

Correzioni atmosferiche dei dati MIVIS

Sergio Teggi ⁽¹⁾, Sergio Pugnaghi ⁽¹⁾, Maria Fabrizia Buongiorno ⁽²⁾, Maria Paola Bogliolo ⁽³⁾, Stefano Corradini ⁽¹⁾, Valerio Lombardo ⁽²⁾ e Luca Merucci ⁽²⁾

In questa presentazione sono brevemente illustrate le procedure di correzione atmosferica utilizzate nell'elaborazione dei dati MIVIS acquisiti sull'Etna e sull'isola di Vulcano nel 1994 e nel 1997. I metodi utilizzati sono basati su modelli di trasferimento radiativo e differiscono a seconda della regione spettrale considerata. In particolare, nella regione spettrale 0.4 + 2.5 μm la procedura sviluppata fa un uso combinato dei modelli di trasferimento radiativo 6S e MODTRAN, mentre per i canali nell'infrarosso termico è usato esclusivamente il MODTRAN. Nel primo caso le correzioni atmosferiche sono state utilizzate per la valutazione della riflettanza superficiale, nel secondo caso per la mappatura termica e per valutazione del flusso di SO_2 emesso dall'Etna.

Introduzione

Lo spettrometro MIVIS [Bianchi et al., 1996], grazie ai suoi 102 canali operanti in diverse regioni spettrali, è uno strumento che offre notevoli potenzialità in diversi settori di ricerca. Nella maggior parte delle applicazioni l'utilizzatore, prima di passare all'estrazione e interpretazione dell'informazione dalle immagini, deve correggere i dati originali dagli effetti atmosferici. La scelta del metodo di correzione atmosferica dipende sia dal tipo di applicazione sia dai canali utilizzati. In altri casi invece il contributo atmosferico è il dato dal quale estrarre direttamente l'informazione ricercata (in questo caso il termine correzione non sarebbe appropriato ma è comunemente usato), come avviene per esempio negli studi sulla qualità dell'aria effettuati con dati telerilevati. In questo lavoro verranno mostrate le procedure di correzione atmosferica sviluppate nell'ambito degli studi effettuati dagli autori su immagini MIVIS negli ultimi anni. Queste procedure

⁽¹⁾ Università di Modena e Reggio Emilia, Dipartimento di Sc. dell'Ingegneria, Sez. Oss. Geofisico, Modena

⁽²⁾ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma

⁽³⁾ Istituto Superiore per la Prevenzione E la Sicurezza del Lavoro, Monteporzio Catone (Roma)

Ricevuto il 08/06/00 - Accettato il 06/09/00

In this work, the atmospheric corrections procedures used for the elaboration and for the interpretation of the MIVIS images, acquired on Mount Etna and on the Vulcano island in 1994 and 1997, are shown. The procedures are based on radiative transfer models, and differ depending on the spectral region. In particular, in the spectral range 0.4 + 2.5 μm the radiative transfer models 6S and MODTRAN are used simultaneously, while for the thermal infrared channels only the MODTRAN code is used. In the first case, the atmospheric corrections are employed for surface reflectance retrieval, in the second for thermal mapping and for the evaluation of the SO_2 flux emitted by Mount Etna.

sono state mirate a diverse applicazioni, in particolare allo studio delle prestazioni e potenzialità dello strumento

stesso, alla determinazione della riflettanza superficiale, alla mappatura termica e allo studio delle emissioni vulcaniche di SO_2 . La presentazione dei metodi sarà fatta in due parti: la prima parte sarà relativa ai primi 92 canali (visibile - infrarosso riflesso), la seconda riguarderà gli ultimi 10 canali nell'infrarosso termico.

Correzioni atmosferiche per i canali 1 + 92

I primi 92 canali del MIVIS operano, con discontinuità, nella regione dello spettro elettromagnetico compresa tra 0.44 μm e 2.47 μm . In questa regione spettrale l'atmosfera influenza il dato telerilevato sia tramite processi di diffusione che di assorbimento. In questo caso il procedimento sviluppato per le correzioni atmosferiche ricalca, a grandi linee, la metodologia utilizzata dal modello di trasferimento radiativo 6S [Vermote et al., 1997], che, a differenza del MODTRAN [Berk et al., 1989], tiene conto anche degli effetti di riflessione ambientale. Inoltre, è stata aggiunta la correzione del cambiamento di illuminazione legato alla topografia. Assumendo di essere in assenza di nubi e di avere una superficie Lambertiana, la riflettanza di un pixel, ad una data lunghezza d'onda (λ), può essere legata alla sua riflettanza apparente dalla relazione [Liu et al., 1996; Rahmani e Dedieu, 1994; Horn and Sjoberg, 1979; Zagolski e Gastellu-Etchegorry, 1995]:

$$\rho^* = Tg \left\{ \rho_a + \frac{\rho \left[\beta e^{-\tau_s/\mu_s} e^{-\tau_v/\mu_v} + \eta t_{d,s} e^{-\tau_v/\mu_v} \right]}{1 - \langle \rho_e \rangle s} + \frac{\langle \rho_e \rangle \left[e^{-\tau_s/\mu_s} t_{d,v} + t_{d,s} \cdot t_{d,v} \right]}{1 - \langle \rho_e \rangle s} \right\} \quad (1)$$

