

用 940 nm 通道遥感水汽总量的可行性试验*

黄意玠 董超华

(国家卫星气象中心,北京 100081)

提 要

在 940 nm 水汽弱吸收带和其附近窗区选取若干探测通道,采取不同通道组合,模拟计算通道反射率比值,并建立了该比值与水汽含量之间的统计关系。用探空观测独立样本检验水汽含量模拟计算结果,相对误差小于 6%。

关键词: 卫星遥感 水汽总量 对比检验

引 言

大气水汽是影响天气过程的重要因素,因此一直是气象卫星的重要探测项目。但是由于大部分水汽分布在低层大气,使气象卫星常用的热红外探测方法遇到困难^[1]。20 世纪 70 年代末以来一些科学家探索用近红外波段遥测整层大气的水汽总量,如法国的 R. Frouin^[2]于 1979 年和 1980 年在 940 nm 水汽吸收带选择了两个光谱通道(中心波长均为 936 nm,宽度分别为 17 nm 和 45 nm)进行飞机试验,推算出水汽总量。与探空资料比较,结果表明该试验的误差约为 15%。80 年代中、后期美国也开展了类似研究^[3~5],首先研制了机载成像光谱仪 AVIRIS,并在地表特征不同的区域进行了观测试验。他们用 940 nm 附近的水汽吸收通道测值和邻近的无水汽吸收的窗区通道测值相比推算水汽总量,所得结果与其平均值的标准差可达 $\pm 5\%$ 。1999 年我国成功发射 FY-1C 气象卫星,其携带的 10 通道扫描辐射计也选择了 940 nm 水汽吸收通道。我国的 FY-3 号气象卫星也将在 940 nm 吸收带选用多个通道探测水汽。

我国和国外虽都利用 940 nm 水汽吸收带,但所选的具体通道位置和宽度不尽相同,另外法国和美国在水汽总量的算法上也不一样。法国采用宽度不同的两个吸收通道的差异求得水汽总量,美国则是用水汽吸收通道与无水汽吸收的窗区通道比值求得水汽总量。我们则是结合我国所选通道及多通道组合进行试验研究。模拟结果表明,文中所选的近红外通道可以用来探测大气水汽总量,用独立样本检验模拟计算的水汽总量,其相对差在 6% 以内。

1 可行性分析

940 nm 水汽吸收带处于近红外波段,卫星在该波段接收的辐射是地-气系统反射和

* 本研究得到 FY-3 气象卫星预演课题资助。

2000-11-21 收到,2001-07-25 收到修改稿。

散射的太阳辐射,可表示成:

$$L = \frac{\mu_s E_s}{\pi} \rho \tau + L_p \quad (1)$$

其中 L 代表卫星的辐射测值, μ_s 是太阳天顶角 θ_s 的余弦, E_s 是大气外界的太阳辐照度, ρ 是地表反射率, τ 是整层大气透过率。式(1)第 1 项代表直射太阳辐射经地表反射和大气透射后对卫星传感器的贡献,第 2 项 L_p 来源于大气对太阳辐射的散射,通常叫做程辐射。在晴朗无云、能见度较高(例如在 20 km 以上)即气溶胶含量少的情况下,程辐射主要产生于单次散射,多次散射对程辐射的贡献可忽略不计,于是假设式(1)中第 2 项正比于第 1 项,即

$$L = \frac{\mu_s E_s}{\pi} \rho \tau (1 + \text{常数}) = K \frac{\mu_s E_s}{\pi} \rho \tau \quad (2)$$

其中 K 为比例常数。上式中的 $\frac{\mu_s E_s}{\pi}$ 代表自外空入射到大气顶的辐亮度, L 则代表自大气顶射出到外空的辐亮度。用 $\frac{\mu_s E_s}{\pi}$ 除上式两边则得到

$$\alpha = K \rho \tau$$

式中 α 应代表地-气系统的反射率。由于 940 nm 附近存在水汽吸收带,因此影响大气透过率 τ 的主要因素除气溶胶散射外还有水汽吸收,而且可以认为这两种过程各自独立。与这两种过程比较,分子散射的影响在此波段可以忽略。由此, τ 可近似表示为

