

文章编号: 1007-4619 (2005)01-0008-08

地物反射光谱对 MODIS 近红外波段水汽反演影响的模拟分析

王伟民, 孙晓敏, 张仁华, 唐新斋, 朱治林

(中国科学院 地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要: 在近红外辐射传输方程的基础上, 利用近红外波段水汽的不同吸收属性, 在 MODTRAN 的模拟下, 深入分析了基于 MODIS 近红外数据的可降水汽反演算法, 并着重讨论了地物反射光谱非线性在可降水汽反演中的影响。研究结果显示, 当波段间反射率之比不等于 1 时, MODIS 近红外波段反演水汽将存在较大偏差。同时, 在地物光谱库基础上, 计算了不同地物反射率比值, 其分布表明, 大部分地物波段反射率比值不等于 1。研究表明, 应用现有 MODIS 近红外波段水汽反演算法, 如果不考虑地表反射率光谱变化的影响, 由地表反射光谱造成的误差最大约为反射率比值与 1 偏差的 15 倍, 同时, 这一误差还与大气波段透过率之比有关。

关键词: 近红外; 水汽反演; 辐射传输; MODTRAN; MODIS

中图分类号: TP79/P407 **文献标识码:** A

1 引言

众所周知, 大气中的水汽对全球气候有着极其重要的影响。它是云、雪等沉降物的决定因素, 也是海—气系统、地—气系统中物质、能量传输的纽带。对于保持全球能量, 水汽循环起到至关重要的作用。水汽在可见光、近红外和热红外波段不同的吸收、透过属性, 是一种非常重要的温室气体。同其它温室气体(如二氧化碳)不同的是, 水汽涉及到很重要的热反馈作用。这一作用过程将增加其它温室气体(如二氧化碳)的温室效应。在温室效应影响下, 地表、大气温度上升, 海洋表面就会蒸发更多的水汽。同时, 温度升高导致大气饱和水汽压、大气可容纳水汽量增大, 这些新增水汽作为温室气体, 加剧温室效应, 从而使整层大气变得更热。GCM (Global Climate Model) 模拟结果已经证实存在这一反馈过程。但是, 目前就水汽呈正反馈还是负反馈尚存在争议。主要是因为, 高层大气中水汽的反馈效应尚不明了, 云的辐射传输过程仍不清楚。现在, 研究水汽反馈作用的障碍是, 缺乏更精确的水汽、气溶胶和云数据, 水汽的反馈作用难以量化^[1]。

缺乏精确、稳定、长期的水汽数据记录, 是阻碍深入研究气候系统中水汽影响的主要原因。半个世纪来, 国际性的气球探空网络一直在进行水汽探测。但是, 由于观测仪器的变化和缺乏有效的校正, 这些探空数据仍无法在气候模型中使用^[2]。同时, 探空数据观测的是点状分布的水汽数据, 需进行空间插值扩展, 才能应用到气候模型中。而“以点代面”会使模型模拟结果产生较大误差。水汽遥感反演的面状分布特点, 提供一种很有潜力的水汽分布估算方法。在海洋、沙漠、冰川等观测台站稀疏地区, 遥感比探空方法更具优势。随着其反演精度的提高, 卫星遥感反演数据在气候研究将起到越来越重要的作用。

同时, 卫星遥感反演中, 由于水汽对辐射传输的影响, 水汽数据还被用作大气校正的输入, 来获取准确的地表参数, 如陆地表面温度。据估计, 用通用劈窗算法来反演陆地表面温度(Land Surface Temperature, LST)时, 1K 精度的 LST 可能需要 $0.6\text{g}/\text{cm}^2$ 精度水汽数据的支持^[3]。

根据使用波段的的不同, 已有的遥感大气水汽反演方法主要分为三大类: 近红外方法^[4-8]; 微波方法^[9, 10]; 热红外方法^[3, 11-17]。

收稿日期: 2003-07-22; 修订日期: 2003-11-11

基金项目: 中国科学院地理科学与资源研究所知识创新工程(CXIOG-C00-05-02, CXIOG-E01-04-02)资助

作者简介: 王伟民(1979—), 男, 硕士研究生, 2001年7月毕业于兰州大学气象学专业, 现于中国科学院地理科学与资源研究所水分中心从事热红外/定量遥感研究。

2 近红外波段水汽反演的理论根据

近红外水汽反演算法的理论基础是近红外的辐射传输方程

$$L_S(\lambda) = E_0(\lambda) \rho(\lambda) \tau(\lambda) + L_P(\lambda) \quad (1)$$