dove: $\rho^*(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi_{sv}, z) = (\pi \cdot L_m) / (\mu_s \cdot E_s)$ è la riflettanza apparente; $\rho(\lambda)$ è la riflettanza del pixel; $L_m(\lambda)$ è la radianza misurata dal sensore in un dato canale; $E_s(\lambda)$ è il flusso solare esotmosferico; μ_s e μ_v sono i coseni dell'angolo zenitale solare (θ_s) e dell'angolo zenitale di vista (θ_v), rispettivamente; ϕ_{sv} è l'angolo azimutale fra la direzione del sole e la direzione di vista; z è la quota della superficie; $\rho_a(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi_{sv}, z)$ è la riflettanza atmosferica intrinseca; $\langle \rho_e \rangle(\lambda)$ è la riflettanza ambientale media; $Tg(\lambda, \theta_s, \theta_v, z)$ è la trasmittanza dovuta all'assorbimento dei gas del cammino sole-superficie-sensore; $e^{-\tau_s/\mu_s}$ e $\tau_{d,s}(\lambda, \mu_s, z)$ sono rispettivamente la trasmittanza diretta e diffusa verso il basso dovute alla diffusione; $e^{-\tau_v/\mu_s}$ e $t_{d,v}(\lambda, \mu_s, z)$ sono le trasmittanze analoghe alle due precedenti per il cammino verso l'alto; $\tau(\lambda, z)$ è lo spessore ottico verticale dell'atmosfera dovuto alla diffusione; $s(\lambda, z)$ è l'albedo sferica dell'atmosfera; $\beta = \cos(\theta_n) + \tan(\theta_s) \sin(\theta_n) \cos(\phi_s - \phi_n)$ è il fattore di riduzione della radiazione diretta incidente su un piano inclinato; $\eta = (1 + \cos(\theta_n))/2$ è il fattore di riduzione della radiazione diffusa incidente su un piano inclinato; θ_n e ϕ_n sono rispettivamente l'angolo zenitale e azimutale (*slope* e *aspect*) della superficie.

I termini atmosferici che compaiono nell'equazione (1) sono stati calcolati utilizzando due modelli di trasferimento radiativo diversi: il 6S e il MODTRAN. Il 6S è usato per il calcolo di tutti i termini legati alla diffusione atmosferica mentre il MODTRAN è usato per la modellazione dell'assorbimento atmosferico. In linea di principio si potrebbe usare solamente il 6S in quanto anch'esso fornisce la valutazione delle trasmittanze legate agli assorbimenti dei gas, questo calcolo viene fatto però solo sui sei gas atmosferici principali e con una risoluzione spettrale di 10 cm^{-1} , mentre il MODTRAN considera un numero di gas maggiore e la risoluzione spettrale è di 2 cm^{-1} . L'importanza dell'uso contemporaneo dei modelli di trasferimento radiativo verrà discussa in seguito. Dagli output dei due modelli di trasferimento radiativo è possibile estrarre i termini $\rho_a(\lambda)$, $s(\lambda)$, $(Tg_s \cdot Tg_v)(\lambda)$, $\exp(-\tau_s/\mu_s)(\lambda)$, $\exp(-\tau_v/\mu_v)(\lambda)$, $t_{d,s}(\lambda)$ e $t_{d,v}(\lambda)$ nell'intervallo spettrale $0.4 + 2.5 \mu\text{m}$, ogni 2.5 nm ; questi sono successivamente convolti con le funzioni risposta dei canali del MIVIS in

modo da poter valutare l'equazione (1) per ogni singolo canale del sensore.

La geometria del cammino ottico cambia continuamente sull'immagine e questo comporta che, in teoria, i termini atmosferici dovrebbero essere calcolati per ogni pixel, con conseguenti tempi di calcolo estremamente lunghi. Per risolvere questo problema si è adottato l'approccio delle *lookup table*. Questo metodo consiste nel calcolare i termini atmosferici per valori discreti di θ_v , di ϕ_{sv} , e di z , ottenendo in tal modo una tabella di termini atmosferici da cui calcolare i valori per ogni singolo pixel, cioè per la specifica geometria (θ_v, ϕ_{sv}, z), mediante interpolazione. I valori discreti delle variabili sono stati scelti dopo avere analizzato la variazione di ogni termine atmosferico e sono di 5° da 0° a 40° per θ_v e di 100 m dalla quota minima a quella massima della zona ripresa per z . Per quanto riguarda ϕ_{sv} esso può assumere solo due valori a seconda che si consideri la semiscansione a destra o quella sinistra rispetto alla direzione di volo.

I termini che descrivono il cambio di illuminazione della superficie dovuto alla topografia, β e η , sono calcolati, per ogni pixel, noti gli angoli di posizione del sole e gli angoli di pendenza e orientamento del pixel. Questi ultimi sono estratti da un modello digitale del terreno (DEM) registrato sull'immagine.

