



论 文

复杂气象条件下火山灰云遥感监测新方法

朱琳*, 刘健, 刘诚, 王萌

国家卫星气象中心, 北京 100081

* E-mail: zhulin@cma.gov.cn

收稿日期: 2010-07-30; 接受日期: 2011-04-18

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB950700)资助

摘要 火山灰云是严重影响航空飞行安全的因素之一。从长期来看, 大规模的火山灰云还对全球气候和环境产生深远影响。在国际上普遍应用“分裂窗亮温差算法”监测火山灰云的基础上, 针对“分裂窗亮温差算法”受气象云、冰雪等复杂气象条件影响而容易产生误差的问题, 构建了基于我国自主新一代极轨气象卫星 FY-3A/MERSI 和 VIRR 数据融合技术的短波红外-热红外火山灰云算法(SWIR-TIR Volcanic Ash method, STVA)。比较了 STVA 算法、“分裂窗亮温差算法”在冰岛艾雅法拉冰河火山爆发中的应用效果。结果表明: 与分裂窗亮温差算法相比, STVA 算法能够较好地将火山灰云和其他地物区分出来, 且不受气象云和海洋的影响。利用欧洲 Metop-A 卫星资料计算的火山灰云遥感监测产品以及美国 Terra/MODIS 短波红外和热红外光谱数据对 STVA 的应用能力进行了对比验证和误差分析, 证明了基于 FY-3A 卫星数据的 STVA 算法具有良好的稳定性和准确性, 表明该方法在全球火山灰云监测中具有应用潜力。

关键词

FY-3A/MERSI

FY-3A/VIRR

火山灰云

分裂窗亮温差算法

短波红外-热红外火山灰云算法

火山灰云是严重影响航空飞行安全的因素之一^[1]。从长期来看, 大规模的火山灰云不仅造成气温、降雨的异常; 还可造成大气污染、臭氧层的破坏, 形成酸雨、加剧温室效应等现象, 从而对全球气候和环境产生深远影响^[2~4]。因此, 建立全球火山灰云预警和动态监测业务受到各国政府、科学家和公众的普遍重视。

气象卫星数据具有免费获取、时间分辨率高、空间覆盖广等优点, 为定量研究火山、大气相互作用提供了有利工具^[5,6]。火山灰遥感监测理论基本分为三类: 紫外光吸收法^[7]、可见光和红外结合的“模式识别法”^[1,8]和基于热红外分裂窗通道的“分裂窗亮温差算

法”^[9,10]。紫外光吸收法利用火山灰云中的 SO₂ 在紫外光波段(0.3~0.32 μm) 有明显吸收的特性, 监测火山灰云和其本身的迁移转化规律^[11,12], 但其探测精度受卫星空间分辨率和观测周期的限制^[1]。另外, 目前除 Total Ozone Mapping Spectrometer(TOMS)搭载有紫外光谱段外, 许多卫星没有搭载紫外光波段传感器, 因此严重制约了其监测效果。

“模式识别”方法根据火山灰云在可见光波段反射率较气象云低的特性, 结合分析火山灰云飘逸扩散的方向和形态特征, 设置一定的阈值或进行假彩色合成将火山灰云和气象云及其他地物区分开来。这种方法在火山爆发初期能够起到一定的效果^[1]。但

在如何区分火山灰云和气象云的阈值设定和彩色合成方法上有一定的经验性, 不能满足大面积火山灰动态监测的需求。

长期以来, “分裂窗亮温差算法”(Split Window Temperature Difference method, SWTD)被普遍认为是定量、动态研究火山灰云漂移扩散的主要方法^[1,13]。该方法自 Prata^[9,10]提出后, 得到了广泛应用。然而, SWTD 法在很多复杂气象条件下不能将火山灰云、气象云和其他地物较好的区分出来^[5,14]。为提高 SWTD 识别火山灰云的精度, VAACs (Volcanic Ash Advisory Centers)的研究人员在原有分裂窗亮温差算法的基础上通过设定阈值和增加参数的方法对分裂窗亮温差算法带来的误差进行校正^[15], 但这些校正方法基本上是经验性的, 导致在实际火山监测业务中带来一定的不确定性。

本文在分析传统热红外分裂窗亮温差算法的原理及优缺点的基础上, 进一步分析火山灰云中主要矿物在可见光-短波红外波段的反射特性。比较了火山灰云中常见矿物、气象云、冰雪和陆地等在 1.6 和 2.13 μm 两个短波红外通道的光谱反射特征的差异, 结合火山灰云中的酸性物质在热红外通道的光谱吸收差异特征, 通过融合短波红外及热红外多光谱信息, 建立普适性更强的火山灰云遥感动态监测方法, 以改进目前主流的“分裂窗亮温差算法”在判识气象云和火山灰云时产生的误差, 解决复杂气象条件对火山灰云遥感判识带来的影响。以我国新一代极轨气象卫星风云三号 A 星(FY-3A)^[16]上搭载的中分辨率光谱成像仪(MERSI)和可见光红外扫描辐射计(VIRR)数据为遥感数据源, 结合美国 Terra/MODIS 数据以及欧洲 Metop-A 火山灰云遥感监测产品, 分析和验证新方法的应用能力, 为建立基于我国自主卫星数据的全球火山灰监测业务提供方法和决策支持。

