

Modelli atmosferici per il controllo dei movimenti dell'Etna

ALESSANDRO BONFORTE • GIUSEPPE PUGLISI

Istituto Internazionale di Vulcanologia di Catania

ALESSANDRO FERRETTI • ALESSANDRO MENEGAZ • CLAUDIO PRATI • FABIO ROCCA

Dipartimento di Elettronica e Informazione – Politecnico di Milano

Una delle applicazioni più interessanti delle immagini radar satellitari è certamente data dal rilevamento di eventuali deformazioni millimetriche della superficie terrestre intercorse tra due osservazioni successive. Tali osservazioni possono risultare utili per il monitoraggio di faglie sismiche, zone franose e vulcani. L'estrema sensibilità delle misure ottenibili è resa possibile dall'applicazione di tecniche interferometriche la cui accuratezza dipende, come noto, dalla lunghezza d'onda in esame (dell'ordine di qualche centimetro) e dai possibili disturbi sulla fase dell'onda elettromagnetica illuminante. Di fatto, le condizioni del mezzo trasmissivo (in particolare la troposfera) risultano influenzare pesantemente le misure del campo locale di spostamento, soprattutto laddove la regione d'interesse presenta un profilo topografico caratterizzato da notevoli variazioni di quota. In questo lavoro viene mostrato come, a partire dai valori di pressione, temperatura e umidità al suolo rilevati agli istanti di acquisizione, sia possibile compensare almeno parzialmente tale tipo di disturbi.

1. Introduzione

IL RADAR AD APERTURA sintetica SAR (*Synthetic Aperture Radar*) è uno strumento costituito da un radar di tipo convenzionale montato su una piattaforma mobile (un aeroplano o un satellite). I sistemi SAR sfruttano il movimento relativo tra sensore e bersaglio a terra per sintetizzare un'antenna di dimensioni molto superiori a quelle fisiche, ottenendo immagini ad alta risoluzione anche in direzione parallela alla velocità del sensore [2].

I vantaggi del SAR rispetto ai consueti sistemi ottici non sono solo legati alla capacità di operare di notte e in presenza di nuvole. Infatti ad ogni pixel di un'immagine SAR è associato un numero complesso risultato della combinazione coerente delle retrodiffusioni di tutti gli oggetti appartenenti ad una cella di risoluzione a terra. Il modulo è legato all'energia retrodiffusa dai vari bersagli a terra mentre la fase ϕ risulta essere somma di due contributi: il primo legato alla natura elettromagnetica dei retrodiffusori (ψ); il secondo proporzionale alla distanza sensore-cella di risoluzione ($4\pi r/\lambda$):

$$\phi = \psi + \frac{4\pi}{\lambda} r \quad (1)$$

dove r è la distanza piattaforma-cella di risoluzione e λ è la lunghezza d'onda. Dato che le lunghezze d'onda solitamente utilizzate sono di pochi centimetri e la distanza sensore-cella di risoluzione è di qualche centinaio di chilometri (almeno nel caso di SAR da satellite), il secondo termine di fase contiene decine di milioni di angoli giro. Inoltre, il termine di fase legato ai retrodiffusori è caratterizzabile solo in termini statistici. In conclusione la fase di una singola immagine SAR è di fatto inutilizzabile. Se però si considera la differenza dei valori di fase (interferogramma) relativi ad una coppia di immagini acquisite dallo stesso sensore percorrente la medesima orbita in istanti diversi, il termine di fase dovuto ai retrodiffusori tende a cancellarsi e il termine di fase residuo risulta proporzionale alla differenza dei percorsi tra i sensori e la stessa cella di risoluzione a terra. Eventuali moti crostali

avvenuti nell'intervallo temporale tra le due acquisizioni possono così venire rilevati con un'accuratezza che potenzialmente è dell'ordine del millimetro.

I problemi legati alle tecniche di interferometria SAR sono di varia natura. Innanzitutto le misure saranno possibili solo laddove le caratteristiche elettromagnetiche dei bersagli rimangono le stesse nelle due acquisizioni (ipotesi di coerenza temporale). In secondo luogo, anche se il satellite ripercorre nominalmente la stessa orbita, le traiettorie distano in realtà diverse decine o centinaia di metri. Il contributo dovuto alle diverse posizioni di acquisizione può essere compensato, almeno per orbite sufficientemente vicine, una volta note le traiettorie effettivamente percorse dal sensore e conoscendo il profilo topografico dell'area d'interesse. L'eliminazione di tale contributo dall'interferogramma porta alla generazione del cosiddetto interferogramma differenziale. Eventuali frange presenti in esso possono evidenziare gli eventuali spostamenti.