Uno dei termini più difficoltosi da valutare nell'equazione (1) è la riflettanza ambientale. In letteratura è possibile reperire diversi metodi più o meno raffinati per il calcolo di $\langle \rho_e \rangle$ (per esempio Zagolski e Gastellu-Etchegorry [1995]) i quali tengono conto di fattori come la distribuzione spaziale dei diversi tipi di copertura e l'efficienza di intrappolamento della radiazione dell'atmosfera. Tutti questi metodi però sono molto laboriosi e comportano una consistente dilatazione dei tempi di calcolo. Per questo motivo si è scelto di adottare il metodo iterativo proposto da Richter [1990]: in un primo passaggio si calcola l'immagine in riflettanza assumendo $\langle \rho_e \rangle = 0$; dall'immagine così ottenuta si fa una valutazione approssimata, per ogni pixel, di $\langle \rho_e \rangle$ assumendola uguale al valor medio delle riflettanze di una finestra, centrata sul pixel, di larghezza W predefinita; infine, si ripete il calcolo dell'immagine in riflettanza utilizzando la $\langle \rho_e \rangle$ stimata. Le iterazioni proseguono fino a che non si registrano più variazioni significative dei valori forniti dall'equazione (1) (criterio di convergenza). Il valore di W utilizzato (40 pixel, circa 160 m) è stato deciso in base all'analisi dei risultati ottenuti con diversi valori.

Il metodo di correzione atmosferica e topografica descritto è stato utilizzato per il calcolo delle immagini in riflettanza da immagini MIVIS acquisite sull'isola di Vulcano nel 1994 [Abrams et al., 1997]. In Figura 1a è riportato un particolare del cratere La Fossa dell'isola di Vulcano estratto dall'immagine MIVIS convertita in riflettanza apparente. L'immagine a colori è la composizione RGB dei canali 19-8-2. In Figura 1b è riportata la stessa zona,

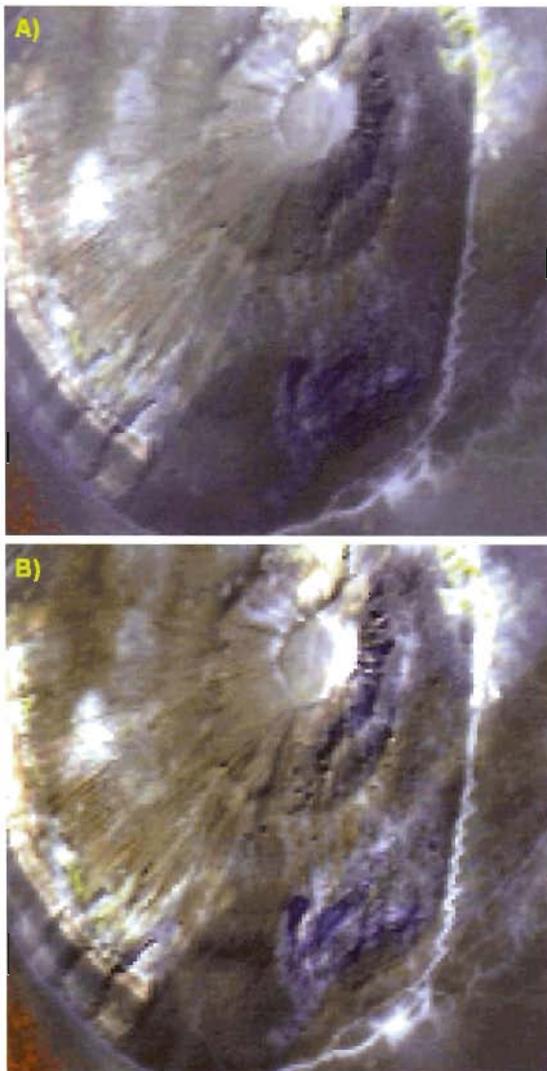


Figura 1 - Particolare del cratere La Fossa (isola di Vulcano). Composizione RGB dei canali MIVIS 19-8-2 in riflettanza apparente (a) e in riflettanza superficiale (b). (Concessione SMA 591 del 22/12/95)

con la stessa combinazione RGB, estratta dall'immagine in riflettanza al suolo calcolata col metodo descritto. Dal confronto delle due immagini risulta evidente l'aumento del contrasto e la drastica diminuzione dell'effetto della variazione di illuminazione legato alla topografia.

