

摘要

卫星遥感能快速获取大面积、宏观的水面辐射信息，能克服常规监测中进行离散点采样的不足，实现对区域面状水质的监测，在水质遥感监测中具有巨大的潜力。然而，从遥感传感器接收到的总辐射量中来自水体的信号（离水辐射率）甚微，90%以上来自于大气瑞利散射、气溶胶散射以及太阳反射。因此，准确获取水色要素遥感信息的前提是进行精确的大气校正。如何将水体信息同大气信息分离，是水色遥感得以应用的关键，直接影响水体组分反演等后续分析的精度。

太湖是典型的内陆二类水体，光学特性比清洁海水复杂得多，通常海洋水色卫星遥感的标准大气校正算法会产生较大误差，须发展适合于内陆二类水体的大气校正模型。本文阐述了水色遥感大气校正的基本原理和方法，从 Landsat-5 TM 和同步 MODIS 卫星影像数据以及同步气象辅助数据入手，尝试用不同的大气校正方法提取太湖水体的遥感反射率信息，大气校正的效果用准同步实测水体光谱数据进行比较分析。

本文主要研究内容包括：

- 1、结合同步气象辅助数据，利用 6S 辐射传输模型法，对太湖水体影像进行大气校正；
- 2、综合考虑 θ 、 ϕ 、 L_p 、 T_θ 、 T_ϕ 及 E_D 的影响，利用黑暗像元法对太湖水体进行大气校正；
- 3、在 Gordon 单次散射算法基础上进行改进，重点解决大气瑞利散射、气溶胶散射、臭氧修正、白帽修正以及大气透射率的计算，实现对太湖水体的大气校正。

研究结果表明：

- 1、将同步气象数据代入 6S 模型中，相对提高了 6S 模型的校正精度。但由于缺乏对太湖地区气溶胶组分的了解，所以本文选取了标准大陆型气溶胶类型，没有自定义气溶胶类型，给计算结果带来一定的误差。
- 2、选取湖泊水体作为“暗像元”，利用黑暗像元法校正后 TM 各个波段的水体反射率出现过修正。相对于基于“暗像元”反推得到的大气参数，根据气象数据计算得到的值更为准确，可见同步气象数据对于黑暗像元法是个很好的补充。
- 3、基于 Gordon 大气校正模型改进的方法计算得到 TM 各个波段水体遥感反射率与实测值比较吻合。相对于同步 MODIS 数据计算而言，基于同步气象数据计算的气溶胶散射更为准确，校正结果的相对误差最小，接近国际水色遥感对内陆二类水体反演的误差标准，但尚须不断的完善。

关键字：太湖 TM 大气校正 遥感反射率

Abstract

The remote sensing can obtain macroscopic radiate information of large water area, overcome deficiencies of the field sampling of discrete points in routine monitoring, realize the monitoring of surface feature, show enormous potentiality in water quality monitoring. However, the global solar radiation received by remote sensor includes little water information (water-leaving radiance). Over 90 percents information comes from rayleigh scattering, aerosol scattering and solar reflectance. So we must make atmospheric correction to obtain the water-leaving radiance which contains the information of water constituents. Separating water information from atmospheric signal is the key for the application of the remote sensing technique, which influences accuracy of following applications such as the inversion of water constituents.

Taihu Lake belongs to inland Case-II water, whose optical properties are much more complicated than clean ocean water. Standard atmospheric correction algorithm for ocean color remote sensing may cause big errors. It is necessary to develop atmospheric correction models for inland Case-II water. This thesis firstly demonstrates the principle and methods of atmospheric correction, based on Landsat-5 TM data, synchronous MODIS data and meteorologic records, tries different methods to obtain remote sensing reflectance of water, and analyses the results of atmospheric correction with field spectral data.

The main contents of this study are as follows:

- 1、Making atmospheric correction with 6S radiative transfer model, combined with synchronous meteorologic records;
- 2、Making atmospheric correction with the dark-object method, considering influences of θ 、 ϕ 、 L_p 、 T_θ 、 T_ϕ and E_D ;
- 3、Making atmospheric correction with improved Gordon atmospheric correction algorithm, placing emphasis on the calculation of rayleigh scattering, aerosol scattering, oxygen content, whitecap radiance and atmospheric transmission.

The results show that:

- 1、Importing synchronous meteorologic records into 6S model improves its atmospheric correction accuracy. The aerosol composition in Taihu area isn't clear, so the standard continent aerosol type was selected here for correction, which caused errors to the result.
- 2、Selecting dark object among lake waters for dark-object method caused over-correction of reflectance in TM bands. The atmospheric parameters computed by synchronous meteorologic records are more accurate than that by the dark object itself. Synchronous meteorologic records are proved to be a complementarity for dark-object method.
- 3、The remote sensing reflectance inversed by improved Gordon atmospheric correction algorithm is close to the field sampling data. Compared with synchronous MODIS data, synchronous meteorologic records computed aerosol scattering more accurately. The relative error its correction is least which is close to the international error criterion for inland Case-II water.

Key Words: Taihu Lake, TM, atmospheric correction, remote sensing reflectance

学位论文独创性声明

本人郑重声明：

- 1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。
- 2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的研究成果。
- 3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真实的。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其它机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名： 丁海君

日期： 2007.5.23

学位论文使用授权声明

本人完全了解南京师范大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名： 丁海君

日期： 2007.5.23

第一章 绪论

1.1 选题背景与研究意义

1.1.1 选题背景

遥感技术是 20 世纪 60 年代迅速发展起来的一门综合性对地探测技术，通过从不同高度平台，收集地物的电磁波信息，并加以处理，从而达到对地物的识别与监测的目的。遥感技术因其宏观、准确、快速的特点，20 世纪 80 年代以来在资源、环境、水利、林业、农业等部门已有广泛的应用。常规的水质监测是人工实时实地监测，耗时耗力，且采样所收集到的只是点状数据，难以对大面积湖泊内的水质分布进行推算。卫星遥感能快速获取大面积、宏观的水面辐射信息，因此能克服常规监测中进行离散点采样的不足，实现对区域面状水质的监测。

水色遥感是空间技术、大气光学和遥感技术与海洋光学理论实践相结合的产物，属于卫星遥感的一类。水色是指海洋水体在可见光—近红外波段的光谱特性，正如人眼看到的不同水体具有不同的颜色一样。水体中相关组分的浓度、分布等是水色的主要决定因素。水色遥感的主要目的是获取水体光学特性，监测水体组分（叶绿素 a、悬浮物、黄质等）的浓度和分布。以及按其研究对象差别，可包括内陆（Inland）水体、近岸（Coastal）水体、大洋开阔水体（Open Sea, or Case I Sea）等的遥感。水色遥感的发展，始于 1978 年美国 CZCS（海岸带水色扫描仪）的发射。自此，水色遥感从定性应用发展到定量应用，并在全球碳循环、海洋初级生产力、海洋渔业、区域环境监测与管理等多个领域展现了广阔的应用前景。由于 CZCS 水色遥感所获得的意外巨大成功，九十年代以来，日益复杂的传感器逐渐问世。第二代水色遥感器的代表是 NASA 1997 年 8 月发射成功的 SeaWiFS（宽视场水色扫描仪）以及在 1999 年前后发射的 MODIS、欧空局的 MERIS，性能指标较 CZCS 有了很大的提高：(1) 信噪比大幅度提高；(2) 配置了更加合理的波段进行大气修正；(3) 波段配置使得能够建立更加有效的色素反演算法，特别是半分析模型，将叶绿素、悬浮泥沙、黄色物质的贡献分离出来。鉴于水色遥感对研究、开发与保护海洋的重要性，各国竞相发展自己的水色遥感计划。在 2000 年前后有十几颗载有水色遥感器的卫星在运转，这些水色遥感器（或具有水色遥感波段的遥感器）包括：美国的 SeaWiFS, MODIS (其中 9 个波段为水色专用)、MISR；日本的 OCTS, POLDER, GLI；欧空局的 MERIS；印度的 MOS 和 OCM；台湾的 OCI；我国的海洋一号卫星（HY-1）等。

搭载于遥感平台上的传感器在位于可见光和近红外范围内的多个选定波段进行辐射通量测量，因而传感器测量的大气顶 (TOA) 信号包含了水体和大气中多个过程的贡献，其中，只有自水体后向散射出的信号是有用的。然而，传感器所接受的总信号受大气影响巨大，如在一类水体，短波可见光波段的信号中有 90% 以上来自大气，这包括瑞利散射、气溶胶散射以及天空光的水表面（菲涅尔）反射等。精确的确定大气散射、吸收和水表面反射的贡献，并从水色卫星遥感总信号中予以去除，提取出有用的离水辐射率是水色遥感应用的关键，直接影响水体组分反演等后续应用的精度。

1.1.2 研究意义

理想的遥感模型是没有大气存在，地面为朗伯体，遥感接收到的光谱直接反映地面目标的状况。但是事实上，在卫星遥感成像的过程中，地面发射的电磁波在目标—大气—遥感器之间传播途径中，受到大气的吸收与散射的影响，其强度、波谱、空间分布、方向和极化等特性都会发生变化，使得遥感器的测量值与地物实际光谱辐射值不一致，测量值存在着辐射失真，从而对遥感图像的质量和应用效果产生不可忽视的影响。这些影响使得基于遥感影像的应用研究，特别是定量化应用受到很大的影响，因此在这些信息被成功应用于地球信息的定量化研究之前，必须对遥感影像进行大气校正，这是定量化应用的前提。大气校正就是要研究并消除大气条件对遥感的影响，在传感器位置恢复地面目标的光谱特征。

对于不同目的和性质的遥感应用，大气影响的程度和重要性不同，大气影响与当地、当时的大气光学性质，目标特性，大气气溶胶成分，颗粒大小，传感器获取的波段，太阳—目标—传感器之间的相对位置关系等都有关系。水色遥感在信息获取方面，与陆地遥感相比，表现出以下几点不同：

- (1) 水体影像特征不明显，传感器获得的能量很微弱。水体一般混合程度较好，不像陆地景物有明显的边界和强烈的反差。因此，从反差很小而后向散射信息微弱的水体遥感影像中获取有用的离水辐射信息，难度较大；
- (2) 水体信息中的复合因素多，专题信息提取的难度高。比如水体可见光后向散射的上行辐射中，包含了水体悬浮固体、叶绿素、黄色物质等信息，必须把混合在一起的这些物质的微弱信息分开，再提取定量数据；
- (3) 与陆地遥感中的稳态现象不同，不论在时间分布还是空间分布上，水体的动态变化都很大，实地测量难以实现真正意义上的卫星同步；
- (4) 大气对水质遥感信息的影响十分严重。水色遥感接收到的总辐射量中来自水体的信号（离水辐射率）甚微，90%以上来自于大气瑞利散射、气溶胶散射以及太阳反射。只有离水辐射率才包含了水色要素的信息，其数值只有陆地辐射量的1/10。即使是很小的大气校正误差也能引起很大的水质参数反演误差，因此提取水体定量信息要比陆地遥感复杂很多。

太湖属于二类水体，包含浮游植物色素、悬浮颗粒以及黄色物质等，一般来讲，湖泊水体的光学特性比海水复杂得多，通常海洋水色卫星遥感提取一类水体叶绿素的标准算法对湖泊等二类水体不再适用，这不仅对二类水体水色遥感的传感器设计提出了更高的要求，而且对其反演算法等也都提出了更高的要求。湖泊水色遥感要求传感器不仅具有较高的光谱分辨率，而且具有较高的空间分辨率，目前还没有一个专门的湖泊水色遥感传感器，湖泊水色遥感研究主要使用陆地卫星传感器如MSS、TM、ETM、SPOT、CBERS等。

水色遥感作为快速获取上层水体光学特性和水体组分信息的重要技术，目标是通过遥感手段来了解水体的物化参数。如何精确提取水体辐射量，将卫星接收到的反射光信号换算成水面反射光信号是水环境遥感的关键，必须发展针对水质遥感的相对精确的大气校正模型。

1.2 研究目的

如何将水体信息同大气信息分离，是水色遥感得以应用的关键。本文主要以美国陆地卫

星 Landsat-5 TM 为数据源，尝试以不同的大气校正方法从遥感影像上提取太湖水体遥感反射率，并与准同步实测水体光谱数据进行比较分析，以期找到一种适合内陆二类水体的大气校正的方法与流程。

1.3 国内外研究进展

1.3.1 国外研究进展

国内外针对水色遥感大气校正的方法很多，比较成熟的方法有辐射传输模型方法、黑暗像元法以及基于标准一类水体校正算法发展起来的相对成熟的二类水体算法，如光谱迭代法、神经网络法、主成分分析方法等。

1. 辐射传输模型法

辐射传输模型法(Radiative transfer models)是利用电磁波在大气中的辐射传输原理建立模型，对遥感图像进行大气校正的方法。基于不同的假设条件和适用的范围，目前已经建立了很多可选择的大气校正模型，如 6S 模型、LOWTRAN/MODTRAN 模型、TURNER 大气校正模型、ATCOR 模型等等。

(1) 6S 模型 (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum)

6S 模型是在 5S 模型的基础上发展起来的，该模型采用了最先进的 (State of the art) 近似和逐次散射 SOS (successive orders of scattering) 算法来计算散射和吸收，改进了模型的参数输入，使其更接近实际。该模型对主要大气效应：H₂O, O₃, O₂, CO₂, CH₄, N₂O 等气体的吸收，大气分子和气溶胶的散射都进行了考虑。但 6S 主要开发者 Eric Vermote (1997) 认为，6S 在高精度要求的水色遥感中只适于作为敏感性研究(Sensitivity study)之用。

(2) LOWTRAN /MODTRAN 模型

目前流行的版本是 LOWTRAN7，它是以 20cm⁻¹ 的光谱分辨率的单参数带模式计算 0cm⁻¹ 到 50000cm⁻¹ 的大气透射率，大气背景辐射，单次散射的光谱辐射亮度、太阳直射辐射度。LOWTRAN7 增加了多次散射的计算及新的带模式、臭氧和氧气在紫外波段的吸收参数。MORTRAN 模型在维持 LOWTRAN7 的基本程序和使用结构的基础上，主要是对 LOWTRAN7 模型的光谱分辨率进行了改进，它把光谱分辨率从 20⁻¹cm 减少到 2⁻¹cm，发展了一种 2cm⁻¹ 光谱分辨率的分子吸收的算法和更新了对分子吸收的气压温度关系的处理。ENVI 中提供的 FLAASH 大气校正模型就是使用了改进的 MORTRAN 模型的代码。Michael W.Matthew 等 (2003) 利用 FLAASH 模块对 AVIRIS 航空遥感影像进行了大气纠正，从影像中获取到比较合理准确的地表反射率信息，并分析认为能见度为中等到清晰、大气水汽柱含量为低到中等的人气条件下，进行大底点垂直观测获取的影像，FLAASH 能够反演得到更为精确的反射率信息。

研究表明辐射传输模型法计算出来的反射率精度较高，但是该类方法计算量大，而且需要较多参数。比如大气中的水汽含量、臭氧含量以及空间分布、气溶胶光学特征等等的计算。而在常规的大气校正中，这种参数计算很难实施。Kaufman(1989)指出：大气校正的基本方法是获得关于大气光学性质的各种参数，如大气光学厚度、相函数、单向散射反照率、气体吸收率等。而大气校正的困难就在于难于确定这些参数。如果测得的参数不正确将直接影响

计算的精度，所以这种方法的广泛应用受到了一定限制。

2. 黑暗像元法

理想的大气辐射校正和反射率反演应该是仅通过遥感影像信息，而不需要野外场地测量等辅助数据进行计算的。因此，研究者提出了一些不需要大气和地面实测数据，尤其不需要卫星同步观测数据的大气校正方法，其中被广泛应用的一种方法就是黑暗像元法 (Dark-Object Methods)。用黑暗像元法进行大气校正主要是依靠图像本身的信息，其他一些不能直接在图像上获得的信息，可在相应的前人研究成果的文献资料中找到。黑暗像元法的研究与应用已经有 20 多年的历史，其关键技术主要在于遥感图像中黑暗像元值有效地确定和大气校正模型的适当选择。Gordon (1978) 采用了把深且清洁的水体像元作为黑暗像元的方法进行大气校正，这种方法被认为在海洋上具有可接受的精度。Chavez (1988) 提出，根据遥感图像不同波段的直方图，特别是对于可见光波段，从零亮度值对应的像元到非零亮度值对应的像元数量有一个很快的上升，像元数量突然增加处所对应的亮度值就可以当作黑暗像元值；或者是图像直方图上非零亮度值开始，逐渐随像元个数增高，则非零亮度值开始处对应的亮度值就可以当作黑暗像元值。Kaufman 等 (1997) 发现，可见光波段黑暗像元的反射率与这些像元在中红外波段反射率存在很好的线性关系，根据这种关系，利用中红外波段发现了可见光波段的黑暗像元，这种方法比较客观，精度也很好。

黑暗像元法直接、简易，其校正精度可以满足一般遥感的研究和应用，具有较强的实用性。但由于其没有考虑大气的多次散射辐照作用、没有考虑像元间的多次散射影响、没有考虑地形差异的影响，同时图像中黑暗像元的确定也带有一定的主观性，这些都将会影响黑暗像元法的结果精度。

3. 标准一类水体大气校正方法

标准一类水体大气修正均采用“暗像元”假设，这样就可以估计出近红外的气溶胶散射贡献，通过适当方法将近红外的气溶胶信号外推到可见光，即可得到可见光的气溶胶贡献。

针对一类水体的大气修正算法研究最初是围绕处理 CZCS 资料而开展的(Gordon, 1978; Viollier 等, 1980; Gordon&Clark, 1980; Gordon 等, 1983; Gordon&Castano, 1989)。CZCS 算法基于两个假定(Gordon, 1993)：(1) 海表面为水平表面，即无风速的影响，可以忽略海面白帽的贡献；(2) CZCS 共有 5 个可见光通道 (443, 490, 520, 550, 670nm)，由于没有设置近红外波段，对一类清洁水体，假定 670nm 处的离水辐射率为零，用单次散射理论进行瑞利和气溶胶散射计算。CZCS 传感器设计了±20° 的倾角，这样避开了太阳耀斑的影响。CZCS 的大气修正算法可用式 (1.1) 表示 (Gordon, 1990)：

$$L(\lambda) = L_r(\lambda) + L_o(\lambda) + t(\lambda)L_w(\lambda) \quad (1.1)$$

在 CZCS 算法的基础上，又发展了 SeaWiFS 标准大气修正算法(Gordon & Wang, 1994a)。与 CZCS 相比，SeaWiFS 具有两个近红外波段 (765nm 和 865nm)，利用这两个波段的信息可以确定每个像元的光谱变化，而不必采用统一的参数或者利用“清洁水体”(叶绿素浓度 0.25mg/m³)的近似，而且这两个波段的离水反射率要比 670nm 的更低，另外该算法采用了多次散射理论进行瑞利和气溶胶散射计算。

传统的标准一类水体大气校正方法存在如下问题：一是在图像中可能不存在所要求的清洁水体；二是在图像中，气溶胶类型发生变化；三是即使所有其他假设都满足(单次散射)，

由于气溶胶相位函数与波长之间仅存在较弱依赖关系，也将引起某些参数的变化；四是该方法忽略了多次散射、表面粗糙不平、垂直结构、白帽、臭氧层变化、大气压强变化等诸多因素；五是单次散射的假设不够精确。