Al fine di eliminare i contributi alla fase dovuti alla topografia del terreno ed ottenere gli interferogrammi differenziali, è stata utilizzata una mappa topografica digitale del terreno (DEM) della zona considerata. Essa è stata stimata attraverso la tecnica *MultiBaseline* [3, 4] combinando i dati relativi a sette interferogrammi ascendenti e tre discendenti. Il risultato di questo procedimento ha portato ad un'elevata precisione nella stima della quota: la deviazione standard dell'errore rispetto al DEM ottenuto da immagini ottiche (SPOT) è di circa 8 m. In figura 1 è rappresentata una ricostruzione tridimensionale dell'Etna ottenuta combinando il DEM stimato dagli interferogrammi, con la mappa di riflettività ottenuta mediando le ampiezze delle immagini SAR ascendenti e discendenti.

Per quanto riguarda la regione etnea, la coerenza temporale delle immagini rilevate dai sensori ERS1 ed ERS2 dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) operanti in banda C ($\lambda = 5.66$ cm) risulta sufficiente per operare questo tipo di misure, almeno in prossimità di vecchie colate laviche dove la vegetazione è ancora assente. Di questi satelliti

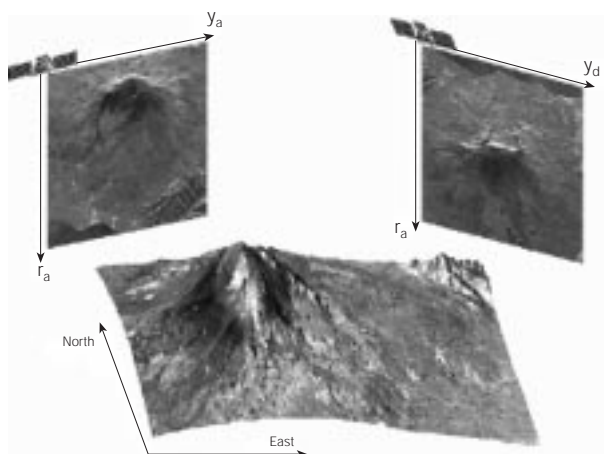


Figura 1 Ricostruzione tridimensionale della zona etnea: sono qui mostrate le mappe di riflettività ascendenti e discendenti (in coordinate SAR) ed il risultato finale geocodificato in coordinate UTM.

sono note le orbite con grande precisione e la topografia locale è anch'essa disponibile con elevata accuratezza. I problemi principali nell'operare un monitoraggio continuo ed efficace sono risultati invece legati alla non idealità del mezzo trasmissivo.

Il segnale infatti attraversando l'atmosfera subisce un ritardo che è funzione delle caratteristiche locali del mezzo: questo porta ad un contributo di fase che in molti casi impedisce una stima immediata della componente di moto. In particolare è frequentemente presente un termine di fase funzione delle quota del punto preso in esame; questo contributo risulta particolarmente insidioso perchè assai simile a quello relativo al "gonfiamento" (o una depressione) dell'edificio vulcanico per una variazione della pressione interna del magma. Scopo di questo lavoro è stato lo studio di modelli in grado di stimare e, successivamente, di rimuovere i contributi alla fase interferometrica dovuti alle variazioni dell'indice di rifrazione in troposfera basandosi su dati facilmente reperibili e di immediato utilizzo.

2. Modellizzazione della refrattività

Gli strati che influenzano maggiormente la propagazione delle onde elettromagnetiche nella banda delle microonde (1-30 GHz) sono la troposfera e la ionosfera. Studi precedenti [1] hanno permesso di evidenziare che il termine più importante in applicazioni di interferometria differenziale risulta quello troposferico, caratterizzato da una maggiore variabilità spaziale e temporale.

La differenza tra il cammino misurato sotto l'ipotesi di idealità del mezzo e quello effettivamente percorso dall'onda è detto eccesso di cammino troposferico: questo può essere espresso tramite il seguente integrale esteso su tutto il cammino (σ) percorso dall'onda [5]:

$$\Delta R = 10^{-6} \int_{\sigma} N(r) dr \quad (2)$$

dove con $N(r)$ è stato indicato il valore della refrattività locale della troposfera. Diversi studi sperimentali [5] hanno stabilito che il valore di N è approssimabile dall'espressione seguente:

$$N = K_1 \frac{P_d}{T} + K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \quad (3)$$

ove si sono indicati con P_d la pressione parziale dell'aria secca, con e la pressione parziale del vapore acqueo e con T la temperatura dell'aria. Le pressioni nella (3) sono misurate in millibar, mentre la temperatura in gradi Kelvin. I valori delle costanti K_1 , K_2 e K_3 , utilizzati in questo testo, sono quelli calcolati da Bean e Dutton [6].