In Figura 2 sono riportati gli spettri di riflettanza apparente e di riflettanza al suolo estratte da un'area sulla sommità del cratere e da un'area ricoperta da vegetazione (valori medi). L'effetto delle correzioni atmosferiche è particolarmente evidente negli ultimi canali del primo spettrometro, dove scompaiono quasi totalmente le bande di assorbimento dovute al vapore acqueo. Una possibile

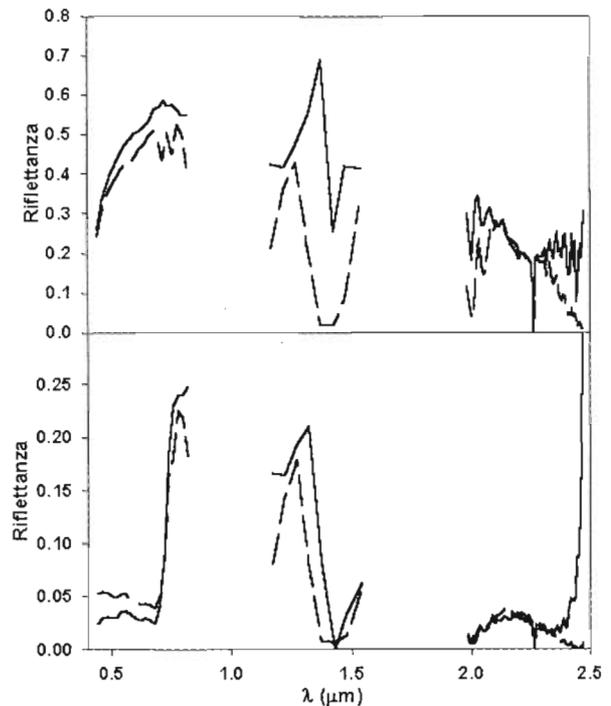


Figura 2 - Spettri di riflettanza apparente (linea tratteggiata) e di riflettanza al suolo (linea continua) estratte da un'area (valori medi) sulla sommità del cratere (sopra) e da un'area ricoperta da vegetazione (sotto).

spiegazione del fatto che comunque rimanga una traccia di queste bande nello spettro corretto è fornita nei paragrafi successivi. In alcuni canali del secondo (canali 25 e 26) e del terzo spettrometro (la maggior parte dei canali oltre i 2.35 μm) le valutazioni sono in generale molto difficoltose, come appare evidente nell'ultima parte dello spettro della vegetazione. La scarsa attendibilità dei risultati ottenuti in questi canali è essenzialmente dovuta al fortissimo, e quindi difficilmente modellabile, assorbimento atmosferico (oltre i 2.35 μm la trasmittanza è quasi ovunque < 0.5). A questa causa va aggiunto l'elevato rumore strumentale dei dati MIVIS in queste regioni spettrali [Bogliolo et al., 1998].

Alcune fonti di errore nella stima di ρ

Il metodo adottato per il calcolo della riflettanza superficiale è basato sull'inversione delle leggi fisiche del trasferimento radiativo in atmosfera. Formalmente questo approccio è il più corretto, però la qualità dei risultati è fortemente legata alla precisione con cui vengono forniti i molti dati in input, quali le misure atmosferiche (profili verticali di pressione, temperatura e umidità, lo spessore ottico e il tipo di aerosol, ecc.), la topografia (registrazione del DEM) e le funzioni risposta del sensore.

L'incertezza su questi dati si propaga sul risultato con un peso relativo dipendente dalla collocazione spettrale dei vari canali. Alcune analisi di questo problema [Bogliolo et al., 1998] hanno messo in evidenza alcune regioni spettrali nelle quali l'applicazione del metodo adottato è critica. Di seguito sono riportati i risultati di uno studio sulla dipendenza della bontà del risultato dall'accuratezza della valutazione della trasmittanza atmosferica dei gas e dall'accuratezza della misura dei centri banda dei canali. Fra tutti i termini atmosferici la trasmittanza dei gas è sicuramente quello più difficile da valutare; essa dipende da numerose altre grandezze quali ad esempio la concentrazione e la distribuzione verticale dei gas assorbenti (soprattutto il vapore acqueo) e i profili atmosferici di pressione e temperatura. Dall'inversione dell'equazione (1) si può verificare che, trascurando una leggera dipendenza legata al termine ρ_a , una variazione relativa di T_g produce una uguale e opposta variazione relativa di ρ : $\Delta T_g/T_g = -\Delta\rho/\rho$. Tramite questa relazione è stata valutata la variazione relativa di ρ ottenuta utilizzando le T_g calcolate nei casi di atmosfera standard (alle medie latitudini) invernale e estiva. I risultati ottenuti sono mostrati nel grafico con linea continua in Figura 3, in cui è evidente l'esistenza di alcune regioni spettrali, coincidenti con le bande di assorbimento atmosferico, nelle quali le eventuali imprecisioni nella stima di T_g producono errori rilevanti nella valutazione di ρ . In particolare i canali MIVIS maggiormente influenzati da questo effetto sono il 15 (0.723 μm), il 20 e il 21 (0.822 μm e 1.175 μm), dal 24 al 26 (da 1.325 μm a 1.425 μm), dal 29 al 34 (da 1.990 μm a 2.031 μm) e dal 74 al 92 (da 2.348 μm a 2.474 μm). Con una prova dello stesso tipo di quella appena vista è inoltre possibile valutare l'importanza dell'uso del MOD-

