数据基于分析方法反演内陆水质参数的效果，目前还没有研究水体的二向反射特性，因而只使用了 0°观测角度的数据。按照图 6.1 中的操作流程完成水质参数反演。

### 6.3.1 预处理

预处理包括辐射校正、几何校正、阈值分割和掩膜。从欧空局网站上下载的 CHRIS 数据已经是经过辐射定标的辐亮度图像，单位是  $\text{mW}/\text{m}^2/\text{nm}/\text{sr}$ 。

CHRIS 影像中有明显的纵向条带噪声，如图 6.3(a)所示。我们采用列均值平滑的方法来去除条带噪声 (Garcia et al., 2004; 董广香等, 2006)。首先，计算图像中每列数据的平均值；然后利用滑动窗口为 9 的均值滤波器对平均值曲线进行平滑；再用每列平滑后的均值除以平滑前的均值，每列得到一个系数；最后用每列的系数乘以每列中的每个象元值，便基本上去除了纵向条带噪声，如图 6.3(b)所示。



(a) 去除条带前图像 (b) 去除条带后图像

图6.3 去除条带前后的CHRIS图像对比

去除条带之后，对照1:10万数字地形图，我们对CHRIS数据进行了几何精校正。几何校正时，选择3次多项式拟合方法和最近邻重采样方法。

通过阈值分割来区分水体和陆地尽量使用波长较长的波段。CHRIS波长最长的是第18波段，中心波长为1022.5nm。该波段的灰度直方图有2个峰，一个峰对应于水体，另一个峰对应于陆地。选择两个峰之间的谷值的波长作为阈值进行阈值分割。本文的研究目标是太湖梅梁湾，因此要选择连通的水体，连通面积大于以1万个像素，这样岸边陆地上的池塘河流也会被统一处理成陆地。通过阈值分割，得到掩膜图像，水体的值为1，陆地的值为0。然后将掩膜图像和原图像相乘，这样岸边图像的值都为0，水体图像的值不变。

### 6.3.2 遥感反射率计算

每景CHRIS图像的幅宽大约是 $13 \times 13 \text{ KM}^2$ ，可以认为这么小的面积内的大气状况是一致的。我们利用大气辐射传输模型6S对CHRIS进行大气校正。在6S的输入文件中，我们选择中纬度冬季大气模式，大陆型气溶胶。从NASA气溶胶自动观测网络AERONET上面查到2005年10月10日中午太湖附近的550nm的气溶胶光学厚度是0.402。利用这些输入参数由6S计算得到CHRIS每个波段对应大气校正系数 $x_a$ 、 $x_b$ 、 $x_c$ ，以及 $E_{dir}$ 和 $E_{dif}$ 。然后根据公式(6.5)计算得到每个波段的遥感反射率 $R_{rs}$ 。

由于没有与CHRIS图像同步的水面光谱测量数据，因而无法直接对CHRIS

图像大气校正的结果进行误差分析。但是,可以利用我们2006年10月在太湖梅梁湾测量的水面光谱数据,对CHRIS大气校正得到 $R_{rs}$ 的波形和数值范围进行评价。

我们在CHRIS图像中分别选择一条普通水体的光谱和一条水华的光谱,然后在2006年10月的梅梁湾的水面实测光谱中选择一条普通水体的光谱和一条水华的光谱,如图6.4所示。从图6.4中我们可以发现,CHRIS大气校正后的和水面实测的遥感反射率光谱的形状非常相似,水面实测光谱的特征(波峰、波谷、肩部、拐点)都可以在CHRIS大气校正后的光谱中找到,这一方面说明了CHRIS选择的波段位置非常合理,很好的保留了水面光谱的光谱特征,因而非常适用于内陆水质监测;另一方面说明了CHRIS图像的大气校正的效果是比较好的,这为进一步利用CHRIS图像监测水质奠定了基础。CHRIS大气校正后的水体的 $R_{rs}$ 值的大小和水面实测的 $R_{rs}$ 值比较接近,只是在875nm和1023nm两个波段,CHRIS大气校正后的普通水体的 $R_{rs}$ 值比较高,这可能是由于CHRIS在这两个波段的辐射定标有问题,或者遥感器的噪声引起的。CHRIS大气校正后的水华的 $R_{rs}$ 光谱形状和水面实测的 $R_{rs}$ 光谱形状比较接近,都是在560nm和750nm附近有明显反射峰,只是CHRIS大气校正后的这两个反射峰的 $R_{rs}$ 的值小于水面实测的,这可能由于水面实测的水华比较厚,因而反射比较强烈,反射的光谱特征比较明显。