Sostituendo la (3) nell'integrale (2) si ottiene, per l'eccesso di cammino (misurato in metri), la seguente espressione:

$$\Delta R = 10^{-6} \int_{\sigma} \left(K_1 \frac{P_d}{T} + K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \right) dr \quad (4)$$

Per il calcolo esatto di quest'integrale è necessario conoscere i valori di P_d , e e T in ogni punto del tragitto σ percorso dal segnale. Per un'immagine SAR questo equivale ad avere a disposizione l'intero campo di temperatura, pressione e umidità nella zona troposferica sovrastante l'area considerata. Nella pratica questi dati non sono reperibili: si dovrà quindi sviluppare un modello che descriva le variazioni spaziali di queste grandezze fisiche all'interno della troposfera.

3. Atmosfera standard

L'atmosfera standard 1976 U.S. è stata sviluppata per fornire un modello di riferimento per studi dell'atmosfera di tipo ingegneristico [7]: essa descrive le variazioni di temperatura e di pressione con la quota, in condizioni stazionarie ed in assenza d'umidità.

Per poter stimare il contributo atmosferico presente in un interferogramma è necessario però modificare il modello introdotto: l'atmosfera standard 1976 U.S. produce infatti dei profili di temperatura e pressione indipendenti dalla zona e dall'orario in cui vengono acquisite le immagini SAR.

Le informazioni meteorologiche disponibili normalmente riguardano i valori assunti da T e P al suolo, rilevati in stazioni di cui sono note le coordinate geografiche e l'altitudine. Per la temperatura si manterrà l'ipotesi di linearità con la quota, ottenendo la seguente equazione:

$$T = T_0 + \alpha \cdot H \quad (5)$$

dove con T_0 si è indicata la temperatura al livello del mare. Per α sarà utilizzato in questo studio il valore medio presente nella zona etnea che è pari a 6.66 °K/km, [8].

Il modello utilizzato per la pressione, pur mantenendo l'andamento esponenziale previsto dall'atmosfera standard 1976 U.S., verrà modificato per ottenere un'equazione funzione della quota, che consideri anche la relazione esistente tra i coefficienti ed i valori di P e T noti.

Il profilo che si ottiene è descritto dalla seguente espressione:

$$P = P_0 \cdot (1 - \xi \cdot H)^{\mu} \cdot e^{-kH} \quad (6)$$

dove con P_0 si è indicata la pressione al livello del mare [7]. L'analisi comparativa dei valori previsti dal modello con 75 profili rilevati da radiosonde meteorologiche rilasciate

alla stazione di Trapani-Birgi ha, mostrato che per quanto riguarda i campi di temperatura e pressione, il modello si dimostra valido quando non sono presenti situazioni di forte inversione termica.

Il fattore però che contribuisce maggiormente alla generazione delle frange atmosferiche è l'umidità; essa infatti, pur producendo nella (4) un contributo inferiore rispetto agli altri termini (il valore di e risulta più piccolo di due ordini di grandezza rispetto al valore di P_d), si dimostra fortemente variabile sia spazialmente che temporalmente. A dimostrazione di quest'ultima affermazione si riporta in figura 2 il valore medio (linea continua), la deviazione standard (barre verticali) ed il valore massimo e minimo (linee tratteggiate) dell'umidità relativa percentuale al variare della quota. I valori riportati in figura sono stati calcolati in base a 75 profili reali acquisiti dalle radiosonde meteorologiche. Nel seguito si utilizzerà l'umidità relativa percentuale, RH , come misura di questo fattore; essa è definita come rapporto tra la pressione parziale del vapor d'acqua nell'aria e la pressione parziale di saturazione che si ha alla temperatura considerata.

La pressione parziale del vapore acqueo può essere espressa in funzione di RH come:

$$e = \frac{RH}{100} \cdot e_s(T) \quad (7)$$

Quest'ultima equazione viene utilizzata, insieme al modello standard descritto, per stimare il valore dell'integrale (4). La pressione parziale di saturazione dipende dalla temperatura: l'aria calda può assorbire più vapor d'acqua dell'aria fredda e quindi ha un punto di saturazione più alto. La pressione parziale di saturazione del vapore acqueo, indicata con e_s , è indipendente dalla pressione atmosferica ed è descritta dall'equazione di Clausius-Clapeyron [9]. Per questo studio è stata utilizzata una forma semplificata di quest'equazione:

$$e_s(T) = \exp\left(A - \frac{B}{T}\right) \quad (8)$$

dove A e B sono opportuni coefficienti [9].