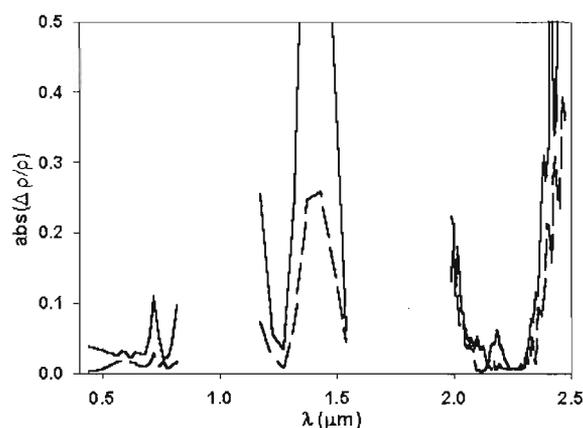


Figura 3 - Linea continua: differenza relativa fra le riflettanze ottenute usando la trasmittanza di un'atmosfera (standard) estiva oppure invernale (vedere testo). Linea tratteggiata: stessa differenza ottenuta usando la trasmittanza calcolata col MODTRAN oppure col 6S.

TRAN anziché del 6S per il calcolo di T_g . La curva tratteggiata in Figura 3 mostra la variazione relativa di ρ ottenuta utilizzando le T_g calcolate coi due modelli di trasferimento radiativo; le differenze che si osservano e le considerazioni che ne derivano sono del tutto simili a quelle del caso precedente.

Un'altra informazione estremamente importante per il calcolo di ρ è la funzione risposta di ogni singolo canale. Poiché l'unico termine dell'equazione (1) che presenta forti discontinuità spettrali è la trasmittanza dei gas è facile dimostrare che l'imprecisione sui centri banda si riflette essenzialmente sulla stima di T_g e quindi sul calcolo di ρ . L'analisi di questo effetto è stata fatta confrontando, sempre in termini di differenze relative, le trasmittanze, e conseguentemente le riflettanze, ottenute usando centri banda traslati (verso le basse lunghezze d'onda) di quantità note: -1 nm, -2 nm e -3 nm. I risultati sono mostrati in Figura 4. Anche in questo caso sono evidenti alcune regioni spettrali per le quali l'accuratezza della misura dei centri banda è fattore molto importante, in particolare quelle in cui sono collocati i canali MIVIS 25 e 26 (1.375 μm e 1.425 μm), quelli dal 30 al 41 (da 1.998 μm a 2.092 μm), e quelli dal 77 al 92 (da 2.371 μm a 2.474 μm).

Correzioni atmosferiche per i canali 93 +102

Gli ultimi 10 canali del MIVIS sono tutti posizionati nell'infrarosso termico, da 8.39 μm a 12.47 μm . La maggior parte degli utilizzatori di dati telerilevati acquisiti in questa regione spettrale è interessata alla valutazione della temperatura del suolo e/o dell'emissività superficiale. L'area di ricerca in cui gli autori utilizzano i dati MIVIS comprende anche la valutazione del contenuto di SO_2 in plumes vulcanici da immagini MIVIS nell'infrarosso termico, resa possibile dall'assorbimento che questo gas presenta fra 8.1 e 9.4 μm . Per questo motivo il metodo di cor-

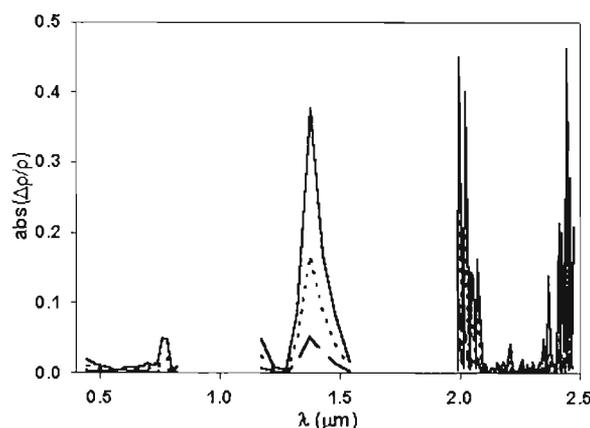


Figura 4 - Variazione di riflettanza dovuta ad una traslazione dei centri banda di -1 nm (linea tratteggiata), -2 nm (linea a tratteggio fine), -3 nm (linea continua).

reazione atmosferica sviluppato (in questo caso il termine correzione non è del tutto appropriato) tiene conto anche della presenza di un plume di SO₂ il cui contenuto colonnare rappresenta un'ulteriore incognita. La relazione di base che descrive, per ogni lunghezza d'onda, la radianza ricevuta dal sensore è

$$L_M = L_u + (1 - \epsilon)L_d \cdot \tau + \epsilon \cdot B \cdot \tau \quad (2)$$

dove: $L_M(\lambda, \theta_v, z)$ è la radianza al sensore; $L_u(\lambda, \theta_v, z, c_S)$ è la radianza emessa dall'atmosfera verso il sensore; c_S è il contenuto colonnare di SO₂ del plume; ϵ è l'emissività della superficie; $L_d(\lambda, \theta_v, z, c_S)$ è la radianza dell'atmosfera emessa verso il basso; $\tau(\lambda, \theta_v, z, c_S)$ è la trasmittanza atmosferica lungo il tragitto superficie-sensore; $B_s(\lambda, T_s)$ è la funzione di Planck; T_s è la temperatura del suolo.

