



UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI PADOVA

**SEDE AMMINISTRATIVA: UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA**

**Dipartimento di Geoscienze**

---

**SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA  
CICLO XXVII**

**CARATTERIZZAZIONE E MODELLAZIONE DI FENOMENI  
GEOLOGICI DI INSTABILITÀ ATTRAVERSO TECNICHE DI  
TELERILEVAMENTO SATELLITARE E SIMULAZIONI NUMERICHE**

**Direttore della Scuola** : Ch.mo Prof. Massimiliano Zattin

**Supervisore** :Ch.mo Dott. Mario Floris

**Dottoranda** : Giulia Tessari

Anno Accademico 2013/2014



*Al termine del mio dottorato voglio ringraziare il Dott. Mario Floris, quale mio supervisore e valido punto di riferimento durante gli ultimi tre anni; l'ufficio Difesa del Suolo della Provincia di Vicenza, per aver creato i presupposti affinché io potessi intraprendere questo percorso, ed in particolare l'ing. Giovanni Stevan, quale capo ufficio, per avermi seguito nelle attività pratiche ed applicative e trasmesso tutta la sua esperienza relativamente alle modalità di intervento per il ripristino dei dissesti franosi; la società Sarmap s.a., che con il Dott. Ing. Paolo Pasquali ed il suo staff mi ha permesso di conoscere ed approfondire le modalità di applicazione dell'interferometria RADAR satellitare.*

**INDICE**

INDICE.....	I
RIASSUNTO.....	I
ABSTRACT .....	VI
1. INTRODUZIONE .....	1
2. MODELLAZIONE NUMERICA.....	4
2.1. STABILITA' GLOBALE.....	6
2.2. FILTRAZIONE .....	9
2.3. FILTRAZIONE E STABILITÀ GLOBALE.....	11
2.4. MODELLI ANALITICI.....	13
2.4.1. IL MODELLO DI OKADA .....	14
3. IL TELERILEVAMENTO RADAR SATELLITARE ED IL SAR .....	21
3.1. I DATI RADAR SATELLITARI.....	22
3.2. IL TELERILEVAMENTO CON RADAR AD APERTURA SINTETICA ..	41
3.3. L'INTERFEROMETRIA SATELLITARE SAR (InSAR) .....	45

## INDICE

---

3.3.1.	GEOMETRIA DI ACQUISIZIONE DEL SAR.....	48
3.3.2.	LA FASE INTERFEROMETRICA .....	50
3.3.3.	TRATTAMENTO PRELIMINARE DEI DATI SAR .....	55
3.3.4.	GLI STEP DEL PROCESSAMENTO INTERFEROMETRICO .....	60
3.4.	L'INTERFEROMETRIA DIFFERENZIALE (DInSAR) .....	70
3.4.1.	LA TECNICA DEI PS (PERMANENT SCATTERERS) .....	74
3.4.2.	LA TECNICA SBAS (SMALL BASELINE SUBSET) .....	75
3.5.	ANALISI SULL'AMPIEZZA DEL DATO SAR.....	81
3.6.	SATELLITI E SENSORI SAR UTILIZZATI .....	82
3.6.1.	ERS 1 - 2 .....	83
3.6.2.	ENVISAT .....	84
3.6.3.	COSMO-SKYMED (CSK) .....	86
3.7.	UTILIZZO DEI DATI SAR PER LO STUDIO DI FENOMENI DEFORMATIVI.....	88
3.7.1.	STUDIO DEI MOVIMENTI FRANOSI.....	88
3.7.2.	STUDIO DI SUBSIDENZA E SINKHOLES .....	91
3.8.	IL SOFTWARE SARSCAPE .....	93
4.	APPLICAZIONI AI FENOMENI FRANOSI.....	95
4.1.	LA FRANA DI CISCHELE .....	97
4.1.1.	MODELLO GEOLOGICO E IDROGEOLOGICO .....	98
4.1.2.	IL FENOMENO FRANOSO.....	102
4.1.3.	INDAGINI E CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA.....	105
4.1.4.	BACK ANALYSIS.....	111
4.1.5.	ANALISI DEI DATI SAR.....	113
4.1.5.1.	PERMANENT SCATTERERS (PS) .....	114
4.1.5.2.	SBAS.....	116
4.2.	LA FRANA DI VAL MASO .....	124
4.2.1.	MODELLO GEOLOGICO .....	125
4.2.2.	ANALISI DI FILTRAZIONE E STABILITA'.....	137

## INDICE

---

4.2.2.1. BACK ANALYSIS.....	139
4.2.2.2. SIMULAZIONE DELL'EVOLUZIONE DEL FENOMENO .....	142
4.2.3. ANALISI DEI DATI SAR.....	152
5. APPLICAZIONI AI SINKHOLES .....	157
5.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....	159
5.2. ANALISI DInSAR.....	162
5.2.1. DATI ERS 1-2.....	162
5.2.2. DATI ENVISAT.....	163
5.2.3. DATI COSMO-SKYMED .....	165
5.3. MODELLAZIONE DI UN SINKHOLE A PARTIRE DAL DATO SAR .	177
6. CONCLUSIONI.....	193
BIBLIOGRAFIA.....	198



## **RIASSUNTO**

L'analisi degli spostamenti superficiali del terreno permette di ottenere importanti informazioni sull'evoluzione di un fenomeno di instabilità geologica e identificarne i fattori di innesco. A questo scopo, i dati RADAR ad apertura sintetica (SAR) satellitari possono essere utilizzati per raccogliere misure indirette relativamente alle deformazioni superficiali di aree affette da dissesti geologici. I risultati ottenuti tramite tecniche di telerilevamento SAR possono poi essere confrontati con i risultati di simulazioni numeriche: il raffronto tra campi di spostamento e velocità consente di validare e calibrare il modello numerico.

Le simulazioni numeriche sono probabilmente lo strumento più diffuso per la riproduzione un dissesto sotto specifiche ipotesi, la cui esattezza è fortemente connessa alla quantità di dati di input disponibili. Spesso molti dei parametri necessari a costruire un modello devono essere stabiliti attraverso ragionevoli assunzioni, che possono essere verificate grazie a misure sul campo e monitoraggi con tecniche classiche, o attraverso tecniche di telerilevamento.

Un diverso approccio, applicato nella creazione di un modello, consiste nel considerare una mappa di spostamenti superficiali quale punto di partenza per modellare un fenomeno di instabilità e le caratteristiche della sorgente. Tale approccio necessita della disponibilità di precisi valori di velocità di spostamento, ad una risoluzione spaziale adeguata al fenomeno che si sta analizzando.

Il presente lavoro è finalizzato a determinare il contributo dei dati SAR satellitari nello studio dei dissesti geologici, con particolare riferimento a frane e sinkholes. L'approccio metodologico è stato utilizzato in diverse condizioni per

capirne l'applicabilità e ottimizzarne i risultati ottenuti, superando alcuni dei limiti del dato SAR.

Le tecniche di telerilevamento RADAR satellitare, ed in particolare la tecnica InSAR (Synthetic Aperture RADAR Interferometry), considerano le variazioni di fase tra il segnale trasmesso e la componente retrodiffusa che torna al ricevitore, e restituiscono accurate mappe di spostamento superficiale su larga scala. Tra l'altro è possibile stimare non solo le deformazioni, ma tutta l'evoluzione degli spostamenti, utilizzando informazioni derivanti da diversi interferogrammi ottenuti da numerose immagini SAR, combinandoli ed analizzando i cambiamenti di fase del segnale. Queste tecniche sono definite D-InSAR (Differential Interferometric SAR) e i principali algoritmi proposti in quest'ambito sono denominati PS InSAR (Ferretti et al., 2001) ed SBAS (Berardino et al., 2002). Ma le tecniche D-InSAR hanno delle limitazioni nella loro applicazione: possono rilevare solo una componente dello spostamento complessivo; non tutte le geometrie sono visibili al satellite ed è quindi importante valutare l'esposizione dell'area che si analizza; anche la presenza di fitta vegetazione genera delle limitazioni. In questi casi è possibile utilizzare l'ampiezza del dato, anziché la fase, per identificare superfici soggette a deformazioni (Casu et al., 2011).

Le tecniche menzionate sono state applicate a tre casi reali:

- due frane manifestatesi nella zona prealpina della Provincia di Vicenza nel 2010;
- subsidenza e sinkholes che affliggono la costa Giordana del Mar Morto.

Entrambe le frane analizzate, la frana di Contrada Cischele e la frana di Val Maso, sono state innescate da un evento di pioggia eccezionale che ha colpito la Provincia di Vicenza nell'autunno 2010.

La frana che ha interessato Contrada Cischele, nel Comune di Recoaro Terme, è caratterizzata da velocità di deformazione contenute, dovute alla riattivazione del versante in frana in stretta connessione con gli eventi di pioggia e quindi l'innalzamento della falda. La frana si è manifestata causando danni alle abitazioni presenti, alla strada Provinciale ed al muro di contenimento che la delimita.

Grazie alle indagini in situ e alle prove di laboratorio effettuate sui materiali è stato possibile riprodurre un modello di stabilità globale del versante.

L'analisi del dissesto con dati SAR è avvenuta inizialmente attraverso la valutazione dei dati PS storici nell'archivio del Ministero dell'Ambiente,

verificando la presenza di spostamenti precedenti all'evento del 2010. Successivamente è stata applicata la tecnica SBAS utilizzando 14 immagini COSMO-SkyMed acquisite a cavallo dell'evento piovoso. La presenza di vegetazione nel versante, che è causa di una decorrelazione temporale tra i dati, ha reso particolarmente complesso il processamento. Attraverso un'attenta calibrazione dei parametri di filtraggio dei dati è stato possibile definire il campo di spostamenti nell'area indagata.

La frana in località Val Maso, nel Comune di Valli del Pasubio, è caratterizzata da dinamiche molto diverse rispetto al precedente caso. A seguito delle eccezionali piogge del Novembre 2010, il versante è collassato con un movimento rototraslativo al coronamento, che è evoluto in colata. L'evento si è sviluppato molto rapidamente ed ha coinvolto circa 200'000 m<sup>3</sup> di materiale asportato; la superficie di scivolamento si è localizzata a circa 20 m di profondità. Una back analysis della stabilità del versante ha permesso di definire con maggiore accuratezza le proprietà geotecniche dei materiali coinvolti. Poi, i parametri ottenuti sono stati utilizzati per un'analisi disaccoppiata di filtrazione e stabilità globale dell'area a monte del coronamento di frana, per valutare l'entità della minima intensità di pioggia in grado di innescare la retrogressione del fenomeno.

Ulteriori informazioni sulla frana sono state ricercate tramite l'utilizzo di dati SAR satellitari. A causa della densa vegetazione e degli evidenti cambiamenti morfologici indotti dalla frana, le tecniche PS ed SBAS non sono risultate applicabili. Si è pertanto analizzata l'ampiezza del dato, anziché la fase, utilizzando 9 immagini COSMO-SkyMed, acquisite prima e dopo l'evento. La valutazione dei cambiamenti di ampiezza ha permesso di perimetrare l'area in frana.

Infine la tecnica SBAS è stata utilizzata per indagare l'evoluzione dei sinkholes che interessano la costa Giordana del Mar Morto, con particolare attenzione alla porzione sud-orientale della costa, denominata Ghor Al Haditha.