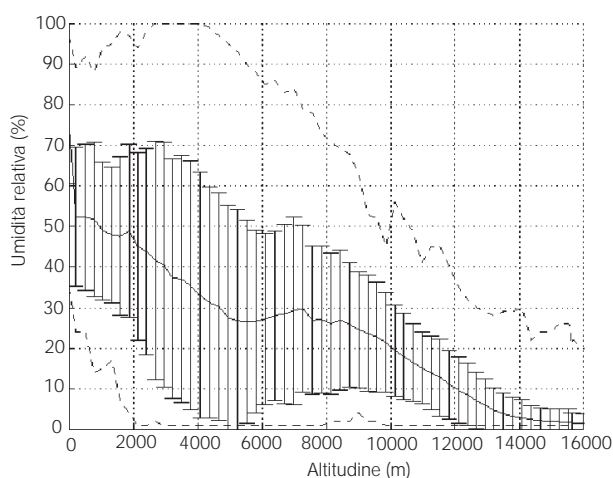


Figura 2 Valore medio (linea continua), deviazione standard (barre verticali) e valore massimo e minimo (linee tratteggiate) dell'umidità relativa percentuale al variare della quota. I valori riportati in figura sono stati calcolati in base a 75 profili reali acquisiti dalle radiosonde meteorologiche presso la stazione meteorologica di Trapani-Birgi.

4. Modellizzazione del ritardo troposferico

Per la modellizzazione del ritardo troposferico a partire dall'equazione (4) si sono presi in considerazione alcuni risultati conseguiti dalla tecnologia GPS, riadattati per il sistema SAR satellitare. Il ritardo troposferico può essere separato in due contributi: il primo dipendente esclusivamente dalla parte "secca" dell'aria è detto *dry delay*, mentre il secondo, correlato alla quantità di vapore acqueo presente nella troposfera, è detto *wet delay*. I modelli presentati sfruttano per la stima del ritardo i dati meteorologici misurati al suolo, riguardanti pressione, temperatura e umidità relativa. Per la stima del *dry delay* si ottiene un modello che consente di calcolare l'eccesso di cammino del segnale con un'elevata precisione. Il secondo termine presenta invece più problemi a causa dell'estrema incertezza caratterizzante la variabilità spaziale dell'umidità contenuta nell'aria.

Detta P la pressione totale dell'aria, si può sostituire nell'equazione (4) al posto di P_d la quantità $P - e$, supponendo quindi che gli altri contributi alla pressione atmosferica siano trascurabili.

Ipotizzando poi che l'aria sia un gas ideale in una situazione di equilibrio idrostatico, è possibile utilizzare la legge dei gas ideali e la legge di Stevino per riscrivere la (4) ottenendo la seguente espressione:

$$\Delta R = \Delta R_h + \Delta R_w = 10^{-6} \int_0^{P_0} \frac{K_1 R_d}{g} dP + 10^{-6} \int_0^{\infty} \left[(K_2 - 0.622 \cdot K_1) \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \right] dh \quad [\text{m}] \quad (9)$$

Il primo integrale della (9) così riscritto, è solitamente chiamato componente *dry* (o *hydrostatic*) dell'eccesso di cammino in direzione di zenit. Ipotizzando che g sia costante e uguale al suo valore al suolo (g_0), la componente idrostatica può essere integrata per dare:

$$\Delta R_h = 0.022277 \frac{P_0}{g_0} \quad (10)$$

Per una pressione al suolo P_0 pari a 1013 millibar ed un valore di g_0 pari a 9.81 m/s², ΔR_h è nell'ordine dei 2.30 m. Ciò comporta per il segnale SAR una rotazione di fase, che può essere così calcolata:

$$\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R_h \frac{1}{\cos(\theta)} \quad (11)$$

dove l'ultimo fattore tiene conto dell'inclinazione rispetto alla verticale del cammino percorso dal segnale radar. Sostituendo nella (11) il valore trovato sopra, si ha $\varphi = 555$ rad (circa 90 cicli completi). Dal punto di vista interferometrico però, ciò che conta è la differenza di fase tra due immagini diverse. Riprendendo in esame la (11), si ha che la fase differenziale dovuta al termine *dry* del ritardo può essere espressa come:

$$\Delta\varphi_h = \frac{4\pi}{\lambda} (\Delta R_{h1} - \Delta R_{h2}) \frac{1}{\cos(\theta)} \quad (12)$$

dove con ΔR_{h1} e ΔR_{h2} si sono indicati gli eccessi di

cammino dry per le due immagini che formano l'interferogramma. Rispetto all'esempio precedente, supponendo che la pressione sia variata di 15 millibar, si ottiene una $\Delta\phi_h$ pari a circa 8 rad.