4. 二类水体大气校正方法

国际上通用的 Gordon 标准算法在清洁大洋水体中精度较高，一般可达 95% 左右。但对二类水体而言，该算法的一个基本假设——“近红外波段的离水辐射为零”，不再成立，从而导致算法失效。

总的来说，目前国际上针对二类水体提出的水色大气修正算法主要有以下几类：

(1) 在 Gordon 标准算法基础上的，着重解决近红外波段的离水辐射量。

①近红外光谱迭代算法。Arnone 等(1998) 基于两个假设：①红光和近红外波段的水体总吸收系数主要由纯水的吸收系数决定；②颗粒物后向散射在上述波段范围内随光谱是线性变化的，根据简化的生物一光学模型提出改进算法。但对近岸高浑浊水体而言，以上两个假设有可能不成立，计算会产生较大误差。

②借用邻近清洁水体的大气光学特性。Hu 等(2000) 提出一种“邻近象元法”来解决近岸浑浊水体的 SeaWiFS 图象大气修正问题。算法的基本思想如下：假设气溶胶类型在较小的空间范围内(大约 50-100km)保持不变，然后利用邻近清洁水体象元法来确定浑浊区域的气溶胶类型。虽然气溶胶类型是固定的，但其浓度是可变的。利用这种方法可同时求得 765 和 865nm 波段的气溶胶散射和离水辐射量。

③比利时 MUMM (The Management Unit Mathematical Models) 算法 (Ruddick,2000)。它是一种针对 SeaWiFS 数据的二类水体大气校正方法。该算法假设离水辐射率的比率具有空间一致性，研究区域内 765nm 和 865nm 的气溶胶散射比和离水辐射率的比率均为某一确切值，这种假设较之于之前针对 CZCS 可见光波段的经验关系更有通用性。此外，采用这一假设可以避免迭代运算，因为两个近红外波段的离水辐射率的计算只需要同时解算两个线性方程，进行运算仅仅只需要执行两步程序。

(2) 优化方法，可同时求解大气和水色要素参数，也可以单独求解海面离水辐射信号。重点在于大气气溶胶模型、海面离水反射光谱模拟及误差函数(Error Function)的选取。神经网络模型，也属于优化方法，但与传统的优化方法相比非线性逼近能力更强，模型的推广能力更好，且该模型用网络权值进行多项式计算，运算速度大大提高。Schiller&Doerffer(1999) 利用模拟的 MERIS16 个波段的大气顶去瑞利散射后的反射率数据集，通过 NN 模型反演三要素浓度和大气气溶胶浓度。该模型有两个隐含层，每层分别有 45 和 12 个神经元。模拟结果显示，该算法对较大范围内的富营养一类水体和浑浊二类水体都适用，而且在高浑浊水体近红外光谱信号不为零的情况下，该大气修正算法也有效。

(3) 主成分分析法，主要用于同时求解大气参数和水色要素参数。该方法以最优加权系数和多变量线性回归为基础，而典型二类水体的各成分与光谱之间是高度非线性相关的，因而限制了其在复杂二类水体中的应用。一般情况下，它是将大气修正和水色要素反演看作一个整体来完成。Neumann 等(2001) 针对 MOS-IRS 水色遥感数据，提出一种利用主成分分析法进行大气修正和水色反演的算法。根据 Morel 等(1989) 给出的半分析模型模拟海面离水辐射(BOA)，然后利用 Angstrom 指数法计算气溶胶散射，从而获得大气顶去瑞利散射后的总

信号(TOA)。利用 TOA 模型的反演结果与现场实测值的相对误差在 30% 以内。直接利用海面信号的 BOA 反演模型测试结果还需要进一步与现场数据作对比。

1.3.2 国内研究进展

在国内的研究中，大部分研究者都是对国外的方法进行修正再应用。张玉贵(1994)利用 TURNER 大气校正模型，利用气象数据辅助对 TM 图像进行了大气校正。田庆久等(1998)通过大气辐射传输模型计算 T_θ 、 T_ϕ 、 E_D ，代入大气校正模型，算出了地物的真实反射率 R 。赵春江等(2007)发展了基于 6S 模型对 Landsat5 遥感影像进行逐像元大气纠正的反演算法，结果表明利用查找表逐像元大气纠正的算法，与以往常用的基于整景遥感影像获取一个平均气溶胶光学厚度值，并进行大气纠正的算法相比，能够更好的去除云雾对影像的影响，更加精确的对遥感影像进行大气纠正并获取地物的真实反射率。陈蕾，邓孺孺等(2004)针对 TM 数据，以山区阴影部分的植被为“暗像元”，反推大气参数，从而确定大气校正的各项参数，建立了基于地面耦合的 TM 影像的大气校正模型。刘小平，邓孺孺等(2005)在该方法的基础上，运用迭代法对大气程辐射率获取技术进行改进，克服了通常黑暗像元法获取程辐射率误差较大的不足。陈楚群(1998)根据大气纠正的原理和计算法，编制了海洋水色遥感资料的大气纠正程序。程序的设计思路是先判别确定“清洁海水”像元，进而求算大气纠正因子和红光波段的气溶胶散射辐亮度；再求算整个图幅各像元在各波段的离水辐亮度。韦钧等(2002)从海洋水色资料应用的角度出发，在借鉴了 Gordon&Menghua Wang 以及比利时 MUMM 算法的基础上，针对海洋水色卫星 SeaWiFS 资料提出了可适用于珠江口二类水体的线性相关算法和拟合方程外推算法，即将 765 和 865nm 波段气溶胶多次散射之比和离水辐射率之比假设为常数作为大气校正因子应用于整个区域，并在珠江口区域取得了比较合理的校正结果。丁静(2004)基于黄东海区实测遥感反射率和气溶胶反射率光谱变化的对数线性关系模型，模拟了不同角度、865nm 波段气溶胶辐亮度和 $\epsilon(412,865)$ 情况下的瑞利散射修正后的 TOA 信号，建立了具有两层隐含层的全连接前馈后向传递网络，可以用 8 个 SeaWiFS 波段的瑞利修正后 TOA 信号，反演得到 865nm 波段气溶胶反射率和气溶胶参数。何贤强等(2004)在分析浑浊水体离水辐亮度随悬浮泥沙浓度变化的基础上，借鉴近红外波段离水辐亮度近似为零的做法，假设 412nm 波段离水辐亮度可以忽略不计，采用气溶胶单次散射近似和气溶胶反射率光谱变化的对数线性关系模型等，建立了一个简单的、用于含有高浓度悬浮泥沙和黄色物质水体的大气校正算法。唐军武等(2005)利用高精度的 MODIS 数据对 CCD 相机进行了交叉辐射校正，在均匀清洁水体海域上，分别选择了两个遥感器同一天过境的具有相同观测区域的两天数据，利用一种清洁水体大气辐射计算方法和 MODIS 获得的水体与气溶胶参数，对 CBERS-2 CCD 相机的 4 个通道进行了基于大气层外总辐亮度的交叉辐射校正工作，误差在 5% 左右。王中挺等(2006)研究设计了中巴资源卫星 CBERS-02 卫星数据大气校正的快速算法。李俊生等(2006)改进了 Gordon 水色遥感大气校正算法，提出了一种基于同步 MODIS 数据辅助下的 CBERS CCD 内陆水体数据大气校正算法，取得了比较好的效果。

1.3.3 小结

综上,从遥感图像进行大气校正以获取实际的离水辐亮度或遥感反射率方法主要可归纳为两类: (1) 直接法: 利用标准大气剖面数据, 通过已有的大气模型(如6S, MODTRAN)估算出大气的影响, 以便从遥感器所接收到的辐射量中求算出湖泊水体的表面的反射率。但由于采用的标准大气数据是一种平均状态数据, 与遥感卫星过境的实时大气剖面数据有很大差异, 并且不同地区的大气剖面状态是不同的, 因此仅仅用标准数据进行大气模拟, 并据此进行水质参数的反演, 误差通常较大。(2) 间接法: 假设近红外波段处的离水辐射率为0, 从而将大气效应和离水辐射分开, 但这不适用于悬浮物质含量较高特别是水深较浅的二类湖泊水体, 因此一类水体现有的大气校正方法不适合二类水体, 必须加以改进, 比如: ①在近红外波段建立耦合水文—大气光学模式, 根据水体后向散射在近红波段之间的关系迭代计算近红外波段的气溶胶特性; ②假设气溶胶类型在小范围内基本不变, 借用邻近较洁净水体的大气条件计算浑浊水体的气溶胶辐射率, 实现二类水体的大气校正。另外, 适当的波段选择也可以降低或消除大气校正误差。针对太湖二类水体, 本文尝试不同的大气校正方法提取水体遥感反射率, 并结合实测数据进行精度评价, 寻求适合太湖二类水体大气校正的方法与流程。

1.4 研究技术路线

1.4.1 技术路线

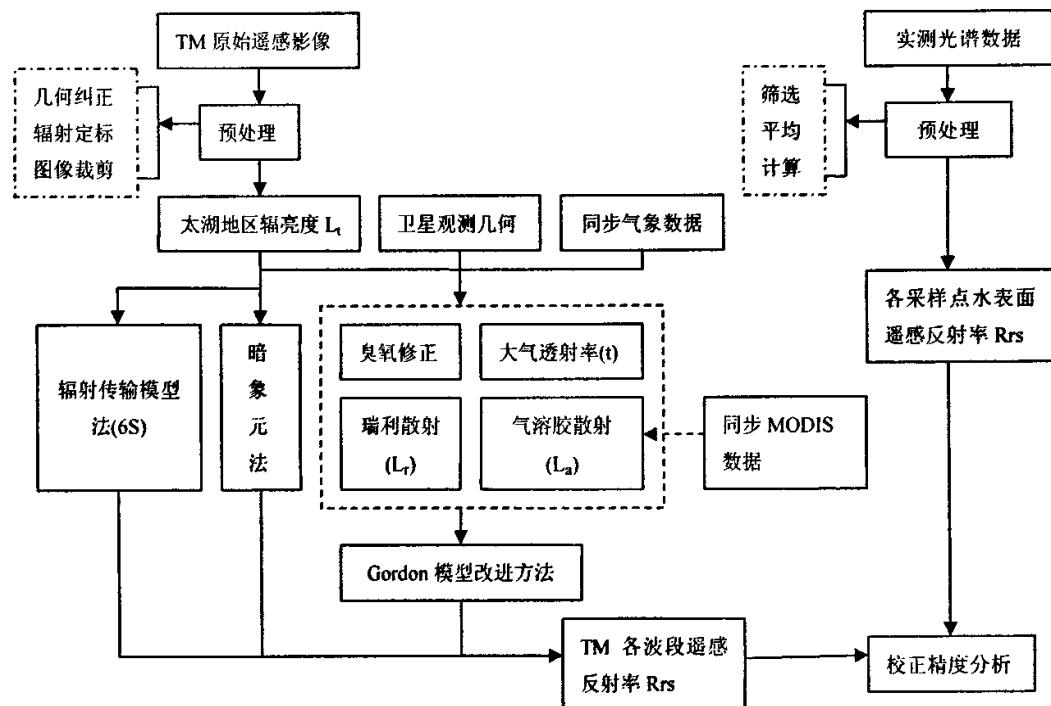


图 1.1 技术路线图

1.4.2 实施方法

以同步气象数据、同步 MODIS 影像数据为辅助，尝试以不同的大气校正方法从 TM 遥感影像上提取太湖水体遥感反射率，并将校正结果与准同步实测水体光谱数据进行比较分析，具体的实施步骤如下：

1、实测水体遥感反射率的计算

首先在 ASD ViewSpecPro 软件中对数据进行筛选，剔除数值异常的曲线，然后把剩余的曲线进行平均，并以文本格式输出，再把输出的结果导入 Excel 中根据公式计算水体遥感反射率，并对计算结果进行分析。

2、TM 影像水体遥感反射率的提取

(1) 预处理：对 TM 影像进行几何校正、图像裁减和辐射定标。MODIS 每个波段为经过辐射定标的大气顶层辐亮度，本文未对其做任何处理。

(3) 大气校正方法的实验分析

①6S 辐射传输模型法：根据同步气象参数，计算大气水汽含量、臭氧含量以及 550nm 处气溶胶光学厚度，结合卫星观测几何等参数，输入 6S 模型中，计算大气校正参数，获得大气校正模型，对 TM6 个波段（除热红外波段）进行大气校正；

②黑暗像元法：在水质相对较好的东太湖，选定“暗象元”，分别基于“暗象元”和气象数据计算大气参数，代入大气校正模型；

③基于 Gordon 大气校正模型的改进算法：重点解决大气瑞利散射、臭氧修正、白帽修正以及大气透射率的计算，并尝试以同步 MODIS 数据辅助计算 TM 各波段气溶胶散射辐射率，最终提取有用的离水辐射，计算水体遥感反射率。

3、大气校正结果评价

将经过大气校正提取的 15 个采样点的遥感反射率与实测水体遥感反射率进行平均相对误差分析，比较各模型的校正精度，评价各模型的适用性。

第二章 研究区与数据源

2.1 研究区概况

2.1.1 地理位置与气候状况

太湖流域位于长江三角洲的南缘，是一个典型的碟形洼地平原。太湖位于流域中心，界于北纬 $30^{\circ} 55' 40'' \sim 31^{\circ} 32' 58''$ ，东经 $119^{\circ} 53' 32'' \sim 120^{\circ} 36' 10''$ ，水域面积 2338.1km^2 ，平均水深1.9m，出入湖的河道共100多条。

太湖作为大型浅水湖泊有以下几个特点（濮培民等，1999）：（1）湖面开阔，水浅，风浪较大；（2）温热条件好，光照充足；（3）湖底淤泥很薄，一般在20-30cm左右；（4）湖底平坦，平均坡度19.7%；（5）太湖周围城市围绕，工农业发展迅速，人口密集，湖泊生态系统受人类活动影响较大。

太湖位于北亚热带，属于季风湿润气候，四季分明，热量充裕，雨水丰沛，光照充足。湖区年平均温度为 $15.3\text{--}16^{\circ}\text{C}$ ，年平均降水量950-1250mm，年日照时数为2000-2200小时。太湖地区近40年来太阳总辐射的变化趋势为在波动中有所减少，总辐射一般在7、8月份达到一年的最大值。

太湖自东向西有东太湖、胥口湾、贡湖、梅梁湖、竺山湖五个湖湾。目前这几个湖湾大都因为水流缓慢，水浅及盛行风向的作用而成为太湖受污染或富营养化较为严重的地方。本文以梅梁湖为研究区。梅梁湖南北约16~18km，东西宽约7~10km，面积 160km^2 ，平均水深1.89m，容积3亿 m^3 ，是无锡市区最大的水域，也是无锡市区赖以生存的水源地。梅梁湖位于太湖北部，象一敞开的大口袋，由于风力等原因，藻类很容易聚集。

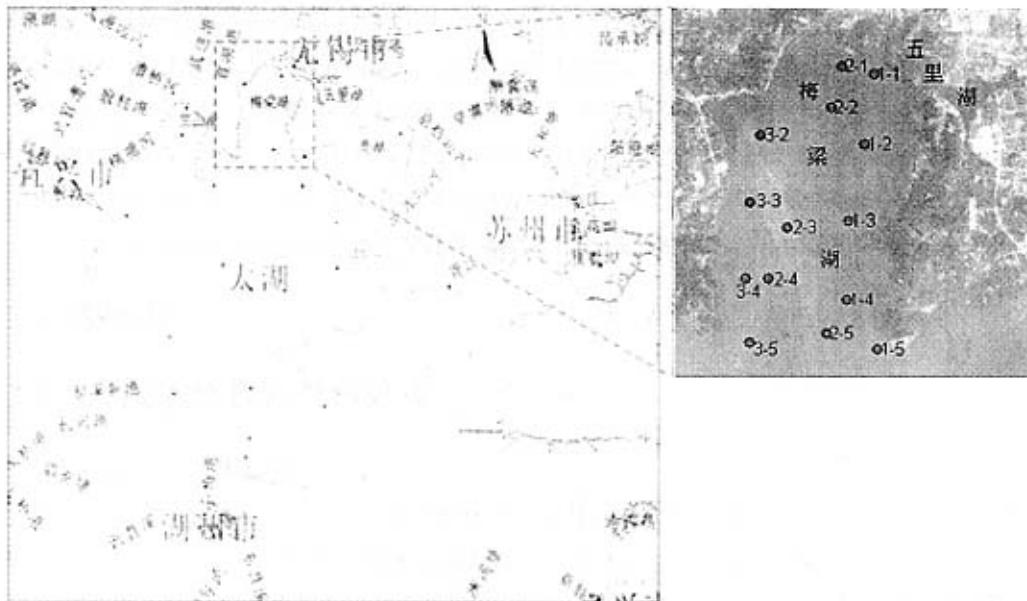


图 2.1 研究区概况

2.1.2 太湖水体的水质现状

Morel 和 Preieur 等人 (1977) 根据双向分类法, 把海洋水分成一类水体 (CASE I) 和二类水体 (CASE II), 随后 Mordon 和 Morel (1980) 等人改进了这一分类法, 图 2.2 是一类水体和二类水体分类方法示意图, 所谓的一类水体是指那些水体的光学特征变化主要是由叶绿素引起的, 二类水体是指水体的光学特征不仅是由于叶绿素造成的, 而且还受到其他物质如悬浮物、溶解性有机物质等的影响, 由此可见一类水体在内陆湖泊中是比较少见的。

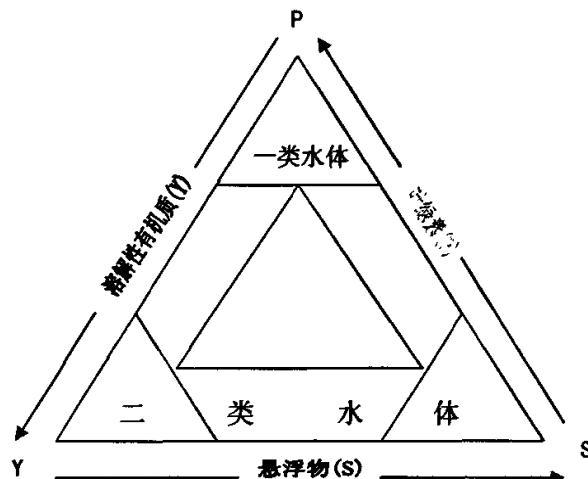


图 2.2 一类水体和二类水体分类体系图

太湖是典型的二类水体, 近十几年来, 太湖流域人口急剧增加, 经济持续高速发展, 给该地区的自然生态环境造成巨大的压力。特别是由于工农业废水和生活污水几乎未经处理即排入湖体, 给太湖造成了严重污染, 水质状况令人担忧。按现行的《国家地面水环境质量标准》(GB3838-2002), 太湖 20 世纪 60 年代属于 I~II 类水体, 70 年代为 II 类水体, 80 年代末为 III 类水体, 局部为 IV 类和 V 类, 90 年代中期平均已达 IV 类, 1/3 为 V 类。2000 年太湖 III 类水体占 6.7%, IV 类水体占 85%, V 类和劣 V 类占 8.2%, 83.5% 的水域为富营养水平, 其余水域为中营养水平 (主要在东太湖和湖心部分地区)。

