论文

近红外比值法在对流层航空遥感数据大气水汽估算中的改进

王靓^{①②}, 赵利民^{①③*}, 赵艳华^④, 谢勇^①, 董建婷^④, 刘景旺^⑤, 余涛^{①③}, 顾行发^{①③}

① 中国科学院遥感与数字地球研究所, 北京 100101;

② 中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100101;

③ 国家航天局航天遥感论证中心, 北京 100101;

④ 北京空间机电研究所, 北京 100094;

⑤ 北华航天工业学院, 廊坊 065000

* E-mail: zhaolm@radi.ac.cn

收稿日期: 2015-03-22; 接受日期: 2015-06-16; 网络出版日期: 2015-11-16

民用航天“十二五”预研项目(编号: D030101)资助

摘要 利用近红外波段大气窗口通道和水汽吸收通道辐亮度比值反演大气柱水汽含量, 是卫星遥感大气水汽估算的通用方法之一. 但对于对流层内的航空遥感水汽估算, 直接套用卫星遥感水汽估算近红外比值法会引入飞行平台到大气顶层水汽的影响. 根据航空遥感成像特征, 利用 Modtran 和热力学初始分析资料(thermodynamic initial guess retrieval, TIGR)大气廓线库数据, 分别构建入射路径上, 航飞高度到地表的水汽透过率与太阳到地表水汽透过率的对数之比 G 与航飞高度内大气水汽与整层大气水汽之比 R , 以及入射路径上的航飞高度到地表的水汽透过率, 与出射路径上地表到入瞳处水汽透过率的对数之比 H 与太阳入射角 θ_s 的函数关系, 结合下垫面特征, 建立对流层航空遥感水汽估算模型. 以 1614 组 TIGR 廓线为输入模拟航飞入瞳处辐亮度, 利用本文模型估算对流层内大气水汽, 并与廓线数据直接计算值对比, 结果表明, 当航飞高度在 1.0~7.0 km 时, 模型估算值的总体精度为 0.22 g/cm², 且精度优于 0.5 g/cm² 的样本占总样本数 95.30%. 利用 2014 年 5 月 28 日郑州上街航空遥感试验获取的影像进行水汽分布估算, 并与同步大气探空数据计算到的水汽进行对比, 结果表明, 各样区估算值与探空值的 RMS 误差为 0.16 g/cm²(12.8%), 且对下垫面覆盖条件的先验了解能够提高模型估算精度. 本文模型消除航空遥感飞行高度以上大气的影响, 增大了模型的精准度与适应性, 为热红外航空遥感数据实时大气校正提供了可靠的输入.

关键词 大气水汽, 对流层, 航空遥感, 近红外比值法, 红外多角度航空相机

引用格式: 王靓, 赵利民, 赵艳华, 等. 近红外比值法在对流层航空遥感数据大气水汽估算中的改进. 中国科学: 技术科学, 2016, 46: 79–90
Wang L, Zhao L M, Zhao Y H, et al. Improvement of near infrared ratio method in troposphere water vapor estimation with airborne remote sensing data (in Chinese). Sci Sin Tech, 2016, 46: 79–90, doi: 10.1360/N092015-00020

1 引言

水汽是大气的重要组成部分之一,是导致天气变化的主要要素。在中/长波红外谱段,水汽对电磁波具有明显的吸收作用,成为红外遥感大气校正需要剔除的主要因素。利用遥感反演可以获得大气柱水汽含量的空间连续分布,其主要方法包括差分吸收法(differential absorption technique, DAT)^[1,2],分裂窗法(split-window technique, SWT)^[3],微波法(microwave techniques, MT)^[4,5]以及近红外比值法(ratio technique, RT)^[6,7]等。其中由于RT法对载荷仪器噪声、大气及地表的变化具有较低的敏感性,是一种较为稳定的卫星遥感水汽估算方法^[8],受到广泛应用。

热红外航空遥感大气校正的核心在于与飞行同步大气水汽信息的获取。通过在热红外遥感器上加载-大气窗口通道(如860 nm附近)和水汽吸收通道(如940 nm附近),可实现红外遥感数据的实时大气校正。我国研制的红外多角度航空相机(multi-angular infrared camera, MAIC)安装了4个谱段,分别为B1(0.845~0.885 μm), B2(0.915~0.965 μm), B3(10.3~11.3 μm)和B4(11.5~12.5 μm),其中B1, B2波段能够用于估算地表到航飞高度的高分辨率水汽空间分布信息,是提高MAIC应用潜力的重要手段。MAIC各通道光谱响应如图1所示。

大气水汽主要集中在对流层以内。对于成像在对流层以上(10 km或更高)的航空遥感,由于水汽含量在高层大气中极为稀少,利用RT法估算水汽的过程与卫星遥感相似^[9]。但是为获取较高分辨率航空影像,热红外航空遥感飞行高度一般位于2~5 km的对流层之内,航飞高度之上的大气水汽不可忽略。如果直接套用卫星遥感水汽估算中的RT法,会额外引入