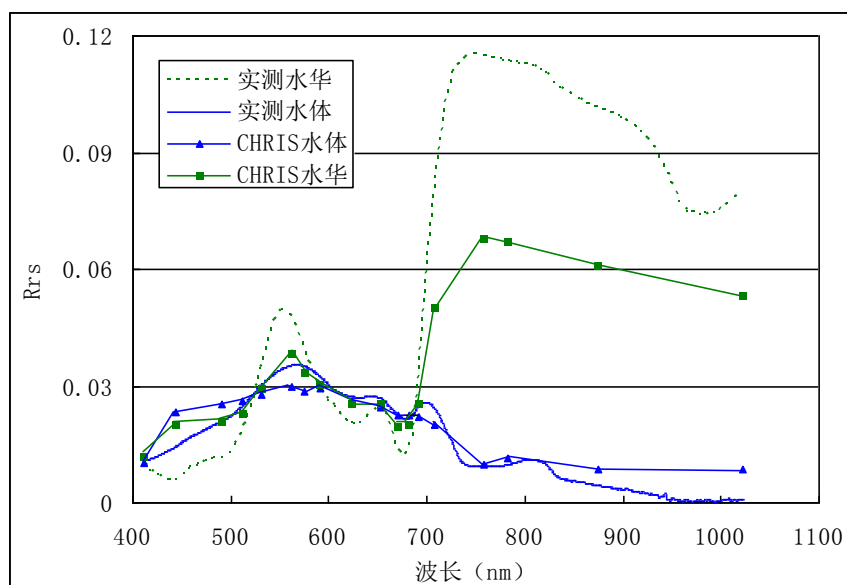


图 6.4 水面实测的  $R_{rs}$  光谱和 CHRIS 图像反演的  $R_{rs}$  光谱的比较

### 6.3.3 水华识别

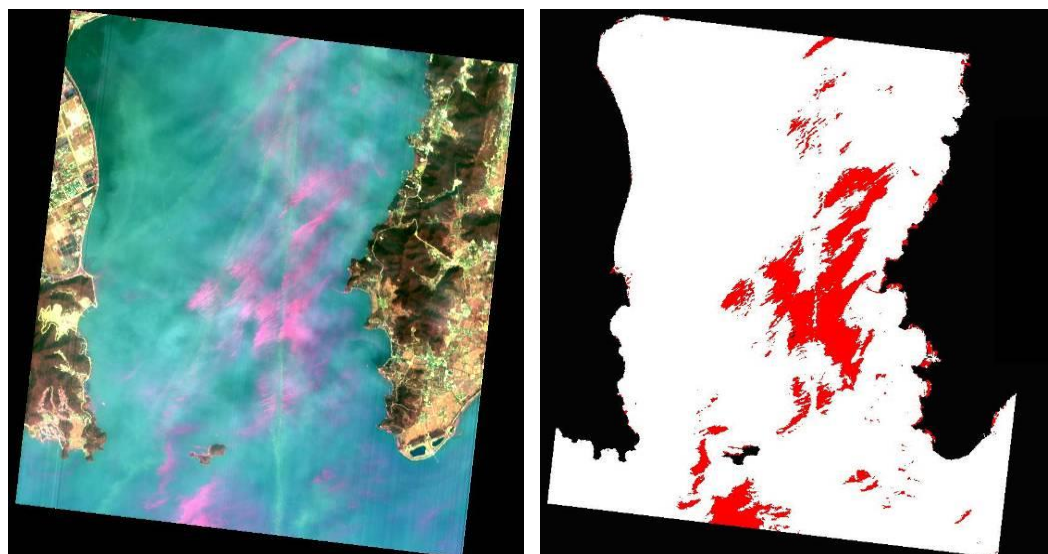
在利用遥感图像反射水质参数时，首先要将水华和水草分类出来，否则反演得到的水华和水草区域的水质参数值一般是错误的。

梅梁湾是典型的草型湖区（张运林，2005），水草非常少。因此我们只需要将水华区域分类出来就可以了。本文3.3.3节中利用叶绿素光谱指数CSI和藻青蛋白光谱指数PSI共同来判别水华，其中PSI主要用来区分水草和水华。由于梅梁湾基本没有水草，所以只需要利用CSI一个光谱指数就可以区分水华和水体，

$$CSI = (R_{rs}(peak3) - R_{rs}(vale2)) / (R_{rs}(peak3) + R_{rs}(vale2)). \quad (6.6)$$

对于CHRIS数据，CSI计算公式中的 $peak3$ 对应于CHRIS的第14波段，中心波长是708nm； $vale2$ 对应于CHRIS第12波段，中心波长是682nm。

由于CSI中使用的波长变了，判别水华的阈值也会发生变化。重新确定CSI水华判别阈值有2个办法，一是利用2006年10月太湖实测的普通水体和水华的 $R_{rs}$ 光谱，根据CHRIS第12和14波段的光谱响应函数（高斯函数模拟）进行波段等效，然后利用等效后的 $R_{rs}$ 数据计算CSI，进而建立新的CSI水华判别阈值；另外一种方法是首先利用CHRIS大气校正后得到的12和14波段的 $R_{rs}$ 数据计算CSI，然后根据CHRIS的彩色合成图像目视判别水华区域，通过调整CSI的阈值使得计算得到的水华区域和目视判读的结果一致。最便于水华目视判读的彩色合成图像使用的波段组合R、G、B分别是CHRIS的第14、12和6波段，其中第12波段是叶绿素的吸收峰，表现为 $R_{rs}$ 的反射谷，第14波段和第6波段（中心波长是562nm）是叶绿素的吸收谷，表现为 $R_{rs}$ 的反射峰，这三个波段可以最好的区分水华和普通水体，水华在这个彩色合成图像中表现为红色，普通水体表现为蓝绿色，如图6.5(a)所示。本文采用第一种方法建立CSI水华判别阈值，新的CSI水华判别阈值为0.16。然后基于该阈值，利用CHRIS大气校正后的图像计算得到水华区域，如图6.5(b)所示。



(a) 14、12 和 6 波段假彩色合成图

(b) 水华区域分类图（红色区域为水华）

图 6.5 14、12 和 6 波段假彩色合成图和水华区域分类图的比较

对比图6.5的(a)和(b)，可以看到利用新的CSI阈值分类得到的水华区域和假彩色合成图像中的红色区域非常一致。

在获得水华分类图之后，利用水体分类图做掩膜，也就是使得水华区域为0，其他区域为1，然后与经过水体边界掩膜的大气校正后的CHRIS图像相乘，得到非水华的水体区域的CHRIS图像，下面就可以利用这个CHRIS图像反演水质参数。

### 6.3.4 水质参数反演

根据本文5.5.4节中的论述，对于秋季太湖水体，悬浮物浓度的反演精度高于叶绿素的反演精度。上面通过识别水华区域，对太湖梅梁湾的叶绿素浓度分布情况有了一定的了解。本文下面利用大气校正后的CHRIS图像反演悬浮物浓度。反演悬浮物浓度的精度最高的是非线性优化法，其次是750nm后单波段法，然后是矩阵反演方法。对于遥感图像数据，非线性优化方法比较耗时，在计算机效率没有达到足够高的情况下，一般不使用非线性优化方法。因此，本文使用750nm后单波段法基于CHRIS图像反演太湖梅梁湾悬浮物浓度分布图。

CHRIS 有 4 个波段的中心波长大于 750nm，分别是 15 到 18 波段。根据本文 6.3.2 节 CHRIS 大气校正结果的分析，波长越长的波段的噪声越大，因而选



择 CHRIS 第 15 波段（中心波长是 758nm）参与水质参数的反演。

750nm 后单波段法如公式(5.9)所示，公式中需要输入的参数包括： $a_w(\lambda_l)$ 、 $b'_p(\lambda_l)$ 、 $R_{rs}(\lambda_l)$ 、 $\tilde{b}_{bp}$ 、 $\theta_s$  和  $\theta_v$ 。其中，对于 CHRIS 数据， $\lambda_l$  就是指第 15 波段。 $\theta_s$  和  $\theta_v$  由图像头文件中得到，分别是 43 度和 5 度； $a_w(\lambda_l)$  由文献中获得， $\tilde{b}_{bp}$  和  $b'_p(\lambda_l)$  需要来自 SIOPs 数据库，由于目前 SIOPs 数据库中没有 2005 年秋季的数据，因而需要利用 2006 年秋季的数据替代， $\tilde{b}_{bp}=0.056$ 。 $a_w(\lambda_l)$  和  $b'_p(\lambda_l)$  都是指 CHRIS 第 15 波段对应的值，需要利用 CHRIS 第 15 波段的光谱响应函数（高斯函数拟合）和光谱连续的  $a_w(\lambda)$  和  $b'_p(\lambda)$  数据进行波段等效，得到  $a_w(\lambda_l)=2.868$ ， $b'_p(\lambda_l)=0.310$ 。将这些参数的值带入公式（5.9），得到：

$$C_s = \frac{r_{rs}(\lambda_1) * 0.869 - r_{rs}(\lambda_2) * 0.876}{0.00532 * (r_{rs}(\lambda_2) - r_{rs}(\lambda_1))} \quad (6.7)$$

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{R_{rs}(\lambda)}{0.537 + 2 * R_{rs}(\lambda)} \quad (6.8)$$