2.2 数据源

2.2.1 卫星遥感数据与预处理

1. Landsat-5 TM 数据

Landsat TM (Thematic Map) 是搭载在美国陆地卫星上的传感器, 共设有 7 个波段。研究发现, 波段 1, 2, 3, 4 波段的变换光谱特征与叶绿素 a (chl-a)、总磷 (TP)、透明度 (SD)、悬浮物浓度 (SS) 等水质参数具有高度的相关性。目前 TM 数据是内陆水体水质监测中使用最广泛的多光谱遥感数据。一景 TM 图像覆盖范围为 $185 \times 185 \text{ km}^2$, 空间分辨率为 30m。

本文选用 Landsat-5 TM 数据，时相为 2004 年 7 月 26 日，太湖上空过境时间为上午 10 点 14 分，条带号 119，行编号 38。

1) 几何校正

由于传感器平台的纬度、高度、速度的变化，以及地球曲率、大气反射、地形的高低等因素的影响，使得遥感图像产生了难以避免的几何畸变，因此在使用前必须进行几何校正。几何校正包括几何粗校正和精校正。几何粗校正主要是完成那些系统的畸变和可预测的畸变的校正，这一过程已在遥感卫星地面站完成。几何精校正主要是利用地面控制点对那些随机的畸变和其他未知的系统畸变进行校正，它利用数学模型来近似描述遥感图像的几何畸变过程，并利用畸变的遥感图像和标准地图之间的一些对应点求得几何畸变模型，然后利用此模型进行几何畸变校正。

在 ENVI4.2 专业遥感软件的支持下，利用一幅校正过的 TM 影像进行精校正，本文采用的几何精校正模型为二次多项式，选用图像内插方法为最邻近内插法，以避免破坏图像的原始信息，纠正的平均误差和最大误差均小于 1 个像素。

2) 数据定标

定标是将传感器输出的测量值变换为其对应的目标像元的绝对亮度或表而反射率等物理量的处理过程。遥感数据的定标建立了传感器每个探测值与该探测器对应的实际地物辐射亮度间的关系，是进行大气校正的前提。

用定标系数将原始 DN 值转换为大气层顶太阳辐亮度 L，其定标采取线形公式进行转换，其关系如下：

$$L(\lambda) = Gain * DN + Bias \quad (2.1)$$

式中：DN 为图像的像元灰度值，无量纲，取值范围为 0~255；Gain 和 Bias 分别为增益和偏移值，单位为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$ 。1984 年以来，增益和偏移值有两套参数，其差异主要体现在增益上，如表 2.1 所示。本文使用表 2.1 右侧的取值，对 TM 数据（除热红外波段以外）进行辐射定标，将影像灰度值转换成传感器的入瞳辐亮度。

表 2.1 增益和偏移取值

TM	1984, 3, 1~2003, 5, 4		2003, 5, 4~	
	GAIN	BAIS	GAIN	BAIS
Band1	0.602431	-1.52	0.762824	-1.52
Band2	1.1751	-2.84	1.44251	-2.84
Band3	0.805765	-1.17	1.03988	-1.17
Band4	0.814549	-1.51	0.872588	-1.51
Band5	0.108078	-0.73	0.119882	-0.37
Band6	0.055158	1.2387	0.055158	1.2378
Band7	0.05698	-0.15	0.065294	-0.15

3) 图像裁切

利用 ENVI4.2 的数据调整（空间/波谱）功能，进行遥感影像裁切。具体操作为 ENVI → Basic Tools → Resize Data (Spatial/Spectral) → Spatial Subset → Image，裁切出太湖地区的数据影像，像元数为 2385×2385 。

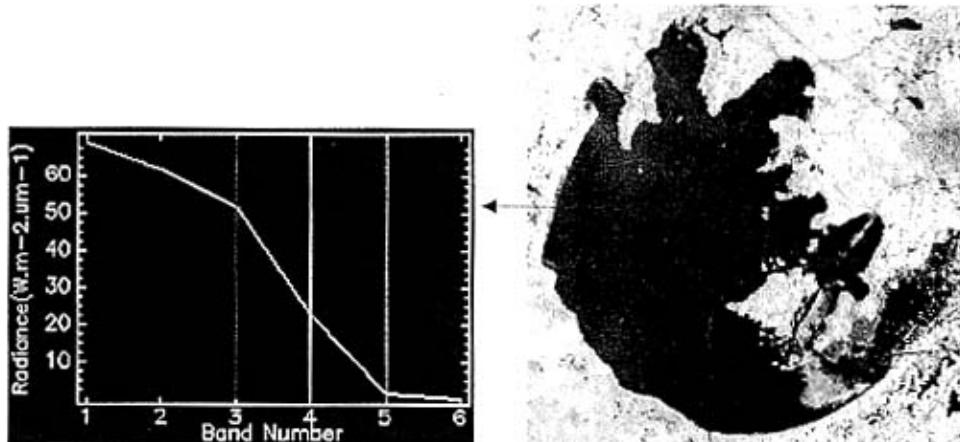


图 2.3 辐射定标、图像裁切后太湖 TM5, 4, 3 假彩色合成图

4) 计算行星反射率

假设地面是朗伯面反射且天空辐照度各向同性，卫星观测到的行星反射率为：

$$R^* = \frac{\pi \cdot L(\lambda) \cdot d^2}{E_0(\lambda) \cdot \cos(\theta)} \quad (2.2)$$

式中： R^* 表示行星反射率； $L(\lambda)$ 为波段平均单位光谱辐亮度； d 为日地距离参数，无量纲； $E_0(\lambda)$ 为大气层外相应波长的太阳光谱辐照度； θ 为太阳天顶角。

表2.2 日地距离（天文单位）

天数	日地距离	天数	日地距离	天数	日地距离
1	0.9832	135	1.0109	274	1.0011
15	0.9836	152	1.014	288	0.9972
32	0.9853	166	1.0158	305	0.9925
46	0.9878	182	1.0167	319	0.9892
60	0.9909	196	1.0165	335	0.986
74	0.9945	213	1.0149	349	0.9843
91	0.9993	227	1.0128	365	0.9833
106	1.0033	242	1.0092		
121	1.0076	258	1.0057		

表2.3 Landsat 5 TM各波段大气顶部的太阳辐照度值 (W/m²·μm)

波段	1	2	3	4	5	7
太阳辐照度	1957	1826	1554	1036	215	80.67

2. MODIS 数据

MODIS (Moderate-resolution imaging Spectroradiometer) 是搭载在 Terra 卫星上最重要的传感器，它具有从可见光到热红外的 36 个波段的扫描成像辐射计，分布在 $0.4\text{--}14\text{ μm}$ 电磁波谱范围内，扫描宽度为 2330 km 。NASA 对 MODIS 数据实行全球免费接收的政策，这就大大降低了利用 MODIS 监测水质的费用。并且 MODIS 较高的时间分辨率（一天可以接收两次多光谱数据）及其多达 36 个波段的光谱数据和较高的辐射分辨率(12bit, TM 图像是 8bit)，使其成为内陆较大湖泊水质遥感监测最有潜力的数据源之一。

表 2.4 MODIS 传感器主要特性和主要用途

通道	通道光谱范围 1~19: nm, 20~36: μm	信噪比 NE ΔT	主要用途	分辨率/m
1	620~670	128	陆地、云边界	250
2	841~876	201		250
3	459~479	243	陆地、云特性	500
4	545~565	228		500
5	1230~1250	74		500
6	1628~1652	275		500
7	2105~2135	110		500
8	405~420	880	海洋水色 浮游植物 生物地理 化学	1000
9	438~448	8380		1000
10	483~493	802		1000
11	526~536	754		1000
12	546~556	750		1000
13	662~672	910		1000
14	673~683	1087		1000
15	743~753	586	大气水汽	1000
16	862~877	516		1000
17	890~920	167		1000
18	931~941	57	地球表面和云顶温度	1000
19	915~965	250		1000
20	3.660~3.840	0.05		1000
21	3.929~3.989	2.00	大气温度	1000
22	3.929~3.989	0.07		1000
23	4.020~4.080	0.07		1000
24	4.433~4.498	0.25		1000
25	4.482~4.549	0.25	卷云、水汽	1000
26	1.360~1.390	1504		1000
27	6.535~6.895	0.25		1000
28	7.175~7.475	0.25		1000
29	8.400~8.700	0.05	臭氧	1000
30	9.580~9.880	0.25		1000
31	10.780~11.280	0.05		1000
32	11.770~12.270	0.05	云顶高度	1000
33	13.185~13.485	0.25		1000
34	13.485~13.785	0.25		1000

35	13.785~14.085	0.25		1000
36	14.085~14.385	0.35		1000

本文选用的 MODIS 数据成像日期 2004 年 7 月 26 日, 成像时间为北京时间上午 10 点 30 分, 数据级别为 1B, 每个波段为经过辐射定标的大气层顶辐亮度, 数据质量一般。本文没有对 MODIS 数据做任何预处理。

2.2.2 实测光谱数据与预处理

本文以太湖梅梁湾为实验区, 于 2004 年 7 月 27 日, 对太湖水体的 15 个常规监测点进行了水体光谱测量和同步水质采样。

(1) 仪器介绍

光谱测试使用由美国分析光谱仪器公司(Aalytical Spectral Devices)制造的 ASD 野外光谱辐射仪(ASD Field Spec), 其光谱范围为 350—1050nm, 色散为 141nm, 采样间隔 1.5819nm, 光谱分辨率是 3nm, 有 512 个波段, 视场角为 7.5°。

(2) 观测几何

利用光谱仪进行水面以上光谱测量与分析, 其目的就是利用便携式瞬态光谱仪和标准板, 导出离水辐射率 L_w 、遥感反射率 R_r 等参数。因为离水辐射率 L_w 在天顶角 0—40° 范围内变化不大, 所以为避开太阳直射反射和船舶阴影对水体光场的破坏, 在现场船舶上的观测几何最好按以下方式设定(图 2.4)(以下角度都是以光线矢量的走向为依据)。

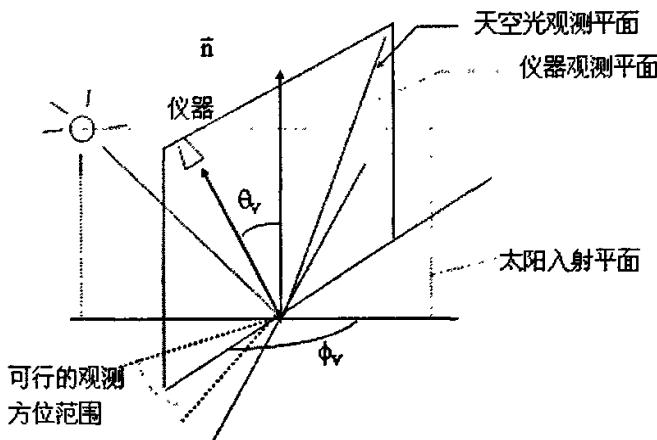


图 2.4 水体光谱观测几何 (唐军武, 2004)

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), 仪器与水面法线方向的夹角 $30^\circ \leq \theta_v \leq 45^\circ$, 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。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角 θ_v 。

(3) 测量步骤

在现场进行实际的光谱测量时大致遵循这样的工作流程:

- ① 仪器提前预热, 设置数据保存路径和测试参数;
- ② 暗电流测量;
- ③ 标准板测量;
- ④ 选

挡直射太阳光的标准板测量; ⑤水体光谱测量; ⑥天空光测量; ⑦标准白板校准; ⑧水体表面反射率测量。

水体的光谱测量曲线每个不得少于 10 条, 且测量时间至少跨越一个波浪周期, 以修正因测量平台摇摆而导致的误差。

(4) 水体离水辐亮度和遥感反射率的计算

按照以上观测方法, 在避开太阳直射反射、忽略或避开水面泡沫的情况下, 光谱仪测量的水体光谱数据为:

$$L_{sw} = L_w + rL_{sky} \quad (2.3)$$

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; $r=2.1\% - 5\%$, r 为气水界面对天空光的反射率, 取决于太阳位置、观测几何、风速、风向或海面粗糙度等因素。唐军武等 (2004) 根据经验提出, 在以上观测几何条件下, 在平静水面 r 取 2.2%, 风速为 5m/s 左右时 r 取 2.5%, 10m/s 左右的风速时可取 2.6%—2.8%。所以由式 2.3 可得水体的离水辐亮度为:

$$L_w = L_{sw} - rL_{sky} \quad (2.4)$$

目前遥感反射率 R_s 越来越多地用于水色遥感反演模型, 该参数的获得具有重要的应用价值。由遥感反射率的定义

$$R_s = L_w / E_d(0^\circ) \quad (2.5)$$

其中, $E_d(0^\circ)$ 为水面入射总辐照度, 可由测量标准板 (Plaque) 的反射而得:

$$L_p = \rho_p * E_d(0^\circ) / \pi \quad (2.6)$$

其中, L_p 为标准灰板的测量值; ρ_p 为标准板的反射率, 一般采用 $10\% \leq \rho_p \leq 30\%$ 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。我们在实验中选用的是 30% 的标准板。

(5) 光谱数据分析

首先在 ASD ViewSpecPro 软件中对数据进行筛选, 剔除所有数值较高或异常的曲线, 保留数值较低的曲线, 然后把剩余的曲线进行平均, 并以文本格式输出, 再把输出的结果导入 Excel 或 SPSS 中根据公式 (2.4)、(2.5) 计算水体的离水辐亮度和遥感反射率, 最后再对计算结果进行分析。

根据计算得到 2004 年 7 月 26 日梅梁湾 15 个采样点的 15 条遥感反射率光谱曲线 (图 2.5), 观察分析其具有典型的内陆水体特征。在 400—500nm, 由于叶绿素 a 在蓝紫光波段的吸收及黄色物质在该范围的强烈吸收, 水体的反射率较低; 在 550—580nm 范围的反射峰是由于叶绿素和胡萝卜素弱吸收和细胞的散射作用形成的, 可以作为叶绿素定量标志; 在 620nm—630nm, 由于藻蓝素藻青蛋白的吸收, 反射率降低; 在 670nm 由于叶绿素对红光的吸收出现较低的反射率; 在 685nm 附近有明显的荧光峰; 700nm 附近反射峰的出现是含藻类水体最显著的光谱特征, 其存在与否被认为是判定水体是否含有藻类叶绿素的依据, 出现原因是由于水和叶绿素 a 在该处的吸收系数达到最小。

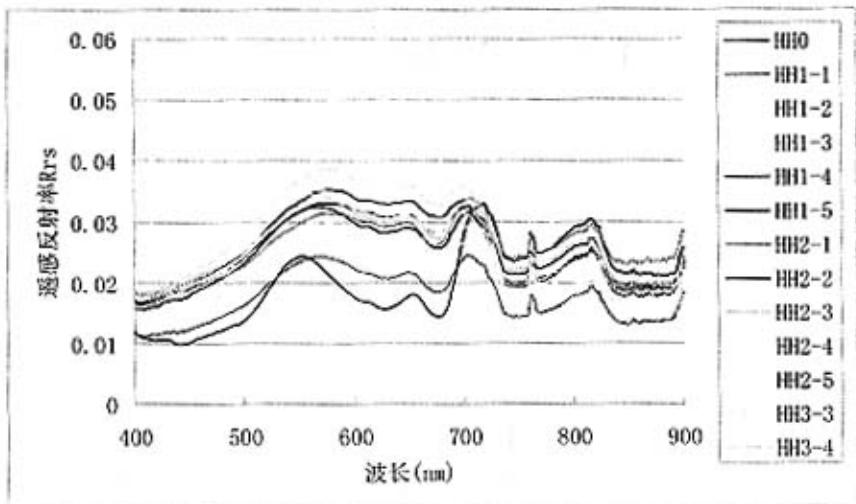


图 2.5 2004-07-26 梅梁湾 15 个采样点水体遥感反射率

2.2.3 同步气象数据

通过气象站得到卫星过境当天的气象数据资料。因为气象站只提供一天中 02 时, 08 时, 14 时的气象资料, 所以通过作时间内插得到卫星过境时的数据。卫星飞过时的气象数据如下表:

表 2.5 2004 年 7 月 26 日 10: 14 气象数据

TM5 2004.7.26	大 气 压 hpa	臭 氧 含 量 DU	水 汽 压 hpa	能 见 度 km	风 速 m/s
10: 14	1004.775	293	29.825	13.77	5.128

第三章 水色遥感大气校正原理

3.1 大气中的辐射传输

3.1.1 地球大气分层

(1) 大气成分

包围在地球周围的一层厚达数百公里的气体，称为地球大气，简称大气。大气是由多种气体和漂浮在其中的一些固态、液态物质颗粒所组成的。大气成分主要有氮、氧和各种微量气体，如二氧化碳(CO_2)、甲烷(CH_4)、氧化氮(NO)、氢(H_2)、臭氧(O_3)等。水汽约占大气总量的0.3%，主要分布在5公里以下(12公里以上几乎无水汽)。大气中水的含量随气候、地点变化很大，尤其是在低层大气。除上述气体成分以外，大气中还含有悬浮的尘埃、液滴、冰晶等固体或液体微粒，即气溶胶，主要集中在紧靠地面几公里范围的大气层中。

(2) 大气垂直分层

由于地球自转以及不同高度大气对太阳辐射吸收程度的差异，使得大气在水平方向比较均匀，而在垂直方向呈明显的层状分布。根据大气热力结构，即根据大气中温度随高度的垂直分布特征，把大气分为对流层、平流层、中间层、热层和逸散层(或外层)等五层。

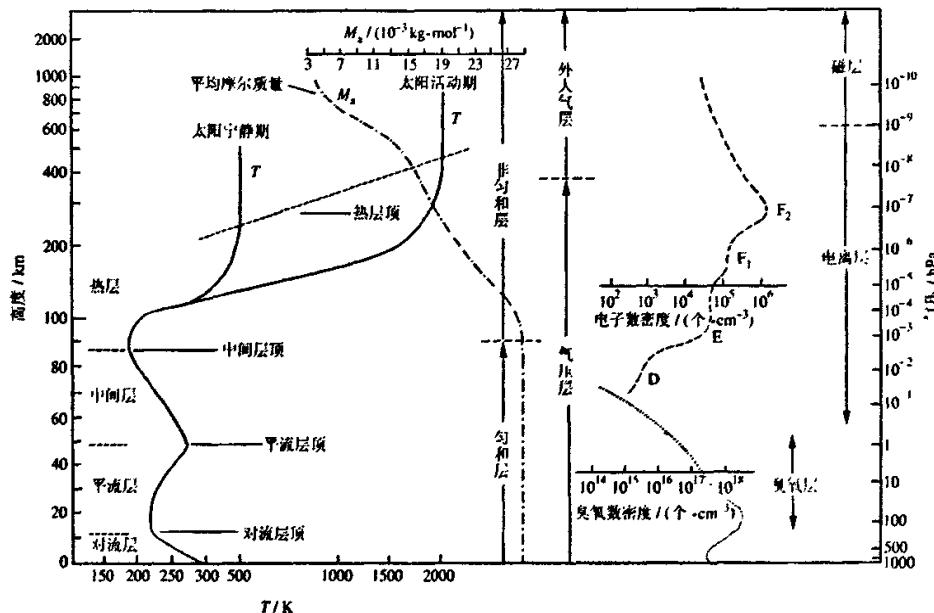


图 3.1 大气圈的层状结构 (盛裴轩等, 2003)