航飞高度之上水汽吸收造成的影响,从而高估地表到航飞高度之间的水汽,降低大气订正精度。

RT法的核心参数为近红外波段大气窗口通道和水汽吸收通道入瞳辐亮度之比 T_w ,通过建立该比值与水汽的函数关系可以估算水汽空间分布。但是在对流层内, T_w 与水汽的关系是随着航飞高度变化的。选用1614条热力学初始分析资料(thermodynamic initialguess retrieval, TIGR)大气廓线数据,包括陆地与海洋区域,其中编号1~872为热带(tropical)廓线,编号873~1260为温带(mid-lat1)廓线,以及编号1261~1614为温带冬季与亚寒带夏季(mid-lat2)廓线。利用Modtran4.0模拟MAIC在不同航高成像时, T_w 随地面到航高水汽的变化规律,如图2所示。当航高在5 km以上时,航空器之上的大气水汽较为稀薄,对太阳-地表-传感器路径上的水汽透过率贡献较小。对于不同廓线数据,入瞳辐亮度之比与水汽呈现良好的负相关关系,在散点图中的分布相对平缓稳定;当航高在5 km以下时,入瞳辐亮度之比与水汽的负相关关系开始减弱,且不同廓线数据散点图的变化相对剧烈。因此,在利用RT法从对流层(尤其是5 km以内的低空)航空遥感数据中估算水汽时,必须针对太阳-地表-航空器的大气辐射传输路径特征进行算法修正,以消除飞行高度变化对水汽估算精度的影响。

本文根据MAIC工程参数,针对传统比值法在航空遥感水汽估算中的局限性,结合大气辐射传输模拟软件Modtran4.0和TIGR大气廓线数据的垂直分层资料进行模拟,建立考虑航空相机飞行高度及太阳入射角的近红外两通道比值法的对流层航空遥感水汽估算改进模型,并利用模拟数据和实际航空遥感数据,对模型的精度进行验证分析。

图1 MAIC各通道光谱响应

图2 MAIC B2, B1 通道入瞳辐亮度之比 T_w 与地面到航高大气水汽关系散点图

2 近红外水汽反演原理

在 $1\ \mu\text{m}$ 附近的近红外波段, 传感器在某一波长 λ 所接收到的入瞳辐射可简化为

$$L_{\text{sensor}}(\lambda) = L_{\text{sun}}(\lambda)\tau(\lambda)\rho(\lambda) + L_p(\lambda), \quad (1)$$

式中 $L_{\text{sensor}}(\lambda)$ 为传感器入瞳辐亮度; $L_{\text{sun}}(\lambda)$ 为大气顶层的太阳入射辐亮度; $\tau(\lambda)$ 为太阳-地面-传感器路径透过率, 包含了传输路径上的大气吸收信息; $\rho(\lambda)$ 为地表双向反射率; $L_p(\lambda)$ 为路径上分子与气溶胶的散射辐射项. 晴空条件下, 近红外波段大气气溶胶光学厚度很小, 散射辐射 $L_p(\lambda)$ 的作用与(1)式右端第一项直接反射项相比, 可忽略不计^[10], 因此(1)式可表示为

$$L_{\text{sensor}}(\lambda) = L_{\text{sun}}(\lambda)\tau(\lambda)\rho(\lambda). \quad (2)$$

令

$$T_w = \tau_{w_path} \cdot T_{\text{surface}} \cdot T_{\text{sun}}, \quad (3)$$

式中 $T_w = L_{\text{sensor}}(940)/L_{\text{sensor}}(860)$, 为传感器入瞳处吸收通道(940 nm 附近)和窗口通道(860 nm 附近)等效辐亮度之比; $\tau_{w_path} = \tau_{\text{path}}(940)/\tau_{\text{path}}(860)$, 为传输路径上的对应通道等效水汽透过率之比, 其中 $\tau_{\text{path}}(860)$ 作为大气窗口通道透过率, 其值相对稳定且接近于 1(图1), 因此 τ_{w_path} 实际上能表征水汽吸收通道的路径透过率; $T_{\text{surface}} = \rho(940)/\rho(860)$ 为传输路径上的对应通道等效地表反射率之比; $T_{\text{sun}} = L_{\text{sun}}(940)/L_{\text{sun}}(860)$ 为对应通道在大气顶层的等效太阳辐照度之比. 研究发现^[7,8,10], 860 和 940 nm 附近的地物反射率基本相等或成线性变化, T_{surface} 相对稳定; T_{sun} 根据大气层外太阳辐亮度计算获得. 因此水汽的透过率 τ_{w_path} 就可以通过计算 T_w 得到,

进而由 τ_{w_path} 估算大气水汽含量.

3 航空遥感近红外水汽反演算法

3.1 算法设计

τ_{w_ss} , 入射路径上太阳到地表的水汽透过率; τ_{w_sz} , 入射路径上太阳到 MAIC 航空遥感成像高度 Z 的水汽透过率; τ_{w_zs} , 入射路径上 MAIC 所在高度 Z 到地表的水汽透过率; τ_{w_sm} , 出射路径上地表到 MAIC 的水汽透过率; W , 整层大气柱水汽含量; W_z , 地表到航高 Z 区间的大气柱水汽含量

对 940 nm 通道电磁波传输路径(太阳-地表-MAIC)上的水汽透过率 τ_{w_path} 进行分段考虑(以下所涉及透过率均为水汽透过率), 可表示为入射路径上 τ_{w_ss} 与反射路径上 τ_{w_sm} 的乘积, 如下式:

$$\tau_{w_path} = \tau_{w_ss} \cdot \tau_{w_sm}. \quad (4)$$

在入射路径中, 根据辐射传输公式, 水汽透过率可表示为 $\tau_w = \exp(-m h)$, 其中 m 为相对大气质量, 与传输路径及太阳入射角度有关, h 为水汽光学厚度, 与大气水汽的垂直分布有关. τ_{w_ss} 与 τ_{w_zs} 取对数可得到

$$\frac{\ln(\tau_{w_ss})}{\ln(\tau_{w_zs})} = \frac{m_{ss}}{m_{zs}} \cdot \frac{h_{ss}}{h_{zs}}, \quad (5)$$