1 区域概况

冰岛位于欧洲的西北部、北大西洋中部, 地处高纬。全岛面积 10.3 万平方公里, 其中 1/8 被冰川覆盖。冰岛有 100 多座火山, 以“极圈火岛”之名著称。

当地时间 2010 年 3 月 20 日晚上 11 点 30 分左右, 在经历了将近 200 年的休眠期之后, 冰岛南部的艾雅法拉冰河火山(Eyjafjallajökull volcano, 60°36'N, 19°34'W)爆发。冰岛随即宣布全国进入紧急状态, 全

境航班取消, 多条主要道路封闭。此后, 该火山暂时平静。当地时间 2010 年 4 月 14 日, 冰岛艾雅法拉冰河火山时隔近 1 个月再度爆发。这次喷发势更猛, 释放的能量比上次喷发的强度要高出 10~20 倍, 威力巨大。火山爆发喷出的大片火山灰云向南飘移到北大西洋, 造成来往北欧至全球的航空交通大瘫痪, 数以千计的航班遭遇延误和停飞, 由此带来的经济损失高达每天 2.5 亿美元。

2 火山灰云遥感监测算法的建立

火山灰云是由气体和火成岩碎屑组成的混合物^[5]。火山灰云气体主要成分是 H_2O , 约占 60%~90%, 其次主要有 SO_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 , H_2 , He , CO , HCl 等。其中 SO_2 是形成硫酸气溶胶的物质, 它可在几周内氧化, 并形成以此为核心的酸性气溶胶微粒^[17]。火山灰云中除了大量酸性气体以外, 还有大量火成岩喷发时带出的火山碎屑物。大量的火山碎屑物特别是直径小于 50 μm 的碎屑颗粒和气溶胶相混合随着大气运动需要几天甚至几周的时间才能消散, 对航空飞行造成严重影响^[5]。对于不同的火山爆发事件, 其火山灰云中各成分比例有所变化; 同时, 随着火山灰云的扩散, 大颗粒的火山灰云碎片渐渐沉降, 火山灰云中的成分因化学反应也在不断地发生质和量的转变。因此, 反映在卫星光谱特性上, 定量描述火山灰云的光谱吸收特性是极其困难的^[5,6]。

热红外波段常常被用来研究火山灰云中的细小火山灰颗粒的相态和传输过程^[5]。如图 1 所示: 火山灰云中的酸性成分在 10~12 μm 波段范围对光谱吸收能力(以折射指数的虚部表示)随着波长的增大而迅速减小。对于冰和水来说, 其光谱吸收能力的变化规律相反^[18-20]。Prata^[9,10]利用火山灰云、冰和水等在不同热红外波段吸收特性的差异, 提出基于 NOAA 气象卫星的两个热红外分裂窗通道亮度温度差区分气象云和火山灰云的方法, 即应用广泛的分裂窗亮温差算法(Split Window Temperature Difference method, SWTD)。一般情况下, 对于火山灰云, NOAA/AVHRR 卫星的第四通道(10.3~11.3 μm)和第五通道(11.5~12.5 μm)的亮温差是负值; 而对于气象上的云, 上述差值为正值。

尽管热红外分裂窗通道具有区分火山灰云和气象云的理论根据, 但在实际的复杂气象条件下, 分裂

窗亮温差算法对火山灰云的监测效果并不理想^[21]. 在夜晚的陆地、沙漠、非常冷的地表和火山灰云边缘地带,特别是在非常冷的云顶(如高云)或被冰雪覆盖的陆地,相邻两个热红外分裂窗通道之差往往也会产生负值,导致火山灰云误判的概率较高^[14,21]. 同时,SWTD 方法只适用于检测 1~12 μm 直径的火山灰颗粒,因此该方法对于爆发中后期的火山灰云较为敏感. 综上所述,单纯利用火山灰云在热红外波段的吸收特性,在很多情况下不能将火山灰云和其他地物较好的区分出来.

与火山灰云在热红外波段的吸收特性相比,火山灰云中常见矿物在可见光-短波红外波段反射特性还没有在火山灰云遥感监测中得到充分的重视和研究. 火山碎屑包括浅色矿物和暗色矿物. 浅色矿物主要是石英、长石. 暗色矿物包括辉石、角闪石、黑云母等. 不同火山喷发的火山矿物颗粒组成不尽相同,但基本上都是以上几种矿物的混合物. 以 1991 年 6 月中旬菲律宾皮纳图博火山爆发为例,其火山灰的碎屑包括斜长石、角闪石、黑云母还有玻璃质和少量石英等^[22].