Grazie ai numerosi riferimenti bibliografici relativi a quest'area (Bartov et al., 2000; Closson et al., 2007, 2009; Abou Karaki et al., 2005; Abelson et al., 2006; Akawwi et al., 2009; Ezersky et al., 2013) sono chiare le ragioni del verificarsi di questi dissesti e della subsidenza lungo tutta la costa del lago. L'innescò è connesso all'ingente sfruttamento, a scopo civile ed industriale, delle acque del Mar Morto, il cui livello si sta abbassando di circa 1 m/anno. La conseguenza di questo sfruttamento è una sostituzione dell'acqua salina, presente in profondità,

con acqua dolce di falda, la quale causa la dissoluzione degli strati salini presenti nel terreno.

L'area è stata analizzata utilizzando immagini ERS, Envisat e COSMO-SkyMed. I primi due dataset hanno evidenziato la subsidenza che affligge le coste, senza permettere di isolare gli spostamenti dovuti ai singoli sinkhole, a causa della risoluzione spaziale di 25 m di questi dati SAR. L'utilizzo dei dati COSMO ha invece permesso di identificare gli spostamenti dovuti ai sinkholes in modo molto dettagliato, grazie all'alta risoluzione spaziale di questi dati (3m x 3m) e al breve tempo di rivisitazione del satellite. Uno specifico sinkhole è stato individuato ed analizzato studiandone l'evoluzione temporale. Sulla base dei risultati ottenuti dal processamento SBAS è stato definito un modello analitico: partendo dal campo di spostamenti superficiali sono stati derivati i parametri geometrici della sorgente e stimata la variazione di volume associata al fenomeno.

Le esperienze fatte hanno evidenziato come i dati SAR satellitari permettano di ottenere importanti informazioni riguardo le dinamiche dei fenomeni di instabilità. Il grado di dettaglio di tali informazioni dipendono da diversi fattori, quali la risoluzione spaziale del dato, la numerosità e la vicinanza temporale dei dati analizzati, la presenza di vegetazione più o meno fitta, la velocità degli spostamenti.

La possibilità di utilizzare i dati SAR per ottenere informazioni utili alla creazione di un modello numerico è stata testata in diverse condizioni. In presenza di movimenti molto rapidi, che superano il valore massimo di velocità rilevabile, e cambiamenti netti della copertura vegetativa provocano una perdita di coerenza, è possibile analizzare l'ampiezza del segnale anziché la fase. Nel caso della frana in località Val Maso, è stato possibile mappare la superficie soggetta a deformazioni, fornendo un possibile strumento fondamentale per la gestione dell'emergenza post-evento. Nonostante la presenza di vegetazione nel versante in frana, in località Cischele, la tecnica SBAS ha permesso di stimare una componente dello spostamento superficiale, grazie all'attenta calibrazione di alcuni parametri del processamento. La morfologia pianeggiante della costa del Mar Morto, in località Ghor Al Haditha, e la scarsa presenza di vegetazione, hanno permesso di ottenere precise informazioni relativamente alle deformazioni superficiali indotte dal subsidenza e sinkholes, tanto da poter generare un modello analitico del fenomeno, utile alla creazione di un sistema di early

warning, sulla base dei movimenti che precedono un possibile evento catastrofico.

## **ABSTRACT**

Analyses of ground displacements can help to define the evolution of areas affected by instability phenomena and identify their triggering factors. To this end, Synthetic Aperture RADAR (SAR) satellite data can be used to collect direct measurements of superficial deformations in instability-prone areas. Results from remote sensing analyses can be then compared with outcomes from numerical simulations, and in particular with displacement or velocity fields, to validate numerical modeling and eventually recalibrate the simulation of instabilities, predisposing and triggering conditions.

Numerical simulations allow reproducing slope behavior under some hypotheses but their accuracy is strongly connected to the amount of available input data. Most of the required parameters can be set based on reasonable assumptions that consequently can be verified through classical field tools and geological survey or remote sensing techniques.

Direct or remote sensing techniques can be used to characterize and monitor ground deformation phenomena, and particularly to identify surface displacements. These information can be used to verify the suitability of numerical model predictions and the adequacy of preliminary hypotheses.

An innovative approach could consider a surface displacement map, as the starting point to re-create a model of instability phenomena. This application requires precise velocity data characterized by an adequate resolution, depending on the phenomenon analyzed. Recently this method was applied to earthquakes with satisfying results (Wright at al., 2006).

This work is aimed to determine which is the contribution of SAR satellite data in investigating instabilities phenomena, in particular landslides and sinkholes. This methodological approach was tested in different conditions to

understand its applicability and how to optimize the results overcoming some of the observed limits.

Satellite remote sensing techniques have shown to lead to accurate large-scale surface displacement mapping. Specifically “Interferometric Synthetic Aperture RADAR” (InSAR) technique allows to measure accurate land displacement. Furthermore, not only deformation but even the evolution of displacements can be estimated, combining InSAR information from a large number of SAR images and analyzing changes on the signal phase. This technique is defined D-InSAR (Differential Interferometric SAR) and PS InSAR (Ferretti et al., 2001) and SBAS techniques (Berardino et al., 2002) represent the main methodology proposed. But D-InSAR techniques have some limits of applicability. For example, due to high RADAR viewing angles, the current space-borne systems can detect only a fraction of the horizontal component of the movement. In fact not every geometrical configurations and slope exposition can be surveyed. Further problems are connected with the presence of dense vegetation. In these situations amplitude can be exploited to identify surface deformations (Casu et al., 2011).

Applying the above mentioned techniques it is possible to observe deformation patterns and surface movements. Comparing displacement obtain from monitoring stage with results from numerical modeling, let to understand if numerical prevision is satisfying and the evolution of deformations is correct.

The contribution of SAR data in numerical simulation of ground deformations was tested in landslide, subsidence and sinkhole - prone areas, located in the piedmont sector of North-Eastern Italian Alps and in the Jordanian coast of the Dead Sea.

The first case study is Val Maso landslide, located in Valli del Pasubio municipality, which was triggered by an exceptional flood event occurred in November 2010.

A back stability analysis was carried out to evaluate the geotechnical properties of the involved materials. Then, parameters from back analysis were used in a uncoupled seepage and slope stability analysis of the area behind the main scarp to forecast the effects of hydrological conditions due to different rainfall depths, i.e. to identify the minimum rainfall threshold for triggering the retrogression of the phenomenon.

Some more information about this phenomenon have been searched, analysing a stacking of RADAR satellite images. Because of the dense vegetation

and the aspect of the area, outcomes of PS and SBAS DInSAR technique were not satisfying.

That is why SAR data were analyzed concentrating on amplitude changes of the signal instead on studying the phase. A stack of nine COSMO-SkyMed images, acquired over the 2010 event, were used. Amplitude changes were evaluated. Results showed it is possible to detect the effect of ground deformations from the data analyzed and to define the boundary of the landslide.

The second case study is Cischele landslide, located in Recoaro Terme municipality, which caused severe damages on the buildings and on the Provincial street after the rainfall event of November 2010.

This phenomenon is related to a reactivation of a instability whose behavior seems to be connected to climatic conditions.

Data obtained from field and laboratory analyses were used on the creation of a numerical model. Ground displacements of the slope were evaluated analyzing data obtained from PS available for Cischele area, obtained processing SAR images acquired by ERS and ENVISAT satellites, from May 1995 to May 2000 and from September 2004 to June 2010, respectively.

Ground velocity and displacements are measured along the line of sight of the satellites. Only information obtained from descending orbits are available. Furthermore, InSAR images acquired by COSMO-SkyMed satellites over the event were analyzed. SBAS techniques was applied. Interferograms were generated using InSAR images and a 90 meters resolution Digital Elevation Model (DEM), SRTM DEM. 14 descending images were available from April 2010 to September 2012.

Unfortunately, variation in surface condition between two different acquisitions produces loss of coherence. This effect is strongly connected to the presence of vegetation in the area. It was possible to overcome this problem through an accurate calibration of the filtering parameters, extending the coverage of the final displacement map. Results showed a maximum velocity component of 12 mm/year.

Finally, DInSAR techniques were applied to investigate sinkholes affecting the Jordanian coast of the Dead Sea. The Dead Sea is a hyper saline terminal lake located in a pull-apart basin, which is one of the major components of the Jordan Dead Sea Transform fault system. Most of the area is characterized by highly karstic and fractured rock formations that are connected with faults. Karstic conduits extend from the land into the sea.

Since the 1960s, the Dead Sea level is dropping at an increasing rate: from about 60 cm/yr in the 1970s up to 1 m/yr in the 2000s. From about the mid-1980s, sinkholes appeared more and more frequently over and around the emerged mudflats and salt flats. Strong subsidence and landslides also affect some segments of the coast. Nowadays, several thousands of sinkholes attest that the degradation of the Dead Sea coast is worsening.

The deformation analysis is focused on Ghor Al Haditha area, located in the South-Eastern part of the lake coasts. SAR data acquired by three different sensors, ERS, ENVISAT and COSMO-SkyMed were processed.

70 ERS images from 1992 to 2009 and 30 ENVISAT images from 2003 to 2010 were processed. SBAS technique were applied to define surface velocity and displacement maps. Because of the resolution of these sensors, consisting on 25 m<sup>2</sup>, it was possible to clearly define areas affected by subsidence but the single sinkholes could not be detected because of the small size of each punctual event, that is generally varying from few meters to a hundred meters diameter.

Furthermore, SBAS was applied to 23 COSMO-SkyMed SAR satellite images from December 2011 to May 2013. The high resolution of these data (3m x 3m) and the short revisiting time allowed to have precise information of the displacement of punctual sinkholes beyond the overall subsidence of the coast. A specific sinkhole was considered to understand its temporal evolution.

On the basis of the results from D-InSAR processing, a simplified analytical model was implemented. Vertical and horizontal components of the surface displacement field obtained from analysis of SAR images have been used as input data to derive geometric parameters of the source and in particular to estimate the volumetric strain of the phenomenon. Position, dimension and mechanism were obtained.

The gained experience proved that space-borne SAR data allow to obtain important information about the dynamics of instability phenomena, which degree of precision depends on several factors, as vegetation density and surface velocity. The applicability of D-InSAR methods in different conditions was tested to obtain useful information to re-create the phenomena through numerical modeling.

When rapid displacements overcome the maximum detectable surface velocities between two consecutive SAR acquisitions and changing in land cover produces a complete coherence loss, the amplitude of the signal can be analyzed instead of the phase. In the Val Maso landslide, a rapid mapping of surface

deformation was possible, providing important hints to manage post-event emergency situations.

Despite the dense vegetation in Cischele area, SBAS technique could assess a component of the landslide displacement, through an accurate calibration of some processing parameters.

Thanks to the flat morphology of the site and the almost absent vegetation covering, analysis of sinkholes in Jordan Dead Sea coast gave precise information about ground deformation and helpful data to model a sinkhole and to define its geometry and volume reduction. In these favorable conditions, SAR data allow one to predict the occurrence of geological instabilities, characterize their extension, model their evolution and define an early warning system to prevent catastrophic events.

## **1. INTRODUZIONE**

La definizione dell'evoluzione spaziale e temporale di fenomeno geologico di instabilità è un aspetto di fondamentale importanza per valutare i rischi potenziali e, se possibile, per poter intervenire prontamente (Reichenbach et al., 2005; Glade et al., 2005). Avere a disposizione delle serie temporali di spostamenti superficiali del terreno, che ricoprono aree estese per lunghi intervalli temporali, permette di poter venire a conoscenza della storia evolutiva di un fenomeno e stabilire le necessarie misure per contenerlo o predisporre degli adeguati sistemi di allerta (Yerro et al., 2014).

L'analisi di instabilità geologiche richiede una complessa parametrizzazione dei fenomeni, attraverso la conoscenza delle proprietà dei materiali coinvolti, le dinamiche che li caratterizzano, le cause innescanti e il comportamento evolutivo.