$$\tau = \tau_a \tau_{wv}$$

τ_a 、 τ_{wv} 分别代表气溶胶和水汽的透过率。因此则有

$$\alpha = K \rho \tau_a \tau_{wv} \quad (3)$$

式(3)表明在水汽通道卫星测到的反射率 α 是大气气溶胶消光、水汽消光和地表反射共同作用的结果。为了从卫星信号中提取大气水汽含量的信息,必须将气溶胶消光和地表反射的影响消除。大气散射和地表反射与水汽吸收的最大差异是它们随波长变化的规律明显不同。水汽吸收有明显的波长选择性,而大气的散射和地表反射却是波长的缓变函数。在水汽吸收带附近相差不大的波长上,水汽吸收可以剧烈变化,而散射系数和地表反射率变化很小。因此虽然我们难以求得卫星某一吸收通道上的 τ_a 和 ρ ,但是可以认为它们与邻近通道上的 τ_a 和 ρ 近似相等。按照这一想法,我们可以选两个或多个光谱通道,用不同通道的反射率之比来消除散射和地表反射的影响,从而分离出水汽信息。也就是说选取一个水汽吸收通道,再选取一个非水汽吸收通道或在吸收带两侧各选一个非水汽吸收通道,这时对水汽吸收通道有

$$\alpha_{\text{H}_2\text{O}} = K_{\text{H}_2\text{O}} \rho \tau_a \tau_{wv} \quad (4)$$

对非吸收通道有

$$\alpha_1 = K_1 \rho \tau_a \quad (5)$$

或

$$\alpha_2 = K_2 \rho \tau_a \quad (6)$$

将两个通道或 3 个通道的反射率相比,得到比值

$$r_2 = \frac{\alpha_{H_2O}}{\alpha_1} = \frac{K_{H_2O}}{K_1} \tau_{wv} \tag{7}$$

或

$$r_3 = \frac{\alpha_{H_2O}}{(\alpha_1 + \alpha_2)/2} = \frac{2 K_{H_2O}}{K_1 + K_2} \tau_{wv} \tag{8}$$

比值 r_2 或 r_3 可由卫星测值得到。探测通道确定后,系数 $\frac{K_{H_2O}}{K_1}$ 或 $\frac{2 K_{H_2O}}{K_1 + K_2}$ 应有确定的值。如果 τ_{wv} 与水汽总量的关系为已知,则可从卫星测值计算出水汽总量。为了验证以上的分析,我们作了模拟计算试验。

模拟试验分两步进行。第 1 步在 940 nm 水汽吸收波段以及邻近的窗区波段选取若干光谱通道,给出若干大气温、湿压廓线,气溶胶廓线和地表反射率数据,以及太阳和观测者的位置参数,将所有数据输入合适的辐射传输模式,计算地-气系统反射率 α ,按照式(7)或(8),计算 r_2 或 r_3 值。第 2 步用相当数量的通道反射率比 r_2 或 r_3 以及水汽总量样本进行拟合,建立 r 与水汽总量间的统计关系,再将检验样本的通道反射率比值代入所建立的统计关系,求出检验样本的水汽总量,并分析其结果。

本次试验中共选用了 6 个通道,即 CH1 ~ CH6。其中 CH1 ~ CH4 是水汽吸收通道,中心波长分别为 903 nm、923 nm、943 nm 和 963 nm;CH5 和 CH6 是吸收带两侧的窗区通道,中心波长分别为 863 nm 和 1023 nm。6 个通道的宽度均取 20 nm。把这些通道组成 3 组:①一个吸收通道的反射率 α_1 与一个窗区通道的反射率 α_5 之比,即 $\frac{\alpha_1}{\alpha_5}$;②处于吸收带中心的通道 CH3 的反射率 α_3 与其它 3 个吸收通道的平均反射率之比,即 $\frac{\alpha_3}{(\alpha_2 + \alpha_3 + \alpha_4)/3}$;③CH3 的反射率与两个窗区通道的平均反射率 (α_5, α_6) 之比,即