其中, $\rho(\lambda)$ 是地物的反射率; L_S 是卫星传感器接收到的总辐射; $E_0(\lambda)$ 是大气层顶的入射太阳辐射; $\tau(\lambda)$ 是总大气透过率, 即从大气层顶到地表, 再从地表到传感器的透过率; L_P 是大气的路径辐射, 在近红外波段主要受到单散射和多散射影响。(1) 式中, 右边第一项是经地表反射到达传感器的辐射。在气溶胶厚度较小的情况下, 近红外波段大气路径辐射 L_P 非常小, 只相当于(1)式右边第一项的百分之几^[5]。相对而言, 可以忽略不计。

目前已有的近红外水汽遥感反演方法主要有

- (i) 宽波段窄波段辐射之比^[4];
- (ii) 窗口通道辐射加权平均^[18];
- (iii) 窗口波段与吸收波段反射率线性回归^[19]。

3 适合的数据源——中分辨率传感器 MODIS

MODIS 是美国宇航局(NASA)在 1999 年 12 月发射的 Terra 极轨卫星搭载的中分辨率成像光谱仪。MODIS 是当前世界上新一代“图谱合一”的星载光学遥感仪器, 具有 36 个光谱通道, 波谱范围在 0.42—14.24 μm 。MODIS 仪器的地面分辨率分别为 250m, 500m, 1000m, 扫描宽度 2330km。在对地观测过程中, 每秒可同时获得 6.1 兆比特的来自大气、海洋和陆地表面信息, 每日或每两日可获取一次全球观测数据。MODIS 作为地球观测系统(Earth Observing System, EOS)的重要部分, 非常适合从高空监测全球大气状态。除此以外, MODIS 数据还被用作多学科交叉研究, 包括地气, 海气交互等^[20]。

表 1 MODIS 近红外波段水汽反演中用到的通道

Table 1 The channels used for water vapor retrieval from MODIS NIR data

| MODIS 通道 | 中心波长/nm | 波段宽度/nm | 空间分辨率/km |
|----------|---------|---------|----------|
| 2 | 865 | 40 | 1 |
| 5 | 1240 | 20 | 1 |
| 19 | 940 | 50 | 1 |

在本文水汽反演研究中, 用到的 MODIS 通道如表 1 所示。

其波段响应函数如图 1 所示。

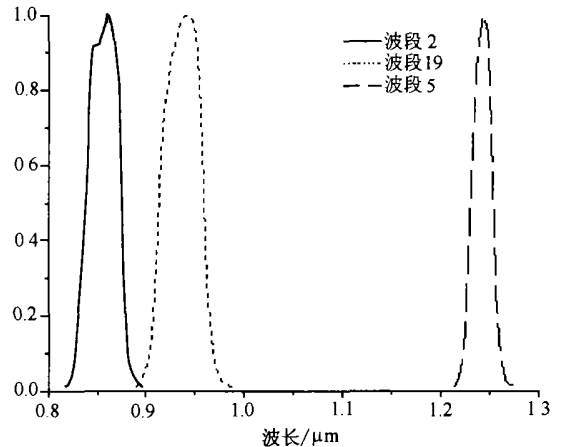


图 1 波段响应函数示意图

Fig. 1 The response function of MODIS band 2, 5, 19

4 反演目标可降水汽(Precipitable Water Vapor)的定义

表示大气水汽状况的物理量通常有两个: 一个是对高度积分的水汽含量 IWV (Integrated Water Vapor), 即每单位面积上的水汽的质量, 其在高度上理解为无限往上的延伸。

另一个物理量是可降水汽 PWV (Precipitable Water Vapor)。它相当于同样水汽含量的水柱高, 可理解为某一时刻大气中的水汽在达到饱和时凝结成水全部降落后生成的降水量。即

$$PWV = \frac{IWV}{\rho_w} \quad (2)$$

式中 ρ_w 是液态水的密度。在遥感反演中, 可降水汽定义为: 单位面积上, 沿卫星天顶角方向从地表到大气层顶的所有水汽, 凝结后的水柱高度。即 1cm PWV 对应为 1g/cm² 的水汽柱。

5 MODIS 近红外波段水汽反演算法

MODIS 近红外水汽反演算法主要利用在近红外 940nm 波长附近存在强水汽吸收特性。它属于振动吸收。CO₂ 等在此波段上是弱吸收带, 与水汽相比, 可以忽略不计。同时, 在 865nm、1240nm 附近窄波段的大气透过率(不包括连续吸收)大于 0.99。这些波段可视作大气窗口波段^[21]。

下面将用 940nm 波段与 865nm, 1240nm 波段的组合成两波段比值和三波段比值方法来反演可降水汽量和研究地表反射率对水汽反演的影响。

两波段比值方法利用 865nm 与 940nm 波段上的反射率来反演可降水汽^[5]

$$\frac{\tau_{940}}{\tau_{865}} = \exp[(\alpha + \beta \sqrt{W^*})] \quad (3)$$

和近似关系

$$\frac{\rho_{940}^*}{\rho_{865}^*} \approx \frac{\tau_{940}}{\tau_{865}} \quad (4)$$

