

NOAA-AVHRR 图像大气影响 校正方法研究及软件研制*

第一部分 原理和模型

秦 益 田国良

(中国科学院遥感应用研究所 北京 100101)

摘 要 大气影响是遥感定量化应用的主要障碍之一。本文首先分析了大气对遥感图像产生的各种影响并对影响程度进行了一般的阐述,然后在原理和方法上对典型的大气影响校正算法进行了总结。通过分析我们认为,为了校正遥感图像所受到的大气影响,定量地获取当时当地的大气条件是完成这一工作的必要条件,而且是非常重要的条件之一。为此,我们提出了利用 NOAA 星载垂直探测器资料即 TOVS 资料,结合使用气溶胶模型,通过大气辐射传输模型,建立地面辐射量与卫星测量值之间的关系,并完成了对 NOAA-AVHRR 图像的大气影响校正。在此基础上对我们的模型和算法进行了详细论述。这一模型是一套适用于发展业务软件的校正模型,软件发展完善后将为 NOAA-AVHRR 数据的定量化应用打下基础。

关键词 遥感,大气影响, TOVS 资料,大气辐射传输方程

1 概 述

NOAA-AVHRR 具有时频高、覆盖范围大、成本低、波段范围宽的特点,除了用其进行天气监测和预报外,在陆地和海洋遥感,乃至全球变化研究中越来越受到人们的重视。在应用 AVHRR 数据时,除定性分析外,多数要进行定量反演,通过物理模型,将遥感图像和地面水文、气象等数据结合起来,对环境进行定量的监测和评价。对于以地表为目标的遥感应用,由于地球大气层存在于目标和传感器之间,携带有目标信息的电磁波,在被传感器捕获之前,其强度、波谱及空间分布以及方向和极化等都会受到大气影响。因此,通过传感器特别是卫星平台传感器所获得的地表信息,将不再真实地反映地表的原貌,使基于上述信息的遥感应用受到了很大的影响。因此要进行较精确的定量化遥感,就必须进行大气影响的校正,这是定量化应用的前提。

在国家自然科学基金项目“土壤水分的热惯量模型研究”和国家“八五”科技攻关项目“黄淮海平原旱灾遥感监测评价”等任务中,都要应用 NOAA-AVHRR 数字图像定量反演地表反照率和温度,将其代入物理模型,计算地表热惯量分布,进而大面积估算土壤水分。在旱情监测模型中,也要应用 AVHRR 反演数据估算地表农田蒸散等参量,其估算精

* 国家自然科学基金项目。

收稿日期: 1993年3月15日,收到修改稿日期: 1993年10月6日

度及早情监测的效果取决于大气辐射影响校正的结果。因此,本研究对完成上述两项任务起着重要作用。它可使黄淮海平原土壤水分和干旱的遥感监测提高精度,逐步达到实用化程度,为该地区的旱情监测运行服务。发展的软件为 NOAA-AVHRR 数据的大气校正提供了新的方法,并可应用到其它研究中。本文将分两部分介绍本研究的成果。首先简单介绍现有的典型校正方法,然后提出我们的模型和方法。

2 大气影响及典型校正方法

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也不同,而且大气影响依赖于当时当地的大气光学特性和目标特征,甚至与传感器特征如瞬时视场等有关,因此很难作一般的定论。这里只就量级上进行一些讨论,在所给出的例子中部分为我们研制的软件的计算实例。

AVHRR (NOAA 11) 包括了可见光 ($0.57-0.696\mu\text{m}$)、近红外 ($0.716-0.986\mu\text{m}$) 及中红外 ($3.0-3.5\mu\text{m}$) 和热红外 ($10.5-11.5, 11.5-12.5\mu\text{m}$)^[1]。大气在各个波段的

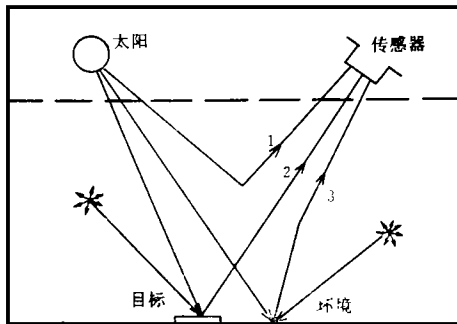


图1 可见及近红外波段地气辐射过程
1——大气后向散射; 2——目标反射; 3——环境影响

Fig. 1 The radiative procedures of the earth-atmosphere system in visible and near infrared bands