Passando ora all'esame della componente wet saranno fatte alcune semplificazioni. Detto K'_2 il termine tra parentesi tonde nella (9), per una temperatura d'interesse compresa tra 230°K e 310° K, il coefficiente $K'_2 + K_3/T$ subisce variazioni inferiori all'1%. Si può quindi porre:

$$\frac{K'_3}{T} = K'_2 + K_3/T, \quad (13)$$

ottenendo per $T = 273^\circ \text{K}$:

$$K'_3 = 273(K_2 - 0.622K_1) + K_3 \quad (14)$$

Quest'ultima sostituita nella (9), porta alla seguente equazione:

$$\Delta R_w = 1 - 6K'_3 \int_0^\infty \frac{e}{T^2} dh \quad (15)$$

Quest'espressione non è facilmente integrabile, a causa della variabilità in funzione della quota h delle grandezze coinvolte.

Per la stima dell'eccesso di cammino wet verranno presentati tre modelli basati sull'utilizzo dei dati misurati al suolo dalle stazioni meteorologiche. Il primo si basa sull'integrazione dell'equazione (15), utilizzando il modello atmosferico presentato. Il secondo, introdotto da *Saastamoinen* [5], è forse il più conosciuto in questo campo: da esso infatti hanno tratto spunto la maggior parte degli autori che si sono occupati del ritardo troposferico. Il terzo modello, proposto da *Berrada Baby* [9], si basa su una funzione empirica stimata attraverso un'analisi statistica dei dati raccolti durante il progetto GARP (Global Atmospheric Research Program).

4.1. Modello integrale

Per integrare la (15) si utilizza per la temperatura il modello standard introdotto precedentemente; inoltre, si sostituisce nell'integrale l'espressione che lega la pressione parziale del vapore acqueo, e , all'umidità relativa percentuale, RH (equazione (7)). Facendo tutte le sostituzioni si ottiene:

$$\Delta R_w = 10^{-6} K'_3 \int_0^\infty \frac{RH(h)}{100} \frac{\exp\left(A - \frac{B}{T_0 + \alpha h}\right)}{(T_0 + \alpha h)^2} dh \quad (16)$$

A questo punto, per integrare la (16), è necessario fare un'ipotesi sul profilo di umidità percentuale. Poiché non esistono modelli standard che descrivano l'andamento di RH con la quota, si supponerà che quest'ultima sia costante fino ad un'altezza efficace h_m , oltre la quale si annulla. Si pone quindi:

$$RH(h) = \begin{cases} RH_0 & 0 \leq h \leq h_m \\ 0 & h > h_m \end{cases}$$

dove con RH_0 si è indicato il valore dell'umidità relativa percentuale al suolo.

Procedendo con l'integrazione della (16) e indicando con

$e_s(T)$ la pressione di saturazione del vapor d'acqua alla temperatura T , si ottiene:

$$\Delta R_w = \frac{3.81 \cdot 10^{-6} RH_0}{\alpha} \left[\frac{e_s(T_0)}{B_0} - \frac{e_s(T_m)}{B_m} \right] \quad (17)$$

dove B_0 e B_m sono i coefficienti della (8), relativi rispettivamente alla temperatura T_0 e T_m ; T_m è la temperatura dell'aria a quota z_m .

Malgrado la dipendenza dell'eq. (17) dal parametro z_m si può osservare che, al crescere di z_m , ΔR_w tende ad un valore asintotico che dipende solo da T_0 e RH_0 .

Per una temperatura al livello del mare pari a 300 °K ed una $RH_0 = 90\%$, si ottiene un valore di ΔR_w pari a 0.340 m che, per il segnale SAR, corrisponde ad una rotazione di fase di circa 64 rad (eq. (11)).