上式可简化为 G 函数, 与水汽垂直分布 W_v 以及太阳入射角 θ_s 有关

$$\frac{\ln(\tau_{w_ss})}{\ln(\tau_{w_zs})} = G(W_v, \theta_s), \quad (6)$$

$$\tau_{w_ss} = \tau_{w_zs}^{G(W_v, \theta_s)}. \quad (7)$$

同理, τ_{w_zs} 与 τ_{w_sm} 对数比值受到太阳入射角 θ_s , 传感器观测角 θ_o 以及地面到飞行高度水汽含量 W_z 的影响, 定义为 H 函数, 如下式:

$$\frac{\ln(\tau_{w_zs})}{\ln(\tau_{w_sm})} = H(\theta_s, \theta_o, W_z), \quad (8)$$

$$\tau_{w_zs} = \tau_{w_sm}^{H(\theta_s, \theta_o, W_z)}. \quad (9)$$

由(3), (4), (7)和(9)式可得

$$T_w = \tau_{w_sm}^{G \cdot H + 1} \cdot T_{\text{surface}} \cdot T_{\text{sun}}. \quad (10)$$

研究表明^[11~13], 大气水汽透过率 τ_w 和大气可降水量关系可用如下形式表示:

$$\tau_w = \exp\left(-b_0 \sqrt{W_z}\right), \quad (11)$$

式中 b_0 与仪器通道的中心波长和半波宽度以及波段

图3 航空遥感水汽估算模型参数几何关系

响应函数有关. 合并(10)和(11)式可得

$$T_w = T_{\text{surface}} \cdot T_{\text{sun}} \cdot \exp[-b_0 \cdot (G \cdot H + 1) \sqrt{W_z}]. \quad (12)$$

3.1.1 G 函数设计

定义参数 R , 其含义为地表到航高 Z 的水汽 W_z 与整层大气水汽 W 之比

$$R = W_z / W. \quad (13)$$

计算 1614 条 TIGR 廓线下 R 值. 利用 Modtran4.0 模拟太阳入射角为 0° 时, 不同观测高度(1, 3, 5, 7 km)下 MAIC B1, B2 通道的 $\tau_{W_{SS}}$ 与 $\tau_{W_{ZS}}$, 并由(7)式计算得到 $G(W_v, 0)$. 分析 G 与 R 的关系, 绘制散点图, 发现二者表现为明显的幂指数形式($G=aR^b$), 如图 4 所示.

G 不仅受到 R 的影响, 还与太阳入射角 θ_s 有关. 以 TIGR 廓线为样本数据, 当航高 Z 为 3 km 时, 0° 太阳入射角与 60° 太阳入射角下 G 值的差异集中在 $[-0.02, 0.02]$, 该误差对水汽估算影响的敏感性分析见 4.2 节.

3.1.2 H 函数设计

H 函数为地面 S 到航高 Z 之间, 入射路径与出射路径上 940 nm 水汽透过率对数之比, 如(8)式所示. 航空遥感主要以垂直下视成像居多, 本文仅考虑天顶观测($\theta_o=0^\circ$)的情况.

不同航高, 不同廓线可计算出不同的 W_z , 将

图4 基于 TIGR 数据绘制的 $G(W_v, 0^\circ)$ 与 R 关系散点图

TIGR 廓线数据输入 Modtran4.0, 模拟 1, 3, 5, 7 km 航高条件下的 W_z 值以及 MAIC B1, B2 通道的 $\tau_{W_{ZS}}$ 与 $\tau_{W_{SM}}$, 并由(8)式计算得到 H . 模拟不同太阳入射角 θ_s 条件下, H 与 W_z 的关系, 结果如图 5(a)所示. 由图发现 θ_s 对 H 的影响非常显著: H 随着 θ_s 的增大而增大, $H(\theta_s=10^\circ)$ 与 $H(\theta_s=60^\circ)$ 的平均差值可达到 0.4415. 可见对 H 的估算必须考虑太阳入射角的变化. 水汽含量 W_z 的变化对 H 的影响相对较小: 尤其当 θ_s 小于 50° 时, H 几乎不受到水汽变化的影响. 因此在实际计算 H 时可考虑忽略参数 W_z 的影响, 特别针对低太阳入射角条件. 计算图 5(a)中不同 θ_s 时 H 的平均值, 分析 H 与 θ_s 的关系, 结果如图 5(b)所示. 发现二者表现为明显的二次方形式, 即 $H=c_1\theta_s^2+c_2\theta_s+c_3$.

分大气模式考虑, 在太阳入射角为 40° , 50° 时, 忽略水汽含量的影响对估算 H 所带来的误差主要集中在 $[-0.008, 0.008]$ 以内, 在太阳入射角为 60° 时误差范围会增大到 $[-0.012, 0.012]$. 该误差对最终 W_z 估算造成的影响分析见 4.2 节.