利用公式（6.7）和(6.8)，基于非水华的水体区域的大气校正后的 CHRIS 图像，计算得到太湖梅梁湾悬浮物浓度分布图，如图 6.6 所示。

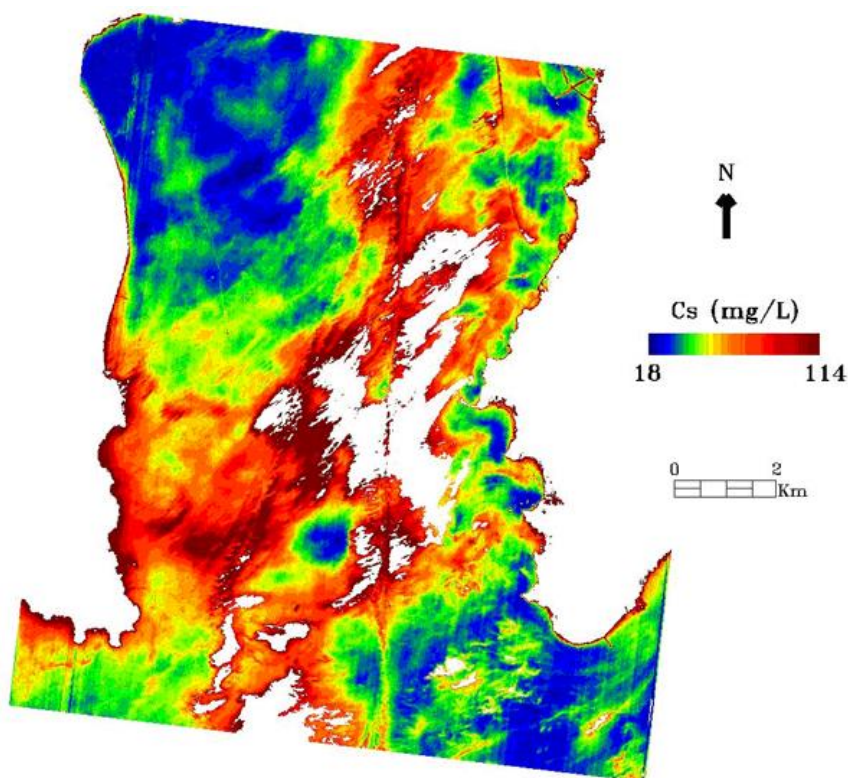


图 6.6 2005 年 10 月 18 日太湖梅梁湾悬浮物浓度分布图

水质参数遥感反演的精度评价一直是一个难题。水质遥感反演与陆地地表参量反演不同,水质参数是随时间变化的,主要体现在两个方面,一是由于风和径流等因素的影响,水体会在平面内流动,二是水体中的藻类会根据光照条件而改变漂浮状态,因而水体会在垂直方向发生变化(Hoogenboom, 1998b)。由于水质参数随时间变化,因而要求水面同步采样尽可能和卫星或者飞机图像获取同步,这要求大量的人力、物力的支持。

在获取 2005 年 10 月 18 日这景遥感图像的时候,没有在太湖梅梁湾开展同步采样试验,因而无法直接判断水质参数反演的精度,但是可以通过分析反演的悬浮物浓度分布图的值域范围和空间分布情况对水质参数反演结果进行评价。

本文反演得到的 2005 年 10 月 18 日太湖梅梁湾的悬浮物浓度值的范围是 18~114mg/L, 2006 年 10 月太湖梅梁湾 16 个采样点测得的悬浮物浓度值的范围是 14~95mg/L, 二者比较接近,说明悬浮物浓度反演结果在值域范围上是合理的。太湖梅梁湾平均水深只有 2 米,在风浪的作用下很容易形成底泥再悬浮,从而使得悬浮物浓度升高。一般来说,湖心比岸边的风浪大,因而湖心水体的悬浮物浓度也容易高于岸边的水体,本文反演得到悬浮物浓度分布图与此相符,尤其是西北部靠近岸边的区域的悬浮物浓度比较低。由于水深较浅,船舶驶过之后会搅起底泥,从而提高悬浮物浓度,从反演的悬浮物浓度分布图上面可以看到中部偏右的地方有条南北方向的直线,直线上的悬浮物浓度高于两侧的水体,这条直线是一条通往无锡的航线。所有这些都从侧面说明了本文反演的太湖梅梁湾悬浮物浓度是合理的。

## 6.4 本章小结

本章的主要结论和研究成果包括:

(1) 本文设计了遥感水质参数反演的流程图,具体包括 6 个操作步骤:辐射校正、几何校正、阈值分割和掩膜、大气校正、水草水华识别和水质参数反演;

(2) 在内陆水体遥感数据的大气校正原理的基础上,建立了基于大气辐射传输模型 6S 的大气校正和遥感反射率计算方法;

(3) 利用 2005 年 10 月 18 日获取的航天高光谱遥感器 CHRIS 图像, 基于本文设计的流程图, 利用本文建立的水质参数反演分析方法, 完成了太湖梅梁湾的水质参数填图, 取得了很好的反演结果。

## 第七章 结论与展望

### 7.1 结论

本文以太湖为研究区，在获取了 4 次试验数据的基础上，分析了太湖水体固有光学量的时空分布规律和表观光学量的光谱特征，然后建立了基于生物光学模型和单位固有光学量数据库的水质参数反演分析方法，并利用太湖 4 次试验数据对这三种分析方法进行了检验，最后完成了水质参数的高光谱遥感图像反演和填图。

本文的创新点主要包括以下几个方面：

(1) 通过试验数据分析，发现天空光反射率  $r_{sky}$  对于内陆水体遥感反射率计算的影响远小于海洋水体，不过蓝光波段的  $r_{sky}$  的影响仍然不能忽视。在分析了现有各种确定  $r_{sky}$  方法的优缺点的基础上，本文提出了基于短波红外离水辐射为 0 的  $r_{sky}$  计算方法。

(2) 在水面光谱数据特征波长分析的基础上，定义了 4 种光谱指数：叶绿素光谱指数 (CSI)、藻青蛋白光谱指数 (PSI)、水草光谱指数 (MSI) 和近红外平均  $R_{rs}$  指数 (ARNI)，并基于这 4 种光谱指数建立了水草和水华判别算法。

(3) 本文研究并提出了一种基于生物光学模型的计算悬浮物后向散射系数的非线性优化方法，该方法以遥感反射率和水体总的吸收系数为输入参数，要求三个以上的波段参与运算。根据悬浮物后向散射系数的计算结果，可以进一步计算得到悬浮物后向散射比例系数  $\tilde{b}_{bp}$ ，从而为 SIOPs 数据库提供了重要参量。

本文围绕高光谱遥感反演内陆水质参数分析方法的建立、检验和应用，还取得了以下几项重要研究成果：

(1) 基于太湖 4 次试验数据，分析并确定了太湖水体每种 IOPs 和 SIOPs 光谱的最佳曲线拟合函数，即  $a_d(\lambda)$ 、 $a_{cdom}(\lambda)$ 、 $b_p(\lambda)$ 、 $a'_d(\lambda)$ 、 $a'_{cdom}(\lambda)$  和  $b'_p(\lambda)$  光谱的最佳拟合函数是负指数函数； $c(\lambda)$  光谱的最佳拟合函数是“双曲线函数”。这些最佳拟合函数的确定为今后 IOPs 和 SIOPs 曲线拟合、IOPs 和 SIOPs