其中, ρ_{940}^* , ρ_{865}^* 分别是卫星传感器处 940nm, 865nm 附近的反射率, 其对应的 MODIS 波段见表 1 所示。 τ_{940} , τ_{865} 分别是 940nm, 865nm 附近的大气透过率。 α , β 为常数, $W^* = mW_0$, 被定义路径水汽, 即太阳辐射从大气层顶入射经地表反射回卫星传感器的路径上所有水汽, $m = \frac{1}{\cos \theta} + \frac{1}{\cos \theta_s}$, m 被称作空气质量 (air mass), W_0 是沿天顶角方向上的可降水汽, 即 PWV。

运用(3)和(4)式反演水汽的假设是, 地表在 865nm 和 940nm 波段附近反射率相等^[4]。

本文将在理论上分析这一假设造成的水汽反演误差, 并在光谱数据库的支持下, 估算误差的相对大小。

当地物反射波谱不满足该两个波段相等并且其反射率在近红外波段线性变化, 一个三波段比值可以用来反演水汽, 其中由一个吸收通道和两个窗口通道组成, 其定义为^[22]

$$T_W = \frac{\rho_{940}^*}{C_1 \rho_{1240}^* + C_2 \rho_{865}^*} \quad (5)$$

式中, ρ_{1240}^* 是 1240nm 附近的反射率。 C_1 , C_2 分别是 0.2 和 0.8。

与两波段方法相比, 三波段增加一个大气窗口波段, 减小了对地表反射率线性变化时的敏感性。三波段比值与可降水汽量的关系, 形式与两波段相同, 仅仅系数不同。

6 MODTRAN 模拟计算

本研究中用 MODTRAN4 来模拟 MODIS 的 2, 19 通道在卫星传感器处的反射率, 在下面 MODTRAN4 模拟计算反射率时, 计算第 i 波段反射率如下^[23]

$$\rho^*(i) = \frac{\pi L(i) d^2}{E_{\text{SUN}}(i) \cos \theta_s} \quad (6)$$

式中, d 是日地距离, $L(i)$ 是卫星传感器第 i 波段接收的波段光谱辐射, $E_{\text{SUN}}(i)$ 是大气层顶的第 i 波段平均太阳入射辐射, 定义如下:

$$L(i) = \frac{\int_{\lambda_{i,L}}^{\lambda_{i,U}} \phi(\lambda) L(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_{i,L}}^{\lambda_{i,U}} \phi(\lambda) d\lambda} \quad (7)$$

其中, $\phi(\lambda)$ 是波段响应函数, $\lambda_{i,L}$, $\lambda_{i,U}$ 分别波段的下、上边界。 $E_{\text{SUN}}(i)$ 的定义与 $L(i)$ 相似

$$E_{\text{SUN}}(i) = \frac{\int_{\lambda_{i,L}}^{\lambda_{i,U}} \phi(\lambda) E_{\text{SUN}}(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_{i,L}}^{\lambda_{i,U}} \phi(\lambda) d\lambda} \quad (8)$$

并定义波段反射率之比为

$$v_1 = \frac{\rho_{19}^*}{\rho_2^*} \quad (9)$$

$$v_2 = \frac{\rho_{19}^*}{C_1 \rho_5^* + C_2 \rho_2^*} \quad (10)$$

其中, ρ_2^* , ρ_5^* 和 ρ_{19}^* 分别是 MODIS 第 2、5 和 19 波段的反射率。

在晴空无云, 1972 年美国标准大气情况下, 用 MODTRAN 模拟 v_1 与路径水汽 W^* 的关系如图 2 所示。模拟中的主要参数设置: 大气边界层温度为 20°C, CO₂ 浓度为 345 ppmv, O₃ 浓度是 MOD4 的缺省值。地表反射率 ρ 依次为 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 和 0.9。

结果显示, 随地表反射率增大, 波段反射率之比与水汽的关系几乎不变。当路径水汽大于 6g/cm² 时, 偏差约等于 0.008g/cm², 可以忽略。

随着水汽量增加, 不同地表反射率间的差值逐渐增大, 这是因为当水汽增大时, 路径辐射相应增大, 忽略路径辐射造成的偏差同时增大。

回归分析 MODTRAN 模拟结果, 得到两波段方法的系数如下

$$\alpha = 0.0804 \quad (11a)$$

$$\beta = -0.3921 \quad (11b)$$

三波段比值方法的系数回归过程与两波段相似, 本文中不再说明其详细过程。

7 误差的理论分析

对于两波段比值方法, 当 $\rho_{940} = \rho_{865}$ 假设不成立

时,大气层顶的反射率之比 v_1 变为

$$v_1 = \frac{\rho_{940}^*}{\rho_{865}^*} = \frac{\rho_{940}}{\rho_{865}} \cdot \frac{\tau_{940}}{\tau_{865}} = \frac{\rho_{940}}{\rho_{865}} \cdot \exp[\alpha + \beta \sqrt{W^*}] \quad (12)$$