辐射行为差异极大,在可见光及近红外波段,大气散射是重要的消光过程和影响因素;在热红外波段,大气吸收和发射更显得重要;中红外波段辐射过程则较复杂,同时包含有散射、吸收和热辐射的作用,因此对不同波段有必要区别对待。

在可见光及近红外波段,大气后向散射使一部分太阳辐射直接进入传感器,这部分辐射量不携带有任何地表信息,是一种直接干扰,尤其对低反射地表及较严重的霾雾大气条件,这种影响甚至能够完全淹没地表信息。图1为可见光及近红外波段大气辐射过程的示意图。在较严重的霾雾大气条件下,300m及近4000m高度同时进行的遥感飞行试验表明^[2],水体(低反射面)上空4000m高度所测得的归一化辐射强度是300m高度值的4倍左右,两个高度上辐射量的显著差异,反映了程辐射的可能量级及由此带来的大气影响的可能程度。大气(包括气溶胶及气体分子)对辐射的消光,包括吸收和散射,会使地表反射的信号受到衰减。典型情况下,衰减可达5%到30%,对于不同大气状况和不同波段,其程度各不相同。在可见光波段,分子和气溶胶散射的作用占绝对优势,而在近红外波段,水汽吸收的作用也很大(图2)。在可见光及近红外区,大气的另一种影响是引入了环境的影响,被环境反射的辐射本不在传感器视场内,但大气散射使其中一部分进入了传感器视场,这种影响对具有较高空间分辨率的传感器及像元与环境反差较大时尤其严重^[3-5]。大气在可见光及近红外波段的作用,使图像的灰度级被压缩,低反射像元获得了额外的程辐射,而高反射像元由于程辐射不足以抵消大气的消光而使灰度级降低。同时,

低反射像元如果被高反射环境所包围,其灰度将提高,反之,像元的灰度将降低,大气的这种作用类似于对空间变化的信号做了低通滤波,因此降低了图像的对比度,模糊了地物间的界线。

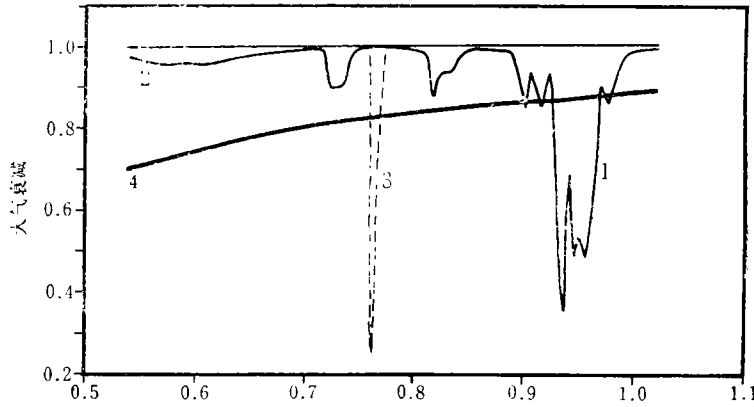


图 2 可见光近红外波段大气衰减 (US-1976 标准大气及大陆霾 23km)

1——大气吸收; 2——臭氧吸收; 3——CO₂ 等均匀混合气体吸收; 4——分子及气溶胶散射

Fig. 2 Attenuation of atmosphere in visible and near infrared bands

在热红外波段,由于大气散射作用极微,不必考虑。在这个波段大气影响主要包括:(1)对地表热辐射的衰减,在 NOAA-AVHRR 4 和 5 通道的主要响应区,模拟计算的标准大气的透过率在 70% 到 80% 之间。对中纬度夏季大气模型,由于水汽含量较多,透过率迅速降低(图 3)。(2)大气向上热辐射,如同与可见光及近红外波段的后向散射一样,不携带有任何地表信息,但它对总辐射

的贡献可能比后向散射的相对影响更严重。表 1 给出了地表温度为 0℃ 及发射率为 0.95 时地表热辐射、大气热辐射及地表反射的辐射对大气顶处总辐射贡献的比率。表中包括了 MLS (中纬度夏季模型), MLW (中纬度冬季模型)及 STD (US-1976 标准大气) 三种大气模型 NOAA-AVHRR4 和 5 通道的模拟计算值,从中可以看出大气热辐射的影响可能是很大的。对于地表温度反演, Kiang^[6] 的研究表明,依赖于不同的温度和大气水汽含量,测量误差可达 30%,典型的误差在 15% 至 20% 之间。表 2 摘录了 TELLUS 遥感试验 HCMM 应用调查第四部分表 III.4.3 的一部分^[7]。两行数据分别对应着地表及卫星测量的辐射温度,它们之间的差反映了大气影响的程度。该表包括了近两年时间内 HCMM 对多达 27 天的多种地物的对