Per valutare il contributo apportato dal fattore *wet* alla fase interferometrica, in analogia con l'eq. (12), si può scrivere:

$$\Delta\phi_w = \frac{4\pi}{\lambda} (\Delta R_{w1} - \Delta R_{w2}) \frac{1}{\cos(\vartheta)} \quad (18)$$

dove con ΔR_{w1} e ΔR_{w2} si sono indicati gli eccessi di cammino *wet* per le due immagini.

4.2. Modello Saastamoinen

Il modello proposto da *Saastamoinen* è anch'esso basato sull'integrazione della (15) a partire dalle informazioni disponibili al suolo. La funzione per la stima dell'eccesso di cammino wet è la seguente [5]:

$$\Delta R_w = 2.277 \cdot 10^{-3} \left[0.05 + \frac{1255}{T_0} \right] \cdot e_0 \quad (19)$$

dove e_0 e T_0 sono rispettivamente la pressione parziale del vapore d'acqua e la temperatura misurati al livello del suolo.

La (19) può essere riscritta, in base all'equazione di *Clausius-Clapeyron* [9] e alla (7), in funzione dell'umidità relativa percentuale al suolo, RH_0 :

$$\Delta R_w = 2.277 \cdot 10^{-5} \left[0.05 + \frac{1255}{T_0} \right] \cdot \exp\left[A - \frac{B}{T_0} - C \ln(T_0)\right] \cdot RH_0 \quad (20)$$

dove A , B e C sono opportune costanti [9].

Anche in questo caso è stato necessario formulare alcune ipotesi sul profilo della temperatura e dell'umidità in funzione della quota: per la temperatura è stato ancora supposto un andamento lineare, mentre per l'umidità si è utilizzata una funzione decrescente con un andamento spaziale dolce.

4.3. Modello semi-empirico

La funzione proposta da *Berrada Baby* [9] è stata stimata attraverso un'analisi statistica utilizzando i dati provenienti dalle radiosonde: questi sono stati divisi in gruppi diversi, a seconda delle coordinate geografiche e del tipo di clima della zona considerata. L'espressione risultante per ΔR_w è la seguente:

$$\Delta R_w = v \cdot 10^{\gamma T_0} \cdot RH_0 \quad (21)$$

Le stazioni considerate nel gruppo dei siti con clima *oceanico* sono quelle situate su delle isole o in città prossime alla costa (50 stazioni in tutto): vista la vicinanza della zona etnea al mare, in questo studio saranno utilizzati i valori relativi a questo tipo di clima ($v = 0.6614$ e $\gamma = 0.0241$) [9].

A titolo d'esempio, si suppone che al momento della prima acquisizione i valori di T_0 e di RH_0 corrispondano a quelli riportati sopra; si ipotizzi inoltre che l'acquisizione della seconda immagine avvenga nelle stesse condizioni di temperatura, ma con un'umidità minore del 20% rispetto alla prima. In questo caso utilizzando il modello integrale si avrà in base alla (18) un $\Delta\phi_w$ pari a circa 19 rad (3 cicli completi). Considerando gli stessi valori si ottiene con il modello di *Saastamoinen* un $\Delta\phi_w$ pari a circa 16.5 rad. Le differenze sono imputabili al diverso profilo adottato per l'umidità: da molte prove effettuate è emersa una minore sensibilità della (20) alle variazioni delle grandezze coinvolte. Infine utilizzando il modello semi-empirico si ottiene un $\Delta\phi_w$ pari a circa 16.4 rad. Quest'ultimo risultato sembrerebbe in accordo con i risultati ottenuti dal modello di *Saastamoinen*: in realtà sebbene i valori di $\Delta\phi_w$ siano simili, l'eccesso di cammino assoluto presenta scostamenti netti rispetto alle stime dei modelli precedenti. Il valore di $\Delta\phi_w$ infatti, calcolato per una temperatura al suolo pari a 300 °K e un'umidità relativa del 90%, risulta essere pari a 0.264 m (con il modello integrale si ottiene $\Delta\phi_w = 0.340$ m mentre con il modello di *Saastamoinen* $\Delta\phi_w = 0.306$ m).