La riproduzione di un fenomeno, per capirne a fondo i meccanismi, trova tra i principali strumenti di analisi la modellazione numerica. Per creare il modello che riproduce un dissesto, sia esso una frana, un evento sismico, un fenomeno di subsidenza del terreno, o un sinkhole, sono necessarie numerose informazioni: topografia e morfologia dell'area indagata, proprietà dei materiali, conoscenza degli spostamenti; tutte informazioni che richiedono numerose indagini ad hoc, quali specifiche indagini in situ, rilievi topografici, prove di laboratorio, monitoraggi diretti o indiretti degli spostamenti. La raccolta di tutti i dati necessari richiede molto tempo, oltre che investimenti economici non sempre possibili. Risulta spesso inevitabile operare avendo a disposizione solo alcuni dei dati necessari.

Una delle informazioni di cui difficilmente si dispone è l'evoluzione del fenomeno nel tempo. Nella migliore delle ipotesi esistono dati storici dell'area indagata, indagini geologiche, monitoraggi più o meno rudimentali.

Le tradizionali tecniche di monitoraggio degli spostamenti del terreno, quali distanziometri, stazioni totali, stazioni GPS, estensimetri, inclinometri, permettono di monitorare i fenomeni geologici di dissesto fornendo accurate misure spaziali degli spostamenti di una massa in movimento (Petley et al., 2005; Ferretti, 2014). L'uso di tali tecniche di monitoraggio convenzionali ha però dei limiti connessi soprattutto alla possibilità di avere dati su aree molto estese e per lunghi intervalli temporali (Giordan et al., 2013). Inoltre, le possibilità di applicazione delle tecniche di monitoraggio da terra possono essere limitate dall'inaccessibilità del sito o da limiti di budget che non consentono di prolungare le misure per un tempo adeguato alle dinamiche del fenomeno che si sta analizzando (Calò et al., 2014).

Grazie all'utilizzo di immagini RADAR satellitari per il monitoraggio delle calamità naturali, si è resa disponibile una lunga serie di dati storici, a partire dal 1992, che permettono di ottenere utili informazioni che vanno ad integrare i dati derivanti dalle classiche indagini in situ e metodi di monitoraggio.

L'utilizzo dell'interferometria SAR (Synthetic Aperture RADAR) rende lo studio delle deformazioni superficiali più semplice ed economico, nonostante alcune limitazioni nell'uso di tali dati (Atzori et al., 2014).

Nell'ultimo decennio, le tecniche di Interferometria differenziale sono state adottate sempre più di frequente al fine di osservare le dinamiche che caratterizzano i fenomeni geologici: la subsidenza, sia indotta da attività estrattiva che da fenomeni di dissoluzione o estrazione di acqua e gas (Strozzi et al., 2001; Raucoules et al., 2003; Ge et al., 2004; Tomas et al., 2005; Miao et al., 2008; Gutierrez et al. 2011; Yerro et al. 2014; Closson et al., 2014); i terremoti (Wright et al., 2006; Moro et al., 2011); l'attività vulcanica (Ayele et al., 2007; Biggs et al., 2009); i fenomeni franosi (Colesanti et al., 2006; Rott et al., 2006; Riedel et al., 2008; Cascini et al., 2010).

I risultati ottenuti dai dati SAR attraverso l'utilizzo di tecniche di interferometria differenziale possono essere confrontati con le informazioni geologiche e geotecniche utilizzate per la riproduzione di un modello numerico che simula i fenomeni deformativi (Calò et al., 2014).

Risulta quindi interessante capire quale tipologia di informazione possa essere ottenuta attraverso i dati raccolti da RADAR che acquisiscono su

piattaforme satellitari, con particolare attenzione ai dati SAR, e come tali dati possano essere utili per definire il comportamento di un fenomeno, ed eventualmente fornire informazioni che possano facilitare la riproduzione del fenomeno tramite modellazione numerica.

Questa tesi mira a delineare quale possa essere il contributo dei dati SAR alla modellazione numerica dei fenomeni di instabilità geologica, in relazione alle dinamiche del fenomeno analizzato, alle condizioni morfologiche e vegetative.

Il presente lavoro si svilupperà quindi presentando le metodologie di analisi utilizzate, sia per quanto riguarda la modellazione numerica che il processamento dei dati RADAR satellitari (Capitoli 2 e 3). Quest'ultima tematica viene descritta con maggior grado di approfondimento, trattandosi di una materia non ancora del tutto nota e diffusa nel mondo scientifico, nonostante l'utilizzo dei dati SAR stia trovando numerose applicazioni e stia prendendo sempre più piede nell'ultimo decennio.

Per analizzare il contributo dei dati SAR alla modellazione numerica, in relazione ai limiti di tali dati rispetto alle caratteristiche morfologiche, vegetative e alle dinamiche del fenomeno, sono state effettuate tre diverse applicazioni (Capitoli 4 e 5). Due dei casi presentati fanno riferimento a fenomeni franosi che hanno interessato la zona prealpina della Provincia di Vicenza nel 2010 a seguito di un evento pluviometrico eccezionale. Un ulteriore caso riguarda la subsidenza ed i sinkholes che affliggono la costa Giordana del Mar Morto.

I modelli numerici di stabilità sono stati creati con i software *Slide* (Rocscience) e *Slope/w* (Geo-studio International); la filtrazione è stata simulata con *Seep/w* (Geo-studio International). Il processamento dei dati SAR e la creazione del modello analitico è stata effettuata utilizzando il software *Sarscape* (Sarmap). Molti degli algoritmi illustrati e delle modalità operative presentate nel presente lavoro fanno pertanto riferimento a tali software, in particolare per quanto riguarda il processamento dei dati SAR.

## **2. MODELLAZIONE NUMERICA**

Un modello numerico è la riproduzione di alcuni oggetti o sistemi del mondo reale. E' il tentativo di capire un processo e tradurlo in termini matematici (National Research Council Report, 1990).

La modellazione numerica permette di simulare un processo fisico reale attraverso applicazioni puramente matematiche, operando quindi in modo del tutto differente dai modelli fisici in scala eseguiti in laboratorio o i modelli a scala reale sul campo: è il processo di risoluzione di problemi fisici attraverso un'appropriata semplificazione della realtà.

La possibilità di riprodurre e simulare processi fisici reali unicamente utilizzando la matematica è una dei grandi dubbi dell'universo (Seep/w 2007, 2010). Forse i processi fisici seguono regole matematiche, o la matematica si è evoluta per riuscire a descrivere i processi fisici. Indipendentemente da come la stretta relazione tra questi due campi della scienza si sia sviluppata, ciò che conta è che l'uso della matematica per simulare i processi fisici ha portato a sviluppare una più profonda comprensione dei processi fisici stessi.

La modellazione numerica ha diversi vantaggi rispetto all'utilizzo di modelli fisici: i modelli numerici posso essere predisposti molto in fretta rispetto ai modelli fisici; permettono di indagare una grande varietà di scenari; non esistono i problemi di scala che tipicamente condizionano i modelli di laboratorio, per esempio rispetto all'accelerazione di gravità che non può essere scalata; i modelli numerici non creano problemi di sicurezza per l'operatore; permettono di avere informazioni e risultati in qualsiasi punto all'interno di una sezione, e non solo risultati in superficie o su un numero di punti discreti monitorati; non ci sono limiti sulla possibilità delle condizioni al contorno imposte al problema.

Detto ciò, sarebbe sbagliato pensare che i modelli numerici non sono soggetti a limitazioni. Come scrisse lo statista Box (1987), “essenzialmente tutti i modelli sono errati, ma alcuni sono utili”. Spesso, includere tutti i processi che intervengono nell’evoluzione di un fenomeno, in una sola formulazione, non sarebbe possibile e renderebbe troppo complesse le relazioni matematiche da considerare.

Occorre chiarire la differenza tra un modello numerico ed un modello analitico, considerando che entrambi sono oggetto del presente lavoro.

Si consideri una modello matematico che studia un particolare fenomeno. Esso è costituito da una serie di equazioni per le quali si vogliono trovare una o più soluzioni. Nella migliore delle ipotesi, utilizzando il calcolo, la trigonometria ad altre tecniche matematiche è possibile definire la soluzione ricercata, che sarà la *soluzione analitica* di un problema in forma chiusa.

Ma quanto detto è generalmente possibile solamente per modelli semplici. In presenza di modelli complessi, gli strumenti matematici necessari per risolvere il problema diventano molto più complicati ed è richiesta l’applicazione di *metodi numerici* per risolvere le equazioni. Per esempio, nelle equazioni differenziali che descrivono l’andamento di un fenomeno nel tempo, il metodo numerico solutore necessita di un valore iniziale da attribuire alle variabili e poi utilizza le equazioni per stabilire come queste variabili si evolvano in brevi intervalli di tempo. Si tratta quindi di una approssimazione della soluzione, che può risultare un’ottima approssimazione sotto certe condizioni. L’utilizzo dei metodi numerici, anche detti metodi iterativi, richiede l’utilizzo di un computer che esegue centinaia o migliaia di ripetizioni dei calcoli coinvolti. Il risultato è una lunga lista di valori, riferiti ai diversi istanti di tempo, che permette di valutare l’evoluzione del fenomeno studiato.

## 2.1. STABILITA' GLOBALE

La stabilità dei pendii può essere analizzata attraverso metodi definiti all'equilibrio limite, che ipotizzano un comportamento rigido-perfettamento plastico del terreno, che non prevede alcuna deformazione del terreno fino al raggiungimento della condizioni di rottura. In condizioni di rottura, la resistenza al taglio viene ipotizzata costante, indipendentemente dall'entità delle deformazioni. La rottura si manifesta lungo una superficie di separazione tra terreno stabile e terreno in frana; quest'ultimo è un blocco rigido indeformabile soggetto a roto-traslazione; la resistenza mobilitata lungo la superficie di rottura è pari alla resistenza al taglio, e non dipende dal tempo, dalle velocità di spostamento e dalle deformazioni.

Per semplicità, molti dei metodi esistenti, considerano la verifica della stabilità dei pendii come un problema piano, analizzando una o più superfici longitudinali. Senza considerare possibili effetti tridimensionali.

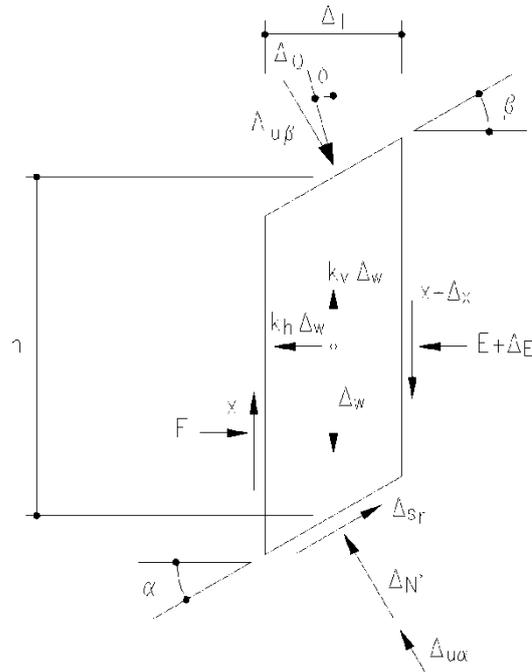
I pendii naturali, a differenza di quelli artificiali, sono caratterizzati da morfologia superficiale e profonda più complessa, in considerazione della grande variabilità spaziale delle proprietà delle diverse formazioni. Pertanto, le indagini geologiche, geotecniche, idrogeologiche sono necessarie per fornire un quadro della realtà fisica, benché parziale ed approssimativo.