为了进一步分析火山灰云中主要矿物在可见光-短波红外波段的反射特性,从美国地质调查局(USGS)的标准矿物光谱库中选取了火山灰典型矿物,做出了火山灰云中主要矿物成分的光谱反射率图(如图 2 所示). 图 2 中可见,对于暗色硅酸盐矿物如黑云母、角闪石和辉石,其光谱反射率在 0.4~1.2 μm 之间基本变化不大,但在 1.2~2.6 μm 波段,反射率随波长的

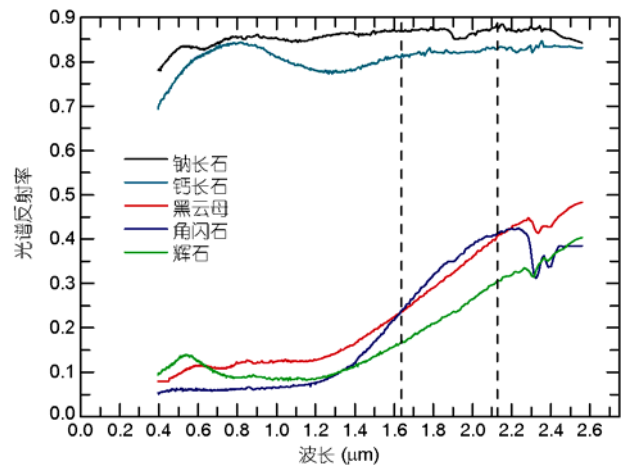


图 2 火山灰云中主要矿物成分的光谱反射特性

数据来源于 USGS 标准矿物光谱库

增大明显增大. 对于浅色矿物组分如斜长石(由钠长石和钙长石组成),它的光谱曲线随波长变化比较小.

利用 2010 年 4 月 19 日(冰岛火山爆发期间)我国新一代 FY-3A 极轨卫星数据,通过可见光、近红外彩色合成图像的目视解译,挑选冰岛火山爆发期间火山灰、冰雪、高云、低云和晴空海洋等典型目标物为实验样本,进一步研究冰岛附近主要目标物在 FY-3A/MERSI 主要反射光谱通道的光谱反射率特征. 如图 3 所示:对于火山灰云,中心波长位于 1.64 μm 的 MERSI 第六通道反射率(R_6)小于中心波长位于 2.13 μm 的第七通道的反射率(R_7);而对于陆地、云和雪等样本,其对应的 1.64 μm 通道反射率大于 2.13 μm 通道处的反射率值. 因此 1.64 μm (R_6)和 2.13 μm (R_7)这两个相邻通道反射率的差值(R_6-R_7)对于陆地、气象云(特别是高云)、雪等目标物是正值,这和前人的研究结果相一致^[18,19]. 对于火山灰云,上述两个相邻通道反射率的差值(R_6-R_7)是负值. 对比图 2 和 3,火山灰云在上述两个短波红外通道反射率的差异可能正是由火山灰云中暗色硅酸盐矿物颗粒的反射特性所造成.

通过上述分析, FY-3A/MERSI 第六和第七通道反射率差值小于零可以作为区分火山灰云和陆地、气象云、雪等非火山灰云的阈值. 值得注意的是,对于海洋等反射率较低的暗目标来说,第六和第七通道的反射率都很低,且受到海洋中物质和大气的影 响, (R_6-R_7)也会出现负值. 因此,单纯用 MERSI 第六和第七通道反射率的差值检测火山灰云,会造成对海

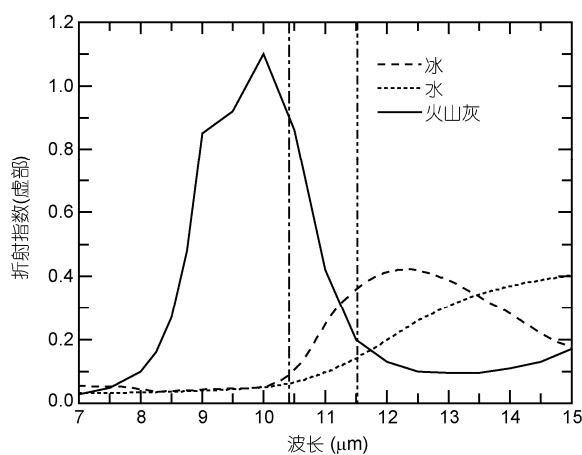


图 1 火山灰云和冰、水等折射指数随波长的变化

数据来源于文献[18~20]