3.2 对流层航空遥感大气水汽估算模型

根据上述分析, (12)式可写成

$$T_w = \exp\{\alpha - b_0[G(R)H(\theta_s) + 1]\sqrt{W_z}\}, \tag{14}$$

其中,

$$\alpha = \ln(T_{\text{surface}} \cdot T_{\text{sun}}), \tag{15}$$

$$G(R) = R^{b_1}, \tag{16}$$

$$H(\theta_s) = b_2\theta_s^2 + b_3\theta_s + b_4. \tag{17}$$

利用 Modtran4.0 模拟不同条件下 MAIC B2 与 B1 的入瞳辐亮度比值 T_w , 回归计算得到下垫面为植被(veg), 土壤(soil)条件下不同大气模式对应的 α , $b_0 \sim b_4$, 各参数取值如表 1 所示. 其中, 由于 T_{surface} 与地物覆盖类型有关, 本文考虑了 9 类地物, 包括 4 类植被(针叶林, 落叶林, 草地, 混合植被)和 5 类土壤

(黏土, 粉砂土壤, 粉质黏土, 沙质土壤, 混沙土壤). 其他 Modtran 模拟输入条件包括: 太阳入射角度为 $10^\circ \sim 60^\circ$; 垂直下视观测, 观测高度为 1, 3, 5, 7 km.

4 航空遥感水汽估算误差敏感性分析

4.1 R 值估算误差敏感性分析

本文模型中, R 的估算误差直接影响到 W_z 的估算精度. 定义 W_z 估算误差 δW 如下^[14]:

$$\delta W = |W(R + \delta R) - W(R)|, \tag{18}$$

δR 为参数 R 可能出现的误差, $W(R + \delta R)$ 与 $W(R)$ 为利用 (14) 式分别在 $R + \delta R$ 和 R 下计算得到的水汽含量. 计算过程中选择如下典型条件: 1) 大气模式为 Mid-lat1; 2) 地表覆盖类型为植被. 大部分观测条件下, 入瞳辐亮度之比 T_w 集中在 $[0.2, 0.8]$, 本文设定 $T_w = 0.452$ (为所有观测条件下的平均值), 并选取太阳入射角 θ_s 分别为 20° 和 50° 的情况进行分析(图 6).

由图 6 可看出, 本文算法中 δR 对 δW 的影响较为显著: 典型条件下, 如果 R 的计算误差 $\delta R = 0.05$, 则将

表 1 回归计算得到的 α , $b_0 \sim b_4$

地表类型	大气模式	α	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	R^2
植被	Tropical	0.17173	0.22297	-0.63000	0.00014	-0.00286	1.18203	0.982
	Mid-lat1	-0.07448	0.23504	-0.59641	0.00015	-0.00333	1.37024	0.969
	Mid-lat2	-0.04682	0.22260	-0.56863	0.00017	-0.00374	1.64628	0.955
	Tropical	-0.05877	0.17808	-0.57851	0.00017	-0.00348	1.84872	0.953
土壤	Mid-lat1	0.02454	0.20357	-0.55910	0.00018	-0.00385	1.88646	0.928
	Mid-lat2	0.05475	0.17376	-0.51810	0.00022	-0.00502	2.63871	0.902

图 5 H 与 W_z 及 θ_s 的关系散点图

图 6 R 估算误差引起的水汽估算误差

导致水汽产生 0.12 g/cm^2 左右的误差. 算法受太阳入射角 θ_s 的影响并不显著: 当 $R=[0.1, 0.8]$, $\delta R=[0.01, 0.2]$ 时, $\delta W (\theta_s=20^\circ)$ 与 $\delta W (\theta_s=50^\circ)$ 的最大差值为 0.07 g/cm^2 ; 以水汽比值 $R=0.45$, $\delta R=0.1$ 为例, 当 $\theta_s=20^\circ$ 时, $\delta W=0.22 \text{ g/cm}^2$, 当 $\theta_s=50^\circ$ 时, $\delta W=0.24 \text{ g/cm}^2$, 两种 θ_s 条件下水汽估算误差仅相差 0.02 g/cm^2 . 同时, δW 受到 R 的影响也较不显著: 以太阳入射角 $\theta_s=20^\circ$ 为例, R 由 0.1 变化至 0.8 , δW 的变化范围在 0.1 g/cm^2 之内, 且随着 R 的增大, δW 的变化更加趋于平缓.

模拟结果显示, 90%以上的 T_w 值在 $[0.2, 0.8]$, 故上述对于 $T_w=0.452$ 时的分析仅显示了一个平均水平. 图 7 显示了不同 T_w 下水汽估算误差的变化规律. 前文分析可知, 太阳入射角 θ_s 对 δW 的影响微小, 因此图 7 中 δW 为 θ_s 在 $5^\circ \sim 60^\circ$ 下 δW 的平均值. 可以看出, 在一定的 δR 误差条件下, δW 随 T_w 的增大而减小, 且这一变化的速度随 δR 的增大而增大. T_w 逆向表征水汽的高低, 因此图 7 说明水汽的估算误差将随水汽的升高而升高.

图 7 不同 T_w 条件下 R 估算误差引起的水汽估算误差

图7还可以作为估计不同条件下 δR 所造成的水汽估算精度的依据,即可从图中查找不同 T_w , R 及 δR 下对应的 δW 作为水汽估算精度.例如, $T_w=0.4$, $R=0.5$, $\delta R=0.05$ 时,水汽估算精度可达到 0.19 g/cm^2 .当 $\delta R \leq 0.05$ 时,本算法可保证在所有观测条件下水汽的估算精度优于 0.7 g/cm^2 ;当 $\delta R \leq 0.1$ 时,水汽的估算最低优于 1.0 g/cm^2 ,且仅当 $T_w < 0.3$ 时水汽估算精度会劣于 0.5 g/cm^2 ,而这也将是较为极端的潮湿大气条件.