In particolare, viene utilizzato il metodo dei concetti per la ricerca del coefficiente di sicurezza  $F$  alla stabilità globale. Tale coefficiente è un indice della stabilità del pendio analizzato ed è definito come il rapporto tra la somma delle forze (o dei momenti) risultanti che tendono a opporsi al movimento e la somma delle forze risultanti destabilizzanti.

Le forze agenti sono le componenti tangenziali del peso proprio della massa e degli eventuali sovraccarichi superficiali agenti sulla superficie di scivolamento, oltre a possibili pressioni dovute alla filtrazione dell'acqua nel sottosuolo, mentre le forze resistenti sono le resistenze al taglio mobilitate nei vari punti di detta superficie che dipendono dagli sforzi normali applicati e dalla resistenza al taglio locale del suolo.

Per procedere con il calcolo di  $F$  la massa potenzialmente instabile viene suddivisa in conci. Su ogni concio vengono valutate singolarmente le forze agenti e resistenti. L'insieme delle forze agenti sul concio singolo è presentato in Figura 1.

L'algoritmo di calcolo utilizzato può implementare uno dei diversi metodi esistenti nell'ambito dei modelli dell'equilibrio limite, come Bishop (1955), Morgenstern & Price (1965), Spencer (1967), Janbu (1954), Janbu (1973) sono tutti riconducibili al "General equilibrium method (GLE)" di Fredlund et al. (1981). Essi si diversificano in base alle assunzioni e semplificazioni fatte per ridurre il numero delle incognite nel problema tuttavia, come mostrato in numerosi studi comparativi (Duncan & Wright (1980), Fredlund et al. (1981)), la differenza percentuale tra i valori di  $F$  calcolati generalmente non supera il 10%. Si ritiene che ciò sia compatibile con il grado di incertezza insito in tale tipo di analisi.



dove:

$h$  = altezza media del concio

$\Delta l$  = larghezza del concio

$\alpha ; \beta$  = inclinazione delle superfici inferiore e superiore rispetto all'orizzontale

$\Delta U$  = risultante dei carichi distribuiti sulla superficie, inclinati di un angolo qualsiasi  $\delta$  rispetto alla verticale

$\Delta u_{\alpha}; \Delta u_{\beta}$  = risultante della pressione neutra sulle facce inferiore e superiore

$\Delta w$  = peso totale del concio

$x$  = azione di taglio verticale tra i conci

$\Delta x$  = incremento dell'azione tagliante verticale

$E$  = forza orizzontale agente sulla superficie verticale del concio

$\Delta E$  = incremento della forza orizzontale

$k_h + k_v$  = coefficienti moltiplicatori del peso  $\Delta w$  per tener conto di eventuali sollecitazioni sismiche orizzontali e verticali

$s_r$  = risultante delle azioni tangenziali agenti alla base del concio

$N'$  = sforzo normale agente alla base

**Figura 1 Schematizzazione delle forze agenti su un singolo concio.**

Valori di  $F$  minori od uguali ad 1 sono indicativi di condizioni di instabilità, mentre per valori maggiori di 1 le condizioni sono a favore della stabilità.

Poiché  $F$  deve essere valutato entro un preciso riferimento spaziale, è necessario considerare una potenziale superficie di scorrimento nella massa del pendio e valutare tutte le forze agenti e resistenti su detta superficie. In pratica, essendo infinite le superfici di scivolamento possibili,  $F$  viene valutato per ognuna delle superfici di un campione rappresentativo. In tal modo il fattore di sicurezza del pendio sarà quello che compete alla superficie di scorrimento con  $F$  minore. Tale superficie è detta anche superficie critica.

Nei casi applicativi riportati nel presente lavoro sono stati utilizzati i software Slide (Rocscience) e Slope/w (Geo-studio International).

## 2.2. FILTRAZIONE

Simulare i flussi d'acqua sotterranei può essere molto complesso, in considerazione della grande eterogeneità ed anisotropia dei depositi. Spesso le condizioni al contorno di un sistema cambiano nel tempo. Quando il suolo si porta in condizioni insature, la permeabilità cambia. Spesso le soluzioni richiedono dei processi iterativi e quindi la risoluzione di problemi non lineari.

Per effettuare le analisi di filtrazione, eseguita per il caso della frana in località Val Maso (vedi paragrafo 4.2), è stato utilizzato il software GeoStudio, sviluppato dall'Università di Calgary, ed in particolare il modulo SEEP/W. Si tratta di un programma agli elementi finiti che permette di simulare le infiltrazioni dovute alle piogge e il flusso della falda.

L'equazione che regola la filtrazione in due dimensioni, che vale per flussi d'acqua in terreni caratterizzati da parziale saturazione, si ottiene dall'equazione di Richards (1931) accoppiata alla formulazione della legge di Darcy generalizzate:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + Q = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (01)$$

In cui

- $H$  è la quota piezometrica, ossia il carico totale dato da  $H = \frac{u_w}{\gamma_w} + y$ ,
- $K_x$  e  $K_y$  sono i coefficienti di permeabilità idraulica, rispettivamente lungo l'asse  $x$  e lungo l'asse  $y$ ,
- $Q$  è un flusso in ingresso, imposto come condizione al contorno,
- $\theta$  è il contenuto volumetrico d'acqua dato dal prodotto tra la porosità del terreno e il grado di saturazione  $S_r$ ,
- $t$  il tempo.

Tale espressione esprime il bilancio dell'acqua in ingresso ed in uscita all'interno di un volume elementare di terreno. La differenza tra i flussi permette di ottenere la variazione di liquido immagazzinato in esso.

In condizioni stazionarie, il flusso entrante ed uscente dal volume elementare è lo stesso per ogni istante di tempo. Pertanto, l'equazione che governa la filtrazione si riduce a:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + Q = 0 \quad (02)$$

Assumendo che la pressione dell'aria e le tensioni totali restino costanti, la variazione del contenuto volumetrico d'acqua dipende unicamente dal cambiamento di pressione del fluido  $u_w$ .

La relazione esistente tra  $\theta$  e  $u_w$  è la seguente:

$$\partial \theta = m_w \partial u_w = m_w \gamma_w \partial (H - y) \quad (03)$$

In cui  $m_w$  rappresenta la pendenza della curva di ritenzione.

Sostituendo quindi questo termine all'interno della precedente equazione, e considerando che la quota topografica  $y$  non cambi nel tempo, si ottiene l'equazione differenziale generale risolta in Seep/W:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + Q = m_w \gamma_w \frac{\partial H}{\partial t} \quad (04)$$

Tali problemi possono essere risolti in condizioni stazionarie o transitorie, prevedendo ricariche, e condizioni al contorno in genere, variabile nel tempo, permeabilità idrauliche variabili in funzione del grado di saturazione del terreno,

step di calcolo ad intervalli di tempo variabile a seconda del problema che si sta analizzando.

Il software di calcolo permette quindi di ottenere le caratteristiche idrauliche transitorie dell'area indagata, tra cui il campo di flusso, la distribuzione delle pressioni totali, il contenuto d'acqua,...

Per una più completa trattazione del problema si rimanda a manuali specifici di idrologia ed idrologia sotterranea.

### **2.3. FILTRAZIONE E STABILITÀ GLOBALE**

Durante un evento meteorico, le infiltrazioni dell'acqua che cade sulla superficie di un pendio, o del terreno in genere, producono un flusso verso il basso che va' a modificare il contenuto d'acqua nei pori e il gradiente di pressione dell'acqua nei pori al variare della profondità. Tutto ciò comporta una riduzione della resistenza al taglio del terreno andando a favorire il verificarsi di fenomeni di instabilità del pendio. Infatti, l'esperienza mostra come molti fenomeni franosi avvengano durante un evento piovoso sufficientemente intenso, o immediatamente dopo l'evento (Chen et al., 2009; Zhong et al., 2014)

Per tener conto di quanto appena descritto, ed analizzare la stabilità di un pendio insaturo interessato da precipitazioni piovose, è possibile fare un'analisi attraverso un approccio agli elementi finiti, per lo studio della filtrazione all'interno del pendio, e il metodo dell'equilibrio limite, per valutare la stabilità del pendio.

La simulazione dei processi di infiltrazione di pioggia in un terreno è un problema estremamente complesso e deve tener conto di numerosi parametri, tra cui la durata dell'evento piovoso, l'evoluzione temporale dell'evento di pioggia, l'intensità dello stesso, la permeabilità del terreno e la sua variabilità spaziale, le condizioni iniziali di umidità del terreno, la capacità di ritenzione del terreno, la porosità del suolo e l'evaporazione (Fredlund et al., 2009; Leong et al., 2002; Tami et al., 2004). Il problema si complica ulteriormente in presenza di terreno insaturo, in cui le proprietà idrauliche del suolo sono caratterizzate da funzioni non-lineari (Gavin et al., 2008). Pertanto, l'analisi di stabilità di un pendio

caratterizzato dalla presenza di un'interfaccia tra una zona satura e una insatura, richiede un'analisi di filtrazione in condizioni transitorie, poiché in tali condizioni la componente di infiltrazione di pioggia risulta essere, ancor di più rispetto al caso di pendio saturo, un fondamentale fattore d'innescio dell'instabilità (Thieu et al., 2001).

Integrando infiltrazione, filtrazione e stabilità globale è possibile effettuare un'analisi in condizioni transitorie, e quindi in dipendenza dal tempo. Ciò permette di valutare il fattore di sicurezza del versante in relazione a diversi input di infiltrazione, che simulano le condizioni di pioggia, e diverse distribuzioni della pressione dei pori (Lo et al., 2010).

Recentemente sono stati eseguiti numerosi studi relativi allo studio di fenomeni franosi attraverso un'analisi accoppiata (Keefner et al., 1987; Glade, 1998; Chleborad, 2000; Gasmo et al., 2000; Blatz et al., 2004; Luino, 2005; Casagli et al., 2006; Cascini et al., 2006; Floris et al., 2008).

Entrando ulteriormente nel dettaglio degli effetti connessi alle infiltrazioni di acqua, queste aumentano il peso del terreno, aumentando la spinta sulla superficie di scivolamento e la pressione dei pori, effetti che mettono a rischio la stabilità del pendio. Le tensioni effettive del terreno si riducono e la resistenza al taglio del terreno diminuisce. D'altra parte, la presenza d'acqua cambia le proprietà fisiche e meccaniche del terreno, riducendone la resistenza e di conseguenza il fattore di sicurezza. In genere, il contributo alla resistenza al taglio fornito dalle pressioni dell'acqua nei pori, negative al di sopra della falda, viene ignorato quando la maggior parte della superficie di scivolamento si trova al di sotto del livello di falda.

È opportuno chiarire la differenza esistente tra analisi accoppiata e disaccoppiata per evitare di utilizzare erroneamente tali termini.

Una soluzione accoppiata relativamente ai problemi di filtrazione e stabilità richiede una risoluzione simultanea delle equazioni che regolano il flusso della falda e il comportamento tenso-deformativo del terreno. D'altra parte, un'analisi disaccoppiata si può effettuare risolvendo separatamente le equazioni di flusso da quelle che definiscono lo stato tensionale e deformativo.