Tutti i termini atmosferici dell'equazione (2) (L_u , L_d e τ) sono valutati, per un data configurazione delle variabili (θ_v, z, c_S), con il MODTRAN (il 6S non copre questa regione spettrale) ogni cm⁻¹ (anche se la risoluzione spettrale reale di calcolo è di 2 cm⁻¹). I dati così ottenuti sono successivamente convoluti con le funzioni risposta dei canali del MIVIS in modo da poter scrivere l'equazione (2) per ogni singolo canale del sensore. Uno dei passaggi più importanti della fase di calcolo dei termini atmosferici è l'inserimento del plume di SO₂ nell'insieme di dati forniti in input al MODTRAN. Questa operazione viene fatta inserendo nei profili standard di SO₂ del MODTRAN quattro ulteriori livelli (Fig. 5) con valori di concentrazione di SO₂ tali da definire uno strato ben confina-

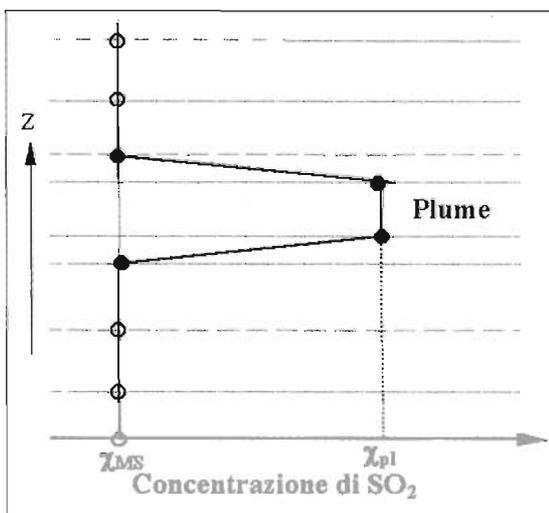


Figura 5 - Simulazione di un plume di SO₂: al profilo standard del MODTRAN (cerchietti) vengono inseriti 4 nuovi livelli (dischetti neri) a concentrazione di SO₂ tale da ottenere un contenuto colonnare prestabilito.

to in verticale e con contenuto colonnare di SO₂ (c_S) prestabilito. In questo modo sono facilmente simulabili tre possibili geometrie di plume: ad altezza e spessore costante, con base al suolo e spessore costante ed infine con base al suolo e cima ad una quota costante.

Anche in questo caso, come nel caso trattato nel capitolo precedente, al fine di evitare il calcolo tramite il MODTRAN per ogni singolo pixel, si fa ricorso alla costruzione di look up table. I termini atmosferici L_u , L_d e τ sono calcolati per valori di θ_v compresi fra 0° a 40° ogni 5°, per valori di z compresi fra le quote estreme dell'area studiata ogni 100 m e per valori di c_S compresi fra 0 g m⁻² e 20 g m⁻² ogni 0.5 g m⁻². La scelta della geometria del plume è uno dei passaggi più critici della procedura in quanto l'osservazione diretta di parametri che la definiscono (forma, spessore e quota) sono raramente disponibili.

La procedura di calcolo della temperatura superficiale, dell'emissività superficiale e del contenuto colonnare di SO₂, nonché del flusso totale di SO₂ emesso dal vulcano, è molto complessa e pertanto non viene qui riportata, una sua descrizione dettagliata è reperibile nei lavori di Realmuto et al. [1994], Realmuto et al. [1997] e Teggi et al. [1999]. Questo metodo è stato applicato alle immagini acquisite dal MIVIS sull'Etna durante due campagne di misure fatte nel 1994 [Abrams et al., 1997] e nel 1997 [Buongiorno et al., 1999]. A titolo di esempio in Figura 6 e in Figura 7 sono raggruppati i principali risultati ottenuti dall'immagine del 16/06/97. Tenuto conto delle osservazioni effettuate durante le riprese MIVIS e dopo varie prove, si è assunto un plume ad una quota (costante)

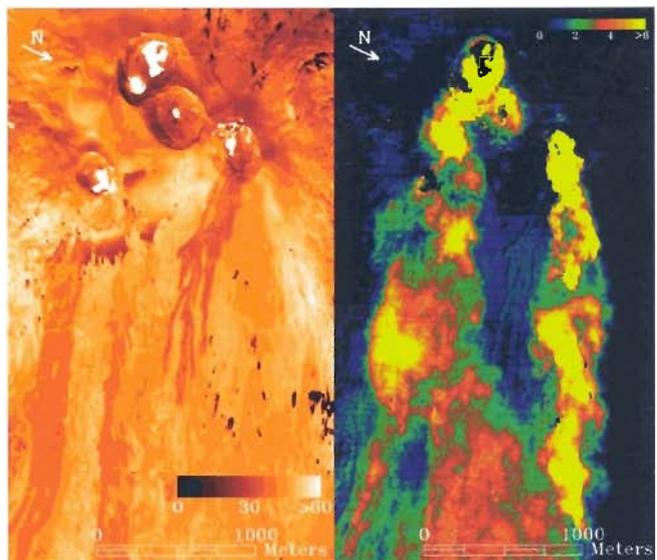


Figura 6 - Elaborazioni delle immagini acquisite il 16/07/97 sul Monte Etna: a sinistra è riportata la mappa di temperatura (°C), a destra la mappa di contenuto colonnare di SO₂ (g m⁻²). (Concessione SMA 528 del 4/11/97)