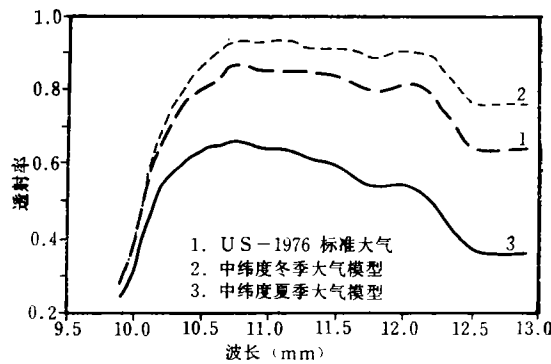


图 3 热红外波段模型大气透过率

1——US-1976标准大气; 2——中纬度冬季大气模型; 3——中纬度夏季大气模型

Fig. 3 Spectral transmittances of model atmospheres in thermal infrared bands

比观测数据,因此,较好地反映了一般情况。

卫星测量的定量反演涉及到仪器定标和大气校正。对 NOAA 卫星的仪器定标,有关的文献已有报道^[7-10]。这里就大气校正的一般原理、方法和局限性作一简单讨论。

表 1 热红外波段各辐射成分对总辐射的贡献

(NOAA-11, $\epsilon = 0.95$, $TS = 0^\circ\text{C}$)

Table 1 The attribution of all radiative gradients to the total radiation in thermal infrared bands

Model	CH4(%)			CH5(%)		
	Ls	Lu	Ld	Ls	Lu	Ld
MLS	58.3	39.8	1.9	48.2	50.0	1.8
MLW	90.4	9.0	0.6	87.7	11.4	0.8
STD	82.7	16.2	1.1	78.4	20.3	1.3

Ls: 地表热辐射, Lu: 大气向上热辐射, Ld: 地表对大气热辐射的反射

表 2 地表测量与卫星测量辐射温度的比较($^\circ\text{C}$)

(HCMM 热红外波段范围: $10.5-12.5\mu\text{m}$)

Table 2 Comparison between ground measured and satellite sensed brightness temperature (spectral range of HCMM thermal infrared band: $10.5-12.5\mu\text{m}$)

T_g	8.6	14.1	12.5	16.9	18.3	15.7	18.3	39.8	49.0
T_{sat}	9.0	10.4	13.3	6.1	11.9	10.5	14.1	25.0	30.9
T_g	18.6	15.1	17.7	18.6	41.3	53.0	15.0	22.0	35.0
T_{sat}	10.9	8.7	9.1	14.4	20.8	27.5	11.0	16.0	27.0
T_g	50.0	9.9	13.6	28.9	50.3	18.7	17.2	16.2	-3.0
T_{sat}	36.0	6.	7.9	19.4	25.6	15.7	10.5	11.8	-7.3
T_g	10.0	22.4	14.9	16.3	18.1	18.1	17.6	17.4	17.4
T_{sat}	3.5	8.6	9.2	5.3	8.9	15.2	8.7	10.3	8.8

T_g : 地面测量辐射温度, T_{sat} : 卫星测量辐射温度

总体来看,进行大气影响校正有实验方法和理论(辐射模型)方法两大类。实验方法概念明了、简单,易于控制,多用于一次性研究或作为其它研究的辅助工作,如在仪器定标中就需要用到。这种方法以同步测量为基础,其应用的场合有限,这里不再赘述。

以辐射模型为基础的理论方法,要求估算地气系统的辐射状况及大气的各光学参数。一种方法是通过求解大气辐射传输方程,如 Rudoff Richter^[11],他使用不同的标准大气模型、不同的气溶胶模型及太阳高度角和地面高程,建立了一组经验校正算法,进行初步校正。Sujit Basu^[12]等从辐射传输方程导出了一个地表反照率与卫星测量之间的三次多项式关系,其系数由离散纵标法计算获得。计算中使用了标准大气和气溶胶模型,其结果表明,当选择了合适的大气和气溶胶模型时,反演结果与地面实测值非常靠近。