的时空分布规律分析以及 IOPs 反演奠定了良好的理论基础。

(2) 将太湖分为六个湖区, 分别是梅梁湾、贡湖湾、北部湖心区、南部湖心区、东部沿岸区、东太湖区。基于这六个湖区和太湖 4 次试验数据, 分析了太湖水体 IOPs 和 SIOPs 的时空分布规律, 在此基础上构建了 SIOPs 数据库, 为水质参数反演分析方法提供支持。

(3) 在矩阵反演方法的理论上, 推导了基于 SIOPs 数据库的非线性优化方法和代数方法。非线性优化方法包括四未知数非线性优化法和三未知数 (忽略  $a_{cdm}$ ) 非线性优化法, 代数法包括 750nm 后双波段法和 750nm 后单波段法。矩阵反演法和四未知数非线性优化法可以同时反演  $C_{chl a}$ 、 $C_s$ 、 $a_{cdm}$ , 三未知数非线性优化法可以同时反演  $C_{chl a}$ 、 $C_s$ , 两种代数法只能反演  $C_s$ 。因而有 5 种方法可以反演  $C_s$ , 3 种方法可以反演  $C_{chl a}$ , 2 种方法可以反演  $a_{cdm}$ 。

(4) 利用在太湖获取的 4 次试验数据对矩阵反演方法、非线性优化方法和代数方法进行了检验。试验结果表明:  $C_{chl a}$  和  $C_s$  的反演结果比较好,  $a_{cdm}$  的反演结果比较差。 $C_{chl a}$  和  $C_s$  不能同时以较高的精度反演得到, 反演  $C_{chl a}$  和  $C_s$  的最佳方法可能是不一样的, 反演方法中使用的最佳反演波段组合通常是不一样的。因此, 反演  $C_{chl a}$  和  $C_s$  需要分别进行。

(5) 试验结果表明: 对于太湖夏、秋、冬季的遥感数据, 反演  $C_s$  的最好的方法都是三个未知数非线性优化法, 其余四种方法的  $C_s$  的反演精度随季节而不同。对于太湖冬季的遥感数据,  $C_{chl a}$  反演精度从高到低依次是四未知数非线性优化法、三未知数非线性优化法和矩阵反演法; 对于太湖夏季的遥感数据,  $C_{chl a}$  反演精度从高到低依次是矩阵反演法、三未知数非线性优化法、四未知数非线性优化法; 对于太湖秋季的遥感数据,  $C_{chl a}$  反演精度从高到低依次是三未知数非线性优化法、四未知数非线性优化法和矩阵反演法。

(6) 本文设计了高光谱遥感反演水质参数的流程图, 具体包括 6 个步骤: 辐射校正、几何校正、阈值分割和掩膜、大气校正、水草水华识别和水质参数反演。在内陆水体遥感数据的大气校正原理的基础上, 建立了基于大气辐射传输模型 6S 的大气校正和遥感反射率计算方法。利用 2005 年 10 月 18 日获取的航天高光谱遥感器 CHRIS 图像, 基于本文设计的流程图, 利用本文建立的水质参数反演分析方法, 完成了太湖梅梁湾的水质参数填图, 取得了很好的反演

结果。

(7) 内陆水质遥感监测对遥感器提出了以下一些要求: 遥感器的波段要覆盖内陆水体水面反射率光谱的几个特征波长, 如400nm、440nm、570nm、625nm、650nm、675nm、700nm、735nm、815nm等。此外, 为了大气校正的需要, 在1170~1320nm和1500~1750nm要分别设计一个波段。遥感器各波段的光谱分辨率要至少达到10nm级; 为了提高用于大气校正的2个波段的信噪比, 这两个波段的光谱分辨率达到80nm就可以。遥感器各波段的信噪比要比较高, 尤其是近红外和短波红外波段, 这些波段的水体信号比较弱, 可以通过降低这些波段的响应范围的办法来提高信噪比。遥感器的空间分辨率要尽量高, 至少要达到30米。

## 7.2 展望

本论文虽然在内陆水质参数遥感反演分析方法方面取得了一些进展, 但该研究仍然还有许多值得深入的地方, 具体可以从以下几个方面开展研究:

### (1) 水质参数垂直分布的研究

内陆水质遥感监测中通常假设水质参数是垂直均匀分布的, 而实际上水质参数是随深度变化的, 因而需要研究水质参数随深度的变化对水中辐射传输的影响。可以通过采集水下不同深度的水样, 得到水质参数的垂直分布情况; 同时利用水下光谱仪测量水下不同深度的上行和下行辐照度数据, 从而可以分析水质参数的垂直分布对于辐射在水中传输的影响。

### (2) 水体二向反射特性的研究

水体表观光学量随入射光场变化而变化, 具有二向反射特性。获得水体的二向反射特性之后, 可以利用多角度遥感反演水质参数。可以利用蒙特卡罗模拟光在水中的辐射传输过程, 从理论推导的方面开展研究, 也可以测量多个角度的水面光谱, 从试验的角度开展研究, 二者结合起来将更有意义。

### (3) 水底反射影响的研究

太湖是光学深水, 可以忽略水底反射。但是很多湖泊和河流是光学浅水, 需要考虑水底反射。可以利用蒙特卡罗模拟, 从理论推导的方面开展研究, 也可以利用水下光谱仪测量从水面一直到水底的各层水体的上行和下行辐照度, 从试验的角度进行研究, 最终将二者结合起来。

#### (4) 基于水色遥感器自身信息的逐象元大气校正算法研究

大气校正中最重要的是逐象元的气溶胶光学厚度的确定, 如果可以根据遥感器自身的某些波段反演逐象元的气溶胶光学厚度, 将大大提高离水辐亮度的反演精度, 提高遥感图像监测水质的实用性。大洋 1 类水体的大气校正算法非常成熟, 但是不适用于内陆水体。可以尝试基于内陆水体反射光谱数据的特征, 尤其是短波红外数据的水体反射为 0 这个特征, 改进大洋 1 类水体算法。

## 参考文献

1. Aas E. Two-stream irradiance model for deep waters. *Applied Optics*, 1987, 26: 2095-2101
2. Albert A, Mobley C D. An analytical model for subsurface irradiance and remote sensing reflectance in deep and shallow case-2 waters. *Optics Express*, 2003, 11(22): 2873-2890
3. Baker K S, Smith R C. Irradiance transmittance through the air/water interface. *Ocean Optics X*, R.W. Spinrad, Ed., Proc. SPIE, 1990, 1302, 556-565.
4. Bricaud A, Morel A, Babin M, Allali K, Claustre H. Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1 ) waters: analysis and implications for bio-optical models. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103: 31033-31044
5. Bricaud A, Morel A, Prieur L. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnology. Oceanography*, 1981, 26(1): 43-53.
6. Brivio P A, Giardino C, Zilioli E. Determination of chlorophyll concentration changes in Lake Garda using an image-based radiative transfer code for Landsat TM images. *International Journal of Remote Sensing*, 2001, 22(2 & 3): 487-502
7. Buiteveld H, Hakvoort J H M, Donze M. The optical properties of pure water. *Ocean Optics XII*, SPIE, 1994, 2258: 174-183.
8. Bukata R P. *Optical Properties and Remote Sensing of Inland and Coastal Waters*. Boca Raton: CRC Press, 1995
9. Bukata R P. *Satellite monitoring of inland and coastal water quality—Retrospection, introspection, future directions*. Boca Raton: Taylor & Francis, 2005.
10. Carder K L, Chen F R, Lee Z, Hawes S K, Kamykowski D. Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(3): 5403-5421.
11. Carpenter D J, Carpenter S M. Modeling inland water quality using Landsat data. *Remote Sensing of Environment*, 1983, 13, 345-352
12. Chen C Q, Shi P, Zhan H G. A local algorithm for estimation of yellow substance (gelbstoff)