对流层集中了大气质质量的四分之三和几乎全部的水汽，并存在着强烈的垂直混合，造成大气成分在垂直方向上的输送，对流层的臭氧只占整层大气臭氧量的十分之一左右，大部分

的臭氧集中在平流层。在近地面大气中气溶胶粒子的浓度约为 $100\sim1000$ 个/ cm^3 ，随高度基本呈指数递减，在对流层上部浓度减至 0.01 个/ cm^3 ，但在平流层 20km 高度左右，经常存在一层浓度为 0.1 个/ cm^3 的气溶胶层（Junge 层）。自地面至约 1 公里高度的对流层底部又称为行星边界层，人类和大部分的陆地动物都生活在这个行星的边界层中，行星边界层和人类的生存生活息息相关。

3.1.2 大气对辐射传输的影响

大气对通过的电磁波产生吸收、散射和透射的特性，称为大气传输特性，这种特性除了取决于电磁波的波长（随波长不同而不同），还决定于大气成分，以及环境的变化。装载在飞机或卫星上的传感器，从高空所收集到的数据要受到下列因素的影响：作为照明光源的太阳的光谱特性；光源的入射角，即太阳高度角或大气光学质量；大气的发射、反射、散射、吸收和透射等特性；被测地物自身的反射和发射特性；传感器的位置和高度；传感器性能和记录方式。

太阳光通过大气要发生散射和吸收，地物反射光在进入传感器前，还要再经过大气并被散射和吸收，这将造成遥感图像的清晰度下降。所以在选择遥感工作波段时，必须考虑到大气层的吸收和散射的影响。

（1）大气散射

大气散射是电磁波受到大气（大气分子或气溶胶等）的影响，而改变传播方向的现象。其散射的强度依赖于微粒的大小，微粒的含量，辐射波长和大气的厚度。散射的结果改变辐射方向。大气散射可以分为以下三种：

- 1) 瑞利散射（Rayleigh）：当引起散射的大气粒子直径远小于入射电磁波波长时($d \ll \lambda$)，出现瑞利散射。它的散射强度和波长的 4 次方成反比。波长越短，散射越强，且前向散射（散射方向与入射方向夹角小于 90 度）与后向散射强度相同，当波长大于 $1\mu\text{m}$ 时，瑞利散射基本上可以忽略不计。
- 2) 米氏散射（Mie）：当引起散射的大气粒子直径和电磁波波长差不多时，出现米氏散射。米氏散射的往往影响到比瑞利散射更长的波长，可见光到近红外广大的范围。米氏散射的效果也依赖于波长，但不同于瑞利散射，其前向散射大于后向散射。米氏散射与大气中微粒结构，数量有关，其强度受人烟影响较大。大气中的气溶胶引起的散射，属于这类。
- 3) 非选择性散射：当引起散射的大气粒子直径远大于电磁波波长时，散射率与波长没有关系，出现非选择性散射。大气中云，雾等散射属于这类。对于遥感图像去云去雾处理，有专门的算法。

（2）大气吸收

大气的吸收有显著的选择性。吸收太阳短波辐射的主要气体是 H_2O ，其次是 O_2 和 O_3 ， CO_2 吸收的不多。吸收长波辐射的主要气体是 H_2O ，其次是 CO_2 和 O_3 。图 3.2 给出了整层大气

和各主要吸收气体吸收光谱的略图。

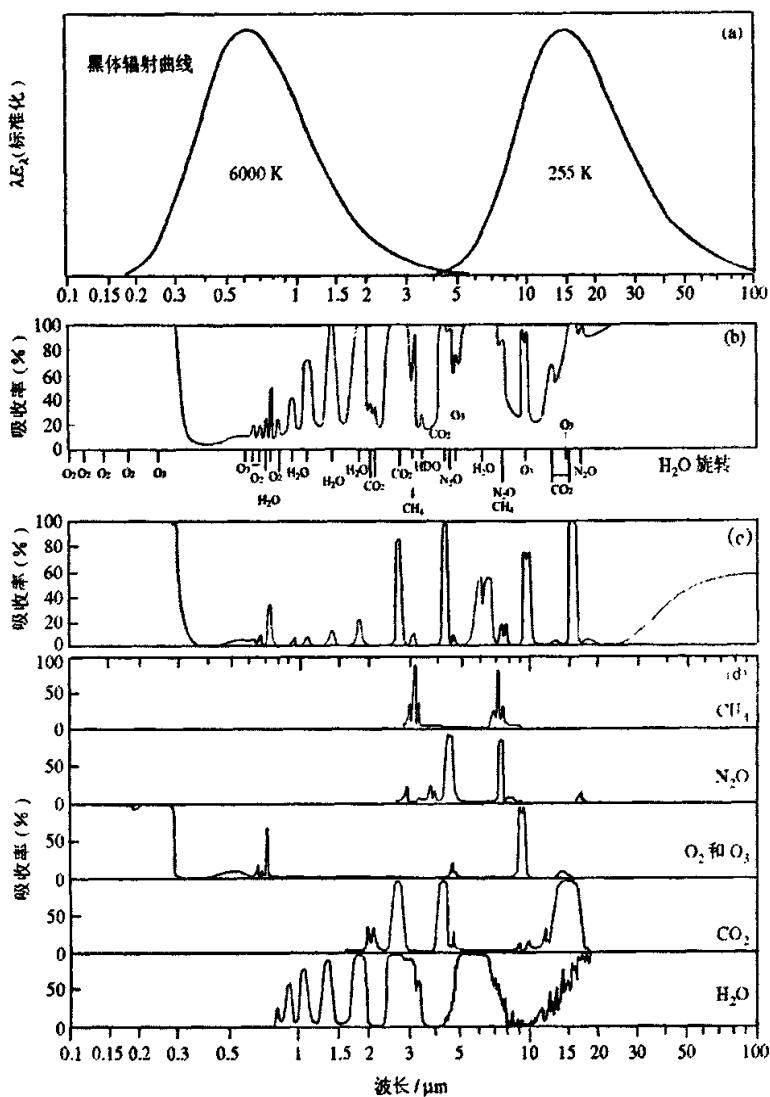


图 3.2 整层大气和各主要吸收气体吸收光谱的略图

大气在可见光波段的主要吸收气体是氧气、二氧化碳、臭氧和水汽。水汽主要集中在对流层下部，水汽含量与气温及天气形势有密切联系，随时间、地点和海拔有非常大的变化，所以在辐射传输计算中涉及到水汽吸收时，应当用当时条件下的水汽含量。

氧气、氮气、二氧化碳、一氧化氮等的均匀混合气体在可见光波段的吸收主要是氧气的吸收。均匀混合气体含量变化不大，所以在辐射传输计算中通常使用模式值即可。大气的臭氧主要分布在 10~50km 高度上，总量随季节和地点有明显变化，变化范围为 200DU 到 400DU。

3.2 水色遥感的物理基础

(1) 立体角

一个半径为 r 的球面，从球心向球面作任意形状的锥面，锥面与球面相交的面积为 A ，则 A/r^2 就是此锥体的立体角。一般用符号 Ω 表示，单位为球面度 sr。

(2) 辐射能量

以电磁波形式传递的能量称为辐射能量 Q ，单位是焦耳。

(3) 辐射通量

在单位时间内通过某一面积的辐射能，称为通过该面积的辐射通量。符号 Φ ，单位为 W。如果是某个波长的辐射通量，则记为 $\Phi(\lambda)$ 。

(4) 辐射强度

点辐射源在某一方向上的立体角内所发出的辐射通量。符号 I ，单位为 W/sr。

(5) 出射度

对于面辐射元，其单位面积向半球空间 (2π 立体角空间) 内发射的辐射通量，称为辐射出射度。符号 M ，单位 W/m^2 。

(6) 辐照度

单位面积接收到的辐射通量，称为该处的辐照度。符号为 E ，单位为 W/m^2 。如果是单位光谱波长上的，单位为 $\text{W/m}^2 \mu\text{m}$ 。海洋光学中常用单位为 $\mu\text{W/cm}^2 \text{nm}$ 或 $\text{mW/cm}^2 \mu\text{m}$ 。

在水色遥感中，有以下辐照度参数：

- 1) 大气层外太阳辐照度，符号 F_0 ，表示大气层外垂直入射的太阳辐照度。平均日地距离处的 F_0 ，记为 \bar{F}_0 。
- 2) 海面入射辐照度(或海面向下辐照度)，符号 E_s 或 $E_d(0^+)$ ， 0^+ 表示水面以上。如果没有特指，即为总辐照度。
- 3) 刚好处于水表面以下(just beneath water surface)的辐照度，符号 $E_d(0^-)$ ，表示刚好处于水表面以下的向下(downwelling)辐照度；符号 $E_u(0^-)$ 表示刚好处于水表面以下的向上(upwelling)辐照度， 0^- 含义为刚好处于水表面以下。
- 4) 水体剖面向下/向上辐照度：符号 $E_d(z)$ 表示水下 z 深度处的向下辐照度；符号 $E_u(z)$ 表示水下 z 深度处的向上辐照度；深度 z 的单位为米(m)。
- 5) 天空漫射辐照度，简称漫射 diffuse 辐照度，符号 E_{dif} ，表示总辐照度减掉太阳直射辐照度后的结果。
- 6) 太阳直射辐照度，简称直射辐照度，符号 E_{dir} ，表示总辐照度减掉太阳漫射辐照度后的结果。

(7) 辐亮度

单位投影面积、单位立体角上的辐射通量。辐亮度的符号为 L ，单位为 $\text{W/m}^2 \text{sr}$ ，如果是单位光谱波长上的，单位为 $\text{W/m}^2 \mu\text{m sr}$ 。海洋光学中常用单位为 $\mu\text{W/cm}^2 \text{nm sr}$ 或 $\text{mW/cm}^2 \mu\text{m sr}$ 。

辐亮度随波长变化，且具有方向性，是遥感中的最重要的基本物理量。水色遥感中，有以下辐亮度参数：

- 1) 刚好处于水表面以下(just beneath water surface)的辐亮度，符号 $L_u(0^-)$ ，表示刚好处于水表面以下的向上(upwelling)辐亮度； 0^- 含义为刚好处于水表面以下。

- 2) 水体剖面向下/向上辐亮度, 符号 $L_u(z)$, 表示水下 z 深度处的向上辐亮度; 深度 z 的单位为米(m)。
- 3) 离水辐亮度(water-leaving radiance), 符号 L_w , 含义为经水—气(water-air)界面反射和透射后的 $L_u(0^+)$,

$$L_w = \frac{(1 - \rho_{wa})}{n^2} L_u(0^+) \quad (3.1)$$

其中: n 为水体折射系数; ρ_{wa} 为水气界面的反射率, 与海面粗糙度、入射角度有关。

- 4) 归一化离水辐亮度, 是当太阳位于天顶处且忽略大气的影响时, 水体存在的离水辐亮度的近似表达。使用归一化离水辐亮度这个概念的目的是尽量地从中消除大气和太阳天顶角和日—地距离变化等外部条件的影响。

$$L_{WN} = L_w * F_0 / E_s \quad (3.2)$$

3.3 水色遥感大气校正的基本原理

由于卫星飞行在离地面数百公里的高空, 因此所接收到的辐射量 80%以上来自大气的散射。根据大气散射的方式, 我们把它们分为瑞利散射和气溶胶散射。由于与可见光波长相比, 大气分子散射体很小, 因此瑞利散射理论完全可以适用。气溶胶是被地面抬升到高空的微小的固体颗粒或液体颗粒, 或者是大气纯化的凝聚的气体, 是在气体和重力场中具有一定的稳定性, 沉降速度小的固态或液态质粒的混合系统。由于大气分子是均匀的, 因此可以将瑞利分子效应与随空间和时间而变化的气溶胶效应区分开来分别考虑。

来自大气外层的太阳光通过大气的瑞利散射和气溶胶散射, 其中一部分返回到卫星水色扫描仪, 一部分朝前直射或漫射到达海面, 到达海面的直射光, 其中一部分由于海水表面反射穿过大气到达卫星水色扫描仪, 另一部分经水面折射穿过水面, 又受到水色因子如: 叶绿素、悬浮泥沙和黄色物质等颗粒的散射, 后向散射部分经过水面折射部分经过水面折射离开水面, 穿过大气到达卫星水色扫描仪, 水次表层的另一部分继续向下到达真光层深度, 或到达水底又部分反射, 经折射回到扫描仪。

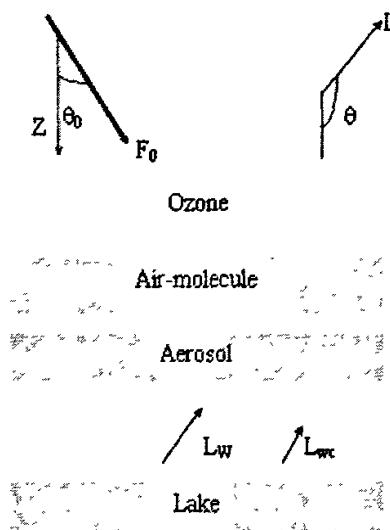


图 3.3 大气辐射传输过程

传感器接收到的辐射率由五部分组成：

$$L(\lambda) = L_p(\lambda) + T(\lambda) \cdot L_g(\lambda) + t(\lambda) L_w(\lambda) + t(\lambda) L_{wc}(\lambda) + t(\lambda) L_b(\lambda) \quad (3.3)$$

式中， $L_p(\lambda)$ 为大气程辐射， $L_g(\lambda)$ 是太阳耀斑辐射率， $L_w(\lambda)$ 是我们希望得到的包含水体信息的离水辐射率， $L_{wc}(\lambda)$ 为海面白帽的反射， $L_b(\lambda)$ 是来自海底的反射辐射率，对 II 类水体和水深超过一定深度的 I 类水体值为 0，在通常的水色遥感中可以忽略不计。 $T(\lambda)$ 、 $t(\lambda)$ 分别为各个波段的大气直射、漫射透过率。太阳耀斑分布却有很强的方向性（极地风速情况除外），所以用大气直射透过率来近似，当辐射率的角分布近似为 δ 函数时，用直射透过率为一理论计算值为：

$$T(\theta, \lambda_i) = \exp[-(\tau_r(\lambda_i) + \tau_{OZ}(\lambda_i) + \tau_a(\lambda_i)) / \cos \theta] \quad (3.4)$$

式中， θ 为观测天顶角， $\tau_r(\lambda_i)$ 、 $\tau_{OZ}(\lambda_i)$ 、 $\tau_a(\lambda_i)$ 分别为瑞利、臭氧、气溶胶光学厚度。

由于水体离水辐亮度和白帽贡献可近似地看作是均匀角分布的，因而采用大气漫射透过率是合适的。大气漫射透过率近似为一经验公式：

$$t(\theta_i, \lambda_i) \approx \exp\left[-\frac{(\tau_r(\lambda_i) + \tau_{OZ}(\lambda_i))}{2} / \cos \theta_i\right] \quad (3.5)$$

式中， θ_i 为太阳天顶角或观测天顶角。

大气程辐射 $L_p(\lambda)$ 主要是由大气分子散射和大气中的悬浮气溶胶散射造成的，又可分为三部分：

$$L_p(\lambda) = L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + L_{ra}(\lambda) \quad (3.6)$$

即：没有气溶胶情况下的大气分子的瑞利散射（Rayleigh Scattering）辐射率 $L_r(\lambda)$ ，没有大气分子情况下的气溶胶散射（Aerosol Scattering）辐射率 $L_a(\lambda)$ ，以及大气分子与气溶胶相互作用项（Rayleigh-aerosol Scattering） $L_{ra}(\lambda)$ 。

1978 年，Gordon 首次提出了水色遥感大气校正的基本思想，1980 年，Gordon 将该大气校正方法用于中，在 CZCS 影像数据处理以及相应的海洋卫星科研工作中，Gordon 算法不断发展，其他的大气校正方法也在不断的探索中。

第四章 太湖水色遥感大气校正

4.1 6S 辐射传输模型法

6S 模型是目前世界上发展比较完善的大气辐射校正模型之一，能准确模拟太阳到目标物到传感器路径上的大气影响，它适合于可见光-近红外(0.25~4μm)的多角度数据。该模型考虑了地表非朗伯体情况，解决了地表 BRDF 与大气相互耦合的问题，通过使用较为精确的近似方程以及称之为“Successive Order of Scattering”(SOS) 的算法，提高了瑞利散射和气溶胶散射的计算精度。许多研究证明该模型的计算精度比其它模型精度高，而且计算时间快。

4.1.1 6S 模型基本原理

假定地表为朗伯体的情况下，传感器接收到的表观反射率 R^* 定义为：

$$R^* = \frac{\pi L}{F_0 \cos \theta_s} \quad (4.1)$$

式中， L 为表观辐射亮度， F_0 为外大气层太阳辐照度。

传感器接收到的反射率为 (Vermote E. et al, 1997)：

$$R^*(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = T_g(\theta_s, \theta_v) [R_{r+a}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) + T(\theta_s)T(\theta_v) \frac{R}{1 - RS}] \quad (4.2)$$

其中： θ_s 是太阳天顶角， ϕ_s 是传感器天顶角， θ_v 是太阳方位角， ϕ_v 是传感器方位角， T_g 是气体吸收透射率， R_{r+a} 是由分子散射加气溶胶散射所构成的路径辐射反射率， $T(\theta_s)$ 、 $T(\theta_v)$ 分别为太阳-目标、目标-传感器大气路径透过率， S 为球面反照率， R 是地物目标反射率。

通过上面的公式我们可以得到目标反射率：

$$R = \frac{\frac{R^*(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v)}{t_g} - R_{r+a}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v)}{T(\theta_s)T(\theta_v) + [\frac{R^*(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v)}{t_g} - R_{r+a}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v)]S} \quad (4.3)$$

4.1.2 6S 模型的输入参数

(1) 卫星几何参数

6S 中提供了 7 种类型的卫星对应的几何条件输入格式和一种自定义的输入方式。这些卫星包括 Meteosat、Geos、AVHRR 等。用户也可以利用太阳天顶角、太阳方位角、卫星天顶角、卫星方位角以及儒略日等来自定义几何条件。

(2) 大气模式

6S 中包括来自于 LOWTRAN 模式中的六个标准大气模型，分别是：对流层模型、中纬度夏季、冬季模型、亚极地夏、冬季模型和标准 US62 模型。还有两套用户定义大气模型，一种是在 0—100km 高度范围内，人为分成 34 层，每层假定大气稳定而且均衡，给出每层的高度、压强、温度、水汽和臭氧浓度 5 个参数。此外还有另一种方式是，定义标准的 US-62 条件下设置水蒸气和臭氧含量来确定。

(3) 气溶胶模式

气溶胶模式包括定义气溶胶类型和浓度两个部分。在 6S 中不但定义了 7 种缺省的气溶胶模式(大陆型、海洋型、城市型、沙尘型、生物气溶胶、平流层模型)，而且用户还可以根据实际情况，使用 4 种基本的类型(沙尘型、水溶型、海洋型和煤烟型)来定义自己的模型。有三种浓度定义的方式，其一是，如果已知能见度这个气象参数，直接输入模型。其二是可以输入已知的 550nm 的气溶胶光学厚度。如果气溶胶类型设置为无气溶胶时，浓度被忽略。