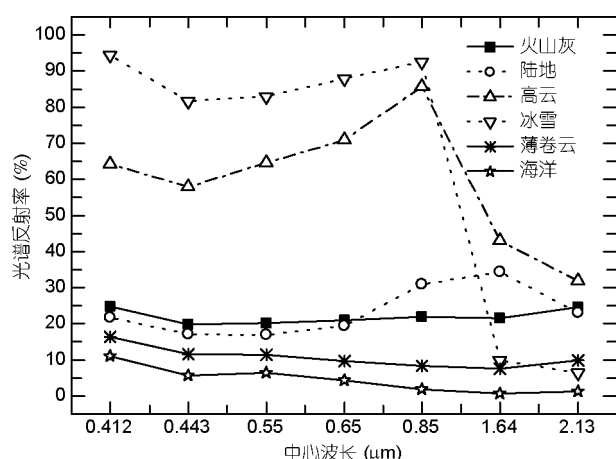


图3 基于FY-3A/MERSI数据的冰岛附近地物光谱反射特征

洋等暗目标物的误判。

基于以上对火山灰云在热红外吸收特性和短波红外的反射特性的分析,综合分裂窗亮温差算法和短波红外1.64和2.13 μm 差值方法,构造了短波红外-热红外火山灰云算法 (SWIR-TIR Volcanic Ash method, STVA)用于火山灰云的监测:

$$R_{1.64 \mu\text{m}} - R_{2.13 \mu\text{m}} < 0, \quad (1)$$

$$T_{11 \mu\text{m}} - T_{12 \mu\text{m}} < 0, \quad (2)$$

其中 $R_{1.64 \mu\text{m}}$ 和 $R_{2.13 \mu\text{m}}$ 分别代表中心波长为1.64和2.13 μm 的短波红外通道的光谱反射率; $T_{11 \mu\text{m}}$ 和 $T_{12 \mu\text{m}}$ 分别代表中心波长为11和12 μm 的热红外通道亮度温度. STVA算法将影像上同时符合公式(1)和公式(2)的像素判断为被火山灰云覆盖的像元。

我国FY-3A卫星^[16]上搭载的可见光红外扫描辐射计(VIRR)具有两个热红外分裂窗通道,分别为通道四(10.3~11.3 μm)和通道五(11.5~12.5 μm),综合利用MERSI和VIRR两种传感器的探测数据,可较为便捷地使用STVA算法监测火山灰云,同时免去了由于卫星过境时间、角度等不一致带来的额外观测误差。

3 结果与分析

2010年4月14日,冰岛艾雅法拉冰河火山(Eyjafjallajökull volcano)在时隔一个月后再度爆发。此后4月14~19日,火山仍在喷发中并强度再度加强。以2010年4月19日的FY-3A/MERSI和VIRR数据为

遥感数据源,分别利用基于VIRR的热红外分裂窗亮温差算法(SWTD)(公式2)、MERSI的短波红外差值($R_6 - R_7 < 0$)算法(公式1)和短波红外-热红外火山灰云算法(STVA)对该时次的影像进行火山灰云监测实验,结果如图4~7所示。从4月19日12时45分(世界时)FY-3A/MERSI(250 m分辨率)多通道彩色合成图中(图4)可清楚地看到艾雅法拉冰河火山喷发后形成的大片火山灰云(见图中箭头所指处棕灰色区域)。在该时次影像上,同时可以看到大片气象云。受气象云的影响, FY-3A/VIRR SWTD方法在冰岛东北处及中部和南部出现了大面积误判的情况(图5)。这些气象云的云顶亮度温度均较低(亮度温度小于250 K),表明云的高度较高。此外,在冰岛陆地,SWTD方法