表 1 各通道组合的通道反射率之比

	$\frac{\alpha_1}{\alpha_5}$		$\frac{\alpha_3}{(\alpha_2 + \alpha_3 + \alpha_4)/3}$		$\frac{\alpha_3}{(\alpha_5 + \alpha_6)/2}$		
	$\rho_c = 0.1$	$\rho_c = 0.5$	$\rho_c = 0.1$	$\rho_c = 0.5$	$\rho_c = 0.1$	$\rho_c = 0.5$	
	陆地	热带大气	0.625	0.616	0.455	0.400	0.166
	中纬度夏季大气	0.673	0.666	0.498	0.454	0.208	0.181
	中纬度冬季大气	0.817	0.817	0.653	0.653	0.402	0.382
	副极区夏季大气	0.719	0.714	0.540	0.507	0.256	0.231
	副极区冬季大气	0.878	0.881	0.736	0.723	0.532	0.517
	标准大气	0.765	0.762	0.592	0.566	0.317	0.295
	$\frac{\alpha_1}{\alpha_5}$		$\frac{\alpha_3}{(\alpha_2 + \alpha_3 + \alpha_4)/3}$		$\frac{\alpha_3}{(\alpha_5 + \alpha_6)/2}$		
	$\rho_c = 0.1$	$\rho_c = 0.05$	$\rho_c = 0.1$	$\rho_c = 0.05$	$\rho_c = 0.1$	$\rho_c = 0.05$	
	海洋	热带大气	0.627	0.636	0.450	0.493	0.164
	中纬度夏季大气	0.675	0.683	0.493	0.530	0.205	0.230
	中纬度冬季大气	0.819	0.821	0.651	0.668	0.401	0.418
	副极区夏季大气	0.720	0.726	0.539	0.567	0.255	0.277
	副极区冬季大气	0.880	0.879	0.735	0.745	0.531	0.544
	标准大气	0.767	0.770	0.591	0.614	0.316	0.336

$\frac{\alpha_3}{(\alpha_5 + \alpha_6) / 2}$ 。然后用 6S(Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) 辐射传输模型^[6]计算这些组合的反射率比值,计算中采用的有关数据和得到的反射率比值列于表 1。

表 1 分陆地和海洋两种情况。海洋上空的大部分气溶胶颗粒是水滴而且含有盐分;陆地上空的气溶胶则不同于海洋,这些气溶胶颗粒也可能有水滴,但更多的是尘埃、烟尘、工业排放物等。两种气溶胶的成分和颗粒大小都不相同,其散射特性也就不同,影响式(3)中的 τ_a 。每种情况又各采用了 6 种大气模式,代表 6 种温、湿、压廓线,即热带大气、中纬度夏季大气、中纬度冬季大气、副极区夏季大气、副极区冬季大气和标准大气。这 6 种模式大气的温度、气压廓线(见图 1)不同,更重要的是所含的水汽总量也不同,依次为 4.120、2.930、0.853、2.102、0.419 和 1.424 g/cm²^[7]。它们影响式(3)中的 τ_{wv} 。以上所用气溶胶的类型模式和模式大气数据都贮存于 6S 模型中,供用户选取。此外,地表反射率 ρ 不同,式(3)左侧的 α 也不同。在海洋区域,因水面反射率很低,我们取表面反射率为 0.1 和 0.05;陆面反射率一般比水体表面高,取 0.1 和 0.5。表 1 中第 3、4 列是弱吸收通道(中心波长为 903 nm)与其附近的窗区通道(中心波长为 863 nm)反射率之比;第 5、