(4) 光谱条件

6S 模型处理的有效光谱范围是 0.25—4μm，6S 能提供自定义和标准预定义两种光谱选择方式。对于前者，用户既可以通过设定起始波长、中止波长和滤波器函数三参数来定义处理的光谱范围，也可以通过设定单色波长一个参数来定义。对于后者，程序中预先定义了一些常见传感器的各个波段的光谱条件，包括 Meteosat、Goes、AVHRR/NOAA、SPOT、MSS、MODIS、POLDER 等传感器波段的 59 种光谱条件。

(5) 地表反射率

6S 中分两种类型的地表，分别是均一地表类型和非均一地表两种类型。对于前者，又有两种子类型：无方向影响型和方向型地表，前者代表的是均一的朗伯反射体，在程序中给出了 4 种典型的朗伯体反射类型，分别是：绿色植被均值、洁净水均值、沙地均值和湖水均值，同时用户还可以通过输入自己的地表反射率。后者则考虑了地面和大气的二向反射特性(BRDF)，6S 程序中给出了 9 中较为成熟的描述二向反射的核驱动模型。

本文结合同步气象参数，计算大气水汽含量、臭氧含量以及 550nm 处气溶胶光学厚度，代入 6S 模型中，对 TM6 个波段(除热红外波段)进行大气校正。输入的参数包括：太阳天顶角和方位角、传感器天顶角和方位角、成像时间、大气中水汽含量、臭氧含量、气溶胶浓度、地物和传感器海拔高度、观测波段、地物覆盖类型、地表反射率等。具体输入参数如表 4.1 所示。

表 4.1 6S 输入参数

卫星参数						观测几何参数	
类型	波段号	频谱范围 μm	空间分辨率 m	轨道高度 km	研究区平均海拔 km	太阳天顶角和 方位角	卫星天顶角和 方位角
TM5	B1	0.45 - 0.52	30	705	0.005	27° 109°	0 0
	B2	0.52 - 0.60	30				
	B3	0.63 - 0.69	30				
	B4	0.76 - 0.90	30				
	B5	1.55 - 1.75	30				
	B7	2.08 - 2.35	30				
气象参数							

大气状况	大气压 pha	能见度 km	τ_{550}	水汽含量 g/cm ³	臭氧含量 DU
晴	1004.775	13.77	0.2950	2.93	293

编辑输入参数文件如下：

```

0                               (下一行输入用户自定义几何条件)
24.61 113.10 0.0 0.0 7 26
8                               (自定义大气模式)
2.93 0.293                   (水汽含量 g/cm2、臭氧含量 cm-atm)
1                               (大陆型气溶胶)
0                               (下一行输入 550nm 处气溶胶光学厚度)
0.295
-0.005                         (目标物海拔高度 km)
-705                            (传感器海拔高度 km)
25-30                           (传感器接收波段)
0                               (均质地物)
0                               (不考虑二向性)
4                               (地物类型)
rapp                            (地物反射率)

```

4.1.3 6S 模型的输出参数

6S 模型的输出参数的输出由三个文件构成，文件 1 是对各种输入参数的再一次描述和再现，文件 2、3 输出模型计算的结果。

```

***** 6s version 4.1 *****
*
*      geometrical conditions identity
*
*      atmospheric model description
*
*      spectral condition
*
*      target type
*
*      target elevation description
*
*      atmospheric correction activated
*
*****
*****
*      integrated values of :
*
*****
*
*      coupling aerosol -wv :
*
*      int. normalized values of :
*
*      int. absolute values of
*
*****
*****
*      integrated values of :
*
```

```
*****
***** atmospheric correction result *****
*****
*****
```

图 4.1 6S 模型输出说明

运行 6S 程序，参数输入完毕，得到输出文件和各个波段的人气校正参数（表 4.2）。

表 4.2 6S 模型大气校正参数

	x_a	x_b	x_c
B1	0.00258	0.11773	0.17684
B2	0.00265	0.06844	0.12923
B3	0.00289	0.04141	0.09889
B4	0.00421	0.02145	0.06438
B5	0.01962	0.00456	0.02031
B7	0.05234	0.00197	0.01095

4.1.4 地物反射率计算

运行 6S 模型，将得到大气校正系数 x_a ， x_b ， x_c ，代入下面的公式即可得到地物的反射率：

$$R = \frac{y}{1 + x_c y} \quad (4.4)$$

$$y = x_a L - x_b$$

其中， R 为校正后的反射率， L 为表观辐射亮度。

根据以上计算得到的大气校正参数得到各个波段的 6S 大气校正模型，对 TM 各个波段分别进行图像运算，得到各波段经过 6S 模型校正后的反射率图像。

4.2 黑暗像元法

4.2.1 基本原理

在假定待校正的遥感图像上存在黑暗像元区域，地表为朗伯面反射，大气性质均一，大气多次散射辐照作用和邻近像元漫反射作用可以忽略的前提下，反射率或辐射亮度很小的黑暗像元由于大气的影响，而使得这些像元的亮度值相对增加，可以认为这部分增加的亮度是由于大气的程辐射影响产生的。利用黑暗像元值计算出程辐射，并代入适当的大气校正模型，获得相应的参数后，通过计算就得到了地物真实的反射率。

4.2.2 黑暗像元的选取以及程辐射的确定

遥感图像中的黑暗像元的选取大致可以分为两种方案。一是选择大的水体如湖泊，这是因为水体在可见光和近红外波段的反射率非常低(一般小于 2%)；二是选择浓密植被阴影区，这是因为阴影区几乎没有太阳光的直接照射，而且植被在中红外波段反射率非常小。黑暗像

元的确定有不同的方法，本文参考 Chavez (1988) 的方法，在相对比较清洁的东太湖湖区选取暗像元。具体方法为：在东太湖湖区选取不同的感兴趣区，并对各波段像元辐射亮度值进行统计分析，把非零辐射亮度像元个数突然增加处的辐射亮度值当作黑暗像元值，并将黑暗像元辐射亮度值作为程辐射值 L_p 代入大气校正模型。

表4.3 各波段程辐射值 (W/m²*μm*s)

波段	1	2	3	4	5	7
L_p	56.30	41.80	34.26	16.39	0.82	0.02

4.2.3 大气校正模型的选取及模型参数的计算

假设天空辐照度各向同性，地表面是一个理想的朗伯体，并忽略大气的折射、湍流和偏振，由遥感方程，地物表面反射辐射度为：

$$L_0 = (R/\pi)(E_0 \cos \theta T_\theta + E_D) \quad (4.5)$$

式中， R 为地物表面反射率； E_0 为大气层外相应波长的太阳光谱辐照度； θ 为太阳天顶角； T_θ 为在太阳辐射入射方向上的大气透射率； E_D 为由天空光漫射到地表面的光谱辐照度。

由卫星接收到的表观辐射度是地面反射辐射度、大气透射率、大气反照率和由于大气散射造成的向上大气光谱辐射度 L_p (即程辐射)的函数，即：

$$L = L_0 T_\phi / (1 - S \cdot R) + L_p \quad (4.6)$$

式中， T_ϕ 是地物到传感器反射方向的大气透射率； ϕ 是卫星传感器天顶角； S 是大气反照率。

考虑到上式中 S 非常小，即 $S \cdot R = 0$ ，因此，由式 (4.5) 和式 (4.6) 可得到大气校正模型为：

$$R = \pi(L - L_p) / [T_\phi(T_\theta E_0 \cos \theta + E_D)] \quad (4.7)$$

在式 (4.7) 中， L 可由星上或地面定标结果求得； θ 由日期和时间计算得； ϕ 可从遥感图像头文件中读出； E_0 可由探测器响应函数计算求得。因此要求 R ，还有 L_p 、 T_ϕ 、 T_θ 和 E_D 4 个未知数。而对 T_ϕ 、 T_θ 、 E_D 的不同简化假设，以及对 L_p 、 T_ϕ 、 T_θ 和 E_D 的不同计算方法，得到了不同的黑暗像元法。

1) 模型一：不考虑 T_ϕ 、 T_θ 和 E_D 的影响，仅仅考虑 θ 和 L_p 的影响，大气校正模型变为：

$$R = \pi(L - L_p) / E_0 \cos \theta \quad (4.8)$$

可见光波段大气散射影响大，大气校正效果较好。随着波长的增加，程辐射的影响逐渐减弱，大气吸收影响逐渐增强，而该模型未考虑 T_ϕ 和 T_θ 的影响，使得模型的校正精度下降。由于该模型没有考虑到 ϕ 的影响，因此，只适合于传感器天顶角较小的遥感图像大气校正。

2) 模型二：考虑 θ 、 L_p 及 T_θ 的影响。两种估算 T_θ 的方法：①直接用已有且较成熟的辐射传输模型中对应波段的人气透射率的默认值来替代 T_θ ；②指出在大多数图像中人气光学厚度在 0.08~0.3 之间、太阳高度角在 30° ~55° 之间，此时 T_θ 可用太阳天顶角的余弦值表示，即 $T_\theta = \cos \theta$ ，则大气校正模型变为：

$$R = \pi(L - L_p) / (\cos \theta E_0 \cos \theta) \quad (4.9)$$

方法①中利用辐射传输模型得到的 T_θ 较方法②中直接用 $T_\theta = \cos \theta$ 更接近实际值，因此精度高。但该模型没有考虑到 T_ϕ 的影响，因此，也只适合于传感器天顶角较小的遥感图像大气校正。与模型一比较，该模型考虑了吸收的影响，因此对可见光波段中的长波段及近红外波段的大气校正精度较高。

3) 模型三：综合考虑 θ 、 ϕ 、 L_p 、 T_θ 、 T_ϕ 及 E_D 的影响。在可见光到短波红外波段中，当 θ 、 ϕ 小于 70° 时，遥感图像主要受大气散射和大气弱吸收影响； T_θ 、 T_ϕ 可利用大气光学厚度值 τ 采用下列公式计算：

$$T_\theta = \exp(-\tau \sec \theta) \quad (4.10)$$

$$T_\phi = \exp(-\tau \sec \phi) \quad (4.11)$$

其中，大气光学厚度 τ 的确定有多种方法。大气校正模型公式变为：

$$R = \pi(L - L_p)/\{\exp(-\tau \sec \phi)[\exp(-\tau \sec \theta)E_0 \cos \theta + E_D]\} \quad (4.12)$$

4) 模型四：综合考虑 θ 、 ϕ 、 L_p 、 T_θ 、 T_ϕ 及 E_D 的影响，但 T_θ 、 T_ϕ 和 E_D 都是通过比较成熟的大气辐射传输模型获得。具体过程为：首先，利用图像中的黑暗像元计算出 L_p 。因为可见光波段中的较短波段（例如蓝波段）受程辐射影响大，因此一般选用较短的波段计算 L_p 。 T_θ 、 T_ϕ 及 E_D 可根据计算的 L_p ，利用大气辐射传输模型（6S、LOWTRAN、MORTTRAN）内设的模拟大气状态模型，得到模拟的 L_p^* ，再把 L_p^* 与利用黑暗像元算出的 L_p 比较，以最接近 L_p 为准，确定最合适的大气模式，这样推导出 T_θ 、 T_ϕ 和 E_D ，代入大气校正模型三即可。该模型充分利用了已有的大气辐射传输模型得到 T_θ 、 T_ϕ 及 E_D ，计算速度快、精度高。

本文综合考虑太阳天顶角、传感器天顶角、程辐射 L_p 、太阳入射辐射方向大气下行透射率 T_θ 、传感器方向大气上行透射率 T_ϕ 及天空漫射辐射 E_D 的影响，对影像进行大气校正，提取水体离水辐射率信息。

(1) 方案一

通过读取黑暗像元的反射率，反推大气上行透射率 T_ϕ ，进而反求大气光学厚度和太阳入射辐射方向大气下行透射率 T_θ ，从而确定大气校正的各项参数，计算得到的大气参数结果如表 4.4 所示。

表 4.4 大气校正参数

波段	1	2	3	4	5	7
影像中读取的暗像元反射率 ρ_{dark}	0.1014	0.0807	0.0777	0.0558	0.0133	0.0009
上行透射率 T_ϕ	0.7314	0.7863	0.7942	0.8523	0.9646	0.9977
大气光学厚度 τ	0.3128	0.2404	0.2304	0.1598	0.036	0.0023
下行透射率 T_θ	0.7039	0.7635	0.7721	0.8358	0.9604	0.9974
E_D	262.83	195.11	159.91	76.51	3.81	0.093

(2) 方案二

结合同步气象数据，计算大气光学厚度、大气上行透射率 T_\downarrow 、大气下行透射率 T_θ ，并用 πL_p (Moran, 1992) 估算 E_D ，计算得到的大气校正参数如表 4.5 所示，并代入大气校正模型（式 4.12），对遥感影像进行大气校正。

表 4.5 大气校正参数

参数	Band1	Band 2	Band3	Band4	Band5	Band7
τ_r	0.1613	0.0897	0.0460	0.0182	0.0012	0.0004
τ_{O_3}	0.0059	0.0281	0.0161	0.0020	0	0
τ_a	0.3346	0.2898	0.2459	0.1939	0.0968	0.0730
τ	0.5018	0.4076	0.3080	0.2141	0.0980	0.0734
T_θ	0.5694	0.6329	0.7078	0.7882	0.8959	0.9210
T_\downarrow	0.6055	0.6653	0.7350	0.8089	0.9067	0.9293
E_D	176.87	131.25	107.58	51.46	2.57	0.063

4.3 Gordon 大气校正算法改进方法

Gordon 大气校正的经验算法本质上是一种对洁净大气中良好传播问题的线性近似假设：可分为计算分子散射和气溶胶散射、气溶胶相位函数和散射衰减比几乎与波长无关、气溶胶的散射光与气溶胶的光学厚度成比例、海面是平坦的，则星载传感器接收到的辐射亮度由三部分组成 (Gordon, 1990; Wang&Gordon, 1994)：

$$L(\lambda) = L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + t(\lambda)L_w(\lambda) \quad (4.13)$$

式中： $L_r(\lambda)$ 为大气分子瑞利散射引起的光辐射， $L_a(\lambda)$ 为大气气溶胶散射引起的光辐射， $L_w(\lambda)$ 为水体向上的离水辐射亮度， $t(\lambda)$ 为水面至大气的漫射系数。 $L_r(\lambda)$ 和 $L_a(\lambda)$ 包括水面反射的天空光，但不包括太阳光在海面的镜面反射。

Gordon 清洁水体的标准算法被成功应用于大洋一类水体 CZCS 的大气校正，后来该算法不断改进，由单次散射发展为多次散射，考虑的因素也不断增加，已经被成功用于大洋一类水体 SeaWiFS 和 MODIS 数据的大气校正和离水辐亮度反演，其反演误差小于 5%。但 Gordon 标准大气校正算法应用于内陆和近岸二类水体的校正效果不佳，这是因为其对近红外波段离水辐亮度为 0 的假设不成立。由于 Gordon 多次散射算法要求对研究区可能的气溶胶类型有一定的了解，并且建立气溶胶类型查找表，而本文没有内陆水体上空的气溶胶类型方面的长期监测信息，所以本文在 Gordon 单次散射算法基础上进行改进。

4.3.1 瑞利散射的计算

水体表面离水辐射进入大气后，由于大气中的分子等粒径远小于光波波长的粒子引起的散射称为瑞利散射。它主要有三个来源：1. 大气散射；2. 大气前向散射在海面上的反射；3. 非散射光在海面上的反射并朝向传感器。影响瑞利散射的因素很多，如大气中的吸收气体和瑞利光学厚度、大气圈外入射的太阳光光通量及光波波长、光波的散射相位角、太阳天

顶角和高度角、卫星天顶角和高度角等(陈楚群, 1998)。

在计算瑞利散射时, 须先确定入射光和反射光的瑞利相位函数, 入射光的瑞利相位函数为:

$$P_r(\psi_{\downarrow}) = \frac{3}{4} * [1 + \cos^2(\psi_{\downarrow})] \quad (4.14)$$

式中, ψ_{\downarrow} 为入射光的散射相位角, 按下式计算:

$$\cos(\psi_{\downarrow}) = \cos \theta \cos \theta_0 - \sin \theta \sin \theta_0 \cos(\varphi - \varphi_0) \quad (4.15)$$

式中, θ 、 φ 分别为对应象元到传感器之间连线所构成的向量的天顶角和方位角, 根据 Wilson 等人 1981 年提出的地理位置算法计算得到; θ_0 、 φ_0 分别为对应象元到太阳之间连线所构成的向量的天顶角和方位角, 可以根据太阳星历表算法计算得出。

反射光的瑞利相位函数则定义为:

$$P_r(\psi_{\uparrow}) = \frac{3}{4} * [1 + (2\mu\mu_0 + \cos(\psi_{\uparrow}))^2] \quad (4.16)$$

式中, μ_0 、 μ 分别为太阳天顶角和卫星天顶角的余弦, ψ_{\uparrow} 为反射光的散射相位角, 按下式计算:

$$\cos(\psi_{\uparrow}) = -\cos \theta \cos \theta_0 - \sin \theta \sin \theta_0 \cos(\varphi - \varphi_0) \quad (4.17)$$

对于反射光的瑞利散射强度取决于菲涅耳(Fresnel)反射率, 菲涅耳反射率按下式计算:

$$\rho(x) = 1 - 2xyn \left[\frac{1}{(x+ny)^2} + \frac{1}{(nx+y)^2} \right] \quad (4.18)$$

式中, x 为太阳或卫星天顶角的余弦 (μ_0 或 μ), $y = \frac{1}{n} \sqrt{n^2 + x^2 - 1}$, n 为水的折射率。

在 Gordon 的业务化算法中瑞利散射已经得到了比较精确的结果。瑞利散射 L_r 可写成:

$$L_r(\lambda) = \frac{1}{4\pi\mu} (F_0(\lambda) * T_{oz}(\lambda) * \tau_r(\lambda)) * [P_r(\psi_{\downarrow}) + (\rho(\mu) + \rho(\mu_0)) P_r(\psi_{\uparrow})] \quad (4.19)$$

式中:

- ◆ $F_0(\lambda)$ 为大气层外入射的太阳光中波长为 λ 的光通量, 其数值随着日地距离的季节性变化而变化;

- ◆ $T_{oz}(\lambda) = \exp \left[-\tau_{oz}(\lambda) * \left(\frac{1}{\mu} + \frac{1}{\mu_0} \right) \right]$, $\tau_{oz}(\lambda)$ 为臭氧层光学厚度, $\tau_{oz} = a_{oz} U_{oz}$,

其中 a_{oz} 为臭氧的单位吸收系数(cm^{-1})(Gregg & Carder 1990, Bo Lecker 1978), U_{oz}

为大气臭氧含量, 以 cm 为单位时, 一般在 0.25~0.35 之间, 或 $U_{oz} = \text{DU}/1000$, DU

为 Dobson 单位;

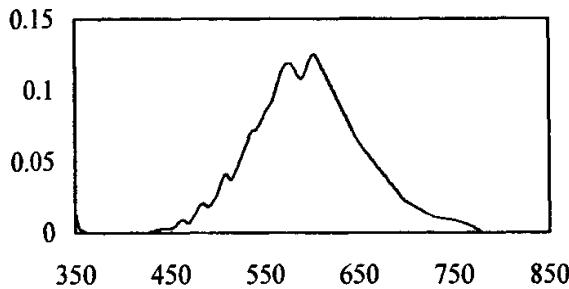


图 4.2 臭氧单位吸收系数

- ◆ $\tau_R(\lambda)$ 为瑞利光学厚度，其有不同的计算公式，本文采用以下公式计算 (Teillet,1990):

$$\tau_R(\lambda) = 0.008569 \lambda^{-4} (1 + 0.0113 \lambda^{-2} + 0.00013 \lambda^{-4}) \times \frac{P}{P_0} \quad (4.20)$$