从而有

$$W^* = \left[\frac{1}{\beta} \left[\ln \frac{\rho_{865}}{\rho_{940}} \cdot \frac{\rho_{940}^*}{\rho_{865}^*} - \alpha \right] \right]^2 \quad (13)$$

也就是,由于地物反射率造成的误差为

$$\Delta W = \frac{\ln \frac{\rho_{865}}{\rho_{940}}}{\beta^2} \left[\ln \frac{\rho_{865}}{\rho_{940}} - 2 \ln \frac{\rho_{940}^*}{\rho_{865}^*} + 2 \alpha \right] \quad (14)$$

令 $\zeta_1 = \ln \frac{\rho_{940}}{\rho_{865}}$, 有

$$\Delta W = \frac{\zeta_1}{\beta^2} \left[\zeta_1 - 2 \ln \frac{\tau_{940}}{\tau_{865}} + 2 \alpha \right] \quad (15)$$

从上面的回归结果可知, $\frac{\tau_{940}}{\tau_{865}}$ 主要分布在 0.5—0.9 间。若取 $\frac{\tau_{940}}{\tau_{865}}$ 相对 ζ_1 为常数, (15) 式对 ζ_1 取一阶导数为,

$$\Delta W_{\zeta_1} = \frac{2 \zeta_1 - 2 \ln \frac{\tau_{940}}{\tau_{865}} + 2 \alpha}{\beta^2} \quad (16)$$

(16) 式表达了由地表反射率比值不等于 1 造成水汽估算的误差。它与反射率之比、大气透过率之比有关。且与(11)式的回归系数有关。可以看出,在 ζ_1

$= 0, \frac{\rho_{940}}{\rho_{865}} = 1$ 时, ΔW 约为 ζ_1 的 $\frac{-2 \ln \frac{\tau_{940}}{\tau_{865}} + 2 \alpha}{\beta^2}$ 倍。

令 $\chi = \frac{-2 \ln \frac{\tau_{940}}{\tau_{865}} + 2 \alpha}{\beta^2}$, 当 $\frac{\tau_{940}}{\tau_{865}}$ 在 0.35—0.9 间时,按 (11) 式中 α, β 值估算, χ 分布在 14.7023—2.4163 间。若 $\frac{\tau_{940}}{\tau_{865}}$ 值为 0.9, 水汽量约为 0.2g/cm^2 时, ζ_1 为 0.15, 水汽偏差 ΔW 就会达到 0.36g/cm^2 。同时, $\frac{\tau_{940}}{\tau_{865}}$ 越小, ΔW_{ζ_1} 值也越大, 水汽反演的误差越大。当 ζ_1 等于 0.15 时, 最大偏差可达到 2.22g/cm^2 , 这一偏差在陆面温度反演中必须考虑到。

对于三波段比值方法, 当 $C_1 \rho_{1240} + C_2 \rho_{865} \neq \rho_{940}$ 时, v_2 可表示为

$$v_2 = \frac{\rho_{940}^*}{C_1 \rho_{1240}^* + C_2 \rho_{865}^*} = \frac{\rho_{940} \tau_{940}}{C_1 \rho_{1240} \tau_{1240} + C_2 \rho_{865} \tau_{865}} \quad (17)$$

下 $\tau_{1240} = \tau_{865}$, 有

$$v_2 = \frac{\rho_{940}}{C_1 \rho_{1240} + C_2 \rho_{865}} \cdot \frac{\tau_{940}}{\tau_{865}} = \frac{\rho_{940}}{C_1 \rho_{1240} + C_2 \rho_{865}} \cdot \frac{\tau_{940}}{\tau_{865}} \quad (18)$$

余下的分析推导过程与从(12)式开始的两波段比值情况相似。由于三波段方法回归系数与两波段方法系数不同, 其对应 ΔW_{ζ} 式的值也不相同。对反射光谱呈非线性变化的地物, 系数差别不大, 对本文研究结论基本没有影响。

8 地物光谱库数据分析

下面将基于约翰霍普金斯(Johns Hopkins)大学地物光谱数据库^[24], 详细讨论地物反射率对反演水汽造成的误差。首先, 分析其中的典型地物。在光谱库中各种地物的光谱均以 $\rho(\lambda)$ 表示。定义地物第 i 波段反射率为

$$\rho_i = \frac{\int_{\lambda_{i-1}}^{\lambda_{i+1}} \phi(\lambda) \rho(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_{i-1}}^{\lambda_{i+1}} \phi(\lambda) d\lambda} \quad (19)$$

其中, $\phi(\lambda)$ 是第 i 波段的光谱响应函数。计算出地物波段反射率的比值, 即 ζ_1, ζ_2 , 结果如图 2、图 3 所示。图中图标从上到下依次代表水体、植被、土壤、沉积岩、变形岩、火山岩的波段反射率比值。