In presenza di terreno insaturo, il flusso transitorio dell'acqua infiltrata cambia lo stato tensionale del materiale solido. Di conseguenza, la struttura del suolo si deforma, in risposta alla variazione dello stato tensionale e si porta verso una nuova condizione di equilibrio. Le deformazioni associate al cambiamento dello stato tensionale, vanno a modificare lo spazio disponibile a far fluire

l'acqua, generando nuove caratteristiche idrauliche per il suolo. Questi fenomeni spiegano la non linearità del processo di flusso transitorio. Una soluzione rigorosa del cambiamento di volume nel terreno richiede che le equazioni che governano entrambi i fenomeni, l'equazione di equilibrio e l'equazione di continuità, vengano considerate e risolte contemporaneamente (approccio accoppiato). Comunque, in certe condizioni, è possibile ottenere una buona approssimazione della soluzione considerando i due processi separatamente (approccio disaccoppiato), eliminando possibili problemi di instabilità della soluzione numerica, e riducendo il tempo di computazione.

## **2.4. MODELLI ANALITICI**

L'utilizzo di modelli analitici semplificati permette di studiare e modellare un fenomeno partendo da una mappa che definisce il campo di spostamenti in superficie. L'obiettivo di tali modelli consiste nel poter stimare e definire alcuni dei parametri che caratterizzano il fenomeno, quali la geometria e l'estensione dello stesso in profondità. Utilizzando le componenti verticali ed orizzontali dello spostamento superficiale è possibile stimare la deformazione volumetrica indotta dal fenomeno che può poi fornire le variazioni tensionali in funzione degli appropriati parametri elastici (Ferretti, 2014).

Tale tipologia di modello sarà utilizzato in seguito nell'analisi e modellazione di sinkholes a partire dalle mappe di spostamento ottenute dal processamento di dati SAR satellitari.

Operativamente, tali modelli si sviluppano attraverso una prima fase di inversione non lineare, che consiste nella minimizzazione ai minimi quadrati della differenza tra i dati geodetici calcolati e stimati. Questa fase di analisi permette di stimare la posizione della sorgente, le sue dimensioni, la profondità e il meccanismo che la caratterizza. Una volta che tutti questi parametri sono stati definiti, i risultati sono utilizzati nella successiva fase di inversione lineare per definire la distribuzione delle tensioni e delle deformazioni sulle discontinuità localizzate in profondità.

Partendo quindi da una mappa di spostamenti ed utilizzando un modello semplificato che riproduce una riduzione di volume distribuita, è possibile

stimare la relazione spaziale esistente tra la graduale subsidenza superficiale e la formazione del sinkhole in profondità (Baer et al. 2014).

Scendendo più nel dettaglio, i più comuni modelli analitici si fondano su approssimazioni che possono sembrare fin troppo semplicistiche relativamente alla sorgente, quali la presenza di una superficie costituita da un semi spazio omogeneo ed isotropico senza alcuna topografia, in cui lo spostamento modellato in superficie per un dato punto è funzione dei parametri del modello (Atzori et al., 2014).

Le tipologie di sorgenti più comuni in letteratura sono:

- Un distacco di tipo elastico distribuito in una sorgente rettangolare;
- Una sorgente di pressione puntuale.

Il secondo, noto come modello di Mogi (1958) è generalmente utilizzato nello studio di fenomeni vulcanici.

La prima sorgente citata è il modello maggiormente utilizzato per predire lo spostamento connesso a terremoti ed è conosciuto come modello di Okada (1985). Tale modello può essere applicato anche allo studio di frane e recentemente è stato adottato per modellare dei sinkholes (Baer et al., 2014). Si riporta, in seguito, una descrizione dettagliata unicamente del modello di Okada, in quanto utilizzato in uno dei casi applicativi (paragrafo 5.3).

#### **2.4.1. IL MODELLO DI OKADA**

Il modello di Okada (Okada, 1985, 1992) è costituito da una sorgente di deformazione discreta sub- superficiale, di forma rettangolare, corrispondente ad una distorsione di taglio o ad una frattura di tipo elastico (Figura 2). Tale frattura rettangolare è caratterizzata da:

- Le coordinate  $(x,y,z)$  di un punto della frattura;
- La lunghezza della frattura;
- La profondità della frattura;
- L'orientazione lungo l'azimuth (*strike*);
- L'angolo di immersione (*dip*);
- La direzione della deformazione (*rake*);

- L'apertura o lo slip.

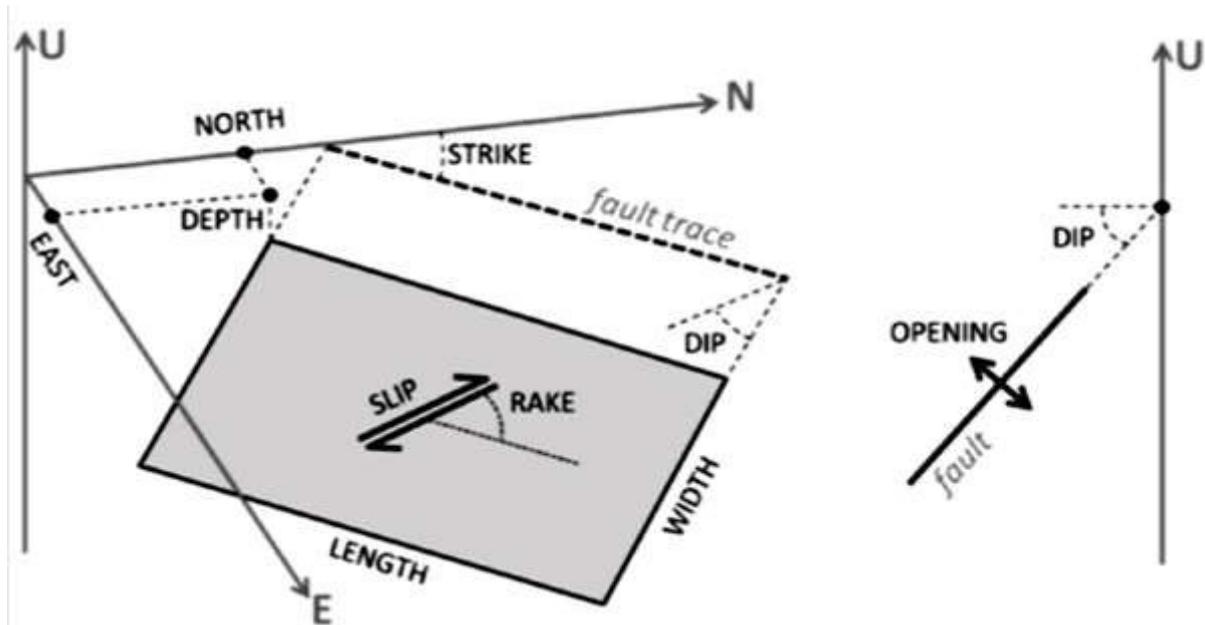


Figura 2 Parametri richiesti nel modello di Okada (Atzori et al., 2014).

Tale modello, come detto nato per lo studio delle faglie e dei terremoti, trova diverse applicazioni, come nello studio delle intrusioni magmatiche (Okada et al., 1991; Amelung et al., 2000), le deformazioni intersismiche e post sismiche (Weston et al., 2011; Jacobs et al., 2002), le frane (Moro et al., 2011) e la subsidenza indotta dall'estrazione di fluidi (Fielding et al., 1998).

Generalmente, per tutti i modelli analitici relativi a sorgenti, come quelli sopra citati, i parametri geometrici, che ne caratterizzano la posizione e le dimensioni, hanno una dipendenza non lineare con gli spostamenti superficiali. Invece, i parametri che invece caratterizzano l'intensità del fenomeno, come la dislocazione di una faglia, sono linearmente dipendenti dallo spostamento superficiale.

Un ulteriore modello, derivato dal modello di Okada, prevede di poter accostare tra di loro una serie di sorgenti di Okada, o comunque suddividere il piano in *patches*, in modo da poter riprodurre una rottura con una dislocazione di taglio, o un'apertura a trazione, variabili sulla superficie, in modo da approssimare meglio il fenomeno. Per garantire la continuità tra le singole *patches*, tutti i parametri non-lineari relativi alla loro dimensione e posizione sono vincolati (Atzori, 2014). Il modello permette inoltre di garantire una continuità spaziale del comportamento di ciascuna *patch*, più o meno

accentuata a seconda del fattore di *smoothing* che viene imposto, in seguito chiamato *damping factor*.

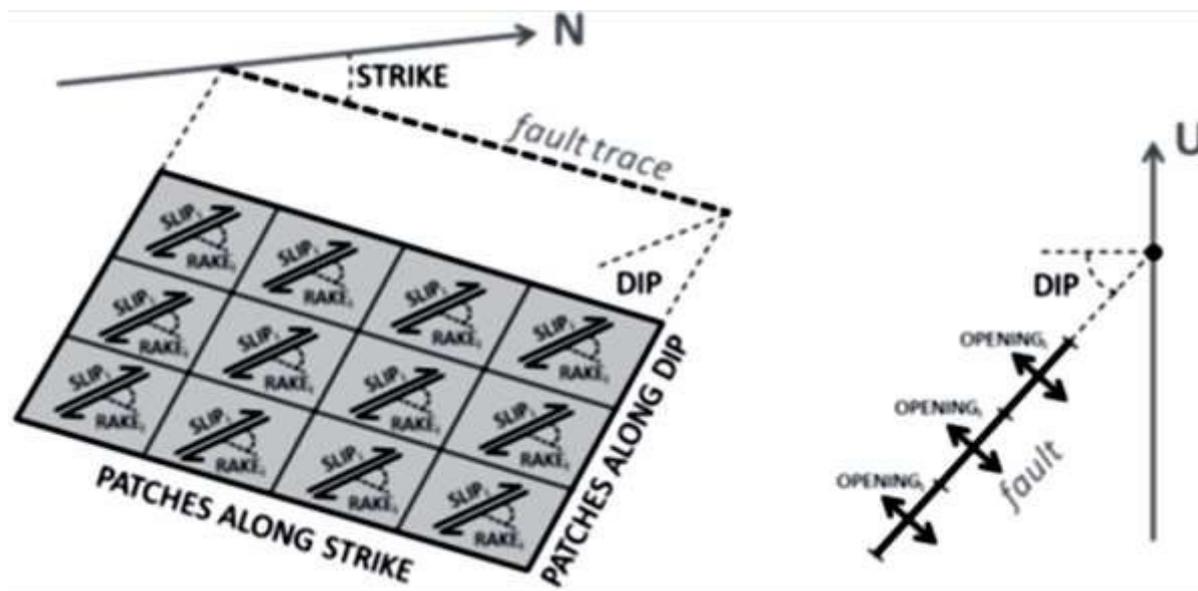


Figura 3 Sorgente composta, riferita al modello di Okada, finalizzata alla modellazione di componenti di scivolamento o apertura distribuite lungo la superficie (Atzori et al., 2014).

Lo spostamento che si vuole stimare in superficie,  $d_{mod}$ , dovuto alla sorgente che si sta modellando, sarà funzione nello spazio dei parametri del modello della sorgente stessa,  $m_n$ :

$$d_{mod}(x, y) = f(m_1, m_2, \dots, m_n) \quad (05)$$

Per poter stimare le caratteristiche della sorgente ricercata, a partire da una mappa di spostamenti superficiali, è necessario seguire i seguenti step:

- Campionamento della mappa di spostamenti con una densità di punti adeguata alla variabilità spaziale degli spostamenti superficiali, comunque discrezionale. Tali punti verranno poi utilizzati per la definizione dei parametri delle sorgenti, che riproducano degli spostamenti superficiale che vadano a fittare accuratamente i punti campionati;
- Inversione non lineare. Durante questa fase vengono ipotizzati i parametri geometrici della sorgente, e fatti variare in modo da rendere minima la differenza tra spostamenti osservati (campionati) e spostamenti predetti a partire dalla sorgente ipotizzata. Tale minimizzazione avverrà attraverso un approccio ai minimi quadrati. Alla fine di questo step sarà quindi possibile stabilire le caratteristiche geometriche della sorgente, ossia la sua estensione spaziale, la

profondità, e tutti i parametri precedentemente citati come caratteristici per il modello di Okada (vedi Figura 2);

- Inversione lineare. I risultati ottenuti nella precedente fase vengono utilizzati per definire la sorgente come input ed andare a calcolare la distribuzione degli spostamenti e delle tensioni sulla sorgente stessa. In questa fase la sorgente viene suddivisa in piccole maglie, definite *patches*, in modo da poter individuare la variazione degli spostamenti lungo lo sorgente (vedi Figura 3).