- in coastal waters from SeaWiFS data: Pearl River estuary, China. *International Journal of Remote Sensing*, 2003, 24(5): 1171–1176
13. Cleveland J S, Weidemann A D. Quantifying absorption by aquatic particles: A multiple scattering correction for glass-fiber filters. *Limnology and Oceanography*, 1993, 38: 1321-1327
  14. Dana D R, Maffione R A. Determining the Backward Scattering Coefficient with Fixed-angle Backscattering Sensors. *Ocean Optics XVI*, Santa Fe, S.G Ackleson. 2002, 1-9
  15. Dekker A G, Brando V E, Anstee J M, et al. Imaging Spectrometry of Water. In: van der Meer, F D, De Jong SM. *Imaging Spectrometry: Basic Principles and Prospective Applications*. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers. 2001, 307-359.
  16. Dekker A G, Malthus T J, Hoogenboom H J. The remote sensing of inland water quality, pp. 123-142. In: Danson F M, Plummer S E (Eds.). *Advances in Remote Sensing*. Chichester: John Wiley and Sons, 1995
  17. Dekker A G, Vos R J, Peters S W M. Analytical Algorithms for Lake Water TSM Estimation for Retrospective Analyses of TM and SPOT Sensor Data. *International Journal of Remote Sensing*, 2002, 23(1): 15-35.
  18. Dekker A G. Detection of optical water quality parameters for eutrophic waters by high resolution remote sensing. Ph.D Thesis in Amsterdam, Netherlands: Vrije University, 1993, 1-240.
  19. Doerffer R, Fischer J. Concentrations of chlorophyll, suspended matter and gellbstoff in case 2 waters derived from satellite coastal zone color scanner with inverse modeling methods. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99(4): 7457-7466
  20. Doerffer R, Murphy D. Factor analysis and classification of remotely sensed data for monitoring tidal flats. *Helgol?nder meeresuntersuchungen*, 1989, 43: 276-293.
  21. Flink P, Lindell T, Ostlund C. Statistical analysis of hyperspectral data from two Swedish lakes. *The Science of the Total Environment*, 2001, 268: 155-169
  22. Forget P, Ouillon S, Lahet F, et al. Inversion of reflectance spectra of nonchlorophyllous turbid coastal waters. *Remote Sensing of Environment*, 1999, 68: 261-272.
  23. Froidefond J M, Gardel L, Guiral D, Parra M, Ternon J F. Spectral remote sensing

- reflectances of coastal waters in French Guiana under the Amazon influence. *Remote sensing of Environment*, 2002, 80(2): 225-232.
24. Garcia J C, Moreno J. Removal of Noises in CHRIS/PROBA images: application to the SPARC campaign data. *Proc. of the 2nd CHRIS/Proba Workshop*, 2004
25. Gitelson A A, Schalles J F, Rundquist D C, et al. Comparative reflectance properties of algal cultures with manipulated densities. *Journal of Applied Phycology*, 1999, 11: 345 - 354.
26. Gitelson A A. The peak near 700nm on radiance spectra of algae and water relationship of its magnitude and position with chlorophyll concentration, *International Journal of Remote Sensing*, 1992, 13: 3367-3373
27. Gons H J. Optical teledetection of chlorophyll a in turbid inland water. *Enviroment science & technology*, 1999, 33(7): 1127-1132
28. Gordon H R, Morel A. Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery: a review. New York: Springer Verlag, 1983, 1-114.
29. Gordon H R, Brown O B, Jacobs M M. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Applied Optics*, 1975, 14: 417-427.
30. Gordon H R, Brown O B, Evans R H, Brown J W, Smith R C, Baker K S, et al. A semianalytical model of ocean colour. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93: 10909 -10924
31. Gordon H R, Voss K J. MODIS Normalized Water-leaving Radiance Algorithm. Algorithm Theoretical Basis Document (MOD 18), 1999, Version 4. <http://modis.gsfc.nasa.gov/>
32. Gordon H R, Wang M H. Retrieval of Water-leaving Radiance and Aerosol Optical Thickness over the Oceans with SeaWiFS: A Preliminary Algorithm. *Applied Optics*, 1994, 33(3): 443-452
33. Gordon H R. Atmospheric Correction of Ocean Color Imagery in the Earth Observing System Era. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(14): 17081-17106.
34. Hakvoort H, de Haan J, Jordans R, Vos R, Peters S, Rijkeboer M. Towards airborne remote sensing of water quality in the Netherlands-Validation and error analysis. *ISPRS. Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 2002, 57: 171-183.

35. Hamilton M K, Davis C O, Rhea W J, Pilorz S H, Carder K L. Estimating chlorophyll content and bathymetry of Lake Tahoe using AVIRIS data. *Remote Sensing of Environment*, 1993, 44: 217-230
36. Herut B, Tibor G, Yacobi YZ, Kress N. Synoptic Measurements of Chlorophyll-a and Suspended Particulate Matter in a Transitional Zone from Polluted to Clean Seawater Utilizing Airborne Remote Sensing and Ground. Measurements, Haifa Bay. *Marine Pollution Bulletin*, 1999 38 (9), 762-772
37. Hirtle H, Rencz A. The relation between spectral reflectance and dissolved organic carbon in lake water: Kejimikujik National Park, Nova Scotia, Canada. 2003, 24(5): 953-967
38. Hoge G E, Lyon R E. Satellite retrieval of inherent optical properties by linear matrix inversion of oceanic radiance models-an analysis of model and radiance measurement errors. *Journal of Geophysical Research - Oceans*, 1996, 101(7): 16631-16648.
39. Hojerslev N K, Aas E. Spectral light absorption by yellow substance in the Kattegat-Skagarrak area. *Oceanologia*, 2001, 43: 39-59.
40. Hoogenboom H J, Dekker A G, Althuis I A. Simulation of AVIRIS sensitivity for detecting chlorophyll over coastal and inland waters. *Remote Sensing of Environment*, 1998a, 65: 333-340
41. Hoogenboom H J, Dekker A G, De Haan J F. Retrieval of chlorophyll and suspended matter in inland waters from CASI data by matrix inversion. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 1998b, 24(2): 144-152.
42. IOCCG. Remote sensing of ocean colour in coastal and other optically-complex waters. Sathyendranath, S. (ed.). Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group No. 3. IOCCG, Dartmouth, Canada. 2000, 47-73.
43. Jupp D L B, Kirk J T O, Harris G P. Detection, identification and mapping of cyanobacteria-using remote sensing to measure the optical quality of turbid inland water. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, 1994, 45: 801-828.
44. Kallio K, Kuster T, Koponen S, et al. Retrieval of water quality from airborne imaging spectrometry of various lake types in different seasons. *The Science of the Total Environment*, 2001, 268: 56-77.
45. Keller P A. Comparison of two inversion techniques of a semi-analytical model for the