对 ζ_1, ζ_2 的归一化频数统计图, 如图 4、图 5 所示。

$$\text{令 } \delta_1 = |1 - \xi_1|, \delta_2 = |1 - \xi_2| \quad (20)$$

并有

$$|\zeta_1| = |\ln \xi_1| = |\ln[\xi_1 - 1] + 1| \approx |\xi_1 - 1| = \delta_1 \quad (21)$$

δ_2 与 ζ_2 的关系与(21)式类似。

从图 2—图 5 中可以看出, 大部分的 ξ_1 值分布在 0.9—1.1 之间。但是, 对于部分地物, 如其中的某些土壤和变形岩, ξ_1 值偏离 1 较大, 部分 δ_1 值甚至达到 0.1 以上, 根据第 6 节的分析, 此时的水汽估算误差会在 0.24g/cm^2 以上, 且随水汽量的增大而增大。当 δ_1 值达到 0.2 时, 水汽估算误差会在 $0.48—2.9 \text{g/cm}^2$ 之间分布, 这一偏差相对于水汽量从 $0.1—6.5 \text{g/cm}^2$ 变化, 是非常大的, 也是不可忽视的。若把 ξ_1, ξ_2 与 1 的偏差大于 0.05 的情况考虑在内, 两波段比值方法中约有 30% 的地物, 三波段比值中