在反照率的反演中,直接基于图像本身来估算大气辐射状况或寻求卫星测量与地面反射间的关系是另外的一类方法。Dark-object subtraction^[13]方法是其中之一,这种方法提取待校正图像中灰度最小的像元来获得大气程辐射量,它没有考虑到大气衰减的影响,很适合于反照率低的表面。Yuri Mekler^[14]提出了另一种基于图像来校正图像的方法。他们导出了如下的波段平均关系:

$$I_A = I_0 + \bar{a}\bar{A} + \bar{b}\bar{A}^2 \quad (1)$$

其中, I_A 为卫星测量辐射强度, \bar{A} 为波段平均反射率, I_0 表示了大气程辐射, \bar{a} 及 \bar{b} 都是待定系数。如果能够独立确定三个点的 \bar{A} 值,那么可以解出 I_0 , \bar{a} 及 \bar{b} 值并用这个关系来校正整幅图像。这个方法假定整幅图像的大气状况是恒定的,而且,大气作用与观测角和太阳高度角所存在的关系,使这个方法只能在小范围内应用。其它的方法还很多,但在原理和方法上都具有相似之处^[15,16]。

在海平面温度反演中,分裂窗技术取得了很大成功^[17],反演误差可以小于 0.7°C 。但在将该技术推广到陆地温度反演时,由于陆面状况在空间上不均匀、地物类型复杂以及陆面温度与近地面气温之间差异较大,使这一方法的推广遇到困难。有关研究表明^[18],对陆面温度反演只能导出局地的分裂窗方法。在过去大量的研究中,一直认为分裂窗算法的系数不依赖于当时当地的大气状态,但 Jose A. Sobrino 的研究却得出了与此不符的结论。他指出,如果忽略对水汽的时空变化,将引起至少 1°C 的误差。上述讨论表明,由于陆面状况的空间差异不能导出全球尺度的分裂窗方法,而且由于对大气状况的依赖性及其大气状况的时间变化性,即使对局地也不能导出永远适用的分裂窗校正算法。当然,精确的校正仍然是可能的。J. Labed 等在 HAPEX 遥感试验中,使用较精细的方法对一个地区的地表温度和发射率进行测量以后,选择合适的大气参数并用辐射传输模型计算了大气辐射量,反演了 AVHRR 4 和 5 两通道的观测值,其结果与地表实测值相当吻合。虽然进行比较的数据较少,但对于用热红外卫星观测数据反演地表温度的工作无疑是一个鼓舞。

3 AVHRR 图像大气影响校正模型

上面讨论了大气影响的一般情况,并对已开展的校正工作进行了简单回顾,提出的方法很多,也取得很多成果。但是由于问题的复杂性,直接借鉴这些方法还存在一些问题,主要是针对性太强,假设或限制太多,因此不宜被推广;使用气候模型或其它常态模型以及非同步的探空资料,将会影响校正的精度;在地表温度的反演中,发射率的影响虽然受到足够重视,但尚无有效的解决办法,等等。

在地表反照率的反演中,为了避免求解散射传输方程的困难,基于图像本身的特点来进行大气校正可能是一个解决问题的简单办法。这类方法要求已知或假定图像中某些像元的反照率值,以此来建立地表反照率和卫星观测值之间的关系,并假定整幅图像具有同样的大气条件,因而能够将这个关系应用到整幅图像中。很显然,这种方法只能适用于较小范围的校正。根据各方面研究情况,我们认为,在进行任何一个通道的校正时,都首先要定量了解当时当地的大气光学特性。由于地面同步测量的方法不能实用,因此只能通过

辐射传输模式,选择合适的实时大气资料,计算地气系统辐射场,建立卫星测量值与地表辐射值的关系,对大气影响进行校正。

应用辐射传输方程来估算地气系统辐射场,关键是选择合适的大气物理参量。这些参量包括大气温度、气压及水汽、臭氧等气体成分的廓线。无线电探空网是一个实时资料的可能来源,但是探空网资料固有的缺陷使其在这方面的应用很困难,这些缺陷包括:(1)网点太稀,分布不均匀;(2)在时间上不能与卫星观测同步;(3)费用太高,资料的收集也存在一定困难,影响进行快速校正。而 NOAA 星载垂直探测系统(TOVS: Tiro_s Operational Vertical Sounder 包括 HIRS, SSU 及 MSU)却能提供完全同步的大气垂直廓线资料,并具有较高的水平分辨率及一定的垂直分辨率。探空资料在一时一地可具有较垂直反演资料更高的精度,但由于大气随时间、空间变化,特别是具有重要意义的水汽分布的变化极大,因此由非同步同地的探空资料来推算卫星过顶时的大气状况将会产生