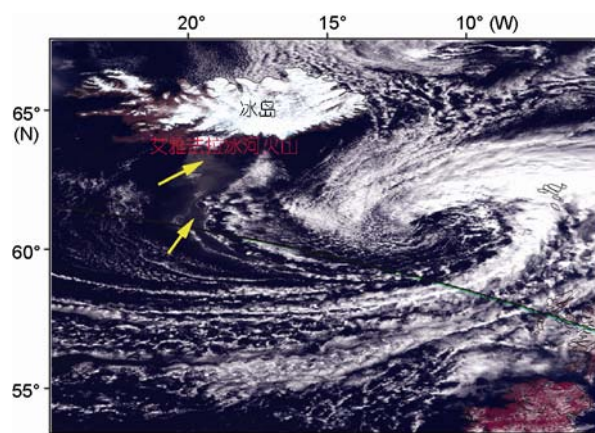


图4 基于FY-3A/MERSI三通道合成的假彩色影像

世界时2010-04-19, 12:45~12:50, 通道中心波长0.865, 0.650, 0.550 μm

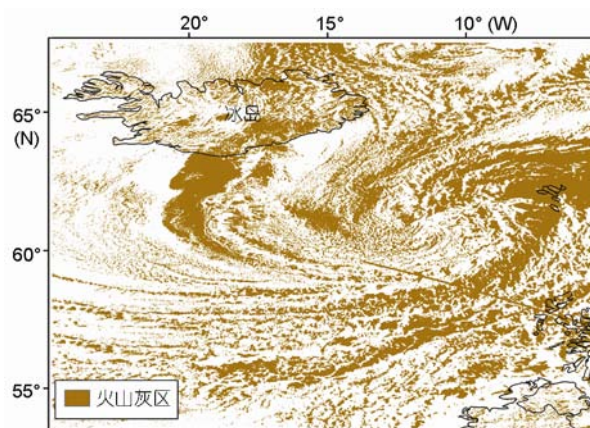


图5 基于FY-3A/VIRR分裂窗亮温差算法(SWTD)监测出的火山灰云(2010-04-19)

在冰雪覆盖的地表也出现了误判. 上述结果和前人的研究结果是一致的, 表明分裂窗亮温差算法对非常冷的云顶(如高云)或被冰雪覆盖的陆地, 会产生比较明显的误判^[14].

与 SWTD 法相比, FY-3A/MERSI 短波红外差值 ($R6-R7<0$) 方法能够较好地火山灰云和高云、陆地、冰雪等进行区分, 部分弥补了 SWTD 方法的缺陷(图 6).

与单独的 SWTD 方法和短波红外差值方法相比, STVA 方法能更好地将火山灰云信息提取出来, 进一步减小误判率(图 7).

4 方法验证

目前 VAACs 和欧洲气象卫星应用组织

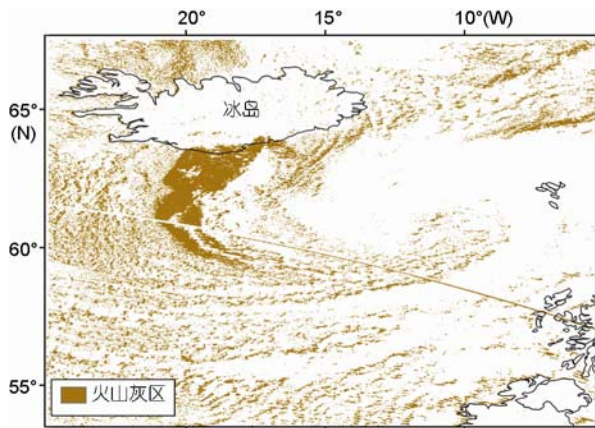


图 6 基于 FY-3A/MERSI 短波红外差值方法($R6-R7<0$)监测出的火山灰云(2010-04-19)

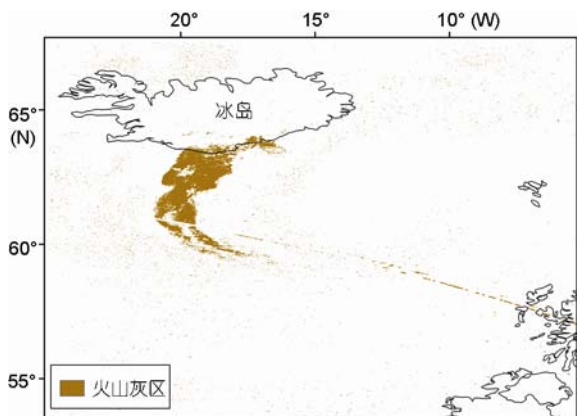


图 7 基于 FY-3A STVA 算法监测出的火山灰云(2010-04-19)

(EUMETSAT)针对全球主要火山喷发事件提供基于卫星影像的全球火山灰云分布图, 为客观评价大气中火山灰云的迁移变化提供了参考依据.

图 8 的火山灰云辐射指数(Ash Radiance Index, ARI)是 EUMETSAT 利用欧洲首颗极轨气象卫星 Metop-A 上搭载的高分辨率红外大气探空干涉计 IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) 计算得到. IASI 传感器的星下点分辨率是 25 km. 计算的火山灰云辐射指数可反映冰岛艾雅法拉冰河火山爆发中火山灰云和 SO_2 的分布状况. 比较图 7 和 8 可见, 在 2010 年 4 月 19 日, 尽管两种卫星资料的空间分辨率有所不同, 但利用基于 FY-3A 数据的 STVA 算法得到的火山灰云分布和 Metop-A/IASI 火山灰云辐射指数(ARI)估计的火山灰云分布形态一致.