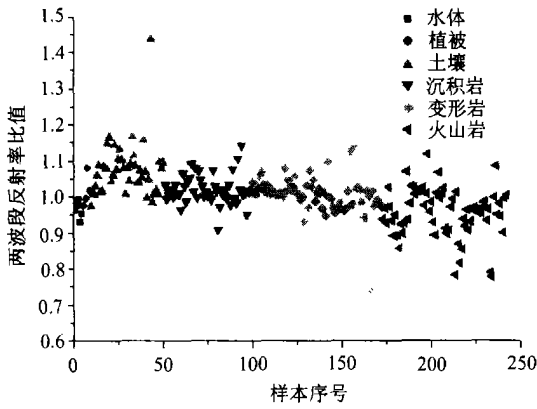


图 2 两通道反射率比值分布

Fig. 2 The distribution of two-band reflectance ratio

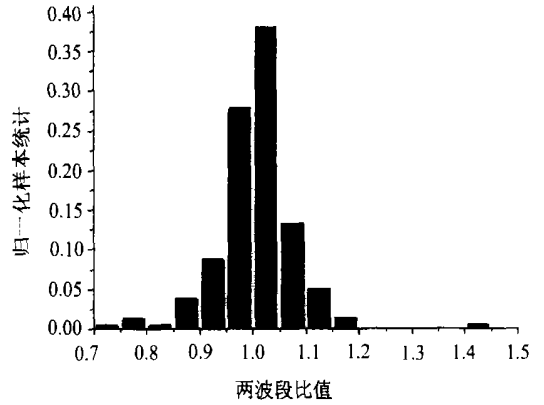


图 4 两波段比值归一化频数图

Fig. 4 The frequency count of two-band reflectance ratio

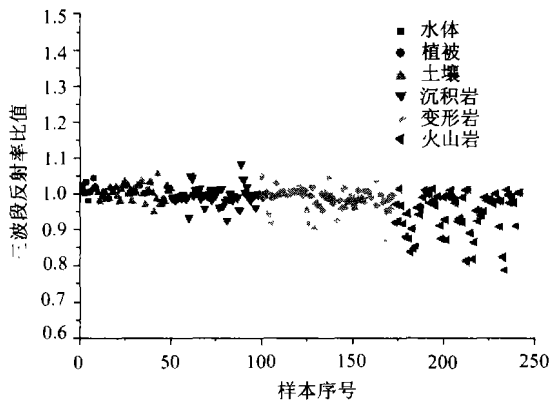


图 3 三通道反射率比值分布

Fig. 3 The distribution of three-band reflectance ratio

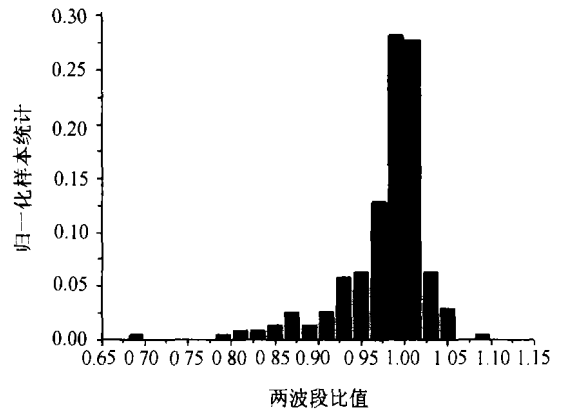


图 5 三波段比值归一化频数图

Fig. 5 The frequency count of three-band reflectance ratio

表 2 δ_1 、 δ_2 分类统计结果

Table 2 The statistic of δ_1 and δ_2

| 参考量 | | 地物 | | | | | |
|------------|------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | | 水体 | 植被 | 土壤 | 沉积岩 | 变形岩 | 火山岩 |
| δ_1 | 均值 | 0.03646 | 0.03172 | 0.07955 | 0.03179 | 0.03233 | 0.05969 |
| | 标准偏差 | 0.02391 | 0.03258 | 0.07377 | 0.03191 | 0.03784 | 0.05191 |
| δ_2 | 均值 | 0.01868 | 0.01943 | 0.01765 | 0.01832 | 0.03127 | 0.05532 |
| | 标准偏差 | 0.01124 | 0.0175 | 0.01279 | 0.02 | 0.04687 | 0.05425 |

约有 20% 的地物必须考虑 δ_1 、 δ_2 的影响。统计显示,对于水体、植被、土壤、沉积岩、变形岩 5 种地物, ξ_1 的均值为 1, 方差为 0.025, 但是对于火山岩, ξ_1 的均值和方差分别为 0.94 和 0.057。这表明,在以火山岩为主的地表上应用近红外两波段比值方法反演水汽,可能会出现较大的误差。对 δ_1 和 δ_2 统计分

析的结果如表 2。

从表 2 可以看出,对于水体、植被、土壤、沉积岩等地物, δ_1 的均值和标准差比 δ_2 大得多,说明三波段比值方法在这些地物为下垫面的水汽反演中能显著改善反演结果。但是,对于变形岩、火山岩等地物, δ_1 的均值和标准差与 δ_2 相差不大,由此可见,

对于这些地物上空的水汽反演,三波段比值方法与两波段比值相比,并没有明显的改进。

在以上分析基础上,三波段比值方法可以有一个改进。在(5)式中, C_1, C_2 的值是由第 2, 5, 19 波段的中心位置相对距离确定的。但是,从图 1 中看出,中心波长无法准确代表整个波段。如果不用中心波长代表整个波段, C_1, C_2 的值从整个光谱数据库中统计回归得出。并由是否使用 $C_1 + C_2 = 1$ 约束,回归方法分为两类——单参数方法和双参数方法。统计回归结果如下式。

单参数方法

$$C_1 = 0.8477, C_2 = 1 - C_1 = 0.1523$$

双参数方法

$$C_1 = 0.8317, C_2 = 0.1629$$

这两种方法应用于整个光谱数据库,计算 δ_2 值

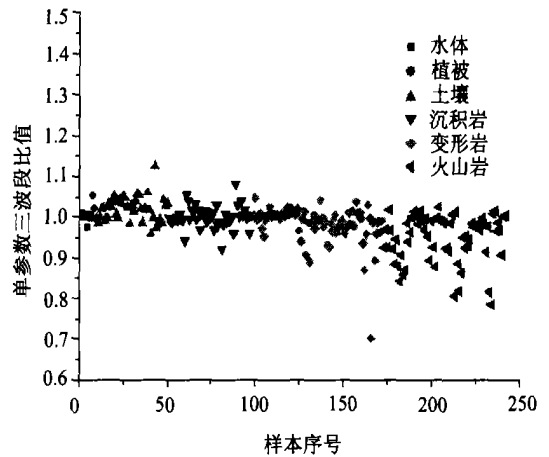


图 6 单参数下三波段比值

Fig. 6 The distribution of three-band reflectance ratio with one parameter

表 3 单/双参数 δ_2 值统计

Table 3 The statistic of δ_2 with one/two parameter

| 参考量 \ 地物 | | 水体 | 植被 | 土壤 | 沉积岩 | 变形岩 | 火山岩 |
|----------|------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 单参数 | 均值 | 0.00972 | 0.01993 | 0.02799 | 0.01788 | 0.02795 | 0.05427 |
| | 标准偏差 | 0.00944 | 0.02258 | 0.02304 | 0.01977 | 0.04156 | 0.05362 |
| 双参数 | 均值 | 0.01492 | 0.02431 | 0.02775 | 0.01814 | 0.0284 | 0.05157 |
| | 标准偏差 | 0.00559 | 0.0226 | 0.02194 | 0.01994 | 0.0412 | 0.05222 |

分布如图 6、图 7 所示。

其中,图 6 对应为单参数下三波段比值,即满足 $C_1 + C_2 = 1$,图 7 对应双参数下三波段比值。两种方法得出 δ_2 值统计分析如表 3。

对比表 2、表 3,可以看出, C_1, C_2 参数化后, δ_2 的均值和标准差相应减少,同时,双参数方法同单参数相比,没有明显的改进。这表明,在波段反射率拟合中,一个归一化的约束是必要的。