- p>determination of lake water constituents using imaging spectrometry data.
- The Science of the Total Environment*
- , 2001, 268: 189-196.
46. Kirk J T O. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*, Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1994a, 1-509
  47. Kirk J T O. Characteristics of the light field in highly turbid waters: a Monte Carlo study. *Limnology and Oceanography*, 1994b, 39: 702-706
  48. Kou L, Labrie D, Chylek P. Refractive indices of water and ice in the 0.65 to 2.5  $\mu$ m spectral range. *Applied Optics*, 1993, 32: 3531-3540.
  49. Krijgsman J. Optical remote sensing of water quality parameters: interpretation of reflectance spectra. Ph.D Thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands, 1994.
  50. Kritikos H, Yorinks L, Smith H. Suspended solids analysis using ERTS-A data, *Remote Sensing of Environment*, 1974, 3: 69-80.
  51. Kutser T, Herlevi A, Kallio K, Arstd H. A hyperspectral model for interpretation of passive optical remote sensing data from turbid lakes. *The Science of the Total Environment*, 2001, 268: 47-58.
  52. Lathrop R G, Lillesand T M. Monitoring water quality and river plume transport in green bay, lake Michigan with SPOT-1 imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1989, 55: 349-354
  53. Lathrop R G. Landsat Thematic Mapper monitoring of turbid inland water quality. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1992, 58: 465-470
  54. Lee Z P, Carder K L, Mobley C D, et al. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. 1. A semianalytical model. *Applied Optics*, 1998, 37: 6 329-6 338.
  55. Lee Z, Carder K L, Mobley C D, et al. Hyperspectral remote sensing for shallow waters: 2. Deriving bottom depths and water properties by optimization. *Applied Optics*, 1999, 38: 3 831-3 843.
  56. Lee Z, Carder K L, Peacock T G, et al. Method to Derive Ocean Absorption Coefficients from Remote-sensing Reflectance. *Applied Optics*, 1996, 35: 453-462.
  57. Lee Z P, Darecki M, Carder K L, Davis C O, Stramski D, Rhea W J. Diffuse attenuation coefficient of downwelling irradiance: An evaluation of remote sensing methods *Journal*

- Of Geophysical Research, 2005, 110: 1-9
58. Liou K N. An introduction on atmospheric radiation (Second edition). USA: Elsevier Science, 2002, 68-118.
  59. McMillin L M, Crosby D S. Theory and validation of multiple window sea surface temperature technique. Journal of Geophysical Research, 1984, 89: 3655-3661
  60. Miller R L, Delcastillo C D, Mckee, B A. Remote sensing of coastal aquatic environments. Netherlands: Springer, 2005.
  61. Mobley C D. Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters. San Diego: Academic Press, 1994, 61-142.
  62. Morel A, Gentili B. Diffuse Reflectance of Oceanic Waters, II: Bi-directional Aspects. Applied. Optics, 1993, 32: 6864-6879.
  63. Morel A, Gentili B. Diffuse reflectance of oceanic waters, III: Implications of bidirectionality for the remote-sensing problem. Applied Optics, 1996, 35: 4850-4862.
  64. Morel A, Prieur L. Analysis of variations in ocean color. Limnology and Oceanography, 1977, 22(4): 709-722.
  65. Mueller J L, et al. Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation, Revision 4, Volume III: radiometric measurements and data analysis protocols, National Aeronautical and Space Administration Report 21621, 2003a, 1-72
  66. Mueller J L, et al. Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation, Revision 4, Volume IV: inherent optical properties: instruments, characterizations, field measurements and data analysis protocols, National Aeronautical and Space Administration Report 21621, 2003b, 1-74
  67. Ostlund C, Flink P, Strombeck N, Pierson D, Lindell T. Mapping of the water quality of Lake Erken, Sweden, from Imaging Spectrometry and Landsat Thematic Mapper. The Science of the Total Environment, 2001, 268: 139-154
  68. Pope R M, Fry E S. Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements. Applied Optics, 1997, 36: 8710-8723.
  69. Pulliainen J, Kallio K, Eloheimo K, et al. A semi-operative approach to lake water quality retrieval from remote sensing data. The Science of the Total Environment, 2001, 268: 79-93
  70. Roesler C S. Theoretical and experimental approaches to improve the accuracy of

- particulate absorption coefficients from the Quantitative Filter Technique.
- Limnology and Oceanography*
- , 1998, 43: 1649-1660
71. Ruddick K G, Gons H G, Rijkeboer M, Tilstone G. Optical remote sensing of chlorophyll a in case 2 waters by use of an adaptive two-band algorithm with optimal error properties. *Applied Optics*, 2001, 40: 3575-3585.
  72. Sabine T, Hermann K. Lake water quality monitoring using hyperspectral airborne data-a semiempirical multisensor and multitemporal approach for the Mecklenburg Lake District, Germany. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 81: 228-237
  73. Salama S, Monbaliu J. Quantitative estimation of suspended particulate matter from CHRIS images, Proc. of the 2nd CHRIS/Proba Workshop, ESA/ESRIN, Frascati, Italy, 2004.
  74. Sathyendranath S, Morel A. Light emerging from the sea - interpretation and uses in remote sensing. In: *Remote Sensing Applications in Marine Science and Technology*, Cracknell A P (ed.), D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1983: 323-357
  75. Sathyendranath S, Prieur L, Morel A. A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters. *International Journal of Remote Sensing*, 1989, 10: 1373-1394.
  76. Shafique N A, Autrey B C, Fulk F A, Flotemersch J E. Hyperspectral remote sensing of water quality parameters for large rivers in the Ohio river basin. First Interagency Conference on Research in the Watersheds, BENSON, AZ, 2003. USDA Agricultural Research Service, Washington, DC, 216-221
  77. Smith R C, Baker K S. The bio-optical state of ocean waters and remote sensing. *Limnology and Oceanography*, 1978, 23(2): 247-259.
  78. Tassan S. Local algorithms using SeaWiFS data for the retrieval of phytoplankton, pigments, suspended sediment, and yellow substance in coastal waters. *Applied Optics*, 1994, 33(12), 2369-2378.
  79. Thiemann S, Kaufmann H. Determination of chlorophyll content and trophic state of lakes using field spectrometer and IRS-IC satellite data in the Mecklenburg Lake Distract, Germany. *Remote Sensing of Environment*, 2000, 73: 227-235.
  80. Thiemann S, Kaufmann H. Lake water quality monitoring using hyperspectral airborne