难以估计的误差。以目前我国探空网的情况看,全国仅 100 个左右的探空站,且绝大部分的观测时次仅两次,即北京时间 19 点和 07 点,但 NOAA 卫星四次资料中的午后和凌晨两次资料更有意义,因为这两个时次将反映一天中地表温度、辐射能量等重要参数的极端值。鉴于上述原因,我们舍弃了表面上精度高的探空资料而使用 TOVS 资料来取代它,以求得总体上更好的效果。这项工作,很有意义。从发展的观点看,垂直反演在技术上和方法上在不断进步,研究工作也在开展,因此 TOVS 资料的精度将不断提高,它的任何进步都将使 AVHRR 大气影响校正直接获得益处。从另一角度讲,大量增加探空站数量和探空时次则几乎是不可能的事情。因此,以 TOVS 资料取代探空资料将是必然的趋势。图 4 为黄淮海平原地区探空站分布情况,整个地区布站仅 10 个左右,但同一地区 TOVS 网点的密度几乎是探空站密度的 10 倍。

上述讨论表明,TOVS 资料是实时大气资料的很好来源。但是,气溶胶对 AVHRR 第一,第二通道具有

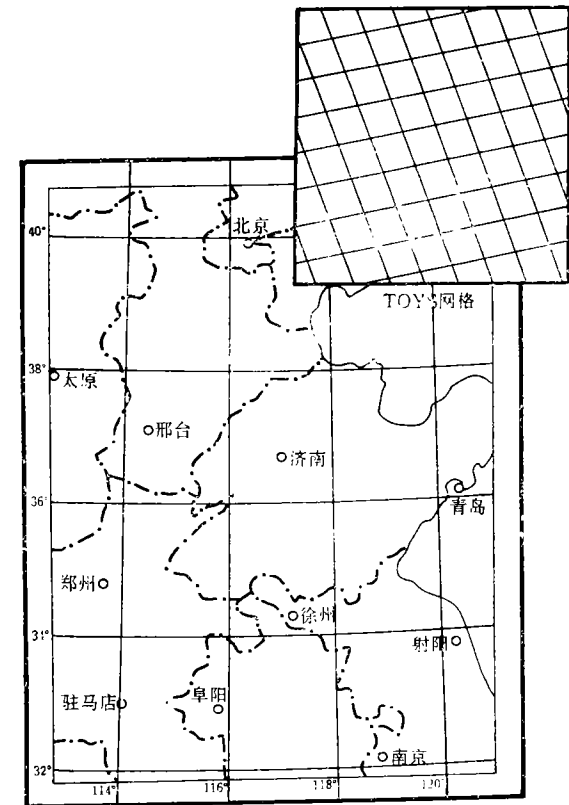


图 4 黄淮海平原地区探空站分布及 TOVS 网格
(TOVS 网格取自 1992-02-24 TOVS 资料)

Fig. 4 The distribution of radiosonde stations and the grid of TOVS data in North China Plane

(The grid of TOVS data is extracted from TOVS data of Feb. 24, 1992)

更大的影响,因此必须加以考虑。然而,就目前情况来看,获取实时气溶胶资料还很困

难。有的研究直接从 AVHRR 图像中提取一些气溶胶光学参量^[13],或者从连续多个时相的 AVHRR 图像中来估计气溶胶光学参量^[19],但是,这些方法在实际操纵上都存在一些困难。因此目前我们将使用 TOVS 资料,并结合气溶胶模型,通过辐射传输模型来计算地气系统辐射场,进行大气影响校正。

大气辐射传输理论是用理论方法进行遥感图像大气影响校正的理论基础。它的应用基于具体的大气模型和边界模型。由于地表及大气的辐射过程及物理状态都很复杂,因此,有必要定义合适的模型以使问题得到简化。在这里我们将首先假定一些简单的情况并在将来的工作中考虑更复杂的情况。本文将假定:(1)没有云的影响;(2)地表具有朗伯反射特性。

在定义辐射传输模型前,我们首先讨论一下有关 AVHRR 观测系统的几何问题。AVHRR 的扫描角极大($\pm 55^\circ$),扫描带宽达 2800km,这样 AVHRR 资料的时频较高,覆盖面大。但另一方面,也使我们不得不认真考虑一些几何问题,包括太阳高度角和卫星观测角的计算,以及对卫星轨道参数的处理等问题。为了尽可能使问题简化而又能考虑到上述特点,我们将地球视为标准球体来处理,而对地球半径、卫星轨道高度及倾角等等参数进行局地修正。