9 结 论

大气水汽反演在气候研究中起关键性作用,遥感手段获取水汽数据有许多其它水汽探测方式所不具备的优点。但是,其精度和稳定性尚待进一步提高。本文深入讨论近红外水汽反演方法,分析了地表反射率对近红外水汽反演的影响。

在地表近红外波段反射率之比不为 1 的情况下,用近红外波段来反演水汽将有可能带来较大的

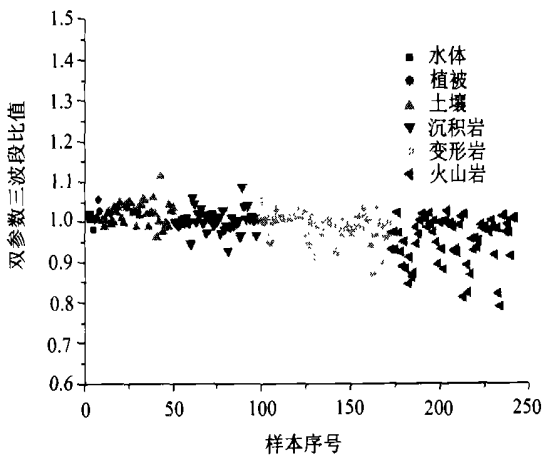


图 7 双参数下三波段比值

Fig. 7 The distribution of three-band reflectance ratio with two parameters

偏差,这一偏差最大约为反射率比值对 1 偏差的 15 倍,同时,这一偏差还与大气的波段透过率之比有关。当波段反射率比值与 1 偏差(δ_1 , δ_2)大于 0.05 时,这一偏差是无法忽略的,根据对地物光谱库的分析,光谱库中约有 30% 的地物在两波段比值反演方法中须考虑这一影响,约有 20% 的地物在三波段比值方法中须考虑同样的影响。同时,对于水体、植被、土壤、沉积岩等地物,三波段比值方法相对于两波段方法在地物光谱影响上有很明显的改进。但是,对变形岩、火山岩等地物,三波段比值方法与两波段比值方法相比,没有显著的优越性。可见,对于不同的地物,地物光谱对水汽反演的影响是不同,因而一个同 Snyder^[25]提出的反演地表比辐射率方法类似,基于地物分类的近红外水汽方法是有必要的。

同时,从以上的分析中,可以看出,使用近红外水汽反演方法,在水汽含量较小时大气的路径辐射可以忽略。但是,当水汽大于 $4\text{g}/\text{cm}^2$ 时,路径辐射会对水汽反演产生较大的影响。定量的讨论这一影响,尚需进一步的研究。

本文研究中涉及到的仅仅是光谱库中单一地物时的情况。在实际的遥感中,由于腔体效应、邻边效应和混合像元的影响,光谱库中的光谱几乎不可能遇到。在进一步的研究中,拟首先考虑混合像元的影响,例如引入光谱混合模型^[26]来研究混合像元时地物光谱的变化及其对水汽反演的影响。

致谢

成文中,获益于与中国科学院地理科学与资源研究所李召良博士,中国科学院农业政策中心危结根硕士的讨论,诚表谢意。本文使用了 ASTER 光谱数据库,其版权归美国加州理工学院喷气推进动力实验室(JPL, CIT) 所有,并致谢。

参 考 文 献 (References)