- data-a semlempirical multisensor and multitemporal approach for the Mecklenburg Lake District, Germany. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 81(2-3): 228-237
81. Van Mol B V, Park Y J, Ruddick K, et al. Mapping of chlorophyll and suspended particulate matter maps from CHRIS imagery of the Oostende core site. *Proc. Of the 2nd CHRIS/Proba Workshop*, 2004a.
82. Van Mol B V, Ruddick K. The compact high resolution imaging spectrometer (CHRIS): the future of hyperspectral satellite sensors. imagery of Oostende coastal and inland waters. *The Airborne Imaging Spectroscopy Workshop*, 2004b
83. Vermote E F, Tanre D, Deuze J L, et al. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: an overview . *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1997a, 35(3): 675-686.
84. Vermote E F, Tanré D, Deuzé J L, et al. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S). *6S User Guide Version 2*, 1997b
85. Walker R E. *Marine Light Field Statistics*. Wiley series in pure and applied optics. Wiley, New York, 1994, 1-675.
86. Wang J, Glenn F C. Remote-sensing reflectance in the Beaufort and Chukchi seas: observations and models. *Applied Optics*, 2003, 42(15): 2754-2765.
87. 曹文熙, 杨跃忠, 许晓强等. 珠江口悬浮颗粒物的吸收光谱及其区域模式. *科学通报*, 48(17): 1876-1882
88. 陈楚群, 施平. 应用水色卫星遥感技术估算珠江口海域溶解有机碳浓度. *环境科学学报*, 2001, 21(6): 715-719.
89. 党顺行, 杨崇俊, 王宇飞. 卫星遥感海表温度反演研究. *高技术通讯*, 2001, 11(3): 49-52
90. 董广香, 张继贤, 刘正军. CHRIS/PROBA 数据条带噪声去除方法比较. *遥感信息*, 2006, 6:36-39
91. 顾行发, 田国良, 李小文, 郭建宁. 遥感信息的定量化. *中国科学, E 辑*, 2005, 35(z1): 1-10.
92. 何贤强, 潘德炉, 毛志华, 朱乾坤. 利用 SeaWiFS 反演海水透明度的模式研究. *海洋学报*, 2004, 26(5): 55-62
93. 胡雯, 杨世植, 翟武全, 程小泉. NOAA 卫星监测巢湖蓝藻水华的试验分析. *环境科学*

- 与技术, 2002, 25(1): 16-17.
94. 李素菊, 王学军. 内陆水体水质参数光谱特征与定量遥感. 地理学与国土研究. 2002, 18(2): 26-30
95. 李素菊. 利用分析方法建立湖泊水质参数反演算法研究—以安徽巢湖为例. 北京大学博士论文, 2003, 1-61.
96. 潘德炉, 李淑箐, 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): 625-658.
97. 齐峰, 王学军. 内陆水体水质监测与评价中的遥感应用. 环境科学进展, 1999, 7(3): 90-99
98. 秦伯强, 胡维平, 陈伟民. 太湖水环境演化过程与机理. 北京: 科学出版社, 2004, 1-296
99. 人民网. 2003 年 7 月太湖流域水质通报. <http://www.people.com.cn/GB/paper40/10746/976576.html>. 2003.
100. 疏小舟, 汪骏发, 沈鸣明, 等. 航空成像光谱水质遥感研究. 红外与毫米波学报, 2000a, 19(4): 273-276
101. 疏小舟, 尹球, 匡定波. 内陆水体藻类叶绿素浓度与反射光谱特征的关系. 遥感学报, 2000b, 4(1): 41-45
102. 唐军武, 马超飞, 牛生丽等. CBERS-02 卫星 CCD 相机资料定量化反演水体成分初探. 中国科学, E 辑, 2005, 35(z1): 156-170
103. 唐军武, 田国良, 汪小勇, 等. 水体光谱测量与分析 I: 水面以上测量法. 遥感学报, 2004, 8(1): 37-44.
104. 唐军武. 海洋光学特性模拟与遥感模型. 中国科学院研究生院博士学位论文, 1999, 1-150.
105. 童庆禧, 张兵, 郑兰芬. 高光谱遥感—原理、技术与应用. 北京: 高等教育出版社, 2006, 1-389.
106. 汪小钦, 刘高焕, 励惠国, 等. 2003. 中巴地球资源卫星数据在水污染提取中的应用. 中巴地球资源卫星应用研究文集, 208-212
107. 王桥, 杨一鹏, 黄家柱等. 环境遥感. 北京: 科学出版社, 2005
108. 王晓梅, 唐军武, 丁静等. 黄海、东海二类水体漫衰减系数与透明度反演模式研究. 海洋学报, 2005, 27(5): 38-45



109. 卫征, 张霞, 张兵, 方俊永. 航空行扫描图像几何纠正方法初探. 遥感学报, 2003, 7(增刊): 108-114.
110. 吴传庆. 基于 POS/DG 的无稳定平台机载高光谱图像几何校正. 中国科学院研究生院硕士学位论文, 2002
111. 吴敏, 王学军. 应用 MODIS 遥感数据监测巢湖水质. 湖泊科学, 2005, 17(2): 110-113.
112. 徐希孺. 遥感物理. 北京: 北京大学出版社, 186-291.
113. 阎福礼, 王世新, 周艺, 等. 利用 Hyperion 星载高光谱传感器监测太湖水质的研究. 红外与毫米波学报, 2006, 25(6): 460-464
114. 颜梅春. 基于 TM 数据的水域变化信息提取研究. 水资源保护, 2005, 21(6): 31-33
115. 张运林. 大型浅水湖泊水体生物—光学特性及其生态环境意义. 中国科学院研究生院博士学位论文, 2005

## 科研工作、发表论文及获奖情况

### （一）攻读博士期间参加的科研项目

- 1 2003 年 8 月~2003 年 11 月：国家 863 课题：高光谱遥感信息处理原型系统。开展软件测试。
- 2 2003 年 11 月~2004 年 5 月：国家 863 课题：中国典型地物光谱库建设。采集光谱数据并整理入库。
- 3 2004 年 5 月~2005 年 5 月：国家 863 课题：环境遥感监测软件平台与业务运行示范。收集、整理、发展和验证有关水质监测模型。
- 4 2006 年 2 月~2006 年 4 月：科技部科技攻关项目“高性能对地观测微小卫星技术与应用研究”子课题——我国高性能对地观测小卫星在轨测试。开展北京一号卫星的地面替代定标和交叉定标。
- 5 2005 年 9 月~2006 年 12 月：中国科学院研究生院社会实践项目资助（创新研究类）——内陆水体固有光学量遥感反演方法研究。项目负责人。
- 6 2005 年 5 月~2007 年 6 月：中国科学院知识创新重要方向性项目：内陆水体三种典型水质参数遥感监测关键技术研究。设计并组织实施太湖综合试验，构建水质参数反演分析模型。

### （二）攻读博士期间组织与参与的野外试验

- 1 2003 年 11 月，新疆东天山岩矿光谱测量试验，测量岩矿光谱；
- 2 2004 年 4 月，河北省怀来县官厅水库星地同步综合试验，测量水体光谱；
- 3 2006 年 1 月、7 月、10 月，2007 年 1 月、4 月，江苏省无锡市太湖综合试验，设计试验的总体方案，制定测量规范，组织并实施试验；
- 4 2006 年 3 月，河北省怀来县官厅水库星地同步定标试验，参与试验的总体方案设计和详细测量规范设计，并负责地面光谱测量；
- 5 2006 年 6 月，英国，参与南安普敦大学组织的定标和真实性检验国际合作试验，交流地面定标试验方案；

- 6 2007 年 4 月, 三峡, 水质采样试验, 设计试验总体方案和开展水面光谱测量。

### (三) 攻读博士期间公开发表的论文

已发表论文:

- 1 **LI Junsheng**, ZHANG Bing, CHEN Zhengchao, SHEN Qian. Atmospheric Correction of CBERS CCD Images with MODIS Data. SCIENCE IN CHINA SERIES E- ENGINEERING & MATERIALS SCIENCE, 2006, 49 , Supplement II, 149~158 (SCI 收录)
- 2 **Junsheng Li**, Bing Zhang, Xia Zhang, Lianru Gao. Preliminary study on the potential of short-wave infrared remote sensing data on inland water quality monitoring. IGARSS, 2005. (EI 收录)
- 3 **李俊生**, 张兵, 张霞, 郑兰芬. 机载成像光谱仪辐射定标研究. 遥感学报, 增刊, 2003, 7: 49~53。
- 4 **Junsheng Li**, Bing Zhang, Qian Shen, Xia Zhang, Zhengchao Chen. Future Generation of Inland Water Environmental Monitoring Missions. The 3 rd International Symposium on Future Intelligent Earth Observing Satellites (FIEOS), 2006.
- 5 高连如, 张兵, 张霞, **李俊生**. 油漆涂层对板材红外光谱特性影响分析. 红外与毫米波学报, 2006, 25(6), 411-416。 (SCI 收录)
- 6 李兴, 张兵, 张霞, **李俊生**. 高光谱数据仓库模型设计. 遥感学报, 增刊, 2003, 7: 61~69。
- 7 张霞, 李兴, **李俊生**, 卫征. 利用光谱指数监测作物长势变化研究. 遥感学报高光谱增刊, 2003, 7: 120~124。
- 8 Lianru Gao, Bing Zhang, Xia Zhang, **Junsheng Li**. Study on the spectral characteristics of building materials covered by different paint. IGARSS, 2005 (EI 收录) .
- 9 Li Xing, Hu Xingtang, Zhang Bing, Zhang Xia, **Li Junsheng**, Li Xiaoying. A

hyperspectral- environmental database in China. Proceedings of SPIE, 2005  
(EI 收录)

- 10 胡兴堂, 张兵, 张霞, **李俊生**, 郑兰芬, 童庆禧. 高光谱影像处理与分析系统集成与应用. 遥感学报, 2005, 9(5): 604-609.
- 11 Qian Shen, Bing Zhang, **Junsheng Li**, Fangchao Hu, Qingxi Tong. Atmospheric Correction for CHRIS/PROBA Data of Inland Waters. The 3 rd International Symposium on Future Intelligent Earth Observing Satellites (FIEOS), 2006.
- 12 张兵、**李俊生**、郑兰芬、童庆禧. 高光谱遥感内陆水质监测研究. 第六次成像光谱技术与应用研讨会, 2006.

#### 待发表的论文:

- 1 **李俊生**, 张兵, 张霞, 申茜, 张运林. 一种计算水体中悬浮物后向散射系数的方法. 遥感学报. (已接收)
- 2 **李俊生**, 张兵, 申茜, 张霞. 航天成像光谱仪 CHRIS 在内陆水质监测中的应用. 遥感技术与应用 (已接收)
- 3 Zhang Y L, Zhang B, Wang X, **Li Junsheng**, et al. A study of absorption characteristics of chromophoric dissolved organic matter and particles in Lake Taihu, China. Hydrobiologia (已接收, SCI 收录).
- 4 赵巧华, 王馨, **李俊生**, 张运林. 太湖梅梁湾水体下行漫射消光系数的特征分析. 遥感学报. (已接收)

#### 审稿中的论文:

- 1 Bing Zhang, **Junsheng Li**, Qian Shen. Non-linear optimization method of remote sensing monitoring inland water quality based on bio-optical. Environmental Monitoring and Assessment. (审稿中)
- 2 申茜, 张兵, **李俊生**. 基于 CHRIS 高光谱遥感图像反演内陆水体反射率. 应用基础与工程科学学报 (审稿中)

**参与编写的专著：**

- 1 童庆禧，张兵，郑兰芬，《高光谱遥感——原理、技术与应用》，2006，北京：高等教育出版社，参与第 9 章的编写；
- 2 童庆禧，张兵，郑兰芬，《高光谱遥感的多学科应用》，2006，北京：电子工业出版社，参与第 5 章的编写。

**（四）攻读博士期间的获奖情况**

- 1 2004 年 2 月，获中国科学院研究生院优秀研究生奖学金；
- 2 2005 年 9 月，获中国科学院研究生科学与社会实践项目资助(创新研究类)；
- 3 2006 年 3 月，获得环境保护科技成果完成者证书：环境遥感监测软件平台与业务运行示范（第 11 完成者）；
- 4 2006 年 10 月，被评为中国科学院研究生院三好学生。

## 致 谢

衷心感谢我的导师童庆禧院士、张兵研究员和郑兰芬研究员。童老师渊博的学识、不断求新和探索的科学精神、敏锐的思维、饱满的工作热情激励着我在科学的道路上不断探索。张老师对工作的热情、对科研的执着和严谨的学风深深的影响了我，您将我带入了科研的大门，从您的身上我不但学到了科研方法，更重要的是学到了献身科研事业的精神和做人、做事的道理。本论文自始至终都得到了张老师的悉心指导，从论文选题、确定论文研究思路、制定野外试验方案、一直到论文的撰写都倾注了张老师大量的心血。郑老师将我带入高光谱研究室的大门，您对我的日常生活、学习与工作给予的细致入微的关怀令我深深地感动。

衷心感谢高光谱研究室这个集体，这个快乐、温暖的大家庭。感谢张霞师姐在我的课题和论文方面给予的极大帮助；感谢陈正超师兄几年来在学习、科研、生活等方面给我的无微不至的关怀；感谢高连如——我的同学+“战友”，我们一起走过博士生涯，一起在研究生院对抗“非典”，一起在烈日下开展试验，一起秉烛夜读；感谢申茜对我的工作一如既往的大力支持，在野外试验、数据处理和算法设计方面提出的很多建设性意见，尤其是在我撰写博士论文期间给予我的无私帮助；感谢这个集体里的每一个成员：周丽萍、方俊永、耿修瑞、李兴、胡兴堂、卫征、胡方超、焦全军、张文娟、刘学、罗文斐、刘翔、张浩、张靓、李庆亭、和海霞、温健婷、刘波、李儒等同学和同事，五年来，大家的友情、关怀与帮助使我能克服各种困难完成博士论文，使我获益匪浅。

衷心感谢国家海洋卫星应用中心唐军武研究员，国家环保总局王桥研究员，南京地理与湖泊研究所张运林博士，南京信息工程大学赵巧华博士，澳大利亚CSIRO的Dekker教授，中煤地技术装备公司郁建林博士，南京师范大学韦玉春、李云梅副教授等在我论文的选题、攻关和撰写中给予的良好建议和指导。感谢研究生部吴晓清老师、刘戈平老师和所办余琦老师在学习、生活方面给我的关心和帮助。还有很多给予过我帮助的老师、同学和朋友，在此一并感谢！

最后我要特别感谢我的父母对我的抚育之恩，感谢我的妻子王丹对我生活上无微不至的照顾、工作上的理解和巨大支持，本文的顺利完成有你一份功劳。