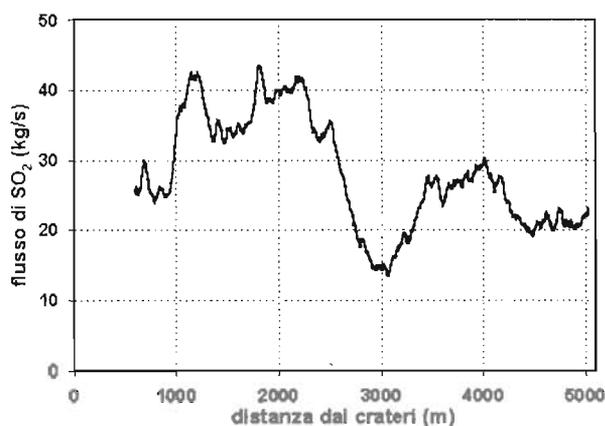


Figura 7 - Flusso totale di SO₂ emesso dall'Etna calcolato dalle immagini MIVIS del 16/07/97 lungo tutte le sezioni perpendicolari alla direzione del plume.

uguale a quella dei crateri sommitali e con uno spessore di 100 m. In Figura 6 a sinistra è mostrata la mappa di temperatura superficiale in cui si distinguono le varie colate che, soprattutto a causa della diversa rugosità, hanno temperature differenti. Sono inoltre localizzabili alcune aree particolarmente scure ($T_s \approx 10^\circ\text{C}$) che erano ricoperte da neve e le zone estremamente calde (bianche, $T_s > 400^\circ\text{C}$) all'interno dei crateri. L'immagine a destra in Figura 6 mostra la mappa di contenuto colonnare di SO₂, da cui è stato calcolato su tutte le sezioni perpendicolari alla direzione di diffusione del plume il flusso totale di SO₂ emesso dall'Etna; il risultato è graficato in Figura 7. Il valore medio, lungo l'asse, del flusso è di $28 \pm 9 \text{ kg s}^{-1}$ che è in buon accordo con le misure fatte simultaneamente, ma solo su alcune sezioni, da uno spettrometro COSPEC operante su aereo ($32 \pm 2 \text{ kg s}^{-1}$) e da un altro strumento uguale a terra ($36 \pm 9 \text{ kg s}^{-1}$) [Buongiorno et al., 1999].

Alcune considerazioni sulla qualità dei risultati

L'accuratezza con cui si riescono a determinare e separare la temperatura del suolo e l'emissività superficiale da immagini telerilevate è stata ampiamente studiata da vari autori. Per quanto riguarda il MIVIS, gli autori hanno effettuato un'analisi della propagazione nella valutazione di T_s dell'errore nella misura dei profili verticali di umidità [Teggi et al., 1998]. I risultati ottenuti hanno mostrato che, in alcuni casi, è sufficiente una variazione di 0.5 g cm^{-2} di contenuto colonnare di vapore acqueo per generare una variazione di alcuni K sulla stima di T_s . Questo effetto è maggiore per i canali 93, 94, 101 e 102 ed aumenta all'aumentare del contrasto termico fra atmosfera e superficie.

Per quanto riguarda il calcolo del contenuto di SO₂ si è cercato anzitutto di valutare qual è la variazione minima di c_s che è possibile quantificare con questo metodo.

Questo tipo di studio non è ancora stato portato a termine, ma da prime valutazioni è emerso che questo valore è compreso fra 0.5 g m^{-2} e 1 g m^{-2} . Dall'analisi dei risultati ottenuti nei diversi casi si è visto che l'imprecisione sulla quota del plume è una delle principali fonti di errore, unitamente alle imprecisioni su T_s e su c_s e che si propagano nella stima di c_s . Dato l'elevato numero di variabili che entrano in gioco e la complessità della procedura è molto difficile dare delle valutazioni quantitative con valenza generale di questi errori.

Considerazioni conclusive

In questo lavoro sono stati presentati gli approcci alle correzioni atmosferiche scelti dagli autori per l'analisi delle immagini MIVIS.

Le procedure sviluppate sono basate sull'uso dei modelli di trasferimento radiativo 6S e MODTRAN e sono essenzialmente due: una per i dati acquisiti nei primi 92 canali ($0.44 \mu\text{m} + 2.47 \mu\text{m}$), l'altra per gli ultimi dieci canali nell'infrarosso termico.