- [1] Anthony D. Det Genio. The Dust Settle on Water Vapor Feedback [J]. *Science*, 2002, **296**: 665—666.
- [2] Brian J. Soden. Atmospheric Physics: Enlightening Water Vapor [J]. *Nature*, 2000, **406**: 247—248.
- [3] Li Z L, Jia L, Su Z, et al. A New Approach for Retrieving Precipitable Water from ATSR2 Split-window Channel Data over Land Area [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2003, **24**: 5059—5117.
- [4] 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]. *Journal of Applied Meteor.*, 1990, **29**: 448—460.
- [5] GAO B C, Alexander F H Geotz. Column Atmospheric Water Vapor and Vegetation Liquid Water Retrievals from Airborne Imaging Spectrometer Data [J]. *Journal of Geo. Res.*, 1990, **95**: 3549—3564.
- [6] Kaufman Y J, GAO B C. Remote Sensing of Water Vapor in the Near IR from EOS/MODIS [J]. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 1992, **30**(5): 871—884.
- [7] Tahl S, Schonemark M V. Determination of the Column Water Vapor of the Atmosphere Using Backscattered Solar Radiation Measured by the Modular Optoelectronic Scanner (MOS) [J]. *Int. J. Remote Sensing*, 1998, **19**(17): 3223—3236.
- [8] Bennartz R, Fischer J. Retrieval of Columnar Water Vapor over Land from Backscattered Solar Radiation Using the Medium Resolution Imaging Spectrometer [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2001, **78**: 274—283.
- [9] Alishouse J C, Snyder S A, Vongsathorn J, et al. Determination of Oceanic Total Precipitable Water from the SSM/I [J]. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 1990, **28**: 811—816.
- [10] Schulz J, Schlüssel P, Grassl H. Water Vapor in the Atmospheric Boundary Layer over Oceans from SSM/I Measurements [J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1993, **14**(15): 2773—2789.
- [11] Chesters D, Uccellini L W, Robinson P. Low-level Water Vapor Fields from the VISSR Atmospheric Sounder (VAS) Split-window Channels [J]. *Journal of Climate Applied Meteorology*, 1983, **22**: 725—743.
- [12] Susskind J, Reuter D, Chahine M T. Remote Sensing of Weather and Climate Parameters from HIRS2/MSU on TIROS-N [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1984, **89D**: 4677—4697.
- [13] Kleespies T J, McMillin L M. Retrieval of Precipitable Water from Observations in the Split Window over Varying Surface Temperature [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1990, **29**: 851—862.
- [14] Jedlovec G J. Precipitable Water Estimation from High-resolution Split Window Radiance Measurements [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1990, **29**: 863—876.
- [15] Iwasaki H. Case Study on the Distribution of Precipitable Water Associated with Local Circulation Using the Split-window Data of a NOAA Satellite [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1999, **77**(3): 711—719.
- [16] Outilé C, Outalha S, Francois C, et al. Estimation of Total Atmospheric Water Vapor Content from Split-window Radiance Measurements [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1997, **61**: 410—418.
- [17] Sobrino J A, Li Z L, Stoll M P, et al. Improvement in the Split Window Technique for Land Surface Temperature Determination [J]. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 1994, **32**: 243—253.
- [18] Bruegge C C J, Conel J E, Margolis J S, et al. In-situ Atmospheric Water-Vapor Retrieval in Support of AVIRIS Validation [A]. *Imaging Spectroscopy of the Terrestrial Environment [C]*. PIE, 1990, **1298**: 150—163.
- [19] Schläpfer Christoph, C Borel J Keller, Itten K I. Atmospheric Precorrelated Differential Absorption Technique to Retrieve Columnar Water Vapor [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1998, **65**: 353—366.
- [20] Michael D King, W Paul Menzel, Yoram J Kaufman, et al. Cloud

- and Aerosol Properties, Precipitable Water, and Profiles of Temperature and Water Vapor from MODIS [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2002, **41**(2): 442—458.
- [21] Liou G N. An Introduction to Atmospheric Radiation [M]. China Meteorological Press, 1985. [廖国南, 大气辐射导论, [M], 北京: 气象出版社, 1985.]
- [22] GAO B C, Yoram J, Kaufman. Algorithm Technical Background Document: The MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm [R]. 1998.
- [23] Land Sat Project Science Office. Land Sat 7 Science Data Users Handbook [R]. 1998.
- [24] California Institute of Technology. ASTER Spectral Library [R]. 2000.
- [25] Snyder W C, Wan Z, Zhang Y, *et al.* Classification-based Emissivity for Land Surface Temperature Measurement from Space [J]. *Int. J. Remote Sensing*, 1998, **19**(14): 2753—2774.
- [26] Zhang L, Li D, Tong Q *et al.* Study of the Spectral Mixture Model of Soil and Vegetation in Poyang Lake area, China [J]. *Int. J. Remote Sensing*, 1998, **19**(11): 2077—2084.

The Simulation Analyze of the Effect of Surface Reflective Spectrum on the Retrieval of Water Vapor with MODIS NIR Data

WANG Wei-min, SUN Xiao-min, ZHANG Ren-hua, TANG Xin-zhai, ZHU Zhi-lin

(*Institute of Geographical Science and Nature Resource Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101*)

Abstract: Based on the near infrared radiative transfer theory, the retrieval method of precipitable water vapor (PWV) with MODIS near infrared band data is analyzed under the simulation of radiative transfer model, MODTRAN. The effect of surface nonlinear reflective spectrum on PWV estimation is emphasized on. Both two bands ratio method and three bands ratio method are taken into account. The study indicates that the error due to the surface nonlinear reflective spectrum is very large if the reflectance ratio of water vapor band to atmospheric windows band is not equal to 1. The error is proportional to the ratio of transmittance ratio between these two bands. The ratio of band reflectance is calculated for hundreds kinds of surface material such as rocks, minerals, soils, vegetation and water in Johns Hopkins University spectral library. Most of the reflectance ratios have a considerable difference with 1. And the difference from 1 of two bands ratio method is smaller than three bands method. That indicates three bands method is predominant over two bands method. The coefficients used in three bands method is recalculated based on the spectral library. The result shows that their coefficients should be gained from the regression of whole spectral library and the sum of coefficients should be equal to 1.

Key words: near infrared; water vapor retrieval; radiative transfer; MODIS; MODTRAN