5. Risultati

I modelli proposti per la stima del ritardo troposferico sono stati utilizzati per compensare i contributi atmosferici presenti in una dozzina di interferogrammi differenziali reali relativi alla zona etnea. Utilizzando i dati meteorologici forniti dall'Aeronautica Militare Italiana misurati al suolo presso l'aeroporto di Catania, è stato possibile valutare in prima approssimazione il contributo alla fase interferometrica dovuto al mezzo trasmissivo. Tale contributo è stato poi sottratto ai differenziali reali. I risultati hanno mostrato come, operando questo tipo di compensazione, risulti possibile una più corretta interpretazione dei dati valutando, almeno in prima approssimazione, il contributo di fase dovuto ad effetti troposferici. A titolo di esempio, in figura 3 è mostrato un differenziale reale relativo alle immagini 10 Settembre e 28 Maggio 1997: le frange visibili potrebbero corrispondere ad un rigonfiamento dell'intera superficie del vulcano. Osservando però la figura 4, si nota come nell'immagine compensata (con il modello di *Saastamoinen*) tali frange siano state in buona parte rimosse. Stime indipendenti dello Zenith Path Delay ottenute da misure GPS sul vulcano hanno confermato un buon accordo con quanto previsto dal modello. Risultati simili sono stati ottenuti in altri interferogrammi: in genere la componente di movimento risulta essere assai inferiore a quella stimata senza considerare gli effetti propagativi.

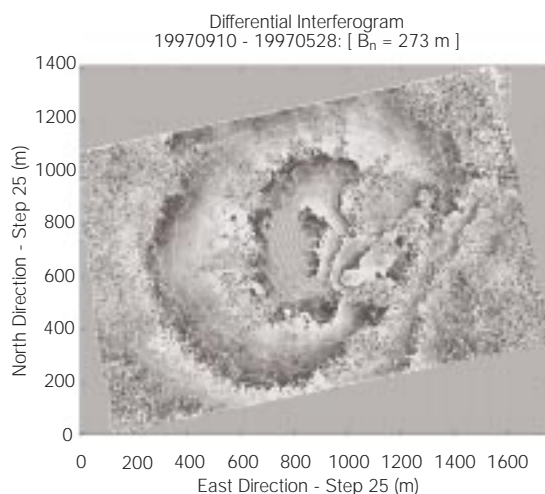


Figura 3 Interferogramma differenziale (19970910-19970528). Il contributo topografico è stato compensato utilizzando un DEM accurato ($\sigma \sim 8$ m) dell'area. Per una migliore identificazione dell'area in esame sono evidenziate le curve isoquota del DEM utilizzato (con un passo di campionamento verticale di 200 m). Le frange visibili corrispondono a possibili rigonfiamenti del vulcano. Ogni ciclo completo corrisponde ad un possibile movimento del bersaglio di 2.8 cm nella direzione di puntamento del satellite. Il triangolo bianco indica la posizione dell'osservatorio Serra La Nave posto sul versante Sud-Ovest del vulcano ad una quota di 1725 m s.l.m.

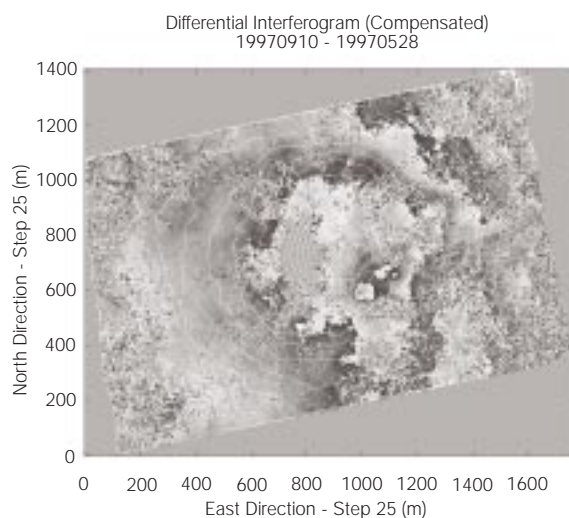


Figura 4 Interferogramma differenziale (19970910-19970528) compensato con la stima del contributo troposferico. La componente atmosferica presente sulle due acquisizioni SAR è stata stimata utilizzando il modello di *Saastamoinen* per il *dry delay*. Poiché il vento al momento dell'acquisizione delle immagini ERS SAR soffia sempre in direzione EST-OVEST, sul versante Est del vulcano e' sempre visibile un artefatto atmosferico di natura turbolenta che non può essere compensato utilizzando i modelli meteorologici adottati.

6. Conclusioni

Dalle prove fatte è emerso che il termine di fase dovuto al mezzo trasmissivo è tanto più grande quanto più differiscono le condizioni atmosferiche tra le due acquisizioni e quanto più è alta la dinamica del profilo topografico. Come era prevedibile, le variazioni di umidità possono portare a notevoli artefatti, specie se intervengono in corrispondenza di variazioni di temperatura elevate.