式中： P 为实际大气压， P_0 为标准大气压 ($P_0=1013.25\text{hPa}$)， λ 波长单位为 μm 。

本文采用 Gordon 瑞利单次散射的近似计算，结合气象数据进行了臭氧修正，计算 TM 各个波段的瑞利散射光学厚度以及瑞利散射辐射量，计算结果如表 4.6 所示：

表 4.6 瑞利散射的计算

参数	Band1	Band 2	Band3	Band4	Band5	Band7
τ_r	0.1613	0.0897	0.0460	0.0182	0.0012	0.0004
τ_{O_3}	0.0059	0.0281	0.0161	0.0020	0	0
T_{oz}	0.9876	0.9420	0.9664	0.9958	1	1
L_r	34.77691	17.22585	7.715945	2.125802	0.028341	0.00297

从计算结果来看，瑞利散射辐射量 L_r 随波长呈指数下降（图 4.3），在波段 1 的辐射量最大，约占卫星接收的总辐亮度的 60% 左右。

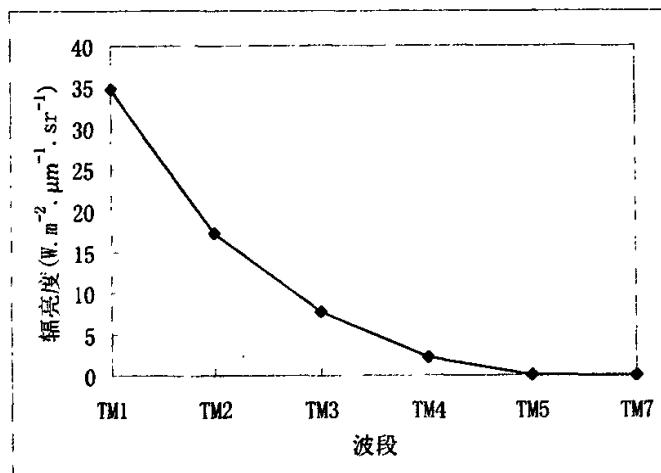


图 4.3 TM 各波段单次瑞利散射计算

4.3.2 气溶胶散射的计算

目前，瑞利散射可以比较精确地得到，特别是对于 SeaWiFS 的对应波段，Gordon 等已给出对应不同太阳天顶角和方位角下遥感器不同观测角和方位角的数据表格(Gordon, Brown & Evans 1988)。大气校正的关键是气溶胶散射 L_a 和多次散射项 L_{ra} 的处理，不同算法的区别也主要体现在此。本文在 Gordon 单次散射算法基础上进行了改进，分别采用同步气象数据和同步 MODIS 影像数据计算气溶胶散射。

(1) 同步气象数据辅助计算气溶胶散射

1) 气溶胶光学厚度 τ_a 的计算

气溶胶光学厚度是大气校正中非常重要的参数，气溶胶对可见光和近红外波段的辐射传输有很大的影响，而且其随时间，地域的变化而有明显的变化。因此，对气溶胶光学厚度 τ_a 的准确计算是个关键问题。本文采用了邱金桓 (2001) 所建立的较适合中国特点的气溶胶光学厚度反演模型，利用地面气象能见度以及水汽压等观测资料来计算气溶胶光学厚度。气溶胶光学厚度反演模型如下：

$$\tau_a(\lambda) = \left(\frac{3.912}{\nu} - 0.0116 \right) \left(\frac{0.55}{\lambda} \right) \left[H_1 \left(e^{-\frac{\lambda}{H_1}} - e^{-\frac{5.5}{H_1}} \right) + 12.5 e^{-\frac{5.5}{H_1}} + H_2 e^{-\frac{5.5}{H_1}} \right] f \quad (4.21)$$

上式中的 f 选取两个不同的模型。对东北的沈阳和哈尔滨两地：

$$f = e^{-0.32+0.02\nu_z} \quad (4.22)$$

对于中国东北以外的其它地区：

$$f = e^{(0.42+0.0046 p_w + 0.015 \nu_z) \exp(-0.0047 \nu_z^2 / p_w)} \quad (4.23)$$

其中: τ_a 为在高度 z 处的大气光学厚度, v 为海平面的能见度, v_z 为在高度 z 处的能见度, λ 为波长, 单位为 μm , p_w 为 z 高度处的水汽压,

$$H_1 = 0.886 + 0.0222V(\text{km}), H_2 = 3.77(\text{km}).$$

2) 气溶胶散射辐亮度的计算

在单次假设的情况下, 气溶胶散射辐亮度根据下式计算(Gordon, 1981):

$$L_a(\lambda) = \frac{F_0(\lambda) \cdot \tau_a(\lambda) \cdot \omega_a(\lambda) \cdot \rho_a}{4\pi} \quad (4.24)$$

式中, $F_0(\lambda)$ 是经过日地距离修正后大气层外入射的太阳光中波长为 λ 的光通量, $\tau_a(\lambda)$ 为气溶胶光学厚度值, $\omega_a(\lambda)$ 为单次散射反照率, ρ_a 为气溶胶散射的概率因子, 由下式计算:

$$\rho_a = P_a(\theta_\downarrow) + [\rho(\theta) + \rho(\theta_0)]P_a(\theta_\uparrow) \quad (4.25)$$

式中, θ 、 θ_0 分别为传感器和太阳天顶角, $P_a(\theta_\downarrow)$ 、 $P_a(\theta_\uparrow)$ 分别为前向、后向散射相函数, 通常采用二相 Henyey—Greenstein(Two Term Henyey—Greenstein, TTHG)函数(Gordon & Castano 1989)来确定:

$$P_a(\theta) = \alpha f(\theta, g_1) + (1 - \alpha) f(\theta, g_2) \quad (4.26)$$

$$f(\theta, g) = \frac{1 - g^2}{(1 - 2g \cos \theta + g^2)^{1.5}} \quad (4.27)$$

其中, α 为常数, g_1 , g_2 为不对称因子, 它们随着气溶胶分布的变化而不同。在可见光和近红外波段, 在给定气溶胶类型(大陆型或海洋型等)的情况下, 上面的参数可认为是常数。本文研究区为无锡太湖地区, 认为其气溶胶类型属于大陆型气溶胶, 取值如下:

$$\alpha = 0.978, g_1 = 0.884, g_2 = -0.749$$

根据无锡市气象站提供的水汽压 p_w 、大气能见度数据 v_z , 计算模型参数 f 、海平面的能见度 v 等, 利用邱金桓(2001)所建立的较适合中国特点的气溶胶光学厚度反演模型计算各波段的气溶胶光学厚度, 进而计算 TM 各波段的气溶胶单次散射辐射率。气溶胶模型参数和计算结果如下表 4.7 所示。

表 4.7 气溶胶模型参数和计算结果

气溶胶模型参数					
p_w (hpa)	29.825	v_z (km)	13.7700	H1(km)	1.1905
f	2.0986	v (km)	13.7144	H2(km)	3.7700
气溶胶计算结果					
波段	Band1	Band 2	Band3	Band4	Band5
					Band7

τ_a	0.3346	0.2898	0.2459	0.1939	0.0968	0.0730
La	11.295	8.7247	6.4613	3.5453	0.3732	0.0959

(2) 同步 MODIS 数据辅助计算气溶胶散射

首先假设 TM 影像的气溶胶类型在小范围内不变, 因为气溶胶散射相函数和单次散射反照率随波长的变化不大, 由单次气溶胶辐亮度公式, 两个波段气溶胶散射之比近似为:

$$\frac{L_a(\lambda_i)}{L_a(\lambda_j)} = \frac{F_0'(\lambda_i)\tau_a(\lambda_i)}{F_0'(\lambda_j)\tau_a(\lambda_j)} \quad (4.28)$$

令 $\varepsilon(\lambda_i, \lambda_j) = \frac{\tau_a(\lambda_i)}{\tau_a(\lambda_j)}$, 则

$$\frac{L_a(\lambda_i)/F_0'(\lambda_i)}{L_a(\lambda_j)/F_0'(\lambda_j)} = \varepsilon(\lambda_i, \lambda_j) \quad (4.29)$$

对于某一气溶胶类型而言, $\varepsilon(\lambda_i, \lambda_j)$ 近似为常数, 根据大量气溶胶观测的结果, 合理的假设是:

$$\varepsilon(\lambda_i, \lambda_j) = \frac{\tau_a(\lambda_i)}{\tau_a(\lambda_j)} = \left(\frac{\lambda_j}{\lambda_i} \right)^n \quad (4.30)$$

因此, 只要知道两个波段的 $L_a(\lambda_i)$ 和 $L_a(\lambda_j)$, 便可以求算气溶胶类型参数 n。

对于大洋一类水体, Gordon 假设 MODIS 近红外波段第 15 波段 (744~755nm) 和第 16 波段 (857~872nm) 对应的离水辐亮度为 0。内陆和近岸二类水体的光学特性不仅受到叶绿素 a 的影响, 而且受到悬浮物和黄色物质的影响。在近红外波长区域, 叶绿素 a 和黄色物质的吸收系数近似为 0, 但叶绿素 a 和悬浮物的后向散射系数大于 0, 而且随着波长的增长缓慢减小, 就使得内陆和近岸二类水体在近红外波段的离水辐亮度大于 0。在短波红外波长区域, 叶绿素 a 和黄色物质的后向散射系数已经非常小, 除非水体中悬浮物或叶绿素 a 的浓度极高, 否则可以认为短波红外波长区的内陆和近岸二类水体的离水辐亮度为 0。因此本文基于这点假设, 认为 MODIS 第 5 (1230~1250nm) 和 6 (1628~1652nm) 波段的二类水体的离水辐亮度为 0, 利用 MODIS 第 5 和第 6 波段这两个波段的数据, 便可以计算得到气溶胶参数 n, 计算 TM 各波段气溶胶光学厚度以及气溶胶散射辐射量。

本研究中获取的 MODIS 和 Landsat 5 TM 数据的成像时间只差十几分钟, 因而可以认为二者在同一地点成像时的人气状况一致。对于面积不大的太湖水体, 假设全部水体上空的人气状况一致。在 MODIS 影像上, 选取湖心区的点, 用 MODIS 第 5, 6 波段 (中心波长分别为 1240nm、1640nm) 的大气顶层辐亮度数据根据改进的 Gordon 单次散射来计算气溶胶类型参数 n, 从而反推出其他波段的气溶胶散射 L_a 。

假设在比较清洁的水体, $L_w(\lambda_{1240}) \approx 0$, $L_w(\lambda_{1640}) \approx 0$, $L_r(\lambda_{1240})$ 和 $L_r(\lambda_{1640})$ 已知, 且忽略太

阳直射反射，白帽影响已修正，则

$$L_a(\lambda_{1240}) = L_t(\lambda_{1240}) - L_r(\lambda_{1240}) - tL_{WC}(\lambda_{1240}) \quad (4.31)$$

同理可得 $L_a(\lambda_{1640}) = L_t(\lambda_{1640}) - L_r(\lambda_{1640}) - tL_{WC}(\lambda_{1640}) \quad (4.32)$

其中， $L_t(\lambda)$ 从 MODIS 影像上直接读取， $L_r(\lambda)$ 、 $L_{WC}(\lambda)$ 根据前述公式精确计算，从而可以计算得到气溶胶参数 n：

$$n = Ln \frac{L_a(\lambda_{1240}) / F_0'(\lambda_{1240})}{L_a(\lambda_{1640}) / F_0'(\lambda_{1640})} / Ln\left(\frac{\lambda_{1640}}{\lambda_{1240}}\right) \quad (4.33)$$

然后将 TM 各波段的等效波长以及臭氧修正的大气顶层辐照度数据代入式 (4.34)，从而得到 TM 各波段对应的气溶胶散射。

$$L_a(\lambda_i) = L_a(\lambda_{1240}) \varepsilon(\lambda_i, \lambda_{1240}) F_0'(\lambda_i) / F_0'(\lambda_{1240}) \quad (4.34)$$

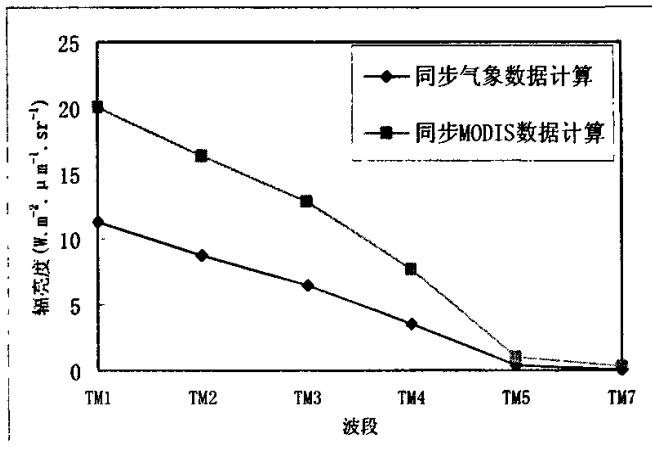


图 4.4 TM 各波段气溶胶散射计算

4.3.3 白帽修正

白帽辐射即湖面泡沫产生的信号，可按下式计算 (Keopke, 1984)：

$$\begin{aligned} L_{WC}(\lambda_i) &= [\rho_{WC}(\lambda_i)]_N F_0 \cos \theta_0 t_0 / \pi \\ [\rho_{WC}(\lambda_i)]_N &= 6.49 * 10^{-7} W^{3.52} \end{aligned} \quad (4.35)$$

式中， $[\rho_{WC}(\lambda_i)]_N$ 为面积加权的归一化白帽反射率，W 为风速， F_0 为经过日地修正的大气层外太阳辐照度， t_0 为太阳方向的漫射透射率， $t_0(\lambda_i) = \exp[-(\tau_r/2 + \tau_{O_3})/\cos \theta_0]$ 。

由上式可见，白帽辐射是风速、大气顶层辐照度、太阳入射大气透射率的函数，通过同步辅助数据，计算得到 TM 各个波段的白帽辐射 (图 4.5)。由计算结果可以看出 TM 各波段的白帽辐射率比较低，并随着波长变长递减。

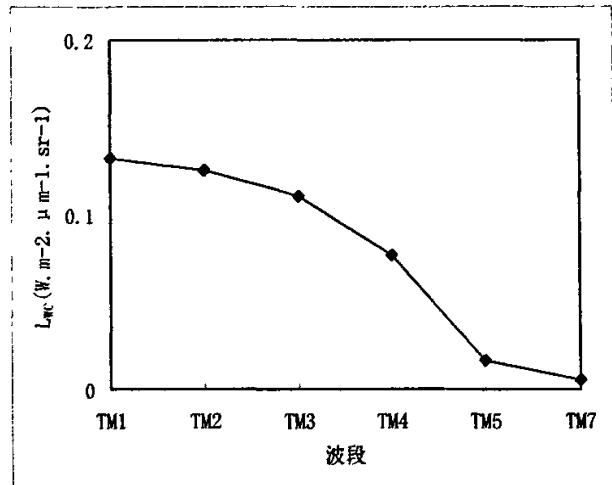


图 4.5 TM 各波段白帽辐射计算

由于 TM 是天底观测 (nadir-viewing)，可以忽略太阳耀斑的影响。

4.3.4 计算离水辐射量

水面离水辐亮度可由以下公式计算：

$$L_w(\lambda_i) = \frac{|L_t(\lambda_i) - L_r(\lambda_i) - L_o(\lambda_i) - tL_{wc}(\lambda_i)|}{t} \quad (4.36)$$

进而计算得到水色要素反演算法常用的归一化离水辐亮度 L_{WN} ：

$$L_{WN}(\lambda_i) = L_w(\lambda_i) / [t_0(\lambda_i) \cos \theta_0] \quad (4.37)$$

$$\text{和遥感反射比 } R_{rs} : \quad R_{rs}(\lambda_i) = L_{WN}(\lambda_i) / \bar{F}_0 \quad (4.38)$$

其中， \bar{F}_0 为平均日地距离大气层外太阳辐照度。

本文没有考虑大气分子和气溶胶的多次散射，由于太阳耀斑 L_g 、湖底反射 L_b 都可以忽略，从而根据式 (4.38) 提取水体遥感反射率。

第五章 大气校正结果与分析

5.1 大气校正结果

下表给出了 15 个采样点的未校正反射率（原始反射率 ρ_{ref} ）、6S 模型校正反射率、黑暗像元法校正反射率、Gordon 大气校正算法改进方法以及实测的水体遥感反射率，如下表：

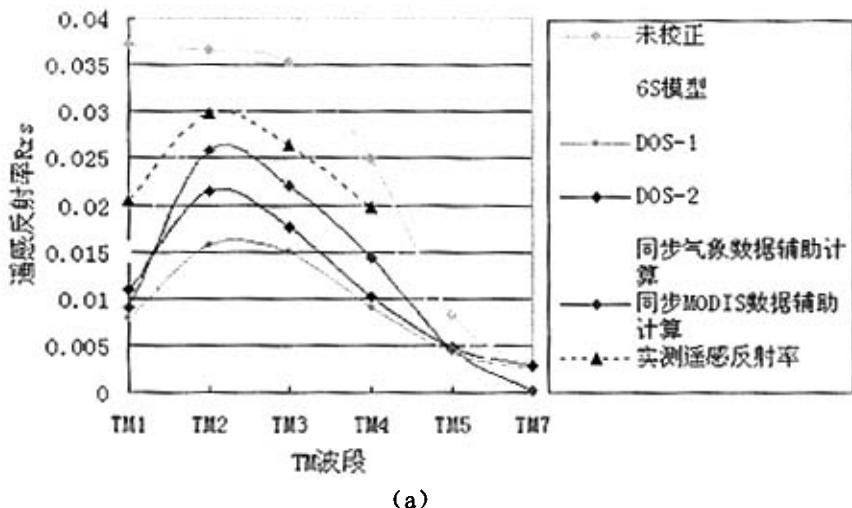
表 5.1 大气校正结果与实测遥感反射率

样点	波段	原 始 反 射 率 ρ_{ref}	6S 模型	暗像元		Gordon 模型改进算法		实测遥感反射率
				方案一	方案二	同步气象数据辅助计算	同步 MODIS 数据辅助计算	
HH0 31. 533699 120. 20982 5	Band1	0.0389	0.0180	0.0105	0.0147	0.0166	0.0109	0.012964
	Band2	0.0358	0.0271	0.0146	0.0200	0.0288	0.0250	0.021568
	Band3	0.0393	0.0365	0.0207	0.0244	0.0316	0.0265	0.016390
	Band4	0.0928	0.1056	0.0958	0.1086	0.0874	0.0880	0.024737
	Band5	0.0629	0.0735	0.0621	0.0710	0.0597	0.0579	-
	Band7	0.0352	0.0414	0.0350	0.0407	0.0365	0.0347	-
	Band1	0.0375	0.0160	0.0083	0.0116	0.0149	0.0093	0.015132
HH1-1 31. 523401 120. 20636 0	Band2	0.0329	0.0232	0.0104	0.0143	0.0254	0.0216	0.022955
	Band3	0.0323	0.0278	0.0108	0.0127	0.0240	0.0189	0.020225
	Band4	0.0354	0.0367	0.0226	0.0256	0.0295	0.0250	0.015509
	Band5	0.0127	0.0138	0.0090	0.0102	0.0108	0.0090	-
	Band7	0.0050	0.0054	0.0048	0.0056	0.0042	0.0024	-
	Band1	0.0371	0.0156	0.0078	0.0109	0.0145	0.0089	0.01809
	Band2	0.0365	0.0280	0.0156	0.0214	0.0296	0.0258	0.026201
HH1-2 31. 489526 120. 20163 5	Band3	0.0352	0.0314	0.0149	0.0176	0.0271	0.0221	0.02368
	Band4	0.0248	0.0238	0.0090	0.0102	0.0188	0.0143	0.01687
	Band5	0.0082	0.0084	0.0042	0.0048	0.0064	0.0046	-
	Band7	0.0027	0.0026	0.0024	0.0028	0.0016	0.0001	-
	Band1	0.0402	0.0199	0.0127	0.0178	0.0182	0.0126	0.020717
	Band2	0.0380	0.0300	0.0177	0.0243	0.0313	0.0275	0.028772
	Band3	0.0370	0.0336	0.0174	0.0205	0.0290	0.0240	0.026199
HH1-3 31. 454838 120. 19376 0	Band4	0.0248	0.0238	0.0090	0.0102	0.0188	0.0143	0.019653
	Band5	0.0088	0.0091	0.0048	0.0055	0.0069	0.0051	-
	Band7	0.0058	0.0064	0.0056	0.0065	0.0051	0.0032	-
	Band1	0.0399	0.0194	0.0122	0.0171	0.0178	0.0122	0.021708
	Band2	0.0387	0.0309	0.0187	0.0257	0.0321	0.0284	0.031001
	Band3	0.0376	0.0343	0.0182	0.0215	0.0297	0.0246	0.027639
	Band4	0.0257	0.0249	0.0102	0.0115	0.0197	0.0152	0.020438
HH1-4 31. 420421 120. 19439 0	Band5	0.0099	0.0104	0.0060	0.0068	0.0071	0.0041	-
	Band7	0.0058	0.0064	0.0056	0.0065	0.0040	0.0032	-