此外, VAACs 利用 Metop-A 极轨卫星上搭载的 GOME-2(Global Ozone Monitoring Experiment-2)传感器的 340 和 380 nm 通道, 根据火山灰云对紫外宽波段辐射的吸收特性计算得到气溶胶吸收指数 (Absorbing Aerosol Index, AAI) (图 9). GOME-2 探测分辨率是 80 km×40 km 或 160 km×40 km. 比较图 7 和 9 可知, 尽管 Metop-A/GOME-2 传感器数据的地面分辨率较我国 FY-3A/MERSI 和 VIRR 数据明显偏低, 但 AAI 和 STVA 的结果在火山口南侧一致性比较高, 都反映了火山灰云随大气运动向南扩散的过程; 差别在于 AAI 在冰岛北部和中部探测到火山灰云, 而 STVA 在上述地区并没有监测到明显的火山灰云分布.

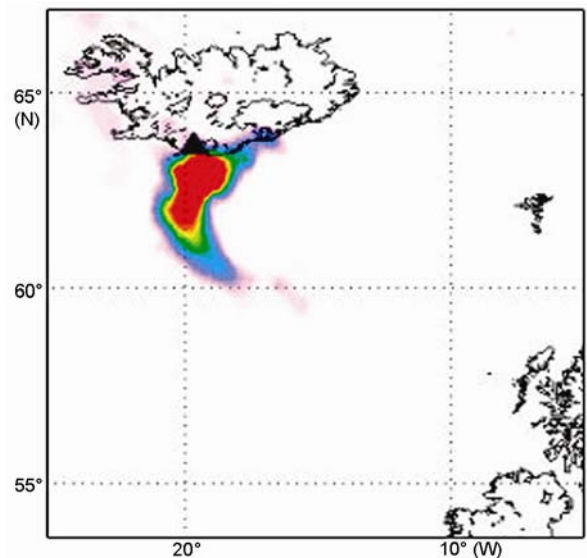


图 8 Metop-A /IASI 火山灰云辐射指数(2010-04-19)

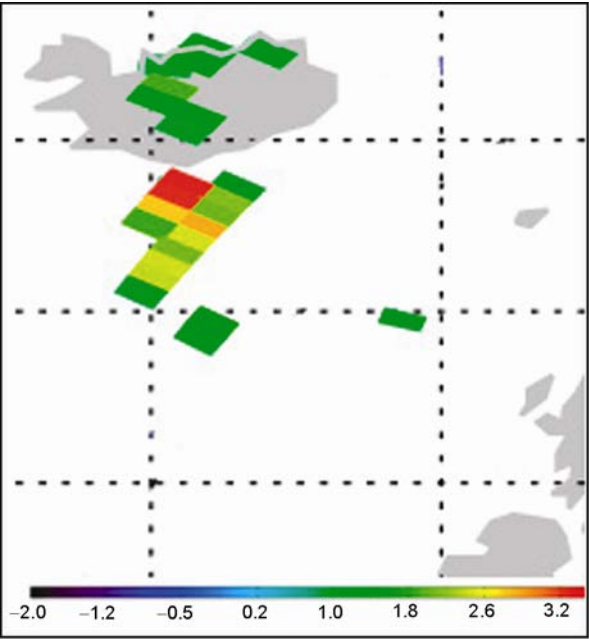


图9 Metop-A/GOME-2 气溶胶吸收指数 AAI(2010-04-19)

进一步对比分析 FY-3A STVA 和 Metop-A ARI 和 AAI 计算结果, 可以发现: 对于火山灰云的分布浓度, Metop-A 计算的 ARI 和 AAI 两个指数间存在差异, 特别是对于冰岛北部和中部比较稀薄的火山灰云的监测. GOME-2 传感器的地面分辨率较 IASI 低导致的混合像元是可能的误差来源之一. 同时, 两种探测方法原理的不同也是导致在火山灰云漂移扩散过程中, 监测范围和强度产生偏差的原因. 总的来说, 基于 FY-3A 的 STVA 算法监测区域覆盖了 AAI 和 ARI 两者共同监测到的区域, 说明在冰岛南侧的火山灰云出现的概率最大, 也同时说明 FY-3A STVA 方法监测结果较为稳定.

5 FY-3A 和 MODIS 火山灰监测误差分析

美国 NASA 发射的 Terra 和 Aqua 卫星上搭载的 MODIS 传感器具有较高的光谱和空间分辨率的特点, 被广泛应用于资源和环境灾害监测. MODIS 具有和 FY-3A 对应的短波红外和热红外分裂窗通道(如表 1 所示), 因此可以用来对比和分析不同仪器对火山灰云监测的效果和误差来源.