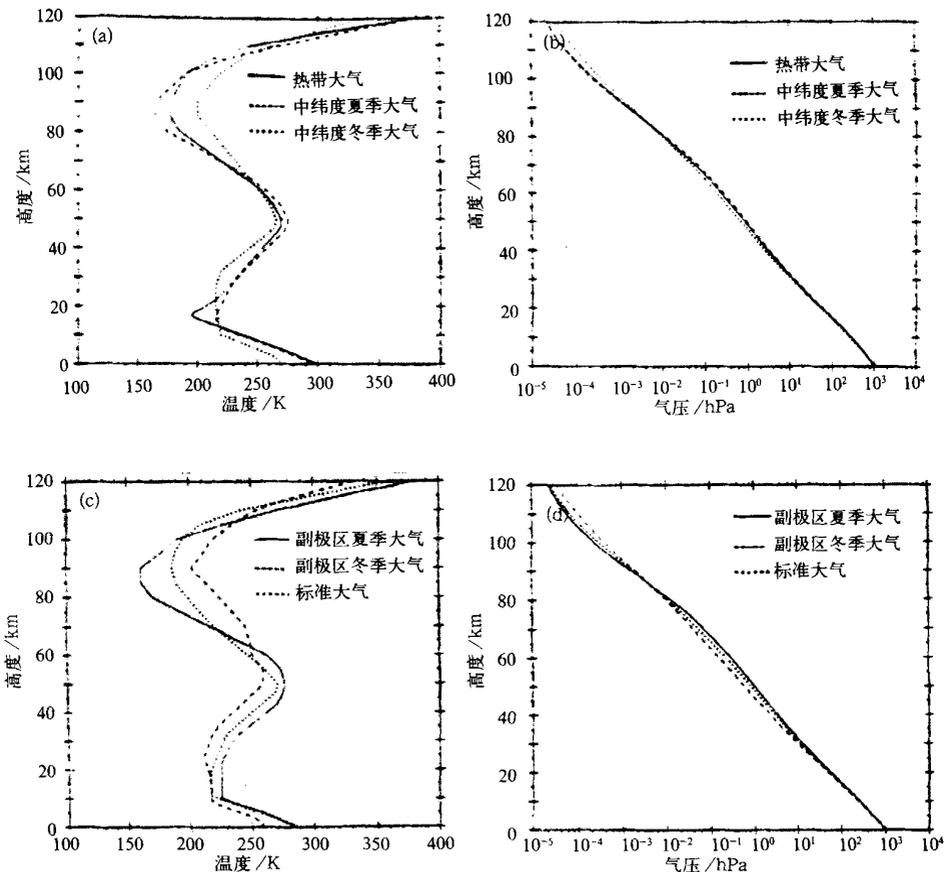


图 1 6 种模式大气温(左)、压(右)廓线

6 列是吸收带中心的通道(中心波长为 943 nm)与其邻近 3 个吸收通道(中心波长分别为 923 nm、943 nm 和 963 nm)反射率平均值之比,这相当于同在吸收区、中心波长相同的一个窄通道与一个宽通道反射率之比;第 7、8 列是吸收带中心的通道(中心波长为 943 nm)与带两侧的窗通道(中心波长分别为 863 nm 和 1023 nm)反射率的均值之比。

分析表 1 可以得到以下两点:1)在气溶胶与温、湿、压廓线都相同的情况下,地表反射率变化只能使通道反射率比发生较小变化。当地表反射率成倍变化时,通道间反射率比的变化幅度较反射率比值本身小一个数量级,甚至更多。这表明所选几种通道组合在较大程度上可以消除掉地表反射率的影响。但 3 种组合的效果有明显差异:CH1 与 CH5 组合的效果最好,另两种稍差。我们认为其原因之一可能是:在第 2、第 3 种通道组合中都采用了很靠近吸收带中心的 CH3,尤其是第 2 种组合全部为吸收通道。而模拟试验中用于辐射传输计算的 6S 模式优越之处在于对散射和地-气耦合的处理,而对气体吸收只作为修正因子,进行了较为简单的近似处理。因此对类似 CH3 通道,由此计算的通道反射率精确程度不是太高,导致通道间的反射率比也不十分精确,如采用其他辐射传输模式进行类似试验,可能有所改进。2)对于 3 种通道组合,我们发现当海洋和陆地的表面反射率均为 0.1 时,由于气溶胶类型不同,造成通道反射率之比的变化也很小,幅度都在 0.005 以下。说明采用这些通道组合,气溶胶的影响也有可能被消除。

综上所述,对于所选 3 种通道组合,地表反射率的变化和气溶胶类型的变化都会引起反射率比值的变化。这两种变化的幅度与通道间反射率之比本身的数值都有数量级的差别。因此我们认为:采用合适的通道组合,可以消除地表反射率和气溶胶的影响,从而把水汽信息从探测资料中分离出来,然后再选用合适的水汽吸收模式推算出水汽含量。