		Band1	0.0378	0.0165	0.0089	0.0124	0.0153	0.0097	0.023599
	HH1-5	Band2	0.0358	0.0271	0.0146	0.0200	0.0288	0.0250	0.033404
31. 398199		Band3	0.0347	0.0307	0.0141	0.0166	0.0265	0.0215	0.032215
120. 21234		Band4	0.0248	0.0238	0.0090	0.0102	0.0188	0.0143	0.021219
5		Band5	0.0071	0.0070	0.0030	0.0034	0.0053	0.0013	-
		Band7	0.0050	0.0054	0.0048	0.0056	0.0042	0.0024	-
	HH2-1	Band1	0.0430	0.0238	0.0171	0.0240	0.0215	0.0159	0.02171
31. 526111		Band2	0.0380	0.0300	0.0177	0.0243	0.0313	0.0275	0.029852
120. 19376		Band3	0.0405	0.0379	0.0223	0.0264	0.0328	0.0278	0.028358
0		Band4	0.0628	0.0698	0.0575	0.0651	0.0571	0.0526	0.025537
		Band5	0.0759	0.0889	0.0758	0.0868	0.0053	0.0706	-
		Band7	0.0661	0.0783	0.0660	0.0768	0.0032	0.0678	-
	HH2-2	Band1	0.0382	0.0170	0.0094	0.0132	0.0157	0.0101	0.022662
31. 505786		Band2	0.0358	0.0271	0.0146	0.0200	0.0288	0.0250	0.031609
120. 18368		Band3	0.0364	0.0328	0.0165	0.0195	0.0284	0.0234	0.029976
0		Band4	0.0266	0.0259	0.0113	0.0128	0.0206	0.0161	0.02235
		Band5	0.0082	0.0084	0.0042	0.0048	0.0064	0.0046	-
		Band7	0.0050	0.0054	0.0048	0.0056	0.0024	0.0024	-
	HH2-3	Band1	0.0413	0.0214	0.0144	0.0202	0.0195	0.0138	0.023891
31. 450231		Band2	0.0394	0.0319	0.0198	0.0271	0.0330	0.0292	0.032914
120. 16289		Band3	0.0405	0.0379	0.0223	0.0264	0.0328	0.0278	0.029193
0		Band4	0.0257	0.0249	0.0102	0.0115	0.0197	0.0152	0.022519
		Band5	0.0088	0.0091	0.0048	0.0055	0.0059	0.0051	-
		Band7	0.0035	0.0035	0.0032	0.0037	0.0040	0.0007	-
	HH2-4	Band1	0.0399	0.0194	0.0122	0.0171	0.0178	0.0122	0.023910
31. 428009		Band2	0.0387	0.0309	0.0187	0.0257	0.0321	0.0284	0.033636
120. 15407		Band3	0.0411	0.0386	0.0231	0.0273	0.0335	0.0284	0.030402
0		Band4	0.0240	0.0227	0.0079	0.0090	0.0179	0.0134	0.019962
		Band5	0.0088	0.0091	0.0048	0.0055	0.0059	0.0030	-
		Band7	0.0066	0.0073	0.0064	0.0074	0.0048	0.0025	-
	HH2-5	Band1	0.0385	0.0175	0.0100	0.0140	0.0162	0.0105	0.026879
31. 404703		Band2	0.0387	0.0309	0.0187	0.0257	0.0321	0.0284	0.036603
120. 18462		Band3	0.0381	0.0350	0.0190	0.0225	0.0303	0.0253	0.033109
5		Band4	0.0248	0.0238	0.0090	0.0102	0.0188	0.0143	0.028953
		Band5	0.0094	0.0097	0.0054	0.0061	0.0075	0.0057	-
		Band7	0.0058	0.0064	0.0056	0.0065	0.0051	0.0032	-
	HH3-2	Band1	0.0375	0.0160	0.0083	0.0116	0.0149	0.0093	0.026456
31. 493049		Band2	0.0344	0.0251	0.0125	0.0171	0.0271	0.0233	0.03409
120. 14808		Band3	0.0358	0.0321	0.0157	0.0186	0.0278	0.0227	0.034389
5		Band4	0.0310	0.0313	0.0169	0.0192	0.0251	0.0205	0.044573
		Band5	0.0178	0.0198	0.0143	0.0164	0.0157	0.0139	-
		Band7	0.0082	0.0092	0.0080	0.0093	0.0032	0.0058	-
	HH3-3	Band1	0.0399	0.0194	0.0122	0.0171	0.0178	0.0122	0.022786

31.462697	Band2	0.0387	0.0309	0.0187	0.0257	0.0321	0.0284	0.032019
120.14273 0	Band3	0.0411	0.0386	0.0231	0.0273	0.0335	0.0284	0.029924
	Band4	0.0275	0.0270	0.0124	0.0141	0.0215	0.0170	0.01869
	Band5	0.0110	0.0118	0.0072	0.0082	0.0091	0.0073	-
	Band7	0.0050	0.0054	0.0048	0.0056	0.0042	0.0024	-
	Band1	0.0402	0.0199	0.0127	0.0178	0.0182	0.0126	0.025753
HH3-4 31.426383 120.14178 5	Band2	0.0387	0.0309	0.0187	0.0257	0.0321	0.0284	0.036734
	Band3	0.0399	0.0372	0.0215	0.0254	0.0322	0.0272	0.034483
	Band4	0.0266	0.0259	0.0113	0.0128	0.0206	0.0161	0.021076
	Band5	0.0099	0.0104	0.0060	0.0068	0.0080	0.0062	-
	Band7	0.0043	0.0045	0.0040	0.0046	0.0032	0.0015	-
	Band1	0.0406	0.0204	0.0133	0.0186	0.0186	0.0130	0.029717
HH3-5 31.400909 120.14430 5	Band2	0.0394	0.0319	0.0198	0.0271	0.0330	0.0292	0.025758
	Band3	0.0399	0.0372	0.0215	0.0254	0.0322	0.0272	0.023375
	Band4	0.0248	0.0238	0.0090	0.0102	0.0188	0.0143	0.026111
	Band5	0.0094	0.0097	0.0054	0.0061	0.0075	0.0057	-
	Band7	0.0050	0.0054	0.0048	0.0056	0.0042	0.0024	-

由于水体光谱采集时间与 TM 卫星过境时间不同步,为了更好的比较分析,这里选取水体光谱采样时刻和卫星过境时刻相对接近的 HH1-2 和 HH1-3 采样点的校正结果与实测数据进行比较分析, HH1-2 和 HH1-3 点的采样时间分别为 7 月 27 日上午 10: 00 和 10: 20, 大气校正的结果如图 5.1 所示。



(a)

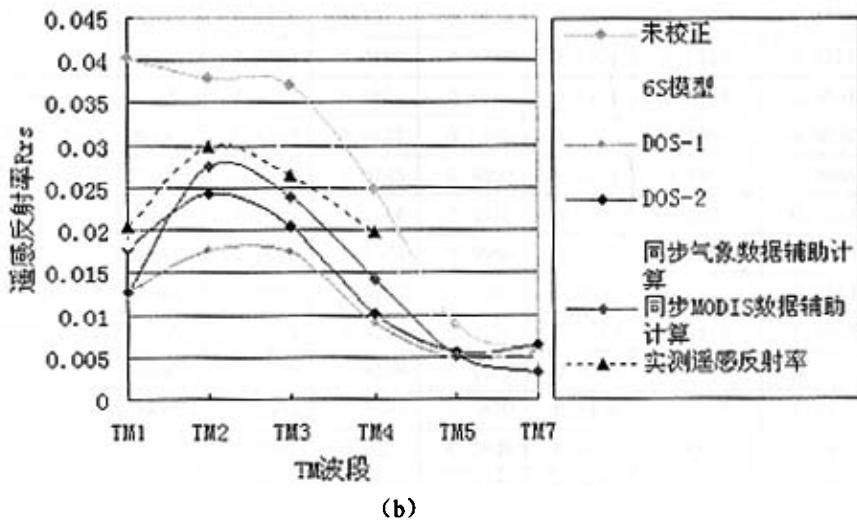


图 5.1 (a), (b) 分别为 HH1-2, HH1-3 采样点大气校正结果

分析发现：

- (1) 未校正影像在短波波段程辐射影响严重，水体遥感反射率在 TM 前三个波段普遍偏高；
- (2) 6S 模型校正对第 1, 2 波段的程辐射消除比较明显，前两个波段的遥感反射率与实测值比较接近，但曲线形状与实测水体光谱不符；
- (3) 黑暗像元法校正后水体反射率在 TM 各个波段明显下降，且显著低于实测值，分析认为这是由于选取湖泊水体作为“暗像元”带来的过修正。相对于基于“暗像元”反推得到的大气参数，根据气象数据计算得到的值更为准确，也说明“暗像元”的选取及程辐射的确定存在一定的误差；
- (4) 基于 Gordon 大气校正模型改进的方法计算得到 TM 各个波段水体遥感反射率与实测值比较吻合。相对于同步 MODIS 数据计算而言，基于同步气象数据计算的气溶胶散射更为准确，模型校正精度更高。

5.2 大气校正精度分析

用大气校正结果与实测反射率的差值的绝对值与实测反射率的比值来表示大气校正的相对误差，通过相对误差的分析，可以研究各种方法的大气校正精度。

校正结果相对误差： $|校正结果 - 实测| / 实测$

由于所使用的光谱仪范围为 350~1050nm，所以这里对 TM 数据前四个波段数据计算相对误差，计算结果如表 5.2 所示：

表 5.2 TM 数据前四波段相对误差分析

样点	波段	未校正	6S 模型	暗像元		Gordon 模型改进算法	
				方案一	方案二	同步气象数据辅助计算	同步 MODIS 数据辅助计算
HH0	Band1	2.0006	0.3885	0.1901	0.1339	0.2805	0.1592
	Band2	0.6599	0.2565	0.3231	0.0727	0.3353	0.1591

120. 20982 5	Band3	1. 3978	1. 2270	0. 2630	0. 4887	0. 9280	0. 6168
	Band4	2. 7515	3. 2689	2. 8727	3. 3902	2. 5332	2. 5574
HH1-1 31. 523401 120. 20636 0	Band1	1. 4782	0. 0574	0. 4515	0. 2334	0. 0153	0. 3854
	Band2	0. 4332	0. 0107	0. 5469	0. 3770	0. 1065	0. 0590
	Band3	0. 5970	0. 3745	0. 4660	0. 3721	0. 1867	0. 0655
	Band4	1. 2825	1. 3664	0. 4572	0. 6507	0. 9021	0. 6120
HH1-2 31. 489526 120. 20163 5	Band1	1. 0509	0. 1376	0. 5688	0. 3975	0. 1985	0. 5080
	Band2	0. 3931	0. 0687	0. 4046	0. 1832	0. 1297	0. 0153
	Band3	0. 4865	0. 3260	0. 3708	0. 2568	0. 1444	0. 0667
	Band4	0. 4701	0. 4108	0. 4665	0. 3954	0. 1144	0. 1523
HH1-3 31. 454838 120. 19376 0	Band1	0. 9404	0. 0394	0. 3870	0. 1408	0. 1215	0. 3918
	Band2	0. 3207	0. 0427	0. 3848	0. 1554	0. 0879	0. 0442
	Band3	0. 4123	0. 2825	0. 3359	0. 2175	0. 1069	0. 0839
	Band4	0. 2619	0. 2110	0. 5421	0. 4810	0. 0434	0. 2724
HH1-4 31. 420421 120. 19439 0	Band1	0. 8380	0. 1063	0. 4380	0. 2123	0. 1800	0. 4380
	Band2	0. 2483	0. 0033	0. 3968	0. 1710	0. 0355	0. 0839
	Band3	0. 3604	0. 2410	0. 3415	0. 2221	0. 0746	0. 1100
	Band4	0. 2575	0. 2183	0. 5009	0. 4373	0. 0361	0. 2563
HH1-5 31. 398199 120. 21234 5	Band1	0. 6018	0. 3008	0. 6229	0. 4746	0. 3517	0. 5890
	Band2	0. 0717	0. 1887	0. 5629	0. 4013	0. 1378	0. 2516
	Band3	0. 0771	0. 0470	0. 5623	0. 4847	0. 1774	0. 3326
	Band4	0. 1688	0. 1216	0. 5759	0. 5193	0. 1140	0. 3261
HH2-1 31. 526111 120. 19376 0	Band1	0. 9807	0. 0963	0. 2123	0. 1055	0. 0097	0. 2676
	Band2	0. 2729	0. 0050	0. 4071	0. 1860	0. 0485	0. 0788
	Band3	0. 4282	0. 3365	0. 2136	0. 0690	0. 1566	0. 0197
	Band4	1. 4592	1. 7333	1. 2516	1. 5492	1. 2360	1. 0598
HH2-2 31. 505786 120. 18368 0	Band1	0. 6856	0. 2498	0. 5852	0. 4175	0. 3072	0. 5543
	Band2	0. 1326	0. 1426	0. 5381	0. 3673	0. 0889	0. 2091
	Band3	0. 2143	0. 0942	0. 4496	0. 3495	0. 0526	0. 2194
	Band4	0. 1902	0. 1588	0. 4944	0. 4273	0. 0783	0. 2796
HH2-3 31. 450231 120. 16289 0	Band1	0. 7287	0. 1043	0. 3973	0. 1545	0. 1838	0. 4224
	Band2	0. 1971	0. 0308	0. 3984	0. 1766	0. 0026	0. 1128
	Band3	0. 3873	0. 2983	0. 2361	0. 0957	0. 1236	0. 0477
	Band4	0. 1413	0. 1057	0. 5470	0. 4893	0. 1252	0. 3250
HH2-4 31. 428009 120. 15407 0	Band1	0. 6688	0. 1886	0. 4898	0. 2848	0. 2555	0. 4898
	Band2	0. 1506	0. 0813	0. 4440	0. 2359	0. 0457	0. 1557
	Band3	0. 3519	0. 2697	0. 2402	0. 1020	0. 1019	0. 0659
	Band4	0. 2023	0. 1372	0. 6042	0. 5491	0. 1033	0. 3287
HH2-5 31. 404703 120. 18462 5	Band1	0. 4323	0. 3489	0. 6280	0. 4791	0. 3973	0. 6094
	Band2	0. 0573	0. 1558	0. 4891	0. 2979	0. 1230	0. 2241
	Band3	0. 1507	0. 0571	0. 4261	0. 3204	0. 0848	0. 2359
	Band4	0. 1434	0. 1780	0. 6892	0. 6477	0. 3507	0. 5061
HH3-2	Band1	0. 4174	0. 3952	0. 6863	0. 5615	0. 4368	0. 6485

31.493049	Band2	0.0091	0.2637	0.6333	0.4984	0.2050	0.3165
120.14808	Band3	0.0410	0.0666	0.5435	0.4591	0.1916	0.3399
5	Band4	0.3045	0.2978	0.6208	0.5692	0.4369	0.5401
HH3-3	Band1	0.7511	0.1486	0.4646	0.2495	0.2188	0.4646
31.462697	Band2	0.2087	0.0349	0.4160	0.1974	0.0025	0.1130
120.14273	Band3	0.3735	0.2899	0.2280	0.0877	0.1195	0.0509
0	Band4	0.4714	0.4446	0.3365	0.2456	0.1503	0.0904
HH3-4	Band1	0.5610	0.2273	0.5069	0.3088	0.2933	0.5107
31.426383	Band2	0.0535	0.1588	0.4909	0.3004	0.1262	0.2269
120.14178	Band3	0.1571	0.0788	0.3765	0.2634	0.0662	0.2112
5	Band4	0.2621	0.2289	0.4638	0.3927	0.0226	0.2361
HH3-5	Band1	0.3662	0.3135	0.5524	0.3741	0.3741	0.5625
31.400909	Band2	0.5296	0.2385	0.2313	0.0521	0.2812	0.1336
120.14430	Band3	0.7070	0.5914	0.0802	0.0866	0.3775	0.1636
5	Band4	0.0502	0.0885	0.6553	0.6094	0.2800	0.4523
最小	—	0.0091	0.0033	0.0802	0.0521	0.0025	0.0153
最大	—	2.7515	3.2689	2.8727	3.3902	2.5332	2.5574
平均	—	0.5133	0.3056	0.5010	0.3905	0.2466	0.3302

通过表 5.2 可以看出, 未校正时的遥感反射率的相对误差较大, 达到 51.3%, 经过 6S 模型校正后, 平均的相对误差减少到 30.6%, 而黑暗像元法校正后相对误差分别为 50.1% 和 39.1%, 这并不能说明黑暗像元法完全不适合做太湖水体的大气校正, 只是应该更为合理的选取“暗像元”。气象数据辅助的 Gordon 大气校正模型改进方法平均误差较小, 校正后相对误差分别为 24.7%, 校正效果比较明显。同步 MODIS 数据辅助的 TM 太湖二类水体大气校正方法的相对误差为 33%。

大洋一类水体大气校正得到的离水辐亮度的相对误差要求小于 5%, 近岸和内陆二类水体光学离水辐亮度的相对误差小于 15%。本文经过 Gordon 大气校正的改进算法 TM 前 4 个波段的相对误差如下表所示:

表 5.3 Gordon 大气校正的改进算法大气校正结果的平均相对误差

	TM1	TM2	TM3	TM4
未校正	83.34%	24.92%	40.95%	56.11%
6S 模型	20.68%	11.21%	30.54%	59.80%
DOS-1	47.87%	44.45%	34.22%	73.86%
DOS-2	30.19%	24.48%	25.84%	75.69%
气象数据辅助计算	24.16%	11.71%	19.28%	43.51%
MODIS 数据辅助计算	46.67%	14.56%	17.53%	53.30%