AVHRR 大的扫描角及中纬度地区可能存在的低太阳高度角很可能引起另一个问题,即大气折射效应的影响,主要反映在光学路径加长而使吸收体质量增加以及对太阳和卫星的局地天顶角的影响上。为此,我们对大气模型进行了模拟计算,以了解大气折射可能的影响程度。进行模拟的条件是:

- (1) 大气模型: 中纬度夏季模型大气;
- (2) 波长: $0.63\mu\text{m}$, $0.86\mu\text{m}$, $10.8\mu\text{m}$, $11.9\mu\text{m}$;
- (3) 大气底天顶角 θ_0 : 5° , 20° , 35° , 50° , 65° ;
- (4) 模拟项目: 7 种成分的吸收质量及大气顶的天顶角变化。图 5 所示为折射几何图。模拟结果表明,折射影响随波长变化不大,因此只在表 3 中给出影响最大的波长的结果。对吸收质量的影响,最大的是臭氧质量,相对误差小于 0.15%。水汽是大气对图像影响贡献最大的成分之一,其吸收质量的增加小于 0.3%。对局地天顶角的影响更小。基于上面的结果,在进行大气影响校正的过程中,将不再考虑大气折射的影响。

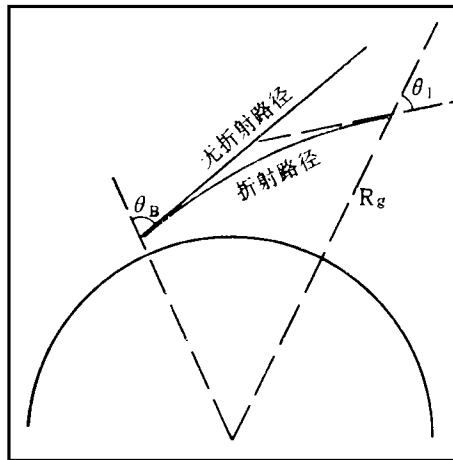


图 5 大气折射效应

Fig. 5 Effects of atmospheric refraction

在大气的众多成分中,水汽在热红外 ($10.5\text{--}12.5\mu\text{m}$) 及近红外 ($0.68\text{--}1.1\mu\text{m}$) 波段都是主要的吸收体。臭氧在热红外波段的边缘有较强的吸收,但由于已处于 4 和 5 通道的低响应区,因此,其作用远低于水汽。均匀混合气体成分 (CO_2 , O_2 , CH_4 , CO , N_2O) 在 $0.76\text{--}0.77\mu\text{m}$ 之间有一个吸收区,在热红外两个波段的两个边缘区也有弱吸收。在可见光及近红外波段,大气分子及气溶胶散射起了主要作用。根据上述分析,在所有波段将

表 3 折射效应对吸收体质量及局地天顶角的影响
Table 3 Influence of atmospheric refraction on absorber mass and local zenith angle

角度	H ₂ O	O ₃	CO ₂	N ₂ O	CO	CH ₄	O ₂	局地天顶角
5	无折射	0.200E-02	0.512E+00	0.435E-03	0.740E-04	0.903E-03	0.237E+03	0.492E+01
	有折射	0.200E-02	0.512E+00	0.435E-03	0.740E-04	0.903E-03	0.237E+03	0.492E+01
	相对误差	0.198E-05	0.105E-05	0.100E-05	0.118E-05	0.967E-06	0.839E-06	0.276E-03
20	无折射	0.212E-02	0.543E+00	0.461E-03	0.785E-04	0.957E-03	0.251E+03	0.197E+02
	有折射	0.212E-02	0.543E+00	0.461E-03	0.785E-04	0.957E-03	0.251E+03	0.197E+02
	相对误差	0.336E-04	0.176E-04	0.176E-04	0.176E-04	0.173E-04	0.176E-04	0.287E-03
35	无折射	0.243E-02	0.623E+00	0.528E-03	0.901E-04	0.110E-02	0.288E+03	0.344E+02
	有折射	0.243E-02	0.623E+00	0.528E-03	0.901E-04	0.110E-02	0.288E+03	0.344E+02
	相对误差	0.124E-03	0.648E-04	0.648E-04	0.647E-04	0.648E-04	0.649E-04	0.315E-03
50	无折射	0.309E-02	0.793E+00	0.673E-03	0.115E-03	0.140E-02	0.366E+03	0.490E+02
	有折射	0.309E-02	0.793E+00	0.673E-03	0.115E-03	0.140E-02	0.366E+03	0.490E+02
	相对误差	0.357E-03	0.187E-03	0.187E-03	0.187E-03	0.187E-03	0.187E-03	0.371E-03
65	无折射	0.464E-02	0.120E+01	0.102E-02	0.174E-03	0.212E-02	0.554E+03	0.632E+02
	有折射	0.465E-02	0.120E+01	0.102E-02	0.174E-03	0.212E-02	0.555E+03	0.632E+02
	相对误差	0.113E-02	0.597E-03	0.597E-03	0.597E-03	0.597E-03	0.598E-03	0.495E-03