4.2 G, H 误差敏感性分析

G 函数和 H 函数均由各自的显著因子经曲线拟合得到,忽略非显著因子的影响会产生函数拟合误差,进而导致 W_z 出现误差.水汽估算误差 δW 与 G, H 计算误差的关系如下^[15,16]:

$$\delta W = \frac{\partial W}{\partial x} \cdot \delta x = -\frac{2y(\alpha - \ln T_w)^2}{b_0^2(G \cdot H + 1)^2} \delta x, \quad (19)$$

式中 x, y 分别代表 G, H 或者 H, G . δx 代表对应项的计算误差.

由3.1可知,忽略 θ_s 的影响所带来 G 值的计算误差主要分布在 $[-0.02, 0.02]$.假设 $\delta G=0.02$,考虑典型条件,设定 $T_w=0.452$, $\theta_s=30^\circ$,得 $H=1.405$.代入(19)式,计算得到当 G 值在 $[1.0, 4.0]$ 时, δG 导致的水汽估算误差在 0.032 g/cm^2 以内,因此 G 函数的设计可忽略 θ_s 的影响.

同样地,由3.1可知忽略 W_z 的影响 H 的计算误差主要集中在 $[-0.012, 0.012]$.假设 $\delta H=0.012$,考虑典型条件,设定 $T_w=0.452$, $R=0.8$,得 $G=1.142$,代入(19)式,计算得到当 H 值在 $[1.0, 1.7]$ 时, δH 导致的水汽估算误差在 0.009 g/cm^2 以内,因此 H 函数的设计

可忽略 W_z 的影响.

5 算法验证

分别利用Modtran4.0模拟数据与MAIC航空遥感数据对算法精度进行验证,定义水汽估算误差如下:

$$\text{RMS} = \sqrt{\sum (W_{z_real} - W_{z_alg})^2 / N}, \quad (20)$$

式中 W_{z_real} 代表真值,由探空廓线计算得到, W_{z_alg} 代表本文算法估算值, N 为参与计算的样本数量.

5.1 Modtran 4.0 模拟验证

利用Modtran4.0模拟MAIC B1, B2通道表观辐射亮度,输入条件为:1)天顶观测;2) $\theta_s \in [10^\circ, 60^\circ]$,步长为 5° ;3)航飞高度 $Z \in [1\text{ km}, 7\text{ km}]$,步长为 1 km ;4)TIGR廓线编号1~1614.根据本文中提到的算法计算地表到航飞高度之间的大气水汽含量 W_{z_alg} ,并与利用TIGR水汽廓线直接计算得到的水汽含量 W_{z_TIGR} 进行比较,如图8所示.

利用本文中的方法1~7 km观测高度下水汽的估算可以得到很好的结果,如图8(a),整体RMS可达到 0.2243 g/cm^2 ,且估算误差小于 0.25 g/cm^2 的样本占总样本数的80.65%,误差小于 $0.5, 0.8\text{ g/cm}^2$ 的样本分别占总样本数的95.30%, 99.38%,如图8(b)所示.

表2显示了不同条件下水汽估算误差的分布.本算法在水汽含量较小的情况下反演精度较高,当水汽含量小于 3 g/cm^2 时,RMS小于 0.25 g/cm^2 ,而当水汽含量大于 3 g/cm^2 时,RMS主要分布在 $0.3\sim 0.4\text{ g/cm}^2$.

本算法中 H 函数是针对太阳入射角的校正项,因此本算法水汽估算误差受到太阳入射角的影响较

图8 航空飞行高度水汽模型估算值与探空廓线计算值对比

(a) 散点图; (b) 差值直方图

表 2 不同观测条件下的水汽估算误差

大气模式	水汽范围 W_z (g/cm ²)						太阳入射角 θ_s (°)					
	0~1	1~2	2~3	3~4	4~5	5~6	<10	10~20	20~30	30~40	40~50	50~60
Tropical	0.1170	0.1852	0.2469	0.2996	0.3549	0.4500	0.3171	0.2894	0.2831	0.2767	0.2719	0.2440
Mid-lat1	0.0975	0.1577	0.2461	0.3881			0.1558	0.1420	0.1385	0.1336	0.1266	0.0970
Mid-lat2	0.0876	0.1536	0.2972				0.1162	0.1063	0.1033	0.0991	0.0935	0.0728

小. 可以看到, 本算法在太阳入射角较大时, RMS 较低, 而随着太阳入射角的减小, RMS 反而有所升高.

本算法主要消除了水汽比值 R 对水汽估算精度的影响, 因此, RMS 随 R 的变化并不明显, 且在大部分情况下, RMS 均低于整体水平 0.2243 g/cm², 仅在热带模式下, R 大于 0.7 时, RMS 大于 0.26 g/cm², 这也与热带模式下水汽含量较高有关.

5.2 航空遥感试验验证

利用 MAIC 相机拍摄的地面影像验证该算法的实际应用精度. 试验区位于河南郑州上街机场附近 (34°50.5'N, 113°16.3'E), 航飞区域内地形平坦, 包含城镇, 农田, 水体, 工业设施等典型地物. 选择晴朗无云时间段开展航空成像试验. MAIC 航空成像的航高海拔为 3134 m(对应地面高度 3 km), 成像时间为 2014 年 5 月 27 日 08:30(UTC), 2014 年 5 月 28 日 07:00(UTC), 计算得到测区内太阳入射角分别为 48.8°和 36.6°. 飞行过程中采用佳能 5D Mark III 同步获取真彩色影像数据, 几何校正后结果如图 9(a).