2 大气中水汽总量的计算试验

通过初步的模拟计算和分析可知,利用 940 nm 吸收带测量大气中的水汽在机理上是可能的,采用合适的通道组合,在技术上也是可以实现的。下边我们试图寻求通道反射率比值与水汽总量的关系,以进一步考查这种算法的可用性。

式(7)和式(8)通道间的反射率比值基本上随水汽的透射率函数变化。而通常透射率函数取指数形式,例如,

$$r = bq^a \quad q > 0 \quad (9)$$

或

$$r = ce^{-(a\sqrt{q}+b)} \quad (10)$$

在这次试验中我们从式(9)出发,利用已有的模拟数据,对通道反射率比 r 与大气廓线的水汽含量 q 进行拟合,然后求出系数 a 和 b 。

为便于处理,将式(9)取对数,并用 R 表示式(9)左侧的对数值,则式(9)可改写为

$$R = a \ln(q) + \ln(b) = A \ln(q) + B \quad (11)$$

式中 A 和 B 分别为 $A = a$ 和 $B = \ln(b)$ 。这样,用线性拟合便可求得系数 A 和 B 。在拟合中我们只试验了中纬度夏季和中纬度冬季两种模式大气。但是光路长度不同,路径上的水汽含量也不同,由此计算得到 3 种通道组合的 R 值。表 2 为 R 值以及相应的水汽含

量的对数值 $\ln(q)$ 。然后根据式(11)则得到 3 组具体的拟合公式和曲线,见图 2~4。

表 2 用于拟合通道反射率比与水汽含量曲线的的数据

$\ln(q)$	R					
	$\frac{a_1}{a_5}$		$\frac{a_3}{(a_2 + a_3 + a_4)/3}$		$\frac{a_3}{(a_5 + a_6)/2}$	
	陆地	海洋	陆地	海洋	陆地	海洋
0.5659	-0.1893	-0.1883	-0.4249	-0.3991	-0.8955	-0.8515
0.6087	-0.1941	-0.1926	-0.4333	-0.4069	-0.9143	-0.8694
0.6765	-0.2024	-0.1993	-0.4455	-0.4296	-0.9428	-0.9145
0.7816	-0.2147	-0.2096	-0.4675	-0.4314	-0.9915	-0.9304
0.9396	-0.2358	-0.2287	-0.4997	-0.4558	-1.065	-0.9907
1.800	-0.3799	-0.3694	-0.7262	-0.6535	-1.590	-1.476
1.843	-0.3884	-0.3818	-0.7401	-0.6911	-1.620	-1.546
1.910	-0.4021	-0.3872	-0.7588	-0.6712	-1.664	-1.527
2.013	-0.4226	-0.4057	-0.7887	-0.6867	-1.732	-1.573
2.174	-0.4588	-0.4380	-0.8336	-0.7053	-1.838	-1.641

图中实线代表陆地(Land),另一条曲线代表海面(Ocean)。由图 2~4 知,相关系数大都在 0.99 以上。

在实际应用中式(11)中的 R 可由卫星观测数据计算得到, q 为待求的水汽总含量。在这次试验中我们选用以下 4 个独立样本对水汽总量模拟结果进行检验:

1) 中纬度夏季廓线,太阳天顶角 30°, 大陆气溶胶,地表反射率 0.2;

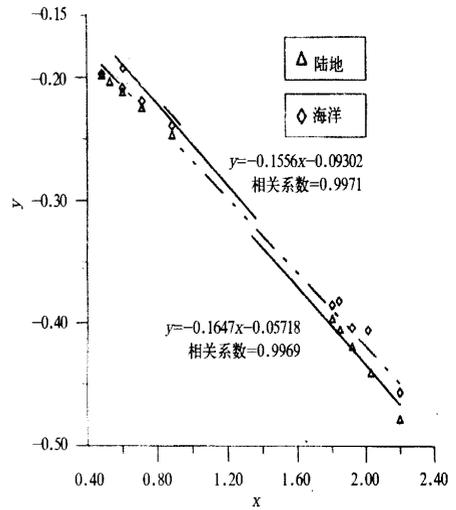


图 2 a_1/a_5 通道组合 $R-\ln(q)$ 的关系 (其中 $Y = R, X = \ln(q)$ 下同)