Di seguito si riportano maggiori dettagli rispetto alle fasi di inversione non lineare e lineare per poter stimare la sorgente. Quanto riportato fa riferimento fedelmente al lavoro pubblicato da Atzori e Salvi (2014), “*SAR Data Analysis in Solid Earth Geophysics: From Science to Risk Management*”, in quanto gli algoritmi esposti e la modalità di ricerca dei parametri applicati nel presente lavoro (vedi paragrafo 5.3), corrispondono a quanto implementato all’interno del modulo del Modeling presente all’interno del Software Sarscape (vedi paragrafo 3.8), utilizzato nei casi applicativi.

### Inversione Non Lineare

Un algoritmo di inversione non lineare permette di definire alcuni parametri di una sorgente in modo che il campo di spostamenti modellato o predetto approssimi quanto meglio possibile gli spostamenti osservati. Per valutare la bontà dell’approssimazione e decidere se la soluzione trovata può considerarsi soddisfacente, o se è necessario andare a modificare i parametri della simulazione, si ricorre ad una minimizzazione ai minimi quadrati fra gli spostamenti osservati e modellati, andando quindi a cercare il minimo della seguente funzione:

$$m_{est}: \min(func(L_2)), \text{ where } L_2 = \sqrt{(d_{oss} - d_{mod})^2} \quad (06)$$

In cui  $d_{oss}$  e  $d_{mod}$  sono rispettivamente gli spostamenti superficiali osservati e modellati. Tale minimizzazione richiede però che i valori di spostamento osservati in superficie seguano una legge Gaussiana, che non prevede la presenza di valori anomali (*outliers*). Questa assunzione è fortemente legata ai dati di input di tutta l’analisi. Poiché il presente lavoro utilizza come valori di

spostamento osservati i risultati dell'analisi interferometrica di dati SAR, non è del tutto improbabile la presenza di alcuni valori anomali, in relazione ai diversi step del processamento dei dati, che possono presentare ambiguità e quindi generare degli errori nella stima dei risultati, anche se questi ultimi interessano per lo più solo piccole aree, generalmente a bassa coerenza.

Ipotizzando quindi che lo spostamento superficiale sia dovuto ad una combinazione non lineare dei parametri della sorgente che vogliamo definire, sarà necessario procedere con uno schema di inversione non lineare. Quest'ultimo prevede una sequenza di step di stima dei parametri, forward della sorgente ipotizzata per ottenere degli spostamenti superficiali modellati, e differenza tra gli spostamenti modellati e quelli osservati. Tale sequenza verrà ripetuta, facendo variare i parametri della sorgente, fino a che la differenza tra gli spostamenti modellati e quelli osservati non sarà soddisfacente, ossia fino a che non si raggiungerà il minimo della funzione  $L_2$ . I parametri del modello vengono di volta in volta modificati secondo i criteri del metodo iterativo applicato, fino a che non si ottiene la miglior stima del set di parametri,  $m_{est}$ .

Poiché gli spostamenti osservati attraverso le tecniche InSAR si riferiscono alla linea di vista del satellite, mentre gli spostamenti modellati sono calcolati in coordinate Cartesiane, questi ultimi saranno proiettati lungo la LOS prima di andare a stimare il valore della funzione  $L_2$ .

Occorre sottolineare che una delle principali problematiche dell'inversione non lineare è la presenza di un numero imprevedibile di minimi locali della funzione, che portano a soluzioni non adeguate. L'algoritmo applicato dovrebbe quindi essere in grado di ottenere una soluzione che non ricada in questi minimi locali. Purtroppo, le sole strategie che garantiscono ciò sono caratterizzate da tempi computazionale troppo elevati.

E' importante rimarcare che il grado di non linearità della funzione analizzata dipende dai parametri da invertire. Se per alcuni dei parametri presenti, quali gli angoli di strike o rake nel modello di Okada (Figura 2), si impongono dei campi entro cui possono variare, l'impatto dei minimi locali diminuisce.

Nel presente lavoro, l'algoritmo applicato per la definizione dei parametri, così come implementato nel modulo *Modeling* del software *Sarscape* (vedi paragrafo 3.8), è l'algoritmo di Levenberg – Marquardt (Marquardt, 1963), che è un mix tra il metodo di Gauss-Newton e il metodo del gradiente discendente. Questo algoritmo permettere di ottenere brevi tempi di processamento, ma non

presenta alcuna strategia per evitare di “fermarsi” su un minimo locale. Pertanto la ricerca della soluzione ottimale prevede di eseguire tale calcolo ripartendo con la ricerca diverse volte, e solo se la stessa soluzione viene ritrovata più volte (un numero di volte imposto dall’operatore), il valore ottenuto viene considerata la soluzione finale.

### Inversione Lineare

Se i parametri da ricercare per descrivere la sorgente hanno una relazione lineare con gli spostamenti in superficie è possibile stimarli utilizzando un approccio differente da quanto descritto per l’inversione non lineare.

Questo è il caso degli angoli di *dip* e *strike* (Figura 2) e delle componenti di apertura per quanto riguarda il modello di Okada.

In questo caso la relazione tra gli spostamenti superficiali osservati e i parametri da stimare si può scrivere:

$$d_{oss} = G \cdot m \quad (07)$$

In cui  $m$  è il vettore che contiene i parametri da stimare ed è posto in relazione agli spostamenti osservati  $d_{oss}$  tramite la matrice della funzione di Green  $G$  (Menke, 1989). La soluzione di tale equazione è generalmente sovradeterminata, in quanto i parametri incogniti  $m$  sono in numero contenuto rispetto ai punti in cui vengono valutati gli spostamenti osservati, ottenuti da un campionamento della mappa degli spostamenti. Quindi i parametri ricercati si ottengono direttamente dagli spostamenti osservati tramite la matrice inversa di  $G$ .

Tale soluzione, ottenuta partendo da spostamenti generati con dati InSAR, non è però accettabile visto il debole legame che gli spostamenti superficiali hanno sul controllo dei parametri in profondità. E’ quindi necessario trattare il problema come parzialmente indeterminato, imponendo dei vincoli nei parametri del modello al fine di ottenere un risultato più realistico. Per dare un aspetto al risultato più simile al reale comportamento del fenomeno si andrà però a peggiorare la precisione con cui i parametri modellati fittano lo spostamento osservato.

Nel caso specifico del modello di Okada, il vincolo che si pone consiste nel far variare lo slip in modo progressivo lungo la faglia introducendo un parametro di smorzamento, o *damping factor*.

$$\begin{pmatrix} d_{oss} \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G \\ \varepsilon \cdot \nabla^2 \end{pmatrix} \cdot m \quad (08)$$

in cui la funzione di Green è estesa ai parametri del modello attraverso l'operatore Laplaciano, opportunamente pesato attraverso un parametro empirico  $\varepsilon$  (Wright et al., 2003). La soluzione in questo caso deve essere scelta testando diversi valori di  $\varepsilon$  e verificando l'errore commesso, o costruendo una curva empirica che metta in relazione errore commesso nel fittare i dati e il *damping factor* applicato, per trovare un appropriato compromesso.

### 3. IL TELERILEVAMENTO RADAR SATELLITARE ED IL SAR

Il telerilevamento, o *remote sensing*, è l'insieme di diverse tecniche che permettono di studiare un oggetto o un fenomeno mantenendosi a distanza dallo stesso, mediante misure di radiazioni elettromagnetiche emesse, riflesse o trasmesse dalle superfici fisiche interessate (Campbell, 2002). Tale termine comprende numerose modalità di acquisizione delle informazioni, ciascuna delle quali utilizza quale segnale onde caratteristiche di diverse porzioni dello spettro delle onde elettromagnetiche (Figura 4).

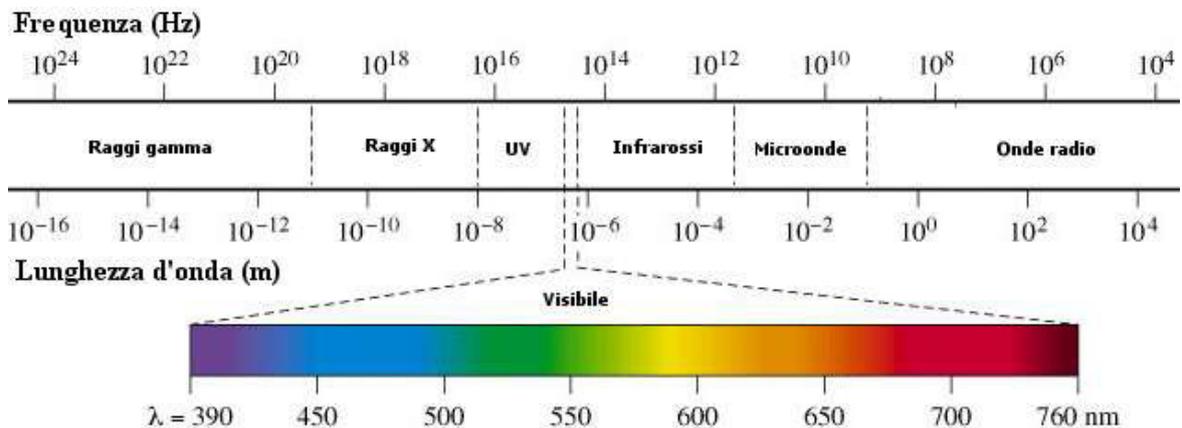


Figura 4 Spettro delle onde elettromagnetiche

Il telerilevamento RADAR, di cui si parlerà in modo approfondito nei prossimi paragrafi, avviene tramite sensori attivi, ossia tramite strumenti in grado di emettere onde elettromagnetiche e riceverne la frazione retrodiffusa da uno specifico bersaglio. Il campo di lunghezze d'onda in cui operano va' dalle microonde alle onde radio, con valori compresi tra 1 mm e 1 m.

Il sensore RADAR può essere installato su diverse tipologie di piattaforme, su supporto a terra, aereo o satellitare. Il presente lavoro è focalizzato sull'utilizzo di sensori RADAR, ed in particolare RADAR ad Apertura Sintetica (SAR) installati su piattaforma satellitare.

### **3.1. I DATI RADAR SATELLITARI**

I satelliti spaziali dedicati al telerilevamento, ottico o RADAR, orbitano intorno alla Terra ad una distanza compresa tra 200 km e 36.000 km a seconda del tipo di orbita che percorrono (polare, quasi-polare o equatoriale) e la loro capacità di monitoraggio è strettamente correlata ai parametri orbitali del satellite, quali altezza ed inclinazione (Triglia, 2010).