Questo è il tipico caso che si presenta quando la coppia interferometrica è relativa ad un'immagine estiva ed una invernale: in questo caso infatti l'interferogramma differenziale risultante può presentare diversi cicli completi di fase dovuti esclusivamente al contributo troposferico.

Ovviamente gli artefatti atmosferici presenti nei differenziali possono essere stimati e quindi compensati, solo quando non siano dovuti a fenomeni meteorologici di natura turbolenta. Non è possibile infatti prevedere tali fenomeni attraverso modelli atmosferici standard basati su misurazioni al suolo: sarebbe necessario in questo caso un campionamento tridimensionale delle condizioni atmosferiche sull'area sovrastante il sito considerato.

Le prove effettuate hanno inoltre messo in evidenza le differenze tra i tre modelli utilizzati per la stima del *wet delay*. Il modello proposto da *Saastamoinen* si è dimostrato mediamente più adatto degli altri al sito in esame confermando la propria generalità. Anche attraverso il modello integrale si sono ottenuti buoni risultati, specie quando le condizioni atmosferiche variavano molto tra le due acquisizioni. Il modello semi-empirico ha invece mostrato alcuni limiti dovuti alla modellizzazione dei dati statistici utilizzati per la stima della (21): esso porta infatti ad una sottostima della rotazione di fase.

Anche se una stima affidabile dei movimenti del terreno risulta possibile solo da un'analisi multi-interferogramma [10], questo studio mostra come sia possibile attraverso semplici modelli una prima approssimazione della componente atmosferica. Altri studi [11] hanno mostrato la corrispondenza esistente tra i risultati ottenuti utilizzando i modelli e quelli basati su misurazioni GPS. Ciò suggerisce una possibile integrazione di queste due tecniche al fine di ottenere maggiori informazioni sul ritardo subito dal segnale e quindi sulla rotazione di fase ad esso dovuta.

Si noti infine, come la precisione dei risultati ottenuti sia limitata dal campionamento disponibile dei principali parametri climatologici misurati al suolo. Avendo a disposizione infatti una griglia di valori più fitta, sarebbe possibile compiere un'analisi localizzata delle condizioni atmosferi-

che e quindi una migliore stima dei contributi troposferici.

Ringraziamenti: I dati SAR ERS della zona etnea sono stati forniti da ESA-ESRIN all'interno del progetto Empedocle. Si ringrazia inoltre l'Agenzia Spaziale Italiana, che ha supportato parte di questa ricerca, e l'Aeronautica Militare per i dati meteorologici rilevati a Trapani-Birgi e Catania Fontanarossa.

BIBLIOGRAFIA

- [1] Hanssen R: Atmospheric heterogeneities in ERS tandem SAR interferometry. DEOS Report no.98.1, Delft University Press, 1988.
- [2] Curlander JC, McDonough RN: *Synthetic Aperture Radar – System and Signal Processing*. John Wiley & Sons, Inc., 1991.
- [3] Ferretti A, Prati C, Rocca F: *Multibaseline Phase Unwrapping for InSAR Topography Estimation*. Nuovo Cimento C, 1999.
- [4] Ferretti A, Prati C, Rocca F: Multibaseline InSAR DEM Reconstruction: The Wavelet Approach. *IEEE on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 37, n. 2, March 1999.
- [5] Saastamoinen J: Introduction to practical computation of astronomical refraction. *Bullettin Geodesique*, 106:383-397, 1972.
- [6] Bean BR, Dutton EJ: *Radio meteorology, Monogr. 92*, Natl. Bur. Of Stand, Gaithersburg, Md., 1966.
- [7] Menegaz A: *Analisi e rimozione degli effetti atmosferici in interferometria SAR*. Tesi di Laurea, Polit. Milano, Fac. Ingegneria, Dip. Elettr. Inf., 21 July 1999.
- [8] Ranci M, Graziani G, Pareschi MT: A comprehensive database on synoptic and local circulation over Sicily for mesoscale applications. *Il Nuovo Cimento*, Vol.21, 1997.
- [9] Berrada Baby H, Golè P, Laveergnat J: A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements. *Radio Science*, Vol. 23, n. 6, 1988, p. 1023-1038.
- [10] Ferretti A, Prati C, Rocca F: *Permanent Scatterers in SAR Interferometry*. sottomesso a IEEE on Geoscience and Remote Sensing, 1999.
- [11] Bonforte A, Ferretti A, Prati C, Puglisi G, Rocca F: Calibration of atmospheric effects on SAR interferograms by GPS and local atmosphere models: first results. *Submitted to Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, July 1999.