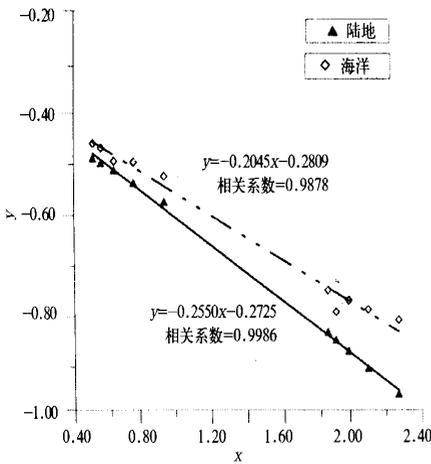


图 3 $\frac{a_3}{(a_2 + a_3 + a_4)/3}$ 通道组合 $R-\ln(q)$ 的关系

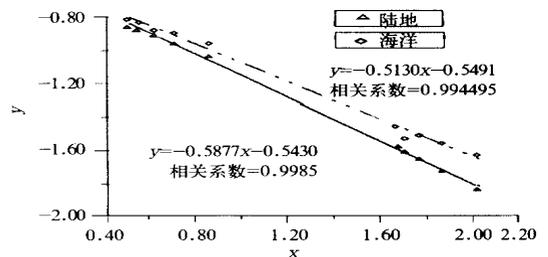


图 4 $\frac{a_3}{(a_5 + a_6)/2}$ 通道组合 $R-\ln(q)$ 的关系

- 2) 中纬度夏季廓线,太阳天顶角 30° ,海洋气溶胶,海面反射率 0.05;
- 3) 中纬度冬季廓线,太阳天顶角 40° ,大陆气溶胶,地表反射率 0.3;
- 4) 中纬度冬季廓线,太阳天顶角 40° ,海洋气溶胶,海面反射率 0.05。

将计算的这 4 个样本的 R 值代入拟合方程推算水汽含量 q , 然后与独立样本中的实际水汽含量 q' (作为真值) 进行比较并分析误差, 结果列于表 3。

表 3 对用公式 $R = A \ln(m) + B$ 反演结果的检验

	中纬度夏季, $\theta_s = 30^\circ$	中纬度冬季, $\theta_s = 40^\circ$
	陆地 6.117	陆地 1.989
	海洋 6.073	海洋 1.959
反演的水汽含量 $q(\text{cm})$	陆地 6.073	陆地 2.020
	海洋 5.574	海洋 1.828
	陆地 6.129	陆地 2.007
	海洋 5.813	海洋 1.875
反演的水汽含量平均值	5.963	1.946
大气廓线实际水汽含量 $q'(\text{cm})$	6.313	1.967
相对误差 P	+5.9%	+1.1%
相对于反演平均值的标准差 σ	0.223	0.078

分析表 3 得到:(1) 反演得到的平均值与真值间的相对误差都在 6% 以下。这就是说,将这种方法用于实际问题时,用不同通道组合的测值进行水汽含量反演,反演结果可基本代表实际大气中的水汽含量;(2) 用 $R = A \ln(m) + B$ 拟合得到的各个计算值与平均值的标准差都较小,说明任一通道组合的结果与平均值的离散都不大。以上模拟结果证明用 940 nm 水汽通道和邻近的窗区通道测值能够反演出大气水汽总含量,而且反演结果是可以接受的。

3 结论与建议

综上所述,我们可以得到以下基本结论:

(1) 选择适当的光谱通道组合,可以从卫星测值中基本消除地表反射和气溶胶散射的影响,从而将水汽信息分离出来。

(2) 估算水汽总量的试验结果表明:用本文模拟试验的 3 种通道组合反演得到的水汽含量都比较接近真值,相对误差也只有百分之几。这一结果是令人满意的,也为我国卫星遥感探测大气柱水汽含量开辟了新的途径。