结果表明, 同步气象数据辅助的 Gordon 大气校正算法改正方法校正结果的平均相对误差最小, 低于但接近相对误差小于 15% 的标准。但分析发现, 部分采样点的校正误差较小, 如 HH1-3 号采样点, TM 前四个波段相对误差分别为 12.15%, 8.79%, 7.9%, 10.69%。分析发现, 各种大气校正方法对 TM 第 4 波段(近红外)效果相对较差, 不过前人研究表明可见光波段是水色遥感中最常用的波段。

5.3 大气校正误差原因分析

5.3.1 6S 辐射传输模型法

6S 模型中要输入的一些参数很难获得，所以本文中采用了一些 6S 模型自带的参数，如选取标准大陆型气溶胶类型，而这种标准的气溶胶组分参数与实际大气参数还是有很大差别，给模型计算带来一定误差。如在运行 6S 模型时，尽力保证获得参数的准确性的情况下，6S 模型计算的结果为 1012.39hpa，而我们根据实际大气压获得的值是 1004.80hpa。

另外，本文的一些初始假设也可能导致精度下降，如假设地表为朗伯体表面、假设地表较为平坦等。研究表明，选取标准的大气模式的辐射传输模型法不适用于水色遥感。

5.3.2 黑暗像元法

黑暗像元法进行大气校正的关键在于黑暗像元的选取、大气校正模型的选取及模型参数的取值。选取湖泊水体作为暗像元给程辐射的计算带来较大的偏差，使得计算结果出现明显的“过修正”。此外，模型参数的计算具有一定的经验性，对于精确的大气校正还有待进一步深入研究。

5.3.3 Gordon 大气校正算法改进方法

分析造成 TM 前四个波段误差来源主要包括：(1) 人烟分子和气溶胶单次散射假设带来的误差；(2) 忽略水汽等吸收气体的影响带来的误差；(3) 认为太湖上空大气状况一致带来的误差；(4) 实测数据由于船体搅动、阴影等因素影像造成的误差；(5) 实测数据与卫星数据不同步带来的误差等。

这些误差在今后的研究中须一一考虑。

第六章 研究结果与展望

6.1 研究结果

本文以太湖梅梁湾为研究区，从 Landsat-5 TM 和同步 MODIS 卫星影像数据、准同步实测水体高光谱数据以及同步气象辅助数据入手，尝试用不同的人气校正方法提取太湖水体的遥感反射率信息，取得了一定的研究成果：

1. 将同步气象辅助数据输入 6S 辐射传输模型中，提高了模型精度。6S 模型给定了一系列标准大气状态，如果一律采用辐射传输模型默认的参数，特别是对大气校正非常关键的大气校正参数，将产生较大的误差。本文通过同步气象数据，计算 550nm 处气溶胶光学厚度、臭氧含量等大气参数，并结合太阳、卫星几何参数代入 6S 模型中，相对提高了 6S 模型的校正精度。
2. 综合考虑 θ 、 ϕ 、 L_p 、 T_θ 、 T_ϕ 及 E_D 的影响，用经典黑暗像元法实现了太湖水体的大气校正。本文在选取湖泊水体作为“暗像元”后，分别基于“暗像元”和气象数据计算大气参数，校正结果表明气象数据计算的结果相对更为合理，精度更高，可见同步气象数据对于黑暗像元法是个很好的补充。
3. 基于 Gordon 单次散射算法，利用 TM 相关的辅助数据，如成像时太阳和卫星观测几何、大气臭氧含量、大气压、风速等，可以计算得到 TM 各个波段的瑞利散射 L_r 和漫透射率 t ，并进行白帽修正。
4. 本文在 Gordon 单次散射算法基础上进行了改进，分别采用同步气象数据和同步 MODIS 影像数据计算气溶胶散射。分析表明气象数据计算得到的气溶胶散射更为准确，MODIS 数据计算过程中第 5, 6 波段离水辐亮度取值的选取具有一定的主观性。通过校正精度的比较分析，本文利用气象数据辅助计算的 Gordon 大气校正的改进算法相对于其他方法相对误差最小，接近国际水色遥感对内陆二类水体反演的误差标准，但尚须不断的完善。

6.2 不足与展望

本文对太湖二类水体大气校正方法进行了研究，由于时间、数据等方面限制，论文的研究工作还有待于进一步的提高。

1. 方向性问题

本文假设地表为朗伯体表面，在大气校正过程中没有考虑方向性对精度的影响。但实际地物与电磁波的相互作用，存在着方向性的差异。

2. 气溶胶信息的长期动态监测

可以考虑进行地基气溶胶的长期观测，获得实时气溶胶参数，发展动态气溶胶模型，更好的了解太湖地区气溶胶组分信息。

3. 水汽吸收的影响

没有考虑水汽等吸收气体的影响，可以通过同步的 MODIS 数据反演水汽等吸收气体的含量，从而减少忽略水汽等吸收气体的影响带来的误差。

4. 研究区分块处理

假设在整个太湖上空大气状况一致会带来一定的误差，在后续的研究中可以将研究区分为小块处理，认为每一小块的大气状况一致，从而提高校正精度。

5. 分子-气溶胶多次散射计算

只考虑了瑞利、气溶胶单次散射，今后的研究中要考虑大气分子和气溶胶多次散射的影响，从而更为精确的提取离水辐亮度信息。

大气校正走向实用化（快速、简易、精度高）是遥感定量化的必然趋势。随着水色定量遥感的发展，二类水体大气校正的研究将越来越受到重视。Kaufman 等人提出了很多有建设性的方案，例如：建设天空辐射计测量的全球网络，实时测定大气参数，发展动态气溶胶模型；在进行理论研究中，要进行必要的地面实测等等。相信随着研究者对现有大气校正方法不断改进、完善，对新的大气校正方法的不断探索，必将会加快水色遥感定量化的步伐。

参考文献

- [1] Andre, Jean-Michel and Andre Morel: Atmospheric corrections and interpretation of marine radiances in CZCS imagery, revisited. *Oceanologica Acta*, 1991, Vol.14, No.1, 3-22.
- [2] Arnone R A,Martinolich P,Gould R W,et al.Coastal optical properties using SeaWiFS.*SPIE Ocean Optics XIV*,1998 .
- [3] Chavez JR P T. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*. 1988, 24(5): 459-479.
- [4] Chavez PS. Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper multispectral images[J]. *Photogramm. Eng. Remote Sens*, 1989, 55(10):1285-1294.
- [5] Gordon, H. R. Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the ocean[J]. *Applied Optics*, 1978, 17(13):1631-1636
- [6] Gordon, H. R. CLARK D K. Clear water radiances for atmospheric correction of coastal zone color scanner imagery[J]. *Applied Optics*,1981,20:4175-4180.
- [7] Gordon, H. R. Radiometric considerations for ocean color sensors[J]. *Applied Optics*, 1990,29:3228-3236.
- [8] Gordon, H. R.and Menghua Wang. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm[J].*Applied Optics*, 1994, Vol.33, No.3, 443-452.
- [9] Gordon, H. R. Radiative Transfer in the Atmosphere for Correction of Ocean Color Remote Sensing[J].In *Ocean Color: Theory and Applications in a Decade of CZCS Experience*, 1993: 33-77. Ed. Vittorio Barale and Peter M. Schlittenhardt, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Bost/London .
- [10] Gordon, H. R. and Menghua Wang. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm[J]. *Applied Optics*, 1994, Vol.33, No.3, 443-452.
- [11] Gordon, H. R. MODIS Normalized Water-leaving Radiance Algorithm, Theoretical Basis Document (MOD 18), Version 3. 1996. <http://modarch.gsfc.nasa.gov>.
- [12] Gilabert M. A., C. Conese and F. Maselli. An atmospheric correction method for the automatic retrieval of surface reflectances from TM images[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1994, 15 (10): 2065-2086.
- [13] Hu, C., K. L. Carder, and F. E. Müller-Karger. Atmospheric correction of SeaWiFS imagery over turbid coastal waters: a practical method[J]. *Remote Sens. Environ.* 2000, 74:195-206.
- [14] Kevin George Ruddick, Fabrice Ovidio, and Machteld Rijkeboer. Atmosphere correction of

- SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters[J]. Applied Optics, 2000, 39:897-912.
- [15] Keopke,P. Effective reflectance of oceanic whitecap[J]. Applied Optics,1984,23:1816-1824.
- [16] Michael W.Matthew, Steven M. Adler-Golden, Alexander Berk, et al. Atmospheric correction of spectral imagery evaluation of the FLAASH algorithm with AVIRIS data. presented at SPIE Proceeding,Algorithms and Technologies for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery IX,2003.
- [17] Neckel, H. and D. Labs. The solar radiation between 3,300 and 12,500 A Authors. Solar Physics, 1984, Vol.90, 205-258.
- [18] Neumann A, Krawczyk H. Principal Component Inversion, IOCCG Training Course on Remote Sensing of Ocean Color [R]. Ahmedabad, India, , 2001,February.
- [19] Pan Delu, Mao Zhihua. Atmospheric correction for China's coastal water color remote sensing[J].Acta Oceanologica Sinica, 2001.Vol.20, No.3, pp. 343-354.
- [20] Smith, R. C. and K. S. Baker. Optical properties of the clearest natural waters (200-800nm) [J]. Applied Optics, 1981, Vol. 20, No.2, 177-184.
- [21] Smith, R. C. and W. H. Wilson: Ship and Satellite Bio-Optical Research in the California Bight[J]. In Oceanography from Space, Ed. J. F. R. Gower, Plenum Press, New York and London, 1981, 281-294.
- [22] S. Moran, R. D. Jackson, P. N. Slater, P. M. Teillet, Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output[J] Remote Sens. Environ., 1992. 41(2):169–184.
- [23] Schiller H, Doerffer R. Neural Network for Emulation of an Inverse Model-operational Derivation of Case II Water Properties from MERIS Data [J].International Journal of Remote Sensing, 1999, 20:1735-1746.
- [24] Tassan, S. Water Quality Monitoring by Thematic Mapper in Coastal Environments: A Performance Analysis of Local Bio-optical Algorithm and Atmospheric Correction Procedures. Remote Sensing of Environments, 1993, Vol.45, 177-191.
- [25] Tassan, S. Local algorithms using SeaWiFS data for the retrieval of phytoplankton pigments, suspended sediment, and yellow substance in coastal waters. Applied Optics, 1994, Vol.33, No.12, 2369-2378.
- [26] Tanré, Didier, C. Deroo, P. Duhaut, M. Herman, J. J. Morcrette, J. Perbos and P. Y. Deschamps: Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code[J]. International Journal of Remote Sensing, 1990, Vol.11, No.4, 659-668.
- [27] Teillet, P.M. Rayleigh optical depth comparisons from various sources[J].Appl.Opt. 1990,29 (3), 1897–1900.
- [28] Vermote, Eric F., D. Tanre, J. L. Deuze, Maurice Herman and J. Morcrette. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An Overview[J]. IEEE Transactions

- on Geoscience and Remote Sensing, 1997, Vol.35, No.3, 675-686.
- [29] Wang, Menghua. Atmospheric Correction of the Second Generation Ocean Color Sensors[J]. Ph. D Dissertation, University of Miami, Department of Physics, 1991.
- [30] Wang, M. and H. R. Gordon A Simple Moderate Accurate Atmospheric Correction Algorithm for SeaWiFS[J]. Remote Sensing of Environments, 1994, Vol.50, 231-239.
- [31] Y.Kaufman.The Atmospheric Effect on Remote Sensing and Its Correction, Theory and Application of Optical Remote Sensing[J].New Your:Johk Wiley.PP. 1989, 336-428.
- [32] Y.Kaufman, D.Tanre. Strategy for Direct and Indirect Method for Correcting the Aerosol Effect on Remote Sens-ing:from AVHRR to EOS-MODIS[J].Remote Sens Environ, 1996,55(1): 65-79.
- [33] Y. Kaufman, et al. The MODIS 2.1 μm channel-Correlation with visible reflectance for use in remote sensing of aerosol[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1997, 35(5): 1286-1298.
- [34] 6S User Guide version2, 1997, 7.
- [35] 阿布都瓦斯提·吾拉木, 秦其明, 朱黎江. 基于 6S 模型的可见光、近红外遥感数据的大气校正[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2004, 40 (4): 611-618.
- [36] 陈楚群. 海洋水色遥感资料红光波段的大气纠正[J]. 热带海洋, 1998, 17 (2): 81—87.
- [37] 陈蓄, 邓孺孺, 柯锐鹏等. 基于地面耦合的 TM 影像的大气校正——以珠江口为例[J]. 地理与地理信息科学, 2004, 20 (2): 34-37.
- [38] 邓孺孺, 何执兼, 陈晓翔等. 珠江口水域水污染遥感定量分析[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2002, 41 (3): 99-103.
- [39] 丁静. 基于神经网络的二类水体大气修正与水色要素反演[D], 中国海洋大学博士学位论文, 2004. 6.
- [40] 丁静, 唐军武, 宋庆君等. 中国近岸浑浊水体大气修正的迭代与优化算法[J]. 遥感学报, 2006, 10 (5): 732-741.
- [41] 黄培强, 盛夏. 对流层与平流层大气气溶胶粒子的若干散射特性[J], 气象科学, 1996. 3 (16): 233-239.
- [42] 李素菊, 王学军. 内陆水体水质参数光谱特征与定量遥感[J]. 地理学与国十研究, 2002, 18(2).
- [43] 刘小平, 邓孺孺, 彭晓鹃. 基于 TM 影象的快速大气校正方法[J]. 地理科学, 2005, 25 (1): 87-93.
- [44] 刘长盛, 刘文保. 大气辐射学[M]. 南京: 南京出版社, 1990
- [45] 马茱华, 唐军武. 湖泊水色遥感参数获取与算法分析[J]. 水科学进展, 2006, 17 (5): 720—726.
- [46] 牛铮. 光学遥感大气订正总体思路与最新进展[J]. 遥感技术与应用, 1998, 13 (1):

50-55.

- [47] 巩彩兰, 樊伟. 海洋水色卫星遥感二类水体反演算法的国际研究进展[J]. 海洋通报, 2002, 21 (2): 77-83.
- [48] 邱金桓. 卫星遥感大气订正的参数化模式及其模拟应用[J]. 遥感学报, 2001, 5 (6): 401-406.
- [49] 阮建武, 邢立新. 遥感数字图像的人气辐射校正应用研究[J]. 遥感技术与应用, 2004, 19 (3): 206-208.
- [50] 田庆久, 郑兰芬, 童庆禧. 基于遥感影像的人气辐射校正和反射率反演方法[J]. 应用气象学报, 1998, 9 (4): 456-461.
- [51] 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.
- [52] 唐军武, 顾行发等. 基于水体目标的 CBERS-02 卫星 CCD 相机与 MODIS 的交叉辐射定标 [J]. 中国科学 E 辑 信息科学. 2005, 35(增刊 I): 59—69.
- [53] 唐军武, 马超飞等. CBERS-02 卫星 CCD 相机资料定量化反演水体成分初探[J]. 中国科学 E 辑 信息科学. 2005, 35(增刊 I): 156—170.
- [54] 韦玉春, 黄家柱. Landsat5 图像的增益偏置取值及其对行星反射率计算分析[J]. 地球信息科学, 2006, 8 (1): 110-113.
- [55] 韦钩, 陈楚群, 施平. 一种实用的二类水体 SeaWiFS 资料大气校正方法[J]. 海洋学报, 2002, 24 (4): 118-126.
- [56] 王桥, 杨一鹏, 黄家柱. 环境遥感[M]. 北京: 科学出版社, 2005.
- [57] 吴北婴等. 大气辐射传输实用算法[M]. 气象出版社, 1998, 9.
- [58] 王中挺, 陈良富, 顾行发等. CBERS-02 卫星数据大气校正的快速算法[J]. 遥感学报, 2006, 10 (5): 709-714.
- [59] 张玉贵. 以气象记录为辅助数据的 TM 影响大气校正方法[J]. 国土资源遥感, 1994, 22 (4): 54-63.
- [60] 郑伟, 曾志远. 遥感图像大气校正方法综述[J]. 遥感信息, 2004, 4: 66-70.
- [61] 郑伟, 曾志远. 遥感图像大气校正的黑暗像元法[J]. 国土资源遥感, 2005, 1: 8-11.
- [62] 郑伟. 修正的 TURNER 大气校正模型研究[D]. 南京师范大学硕士学位论文, 2005. 5
- [63] 张鉴. 一种二类水体水色卫星大气校正方法[D]. 合肥工业大学硕士学位论文, 2002. 12.
- [64] 赵春江, 宋晓宇, 王纪华等. 基于 6S 模型的遥感影像逐像元人气纠正算法[J]. 光学技术, 2007, 33 (1): 11-15.
- [65] 赵英时等, 遥感应用分析原理与方法[M]. 北京: 科学出版社, 2003.

致 谢

光阴似箭，转眼三年的研究生学习生活即将结束。三年来，我得到了许多老师的真诚教诲和同学的热情帮助。值此离别之际，向曾经给予我帮助的老师、同学和朋友表示最衷心的感谢！

首先要感谢我的导师李云梅教授，老师渊博的知识、严谨求实的作风、开明谦和的处事、敏锐的洞察力、孜孜不倦的工作精神深深感染着我，是我人生的榜样。三年来，在学习、生活、工作上她给了我很多的启迪与关怀，拓展了我的视野，让我在学业上受益匪浅。在论文的写作过程中，李老师曾多次与我交流，从定题、初稿、修改到定稿，每一步都凝聚了她的心血。师恩之浩瀚无以言谢，愿以勤补拙来回报恩师为我所做之一切。

感谢黄家柱教授、查勇教授、市玉春副教授、蒋建军副教授、李硕副教授等给予的指点与帮助。

感谢地科院 GIS 重点实验室的闾国年教授、盛业华教授、汤国安教授等对地理信息系统专业的发展所做的不懈努力，他们为本人和其它同学的学习和研究工作提供了优良的环境。

感谢无锡市太湖环境监测中心站的石浚哲、顾中华、穆卫亮、陈松权、严景超等，非常感谢你们在数据方面的大力支持以及野外观测期间你们给予的热情帮助和配合。

感谢水环境遥感课题组的成员：刘剋、龚绍琦、焦红波、光洁、陆皖宁、乐成峰、孙德勇、伍蓝、黄昌春、王鑫、王利珍、杨大伟等，每一次的太湖野外观测，每一次的课题组讨论，因为有了你们的陪伴，才增添了许多美好的回忆。

感谢学友贺军亮、蔡海良、刘勇、朱文明、徐彬、尤洁云，正是有了你们，我的三年学习生活才不显得孤单，谢谢你们在学习和生活中给予了我热情鼓励和无私帮助。

感谢好友黄亮、张建、韩富江、姚凌、王帆、陈张建、张春耀、徐军、姜晟等，我十分珍惜和他们共同学习的日子，这将成为我人生中难以忘怀的美好时光。

特别感谢我的父母、姐姐对我求学生涯的坚定支持和极大的帮助，正是他们挚深的亲情成为我不断求学进取的精神动力。

祝愿母校永葆青春！

王海君

2007年4月于仙林