利用 2010 年 4~5 月冰岛火山爆发期间三个时次的 MODIS 和 FY-3A/MERSI 和 VIRR 影像(影像覆盖范围和图 4 范围一致), 分别用 SWTD 和 STVA 方法计算出火山灰云的覆盖范围(表 2). 对比同时期 VAACs 发布的火山灰云分布图像并结合同时期的气象条件和相应假彩色合成影像的目视判读, 基于 FY-3A STVA 方法计算的火山灰云区域和 VAACs 发布的火山灰云辐射指数分布更为接近(如本文第 4 节所述), 但 FY-3A 相应通道计算出的火山灰云噪声区域总体要比 MODIS 计算出的噪声偏大. 出现这种偏差可能与探测器本身的性能相关.

2010 年 4 月 17 日和 2010 年 4 月 19 日, 冰岛火

表 1 FY-3A 数据短波红外和热红外波段与 MODIS 对应波段比较^{a)}

单位(μm)		FY-3A/MERSI	FY-3A/VIRR	MODIS
短波红外	中心波长	1.64	—	1.64
	光谱带宽	0.05	—	0.024
	中心波长	2.13	—	2.13
	光谱带宽	0.05	—	0.05
热红外	中心波长	—	10.8	11.03
	光谱带宽	—	1	0.5
	中心波长	—	12	12.02
	光谱带宽	—	1	0.5

a) “—”代表对应的传感器没有相应通道

表 2 利用 MODIS, FY-3A 数据和 SWTD, STVA 方法计算的火山灰云区域比较^{a)}

过境时间 (世界时)		MODIS 1B			FY-3A		
		2010-04-17 (13:15)	2010-04-19 (12:45)	2010-05-11 (12:15)	2010-04-17 (11:45)	2010-04-19 (12:45)	2010-05-11 (12:35)
SWTD 法	检出火山灰区域(%)	1.60	6.12	0.56	42.6	34.2	38.28
	其中噪声区域(%)	1.30	5.9	0	41.5	32	36.8
STVA 法	检出火山灰区域(%)	0.23	0.11	0.12	1.7	3.18	2.30
	其中噪声区域(%)	0	0	0	0.8	1.03	0.9

a) 噪声判断主要依据同时期的风向、温度等气象条件和对相应假彩色合成影像的目视判读, 将影像中明显为气象云系且根据风向判断不会和火山灰云汇合的区域判断为噪声区域

山爆发区域附近的天气情况复杂,在火山爆发区域附近有大量气象云的干扰,导致SWTD方法误判的区域比例较大.而到2010年5月11日,冰岛火山灰附近晴朗无云,从图像中可以清晰地看到火山灰云向南扩散.在这种天气条件下,MODIS SWTD方法没有出现误判区域.这一结果和前人研究的结果是一致的,即SWTD方法受复杂气象条件的影响,会产生大量误判区域^[14].与SWTD方法相比,STVA算法明显减少了复杂天气条件下火山灰云误判的比例.以MODIS数据为例,2010年4月17日和2010年4月19日,利用SWTD方法监测出的火山灰云有1.3%以上的区域是噪声区域,属于误判的范围.而对应STVA算法,对应时次都没有出现噪声区域.

6 结论与讨论

长期以来,复杂气象条件一直是严重干扰火山灰云的动态监测效果的主要因素.本文通过分析火山灰云中常见矿物、气象云、冰雪和陆地等在1.6和2.13 μm 两个短波红外通道的光谱反射特征的差异,结合火山灰云中的酸性物质在热红外通道的光谱吸收差异特征,建立了基于FY-3A遥感数据的火山灰云遥感监测新方法:短波红外-热红外火山灰云算法(STVA).该方法在2010年4~5月爆发的冰岛艾雅法拉冰河火山监测中取得了较好的应用效果.通过STVA和VAACs发布的火山灰辐射指数与火山灰气溶胶吸收指数的对比分析,验证了STVA方法具有良好的稳定性和准确性.利用MODIS和FY-3A两种卫

星数据计算的STVA和SWTD指数的对比分析表明,本文提出的STVA方法能够明显降低复杂天气条件对火山灰云监测的干扰,因此较传统的SWTD方法更具有业务应用潜力.总体上利用我国FY-3A卫星数据计算出的STVA方法对火山灰动态分布的监测效果更为准确,但噪声较MODIS略偏大.

本文的研究结果同时表明,不同的卫星数据,其空间分辨率和探测通道本身的性能不同会使STVA方法对火山灰云的监测范围和强度产生偏差.此外,由于缺少地面实测数据,本文对STVA的验证主要对比了Metop-A/IASI和GOME-2传感器数据计算的同时期火山灰云辐射指数(ARI)和气溶胶吸收指数(AAI)的监测结果.IASI和GOME-2传感器的地面分辨率较FY-3A/MERSI和Terra/MODIS明显偏低,同时各传感器之间探测原理与方法不同,导致的采样和方法之间的误差也会影响火山灰云判识的准确性.在误差分析方面,对火山灰云中噪声的判断主要参考了同时期的气象条件以及相应假彩色影像的目视判读,其准确性在一定程度上受作者先验知识的影响.