(3) 当地表反射率为 0.1 而气溶胶类型不同时,3 种通道组合都比较好地消除了气溶胶的影响(表 1)。这是因为气溶胶散射对卫星接收的辐射有双重影响:既可以将辐射自光路中散射出去,使信号削弱;又可将光路外的辐射散射进来,使信号增强。这两种作用对信号的影响是相反的。在气溶胶含量少的情况下,两种影响抵消后已所剩无几,因此不管气溶胶类型是大陆型还是海洋型,其影响之微弱已不足以显著改变卫星接收到的信号,当然也不足以影响通道间的反射率之比。但是,当气溶胶含量增加,例如能见度降低为

5 km 时,情况则不相同^[8],而且式(2)的前提假设已不正确,多次散射的贡献成为不可忽略的因素。也就是说建立式(7)式(8)依据的物理过程在性质上发生了较大变化,采用简单的不同通道相比就难以消除气溶胶的影响,这正是现在这种算法的局限性。要解决低能见度情况的问题只能寻求另外的算法,或者针对气溶胶的类型与含量给出订正结果。

(4) 在晴朗干洁的大气状态,用不同通道相比的方法也难以完全消除地表反射率的影响,要解决这一问题,目前还有困难。在我国,虽有一些植被、森林、土壤、岩石等物体的反射率实测数据,但绝大多数是波长为 $1\ \mu\text{m}$ 以下的值,甚至有的在 $0.9\ \mu\text{m}$ 以下,且是针对具体目标物,例如玉米的反射率、某种树的反射率、某种土壤或岩石的反射率等等。在卫星遥感中面对的观测像元尺度为公里级或几百米,因此这些反射率数据无法直接应用。美国在作类似研究时也只能根据实测的 41 种覆盖物的反射率谱作一定假设,然后从 860 nm 的地表反射率或 860 nm 与 1000 多纳米的地表反射率求出 940 nm 处的地表反射率。结果发现 940 nm 的地表反射率与这些窗区通道的地表反射率之比都在 0.97 以上^[3]。也就是说这些反射率值相互差别很小。因此在我们的模拟计算中暂没考虑地表反射率随波长的变化。由此看出,关于卫星遥感尺度上的地表反射率数据仍然是一个需要解决的问题,这可在卫星资料处理方法的研究中,寻找其它解决办法。

致谢:绘制文中图形时,得到邱红同志热情帮助,在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 曾庆存. 大气红外遥测原理. 北京:科学出版社,1974. 81 ~ 92.
- 2 Frouin R, Deschamps P Y, Lecomte P. Determination from space of atmospheric total water vapor amounts by differential absorption near 940 nm: theory and airborne verification. *J. Appl. Meteor.*, 1990, **29**(6): 448 ~ 460.
- 3 Kaufman Y J, Gao B C. Remote sensing of water vapor in the near IR from EOS/ MODIS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 1992, **30**(5): 871 ~ 884.
- 4 Gao B C, Goetz A F H. Column atmospheric water vapor and vegetation liquid water retrievals from airborne imaging spectrometer data. *J. Geophys. Res.*, 1990, **95**(D4): 3549 ~ 3564.
- 5 King M D, Kaufman Y J, Menzel W P, et al. Remote sensing of cloud, aerosol and water vapor properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 1992, **30**(1): 2 ~ 27.
- 6 Vermote E F, Tanre D, Deuze J L, et al. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 1994, **35**(3): 675 ~ 685.
- 7 Anderson G P, Clough S A, Kneizys F X, et al. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0 - 120 km), AFGL-TR-86-0110. Hanscom AFB, Air Force Geophysics Laboratory, 1986.
- 8 黄意玢,董超华,刘志权,等. 940 nm 水汽通道反射率计算试验. 应用气象学报, 2002, **13**(4): 待发表.

FEASIBILITY EXPERIMENTS ON SOUNDING WATER VAPOR AMOUNT WITH 940 nm SPECTRAL BAND

Huang Yibin Dong Chaohua

(*National Satellite Meteorological Center, SMA, Beijing 100081*)

Abstract

The water vapor amount is simulated through its statistical relation to the ratios of reflectance in several channels, which are selected and grouped from the 940 nm weak water vapor absorption band and the vicinal window region. The simulation results of water vapor amount have an average relative error of 6% by compared with the independent radiosonde observation.

Key words: Satellite remote sensing Water vapor amount Contrast test