飞行后在实验室利用积分球对 MAIC 相机 B1, B2 通道进行绝对辐射定标与非均匀性校正, 得到飞行高度的通道辐亮度数据, 再利用同步 POS 数据对 CCD 扫描数据进行几何校正.

选择下垫面类型为植被(veg), 大气模式为中纬度温带(Mid-lat1). 由表 1, $\alpha=-0.07448$, $b_0=0.23504$, 并算得 $G=1.1872$, $H=1.4493$, 其中 $R=0.745$, 5 月 27 日

$\theta_s=48.8^\circ$, 5 月 28 日 $\theta_s=36.6^\circ$. 将上述参数带入(14)式, 图 9(b), (c)为利用本文算法计算得到的地面到飞行高度水汽的空间分布. B1, B2 波段间配准误差导致水汽分布图仍表现出一定的地物纹理特征, 但总体而言, 估算结果直方图分布较为集中(图 10(b)), 5 月 28 日像元均值为 1.16 g/cm², 标准差为 0.23. 如果选择下垫面类型为土壤, 由表 1 及(14)式得到的水汽影像均值为 1.35 g/cm², 标准差 0.23. 相同方法可得到 5 月 27 日选择下垫面类型为植被, 水汽影像均值为 1.04 g/cm², 标准差 0.16(图 10(a)).

试验中通过释放气象探空气球与飞行同步获取了测区内的大气参数, 包括温度, 湿度, 压力等垂直廓线数据, 5 月 27 日数据采集时间为 08:04~08:57 (UTC), 5 月 28 日数据采集时间为 06:44~07:33(UTC). 计算得到地面到飞行高度的大气水汽含量分别为 1.12, 1.25 g/cm². 将该结果作为真值, 与飞行区域水汽航空遥感估算平均值相差在 0.1 g/cm² 以内.

选取测区内 17 处样本区, 如图 9(a). 其中编号 1~8 为小麦地, 编号 9~12 为草地, 编号 13 为裸土, 编号 14 为稀疏草地(草地与裸土混合), 编号 15~17 为建筑物(道路、房顶等不透水面). 1~12, 14 号样区以 MidLat1-Veg 模式计算, 13, 15~17 号样区以 MidLat1-soil 模式计算, 14 号样区分别利用 MidLat1-Veg, MidLat1-soil 模式计算, 计算得到 5 月 27 日 1~17 号样本区水汽估算误差 RMS=0.14 g/cm²(12.5%), 平均水汽 1.05 g/cm². 5 月 28 日 1~17 号样本区水汽估算误

图 9 MAIC 航空遥感成像

(a) 试验区概况; (b)和(c) 5 月 27 日、28 日地表到飞行高度水汽分布

图 10 飞行试验区水汽遥感估算结果统计信息
(a) 2014 年 5 月 27 日; (b) 2014 年 5 月 28 日

差 $RMS=0.16\text{ g/cm}^2(12.8\%)$, 平均水汽为 1.32 g/cm^2 , 比利用探空数据计算得到的水汽含量高出 5.4% 。

不同地物覆盖模式下, 各样区水汽估算精度统计结果如表 3。表中 $T_{\text{surface}}=\rho_{940\text{ nm}/865\text{ nm}}$ 为实地测得的地物反射率光谱曲线经 MAIC B2, B1 光谱响应函数卷积后的两通道反射率比值, 稀疏草地的 T_{surface} 为草地和土壤样区的平均值。由表 3 可知, 小麦地、草地及裸土在各自下垫面模式的水汽估算结果较好, 样区 RMS 误差在 0.172 g/cm^2 以内, 且水汽平均值与探空气球测量结果相差在 $\pm 0.1\text{ g/cm}^2$ 之内。稀疏草地样本区为草地与裸土的混合类型, 主要以草地为主, 故以 MidLat1-Veg 模式计算精度较高, $RMS=0.18\text{ g/cm}^2$ 左右。建筑区水汽估算精度较低, RMS 误差可高达 $0.2133\text{ g/cm}^2(17.1\%)$, 5 月 28 日样区水汽平均值高出探空气球测量结果 13.3% 。

如本文第 2 节所述, 近红外遥感水汽估算的基本假设是 $1\text{ }\mu\text{m}$ 附近大部分地物的地表反射率随波长近似相等或成线性变化, 进而由 T_{surface} 估算大气水汽。事实上, 不同地物种类(尤其是植被与非植被), 其地表反射率随波长的变化规律会有所差异^[17], 因此

T_{surface} 值不仅包含了水汽信息, 还包括了地表覆盖类型差异导致的扰动, 从而引起水汽估算误差。这说明 RT 水汽估算对于地物覆盖具有一定的依赖性, 具备地表覆盖的先验知识能够提高模型精度。例如, 建筑区水汽估算采用了土壤模式, 但该区域内的 T_{surface} 真实值比土壤区要低, 导致参数 α 产生误差, 进而导致一定的水汽估算误差。这一现象在其他样本区也有体现: 例如将稀疏草地样本区的水汽估算模式调整为土壤模式时, 同样会高估 T_{surface} , 导致的 5 月 27 日水汽航空遥感估算 RMS 误差为 $0.18\text{ g/cm}^2(16.4\%)$, 5 月 28 日 RMS 误差则达到 $0.33\text{ g/cm}^2(26.6\%)$ 。