Per le correzioni atmosferiche nei primi 92 canali, mirate al calcolo della riflettanza superficiale, è stata sviluppata una procedura in grado di compensare anche gli effetti di cambio di illuminazione dovuti alla topografia.

Nel caso delle correzioni atmosferiche nell'infrarosso termico il metodo costruito contiene alcuni moduli appositi per la modellazione dei plume vulcanici di SO₂ e per la conseguente valutazione del flusso totale di SO₂ emesso dal vulcano da immagini MIVIS.

Le procedure mostrate sono state applicate alle immagini MIVIS acquisite nel 1994 e nel 1997 sull'Etna e sull'isola di Vulcano e i risultati ottenuti sono soddisfacenti. Ciononostante, i casi studiati hanno evidenziato l'esistenza di alcune regioni spettrali, in cui vi è un forte assorbimento atmosferico, nelle quali l'uso di metodi basati sui modelli di trasferimento radiativo è critico.

I metodi descritti non hanno l'ambizione di rappresentare una procedura generale per le correzioni atmosferiche delle immagini MIVIS, tuttavia costituiscono una valida esperienza utile a chiunque si trovi ad affrontare questo problema.

Bibliografia

- Abrams M.J., Bianchi R. e Buongiorno M.F.** (1997) - *Next-generation spectrometer aids study of Mediterranean*, Eos Trans. AGU, 78 (31), 317.
- Berk A., Bernstein L.S. e Robertson D.C.** (1989) - *MODTRAN: a moderate resolution model for Lowtran7*, GL-TR-89-0122, AFG Lab., Hanscom Air Force Base, MA 01731-5000, USA.
- Bianchi R., Cavalli R.M., Fiumi L., Marino C.M. e Pignatti S.** (1996) - *Airborne remote sensing: Results of*

two years of imaging spectrometry for the study of environmental problems. In *Remote Sensing* (A. Spitteri ed.), A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, pp. 269-273.

Bogliolo M.P., Teggi S., Buongiorno M.F. e Pugnaghi S. (1998) - *Retrieving ground reflectance from MIVIS data: a case study on Vulcano island (Italy)*, Proc. of 1st EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Remote Sensing Lab., Univ. of Zurich, Switzerland, 6-8 October 1998, pp. 403-416.

Buongiorno M.F., Merucci L., Doumaz F., Salvi S., Bogliolo M.P., Pugnaghi S., Teggi S., Corradini S., Lombroso L., Sterni A., Caltabiano T., Corradini S. e Carrere V. (1999) - *MVRRS campaign: MIVIS mission on Sicilian volcanoes and ground measurements*, Quaderni di Geofisica, Istituto Nazionale di Geofisica Ed., Roma.

Horn B. K. P. e Sjoberg R. W. (1979) - *Calculating the reflectance map*, *App. Optics*, 18: 11, 1770-1779.

Liu C.H., Chen A. J. e Liu G. R. (1996) - *An image-based retrieval algorithm of aerosol characteristics and surface reflectance for satellite images*, *Int. J. Remote Sensing*, 17: 3477-3500.

Rahman H. e Dedieu G. (1994) - *SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum*, *Int. J. Remote Sensing*, 15, num. 1, 123-143.

Realmuto V.J., Abrams M.J., Buongiorno M.F. e Pieri D.C. (1994) - *The use of multispectral thermal infrared image data to estimate the sulfur dioxide flux from volca-*

noes: A case study from Mount Etna, Sicily, July 29, 1986. *J. Geophys. Res.*, 99 (B1): 481-488.

Realmuto V.J., Sutton A.J. e Elias T. (1997) - *Multispectral thermal infrared mapping of sulfur dioxide plumes: A case study from the East Rift Zone of Kilauea volcano, Hawaii.* *J. Geophys. Res.*, 102: 15057-15072.

Richter R. (1990) - *A fast atmospheric correction algorithm applied to Landsat TM images.* *Int. J. Remote Sensing*, 159-166.

Teggi S., Bogliolo M.P., Buongiorno M.F. e Pugnaghi S. (1998) - *Influence of non-representative atmospheric profiles on estimates of land surface temperature by MIVIS data using radiative transfer models.* *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 60: 1059-1070.

Teggi S., Bogliolo M.P., Buongiorno M.F., Pugnaghi S. e Sterni A. (1999) - *Evaluation of SO₂ emission from Mount Etna using diurnal and nocturnal multispectral IR and visible imaging spectrometer thermal IR remote sensing images and radiative transfer models.* *J. Geophys. Res.*, 104: 20069-20079.

Vermote E. F., Tanré D., Deuzé J. L., Herman M. e Morcrette J. J. (1997) - *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S): user guide, version 2*, University of Maryland, Dept. Of Geography / Laboratoire d'Optique Atmosphérique.

Zagolski F. e Gastellu-Etchegorry J. P. (1995) - *Atmospheric correction of AVIRIS images with a procedure based on the inversion of the 5S model.* *Int. J. Remote Sensing*, 16: 3115-3146.