对于不同火山,其爆发出的火山灰在矿物组成和化学成分上有一定的差异.因此,在进一步的研究中,可以根据实地火山灰云反射和辐射特征,灵活调整STVA的阈值,以适用于不同地区和不同环境条件下喷发的火山.此外,火山灰云中主要矿物在短波红外光谱反射率差异这一特性以及STVA方法监测火山灰云的判别条件和精度还需要在今后的研究中用更多的火山爆发实例结合多源遥感数据、地面实测数据以及气象条件加以综合分析和验证.

致谢 中国矿业大学(北京)孙红福博士在火山灰矿物组成和光谱特性方面给予指导和帮助,评审专家对本文的论述提出了宝贵的意见和建议,在此一并致谢.

参考文献

- 1 Tupper A, Carn S, Davey J, et al. An evaluation of volcanic cloud detection techniques during recent significant eruptions in the western 'Ring of Fire'. *Remote Sens Environ*, 2004, 91: 27-46
- 2 屈春燕, 单新建, 马瑾. 卫星热红外遥感在火山活动性监测中的应用. *地震地质*, 2006, 28: 99-110
- 3 徐光宇, 皇甫岗. 国外火山减灾研究进展. *地震研究*, 1998, 21: 397-405
- 4 刘嘉麒, 郭正俯, 刘强. 火山灾害与监测. *第四纪研究*, 1999, 20: 414-421
- 5 Rose W I, Bluth G J S, Ernst G G J. Integrating retrievals of volcanic cloud characteristics from satellite remote sensors: A summary. *Phil Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci*, 2000, 358: 1585-1606
- 6 Oppenheimer C. Volcanological applications of meteorological satellites. *Int J Remote Sens*, 1998, 19: 2829-2864
- 7 Krueger A J. Sighting of El Chichón sulfur dioxide clouds with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer. *Science*, 1983, 220: 1377-1379

- 8 Sawada Y. Study on analysis of volcanic eruptions based on eruption cloud image data obtained by the Geostationary Meteorological Satellite (GMS). Technical Report, Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan. 1987
- 9 Prata A J. Infrared radiative transfer calculations for volcanic ash clouds. *Geophys Res Lett*, 1989, 16: 1293–1296
- 10 Prata A J. Observations of volcanic ash clouds in the 10–12 μm window using AVHRR/2 data. *Int J Remote Sens*, 1989, 10: 751–761
- 11 Constantine E K, Bluth G J S, Rose W I. TOMS and AVHRR sensors applied to drifting volcanic clouds from the August 1991 eruptions of Cerro Hudson. In: Mouginiis-Mark P, Crisp J, Fink J, eds. AGU Monograph 116: Remote sensing of active volcanism. Washington DC: American Geophysical Union, 2000. 45–64
- 12 Krotkov N A, Torres O, Seftor C, et al. Comparison of TOMS and AVHRR volcanic ash retrievals from the August 1992 eruption of Mt. Spurr. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 455–458
- 13 McCarthy E B, Bluth G. J S, Watson I M, et al. Detection and analysis of the volcanic clouds associated with the 18 and 28 August 2000 eruptions of Miyakejima volcano, Japan. *Int J Remote Sens*, 2008, 29: 6597–6620
- 14 Yamanouchi T, Suzuki K, Kawaguchi S. Detection of clouds Antarctica from infrared multispectral data of AVHRR. *J Meteorol Soc Jpn*, 1987, 65: 949–961
- 15 Tupper A C, Davey J P, Potts R J. Monitoring volcanic eruptions in Indonesia and the Southwest Pacific. *Occasional Papers Kagoshima Un*, 2003, 37: 153–163
- 16 杨军, 董超华, 卢乃锰, 等. 中国新一代极轨气象卫星——风云三号. *气象学报*, 2009, 67: 501–509
- 17 曲维政, 白燕, 黄菲, 等. 火山活动对热带高空温度变化的影响. *地球物理学报*, 2006, 49: 1308–1315
- 18 Segelstein D. The complex refractive index of water. Master Thesis. Kansas City: University of Missouri, 1981
- 19 Gosse S, Labrie D, Chylek P. Refractive index of ice in the 1.4–7.8 μm spectral range. *Appl Optics*, 1995, 34: 6582–6586
- 20 Pollack J B, Toon O B, Khare B N. Optical properties of some terrestrial rocks and glasses. *Icarus*, 1973, 19: 372–389
- 21 Prata F, Bluth G, Rose B, et al. Comments on “Failures in detecting volcanic ash from a satellite-based technique”. *Remote Sens Environ*, 2001, 78: 341–346
- 22 翟淑芬, 姚立军. 菲律宾火山灰. *电子显微学报*, 1993, 2: 183