6 结论与讨论

利用对流层近红外波段航空数据估算水汽, 不仅可以获得详尽的水汽空间分布, 还可以通过调整飞行高度获得地表到不同高度处的水汽, 为热红外航空遥感的实时大气校正提供可靠的输入, 提高其在资源环境遥感, 卫星产品真实性检验等方面业务化运行的能力, 同时也为水文, 气象等领域相关研究

表 3 不同下垫面条件下近红外航空遥感水汽估算误差

日期	地物类型 (计算模式)	小麦地 (MidLat1-Veg)	草地 (MidLat1-Veg)	裸土 (MidLat1-soil)	稀疏草地 (MidLat1-Veg)	稀疏草地 (MidLat1-soil)	建筑物 (MidLat1-soil)
5 月 27 日	均值 (g/cm^2)	1.0357	1.0712	1.0372	1.1903	1.0204	1.0864
	RMS (g/cm^2)	0.1547	0.1080	0.1117	0.1716	0.1832	0.1476
5 月 28 日	均值 (g/cm^2)	1.1933	1.2058	1.3651	1.3416	1.5399	1.4157
	RMS (g/cm^2)	0.1720	0.1093	0.1381	0.1883	0.3319	0.2133
	T_{surface}	1.0045	0.9906	1.0168	1.0037	1.0037	0.9994

提供更为准确的对流层水汽分布信息.

本文基于近红外卫星遥感水汽估算原理, 结合 MAIC 通道特征, 修正了航空相机飞行高度以上的大气对对流层水汽估算的影响, 建立了对流层航空遥感水汽估算模型. 模型考虑了对流层内某高度水汽与整层大气水汽之间的比例关系, 并兼顾太阳入射角, 大气模式以及地表覆盖特征等的影响, 使近红外航空数据的水汽估算摆脱了飞行高度的限制, 增大了模型的适用性.

利用该模型估算对流层大气水汽含量需要底层水汽占整层大气水汽含量的比值 R 作为输入, R 的准确性直接影响水汽的估算精度. 一般情况下, R 可利用相应地理位置和季节的探空廓线数据计算得到. 如果没有探空资料, 本文附录给出了利用 TIGR 探空廓线计算得到的不同航高和大气模式下 R 的取值. 当 R 的误差 $\delta R \leq 0.1$ 时, 本文模型在大多数晴空大气条件下水汽的估算值优于 0.5 g/cm^2 , 对于为潮湿的气象条件, 模型仍能保持优于 1.0 g/cm^2 的估算精度. 利用实际航空遥感数据进行水汽估算与验证, 结果表明研究区内的水汽估算结果平均 RMS 误差在 0.16 g/cm^2 (12.8%) 之内, 仅建筑区水汽估算精度相对较低,

28 日 RMS 误差为 0.2133 g/cm^2 (17.1%).

本文模型具有较强的适用性, 适合对流层内不同航高, 不同大气模式以及多种下垫面条件下水汽的估算. 实际应用中, 根据对下垫面环境的先验了解, 有针对性地选择地物覆盖模式和大气模式, 再由表 3 选取合适的模型参数, 可进一步提高水汽估算精度.

需指出的是, 本文在模型建立过程中, 下垫面类型主要考虑了植被与土壤两类. 对于人工建筑区域, 下垫面类型可用土壤模式代替且能保持一定的精度. 随着社会的发展, 地表覆盖类型不断增多, 不透水面等人工覆盖类型已不容忽视, 以后的研究中需要进一步考虑加入人工建筑地表下的水汽反演模式.

另一方面, 航空飞行高度 Z 决定了参数 R 的取值. 尽管本文附录里给出的 R 值查找表, 但该表中航高的步长为 1 km , 限制了更多航高下水汽估算的灵活性. 在下一步研究中, 将考虑用航高 Z 作为核心参数建立改进模型, 进一步拓展模型的适用性. 与此同时, 本文模型只考虑了无云情况, 而低空云层对水汽含量的估算精度会产生一定影响, 因此还需在更多的大气和地表环境条件下开展航空遥感试验, 更加全面客观地验证模型精度.

致谢 郑州上街 MAIC 航空遥感试验在董建婷、占文凤、佃袁勇、赵峰、白伟华、万玮等 65 人的通力协助下得以顺利实施, 在此深表谢忱.

附录: R 值查找表

大气模式	飞行高度(km)						
	1	2	3	4	5	6	7
Tropical	0.339±0.087	0.575±0.108	0.725±0.092	0.824±0.074	0.890±0.060	0.934±0.041	0.963±0.024
Mid-lat1	0.350±0.091	0.589±0.110	0.745±0.093	0.848±0.069	0.913±0.049	0.952±0.032	0.974±0.019
Mid-lat2	0.351±0.087	0.598±0.105	0.756±0.093	0.855±0.073	0.916±0.054	0.951±0.038	0.972±0.027

参考文献

- 1 Carrere V, Conel J E. Recovery of atmospheric water-vapor total column abundance from imaging spectrometer data around 940 nm-sensitivity analysis and application to airborne visible infrared imaging spectrometer (aviris) data. Remote Sens Environ, 1993, 44: 179–204
- 2 Bouffies S, Tanre D, Breon F M, et al. Atmospheric water vapor estimate by a differential absorption technique with the polarisation and directionality of the Earth reflectances (POLDER) instrument. J Geophys Res-atmos, 1997, 102: 3831–3841
- 3 Ottele C, Outalha S, Francois C, et al. Estimation of total atmospheric water vapor content from split-window radiance measurements. Remote Sens Environ, 1997, 61: 410–418