I principali vantaggi dell'uso di dati RADAR satellitari per il monitoraggio di fenomeni deformativi sulla superficie terrestre consiste nella possibilità di acquisire informazioni in qualunque momento, indipendentemente dalle condizioni di luce e dalle condizioni meteorologiche, di notte e in presenza di nuvole, nebbia, pioggia, grazie al potere penetrante delle microonde. Inoltre è possibile osservare grandi porzioni della superficie terrestre in breve tempo e con regolarità, in relazione al tempo di rivisitazione del satellite, di 35 giorni per le costellazioni ERS ed Envisat e fino a 4 giorni per i satelliti COSMO-SkyMed.

Un ulteriore aspetto non trascurabile, a supporto dell'uso di questo tipo di dato per il monitoraggio di dissesti geologici e fenomeni deformativi in genere, è l'ampio dataset di dati storici disponibili, che permette di avere informazioni pregresse relativamente all'area indagata.

I possibili svantaggi del telerilevamento RADAR sono legati alla necessità di validazione con dati a terra e alle condizioni di acquisizione (pendenza e giaciture della superficie, presenza di ombre,...) che possono compromettere la qualità del dato.

Negli ultimi anni il telerilevamento RADAR satellitare è stato ampiamente applicato a diversi settori delle scienze ambientali quali lo studio dell'atmosfera, dello scioglimento dei ghiacciai, lo studio di dissesti geologici e la prevenzione del rischio per quanto riguarda dissesti franosi, esondazioni, alluvioni, subsidenza,

l'andamento delle linee di costa, la cartografia, la creazione di modelli digitali del terreno fino anche allo studio dell'abusivismo edilizio.

I satelliti utilizzati per scopi meteorologici hanno generalmente orbite geosincrone (o geostazionarie) di forma pressoché circolare localizzata sul piano equatoriale. La velocità orbitale coincide con quella Terrestre e pertanto il periodo orbitale è di 24 ore. Tali satelliti sono posti ad un'altezza di 36000 km dalla superficie terrestre e i dati acquisiti sono caratterizzati da bassa risoluzione spaziale. Un esempio di questa tipologia di satelliti è Meteosat, utilizzato da ESA per monitoraggi meteorologici.

I satelliti equipaggiati con sensori RADAR polari o quasi-polari seguono invece un'orbita ellittica inclinata di circa 90° rispetto all'equatore, passando quindi esattamente sopra i poli, nel caso di orbita polare, o con un leggero scostamento da essi, nel caso di orbita quasi-polare. Tali satelliti viaggiano ad un'altezza dalla superficie terrestre compresa tra 600 e 800 km. In considerazione della minor quota in cui si trovano devono spostarsi ad una più elevata velocità per non essere attratti dalla gravità terrestre. Generalmente l'orbita di tali satelliti è eliosincrona in quanto viene stabilita in modo che il satellite si trovi sopra una stessa posizione alla stessa ora del giorno, in modo da rendere invariate le condizioni di illuminazione della superficie.

I satelliti polari percorrono la loro orbita secondo due possibili traiettorie, una ascendente, in cui i dati vengono acquisiti spostandosi da Sud verso Nord, e una discendente, da Nord a Sud (vedi Figura 5).

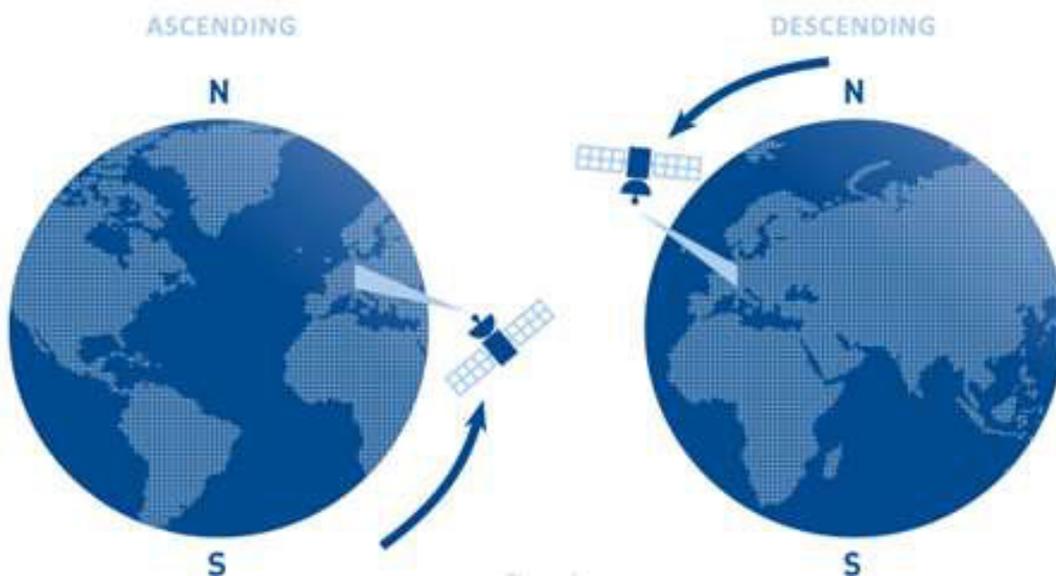


Figura 5 Orbita ascendente a sinistra e discendente a destra (<http://treuropa.com/technique/sar-imagery/>)

Il presente lavoro si focalizza in particolare sull'utilizzo di dati RADAR satellitari, trascurando i dati ottici.

I dati RADAR satellitari si basano sul principio di funzionamento di tutti i sistemi RADAR, *Radio Detecting and Ranging*, (Skolnik, 1962) in cui un dispositivo trasmette un'onda elettromagnetica attraverso un'antenna. Tale radiazione illumina lo spazio circostante e parte dell'energia viene intercettata da oggetti riflettenti che incontra nel proprio cammino che provocano quindi una riflessione disordinata (*Scattering*). Una parte del segnale rimbalza verso la stazione trasmittente, dotata anche di dispositivi per la ricezione del segnale retrodiffuso. Dopo un trattamento di amplificazione del segnale ricevuto, ed un apposito processamento del dato, viene stabilita la presenza del segnale riflesso da un target al suolo.

Le distanze possono essere valutate sia lungo la direzione di puntamento dell'antenna (direzione di *range*) che lungo la direzione perpendicolare, l'*azimuth*, grazie alla possibilità di direzionare l'antenna utilizzata per trasmettere e ricevere il segnale.

La dimensione dell'impronta del segnale a terra è inversamente proporzionale alla dimensione dell'antenna, pertanto, tanto più grande è l'antenna tanto più limitata è la sua impronta, permettendo di identificare con maggiore precisione il bersaglio, limitando però l'area illuminata.

I dispositivi RADAR sono costituiti da un trasmettitore, un ricevitore, un'antenna ed un registratore. Il trasmettitore genera un'onda elettromagnetica avente forma d'onda appropriata al tipo di monitoraggio a cui è destinato quel particolare satellite. Gli impulsi hanno una specifica durata  $t$ , e sono caratterizzati quindi da lunghezza d'onda e larghezza di banda definiti. Il tempo che intercorre tra due impulsi successivi è detto *Pulse Repetition Frequency* (PRF). L'antenna è il dispositivo che permette di trasmettere l'energia affinché venga propagata nello spazio e di raccogliere poi l'energia dell'eco. Generalmente le antenne sono di tipo direzionale, in modo da indirizzare la radiazione in una porzione di spazio circoscritta, per concentrare l'energia e determinare con precisione la direzione del target. Il ricevitore amplifica i deboli segnali ricevuti in modo da poter percepire il segnale. Per limitare la presenza di rumore (*noise*), che va a disturbare l'estrapolazione dell'informazione relativa al target, il ricevitore è in grado di limitare il rumore proprio prodotto, permettendo quindi di filtrare ed amplificare il segnale ricevuto. Infine un registratore permette di immagazzinare e memorizzare i dati ottenuti.

Tali dispositivi consentono quindi di individuare un bersaglio e valutare la distanza dello stesso dal sensore, in relazione al ritardo temporale tra la trasmissione e la ricezione del segnale stesso. Nel caso dei sistemi RADAR satellitari le onde elettromagnetiche trasmesse sono caratterizzate da frequenze comprese tra 500 MHz e 10 GHz.

La possibilità di un dispositivo RADAR di individuare un bersaglio dipende dalla potenza del segnale riflesso dal bersaglio stesso. Nel caso di RADAR monostatico, in cui l'antenna ed il ricevitore coincidono fisicamente, la quantità di potenza che ritorna all'antenna è data dall'equazione del RADAR:

$$P_r = \frac{P_t G_t^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4 L} \quad (09)$$

in cui  $P_r$  è la potenza media ricevuta per ciascun pixel,  $P_t$  è la potenza trasmessa dall'antenna,  $G$  è il guadagno dell'antenna,  $R$  è la distanza tra antenna e target,  $\lambda$  è la lunghezza d'onda del segnale elettromagnetico trasmesso e  $\sigma$  è il coefficiente di *backscattering*, ossia la riflettività per unità di superficie della scena. Quest'ultimo parametro, anche definito RCS (RADAR Cross Section), influenza quindi la quantità di energia retrodiffusa e dipende da numerosi parametri sia legati alle caratteristiche costruttive del dispositivo RADAR (frequenza, polarizzazione, geometria di acquisizione), sia alle caratteristiche del target (geometria, rugosità, contenuto di umidità e proprietà elettriche dell'oggetto). Numerosi studi hanno valutato il variare del backscattering in funzione della relazione esistente tra la lunghezza d'onda e la rugosità al suolo, valutata rispetto dell'altezza delle *features* che determinano la rugosità stessa di una superficie (Figura 6; Sabins, 1997). Sono stati definiti specifici diagrammi che mettono in relazione il backscattering alla rugosità della superficie e all'angolo di incidenza del segnale (Figura 7; Ulaby et al., 1982).

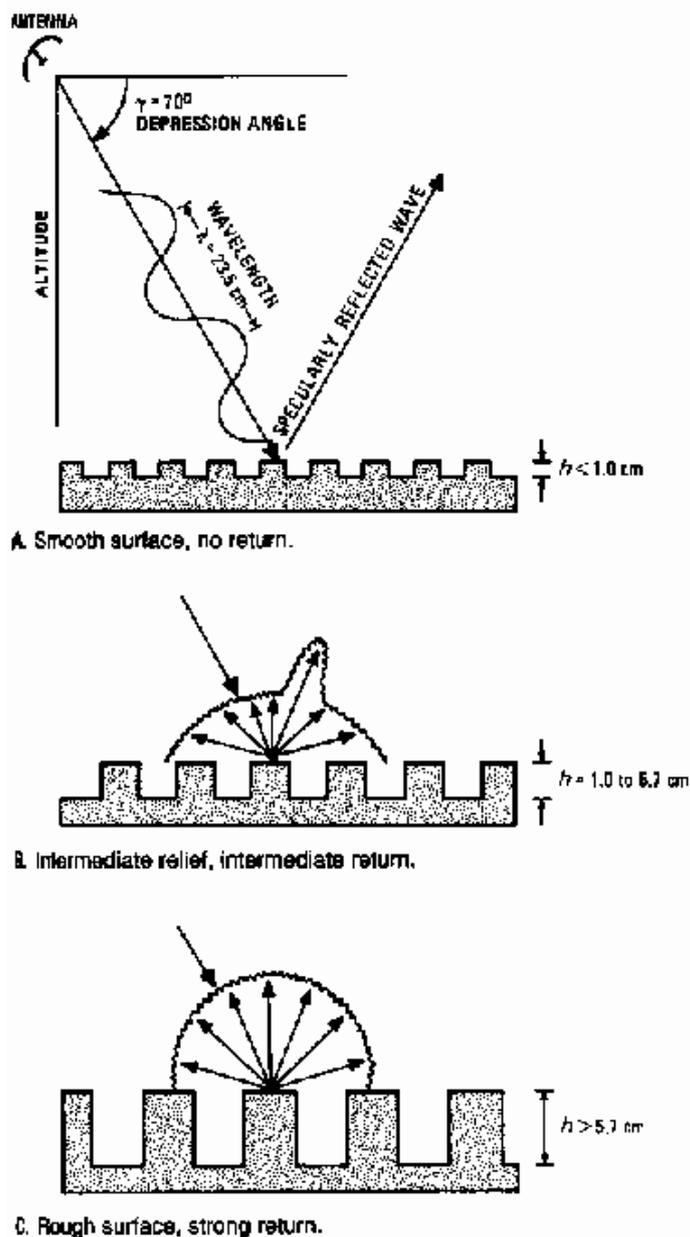


Figura 6 Risposta della segnale RADAR retrodifuso in relazione a diverse rugosità della superficie: (a) liscia, (b) intermedia, (c) ruvida (Sabins, 1997).