(吸收体质量 g/cm², 波长 0.63μm)

考虑水汽、臭氧及均匀混合气体的吸收,并在可见光及近红外波段进行多次散射的计算。

由于 TOVS 反演资料的网点(约 $75 \times 75 \text{km}$)较密,对单点 TOVS 资料的计算采用平面平行大气模型是很好的近似。在具体计算的过程中,将大气按照 TOVS 的 40 个标准层进行分层,并认为每层大气是均匀的,仅层与层之间产生变化。

在可见光及近红外波段,每一层的辐射过程由平面平行大气的多次散射方程描述为:

$$\begin{aligned} \mu \frac{dI(\tau, \varrho)}{d\tau} = & I(\tau, \varrho) - \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} \int_{4\pi} I(\tau, \varrho') P(\varrho, \varrho') d\varrho' \\ & - \frac{\tilde{\omega}}{4\pi} \pi F_0 P(\varrho, -\varrho_0) \exp(-\tau/\mu_0) \end{aligned} \quad (2)$$

其中: $I(\tau, \varrho)$ 为光学厚度 τ 处, ϱ 方向的辐射强度; $\tilde{\omega}$ 为该层大气的单次散射反照率; $-\varrho_0$ 为太阳入射方向,负号表示向下; μ_0 为太阳天顶角余弦; πF_0 为大气顶的太阳辐射通量; P 为散射相函数。

物理上,层与层之间的辐射量是连续的,由连续性条件描述为

$$I^l(\tau^l, \mu) = I^{l+1}(\tau^l, \mu) \quad l = 1, 2, \dots, N, N \text{ 为总的层数} \quad (3)$$

在大气顶不存在漫射辐射,因此:

$$I^1(0, -\mu) = 0 \quad (4)$$

在大气底,已假定地表为朗伯反射面,地表向上的漫射强度为:

$$I^N(\tau^N, +\mu) = \frac{A_s}{\pi} [F_{dij}^+(\tau^N) + \mu_0 \pi F_0 \exp(-\tau^N/\mu_0)] \quad (5)$$

其中, A_s 为地表漫反射率,而

$$F_{dij}^+(\tau^N) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 I(\tau^N, -\mu, \varphi) \mu d\mu d\varphi \quad (6)$$

为大气底向下的漫射通量。上面的散射方程及连续性条件和边界条件完整地描述了整个地气系统的辐射场。需要说明一点,上面各式中的辐射量都是波长的函数,但为简单没有写出波长。地表的漫反射是随波长变化的,但由于卫星观测在一个波段内只能获得一个值,不可避免地,仅有单参数的波谱反射模型可以使用,在这时,将假定在整个波段内其值是恒定的。

在热红外波段,忽略散射的作用,并与可见及近红外通道一样,使用平面平行大气模型。其辐射场由下面的平面平行大气的热红外传输方程描述:

$$\begin{aligned} L_\lambda(\theta) = & \varepsilon_\lambda B_\lambda[T(P_s)] \tau_\lambda(P_s, \theta) + \frac{1 - \varepsilon_\lambda}{\pi} F^+(P_s) \tau_\lambda(P_s, \theta) \\ & + \int_{P_s}^0 B_\lambda[T(P')] \frac{d\tau_\lambda(P', \theta)}{dP'} dP' \end{aligned} \quad (7)$$