- 4 Payne V H, Mlawer E J, Cady-Pereira K E, et al. Water vapor continuum absorption in the microwave. *IEEE T Geosci Remote*, 2011, 49: 2194–2208
- 5 Chang A T C, Wilheit T T. Remote-sensing of atmospheric water-vapor, liquid water, and wind speed at the ocean surface by passive microwave techniques from the nimbus-5 satellite. *Radio Sci*, 1979, 14: 793–802
- 6 Albert P, Bennartz R, Bennartz R, et al. Remote sensing of atmospheric water vapor using the moderate resolution imaging spectroradiometer. *J Atmos Ocean Tech*, 2005, 22: 309–314
- 7 Kaufman Y J, Gao B C. Remote sensing of water-vapor in the near IR from EOS/MODIS. *IEEE T Geosci Remote*, 1992, 30: 871–884
- 8 Sobrino J A, El-Kharraz J, Li Z L, et al. Surface temperature and water vapor retrieval from MODIS data. *Int J Remote Sens*, 2003, 24: 5161–5182
- 9 Menzel M K, King M D, Menzel W P, et al. Airborne scanning spectrometer for remote sensing of cloud, aerosol, water vapor, and surface properties. *J Atmos Ocean Tech*, 1996, 13: 777–794
- 10 Gao B C, Goetz A F H. Column atmospheric water vapor and vegetation liquid water retrievals from airborne imaging spectrometer data. *J Geophys Res-Atmos*, 1990, 95: 3549–3564
- 11 Reagan J A, Pilewskie P A, Scott-Fleming I C, et al. Extrapolation of earth-based solar irradiance measurements to exoatmospheric levels for broad-band and selected absorption-band observations. *IEEE T Geosci Remote*, 1987, 25: 647–653
- 12 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: 448–460
- 13 Halthore R N, Eck T F, Holben B N, et al. Sun photometric measurements of atmospheric water vapor column abundance in the 940-nm band. *J Geophys Res-Atmos*, 1997, 102: 4343–4352
- 14 Qin Z, Dall’Olmo G, Karnieli A, et al. Derivation of split window algorithm and its sensitivity analysis for retrieving land surface temperature from NOAA-advanced very high resolution radiometer data. *J Geophys Res-Atmos*, 2001, 106: 22655–22670
- 15 Jiménez-Muñoz J C, Sobrino J A. Error sources on the land surface temperature retrieved from thermal infrared single channel remote sensing data. *Int J Remote Sens*, 2006, 27: 999–1014
- 16 赵利民, 余涛, 田庆久, 等. HJ-1B 热红外遥感数据陆表温度反演误差分析. *光谱学与光谱分析*, 2010, 30: 3359–3362
- 17 胡秀清, 黄意珍. 利用 940 nm 卫星遥感数据反演大气水汽的方法比较与应用分析. *气象科技*, 2010, 38: 581–587

Improvement of near infrared ratio method in troposphere water vapor estimation with airborne remote sensing data

WANG Liang^{1,2}, ZHAO LiMin^{1,3}, ZHAO YanHua⁴, XIE Yong¹, DONG JianTing⁴, LIU JingWang⁵, YU Tao^{1,3} & GU XingFa^{1,3}

¹ Applied Earth Observation System Division, Institute of Remote Sensing and Digital Earth, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

² School of Chemistry and Chemical Engineering, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

³ The Center for National Spaceborne Demonstration, Beijing 100101, China;

⁴ Beijing Institute of Space Machinery and Electricity, Beijing 100094, China;

⁵ North China Institute of Aerospace Engineering, Langfang 065000, China

Using near-infrared radiance ratio between absorption channel (940 nm) and window channel (860 nm) to estimate water vapor content is a common method to retrieve water vapor with remote sensing data. For troposphere water vapor estimation with airborne remote sensing data, ready-made near-infrared ratio method introduces the influence of moisture between flight platform and the top of atmosphere. According to the aerial infrared camera image characteristics, using Modtran and TIGR data, define the following parameters: 1) R , the ratio between the water vapor content from surface to flight platform and the total atmospheric water vapor content; 2) G , the logarithm ratio between the water vapor transmittance from flight platform to land surface and the one from sun to surface on the incident path; 3) H , the logarithm ratio between the water vapor transmittance from flight platform to land surface on the incident path and the one from surface to flight platform on the emergent path, and build functional relation between G and R , H and solar incident angle respectively, and considering surface characteristics, build troposphere water vapor content retrieving model. Modtran simulation shows that the estimation precision is 0.22 g/cm^2 in a camera height of 1–7 km, and precision less than 0.5 g/cm^2 account for 95.30%. The measured data from airborne remote sensing experiment in Shangjie, Zhengzhou on May 28, 2014 shows that the estimation error is 0.16 g/cm^2 (12.8%) compared with simultaneous balloon sounding data, and priori knowledge about underlying surface improves model precision. This paper eliminates the influence of atmosphere above flight platform, increases model accuracy and adaptability, and provides reliable input for real-time thermal infrared remote sensing atmospheric correction.

atmospheric water vapor, troposphere, airborne remote sensing, near infrared ratio method, MAIC

doi: 10.1360/N092015-00020