其中: $L_\lambda(\theta)$ 为大气顶 θ 方向的辐射强度; ε_λ 为地表发射率; $B_\lambda(T)$ 为普朗克函数; $T(P_s)$ 为地表温度; $T(P)$ 为 P 气压处空气温度; $\tau_\lambda(P, \theta)$ 为沿 θ 方向,从气压 P 处到大气顶的透过率;

$$F^+(P_s) = \int_0^{2\pi} \int_0^1 L_\lambda(P_s, -\mu) \mu d\mu d\varphi$$

为大气向下辐射通量。方程中右边第一项为地表热辐射量;第二项表示了地面反射量对

总辐射的贡献; 第三项表示了大气热辐射向上部分对总辐射的贡献。至此已定义了可见光和近红外波段以及热红外波段的辐射传输模型, 它们的应用将另文讨论。

参 考 文 献

- [1] NOAA, Appendix B to NOAA TM107 for NOAA-H/11.
- [2] Y. J. Kaufman, T. W. Barke. Fields experiments for measurements of the radiative characteristics of a havy atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**(11):1135—1151.
- [3] Y. J. Kaufman. Effect of the earth's atmosphere on contrast for zenith observation. *J. Geophi. Res.*, 1979, **84**(C6)
- [4] D. Tanre, P. Y. Deschamps, P. Duhaut and M. Herman. Adjancncy effcts produced by the atmospheric scattering in thematic mapper data. *J. Geo. Res.*, 1987, **92**(D10):12000—19006.
- [5] P. Reiniger. HCMM satellite data calibration and atmospheric corrections, Heat capacity Mapping Mission, Investigation. No. 25 (Tellus project), pp. 177—190.
- [6] R. K. Kiang. Atmospheric effects on TM measurements: characterization and comparison with effects on MSS. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 1982, GE-20:365—370.
- [7] 范天锡. 气象卫星数据的定标. 遥感信息, 1988,(2): 16—17.
- [8] 龚家龙. NOAA 卫星 1B 磁带的数据处理和墨卡托图像. 遥感信息, 1987,(3): 18—20.
- [9] Peter Abel. Prelaunch calibration of the NOAA-11 AVHRR visible andnear-IR channels. *Rem. Sens. Environ.*, 1990, 31:227—229.
- [10] B. N. Holben, Y. J. Kaufman and J. D. Kendall. NOAA-ACHRR visible and nera-IR in flight calibration. *Int J. Rem. Sens.*, 1990, **11**(8):1151—1519.
- [11] Rudolf Richter. A fast atmospheric correction algorithm applied to landsat images. *Int. J. Rem. Sens.* 1990. **11**(1):159—166.
- [12] Suijit Basu et al. A model for retrieval of surface spectral reflectance from satellite radiance measurements using realistic atmospheric aerosol profiles. *Int. J. Rem. Sens.*, 1990, **11**(3):395—497.
- [13] P. S. Chavez. A improved dark-object subtraction techniques for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Rem. Sens. Environ.*, 1988, **24**:459—479.
- [14] Y. Mekler and J. H. Joseph. Direct determination of surface albedo from satellite imagery. *J. Clim. Appl. Meteo.*, 1983, **22**:530—536.
- [15] G. Dedieu, P. Y. Deschamps and Y. H. Kerr. Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to meteosat data. *J. Clim. Appl. Nleteo.*, 1987, **26**:79—87.
- [16] B. Pinty and D. Ramond. A method for the estimate of broadbanddirectional surface albedo from a geostationary satellite. *J. Clim. Appl. Meteo.*, 1987, **26**:1709—1722.
- [17] E. P. McClain, W. G. Pichel and C. C. Walton. Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperatures. *J. Geophi. Res.* 1985, **90**(C6):11587—11601.
- [18] F. Becker. The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. *Int. J. Rem. Sens.* 1987, **8**(10):1509—1522.
- [19] Yoram J. Kaufman. Satellite Sensing of Aerosol Absorption. *J. Geophy. Res.*, 1987, **92**(D4): 4307—4317.

A Research on the Method and Computer Program of Correction of Atmospheric Effects on NOAA-AVHRR Image

Part One: Principle and Model

Qin Yi Tian Guoliang

(Institute of Remote Sensing Application, Chinese Academy of Sciences)

Abstract Atmospheric effects is one of the main obstacle to the application of remote sensing. In this paper we have first analysed the various effects of atmosphere and illustrated its possible extent, then we have summerized, from principle and mothod, the classical algorithms published. From these analyses we think, to correct the effects of atmosphere, we must first acquire the condition of atmosphere quati-tatively, which is very important. For this reason, we will use NOAA on-board sounder system data named TOVS data, and aerosol model, by means of atmosphere transfer model, build up the relationship between the radiance of earth surface and the measured value of the satellite and finish the correction of atmospheric effects. In this paper, we will give the detail of ours algorithm, which is very suitable to develope computer program used in convientional works. Afer finishing these work, we can correct atmosphere effects relativly easily.

Key words remote sensing, atmospheric effects, TOVS data, atmosphere transfer model