La diffusione originata dalla superficie colpita dall'onda elettromagnetica è quindi strettamente correlata alla rugosità della superficie o alla presenza di oggetti su di essa. Si potrà pertanto avere una diffusione di tipo diffuso, speculare o angolare. Se le dimensioni degli oggetti colpiti, o delle features che caratterizzano la rugosità del suolo, sono minori della lunghezza d'onda del segnale RADAR, tale superficie appare liscia. Essa infatti genera una riflessione speculare dell'onda incidente e pertanto solo una piccolissima quantità di energia torna al ricevitore. Ne risulta che tale porzione di superficie risulta nera per quella determinata lunghezza d'onda. Comuni di esempi di superfici che

appaiono nere in immagini RADAR sono strade pavimentate o superfici idriche quali fiumi, laghi e mari in condizioni di acqua calma.

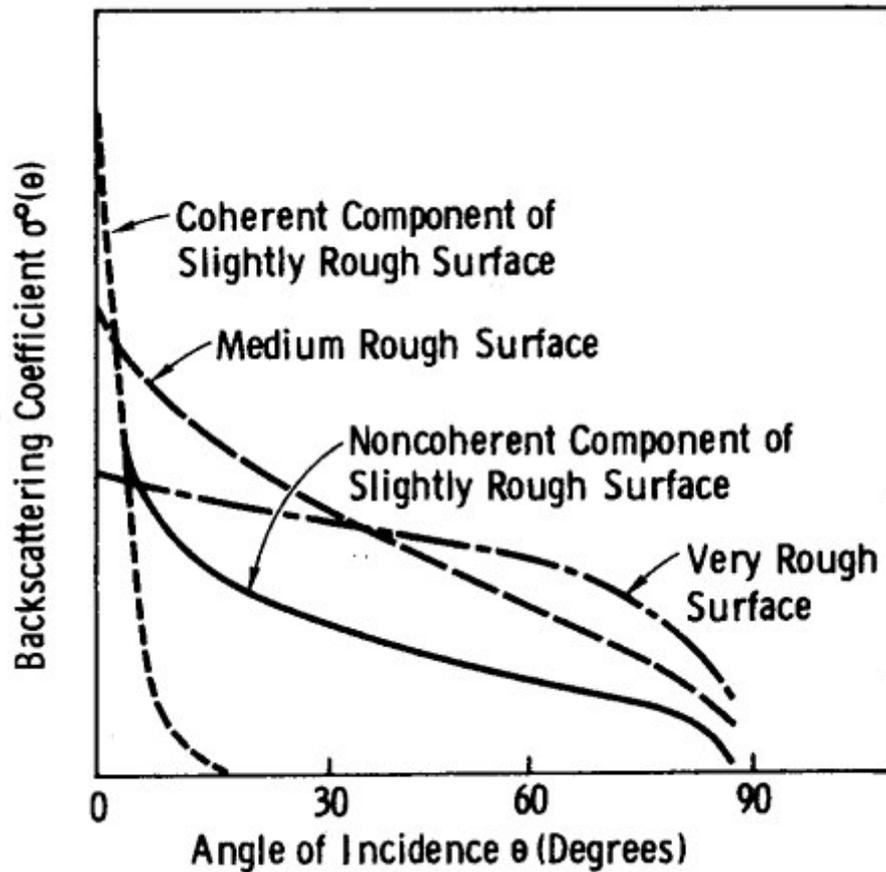


Figura 7 Variazione angolare del segnale retro-diffuso in relazione alle condizioni di rugosità (Ulaby et al., 1982).

Se invece la superficie è rugosa, questa ri-diffonde la luce in tutte le direzioni, cosicché una porzione consistente di energia ritorna al ricevitore, rendendo l'immagine dell'area maggiormente luminosa.

Le superfici viste dal RADAR satellitare possono apparire particolarmente luminose nel caso di effetti di riflessione angolare, anche detto *double-bounce* o *multi-bounce* (Figura 8).

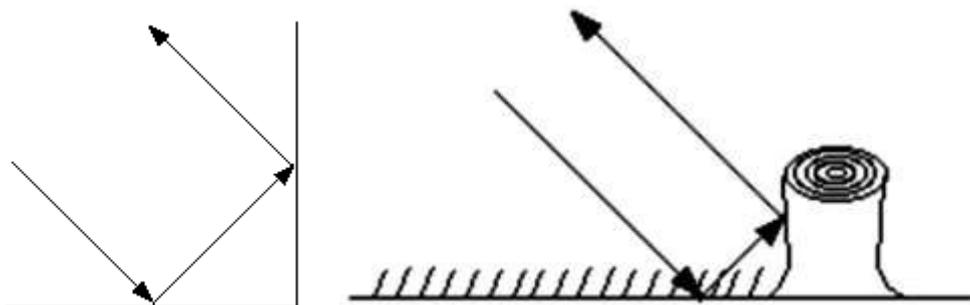


Figura 8 Riflessione angolare (Crisp, 2001, [http://www.crisp.nus.edu.sg/~research/tutorial/sar\\_int.htm](http://www.crisp.nus.edu.sg/~research/tutorial/sar_int.htm))

Ciò accade in presenza di superfici tra loro perpendicolari, che causano una riflessione doppia o, più in generale, multipla del segnale. Questo fa sì che buona parte dell'energia venga riflessa all'indietro e raggiunga il ricevitore. Tali fenomeni avvengono tipicamente in aree urbane con alti palazzi, pareti rocciose particolarmente ripide, bruschi cambiamenti morfologici.

La luminosità di superfici costituite da suolo nudo può inoltre variare in funzione dell'umidità e della presenza di acqua (Figura 9). In presenza di suolo completamente secco, parte dell'energia del segnale riesce a penetrare la superficie, riducendo il backscatter del segnale.

Nel caso di suolo umido, la grande differenza tra le proprietà elettriche dell'acqua e dell'aria provoca una maggiore retro-diffusione del segnale RADAR.

In presenza di una superficie alluvionata, o comunque ricoperta da uno strato d'acqua, il segnale RADAR viene riflesso in maniera speculare sulla superficie d'acqua, creando una retro-diffusione di bassa intensità. Pertanto le aree alluvionate appaiono scure nelle immagini RADAR.

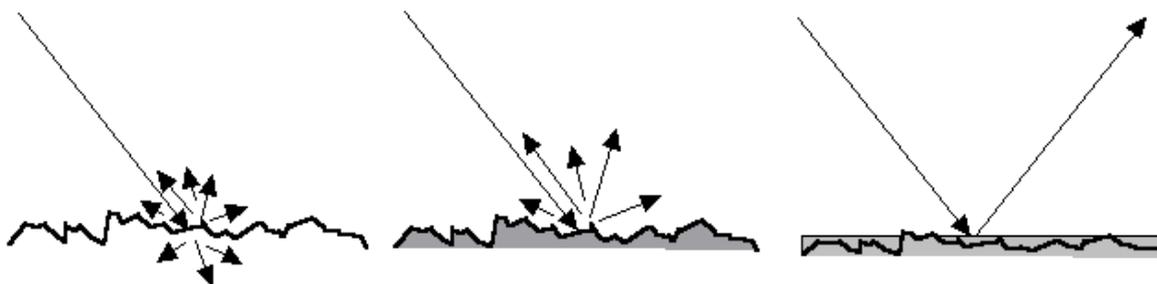


Figura 9 Retro-diffusione del segnale RADAR in diverse condizioni di umidità del terreno ([http://www.crisp.nus.edu.sg/~research/tutorial/sar\\_int.htm](http://www.crisp.nus.edu.sg/~research/tutorial/sar_int.htm))

E' possibile generalizzare quanto detto considerando più luminose le superfici rugose e con un alto contenuto d'acqua.

In presenza di vegetazione arbustiva, le diverse lunghezze d'onda nel campo delle microonde generano delle retro-diffusioni molto diverse tra loro, essendo molto variabile la capacità di penetrare la vegetazione, in considerazione anche della densità di quest'ultima.

Il segnale retro-diffuso che torna al ricevitore può essere causato da una riflessione dovuta alla superficie superiore della chioma, ad una riflessione multipla e volumetrica all'interno della chioma stessa o direttamente ad una riflessione al suolo (Wada Y. et al., 1999). Lunghezze d'onda più corte, come la banda X, si riflettono principalmente sulla superficie della chioma, mentre lunghezze d'onda maggiori, come la banda C e la banda L, sono più penetranti

(Iisaka, 1998) e più sensibili alla vegetazione arbustiva (Luckman et al., 1997) (Figura 10).

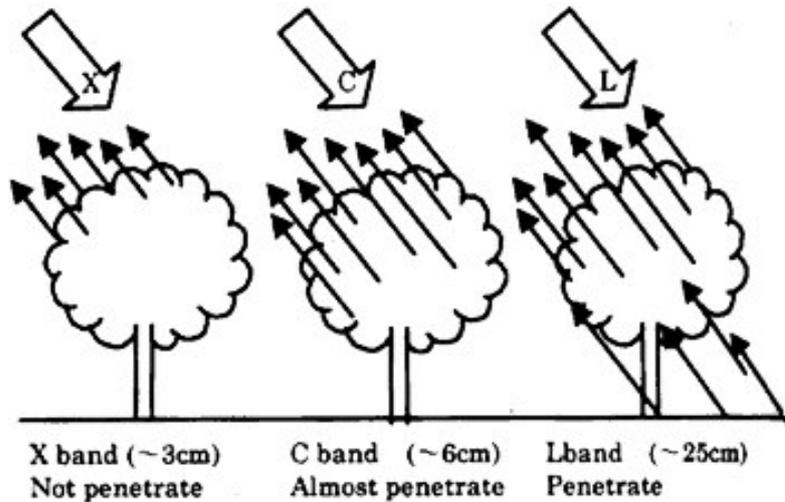


Figura 10 Lunghezza d'onda del segnale e la propensione a penetrare la chioma degli alberi (Iisaka, 1998)

Le diverse bande in cui lavorano i sensori RADAR interessano la regione dello spettro elettromagnetico con frequenze comprese tra 1 GHz e 10 GHz e hanno quindi una lunghezza d'onda compresa tra 1 cm e 30 cm (Tabella 1). La trasmissività attraverso l'atmosfera per queste frequenze è prossima al 100%, come si rileva in Figura 11, e pertanto la propagazione delle onde non è influenzata dalle condizioni atmosferiche.

Tabella 1 Frequenza e lunghezza d'onda delle bande RADAR (IEEE, 1984)

Band	P	L	S	C	X	K
$f$ (GHz)	1	2	4	8	12	
$\lambda$ (cm)	30	15	7,5	3,8	2,5	

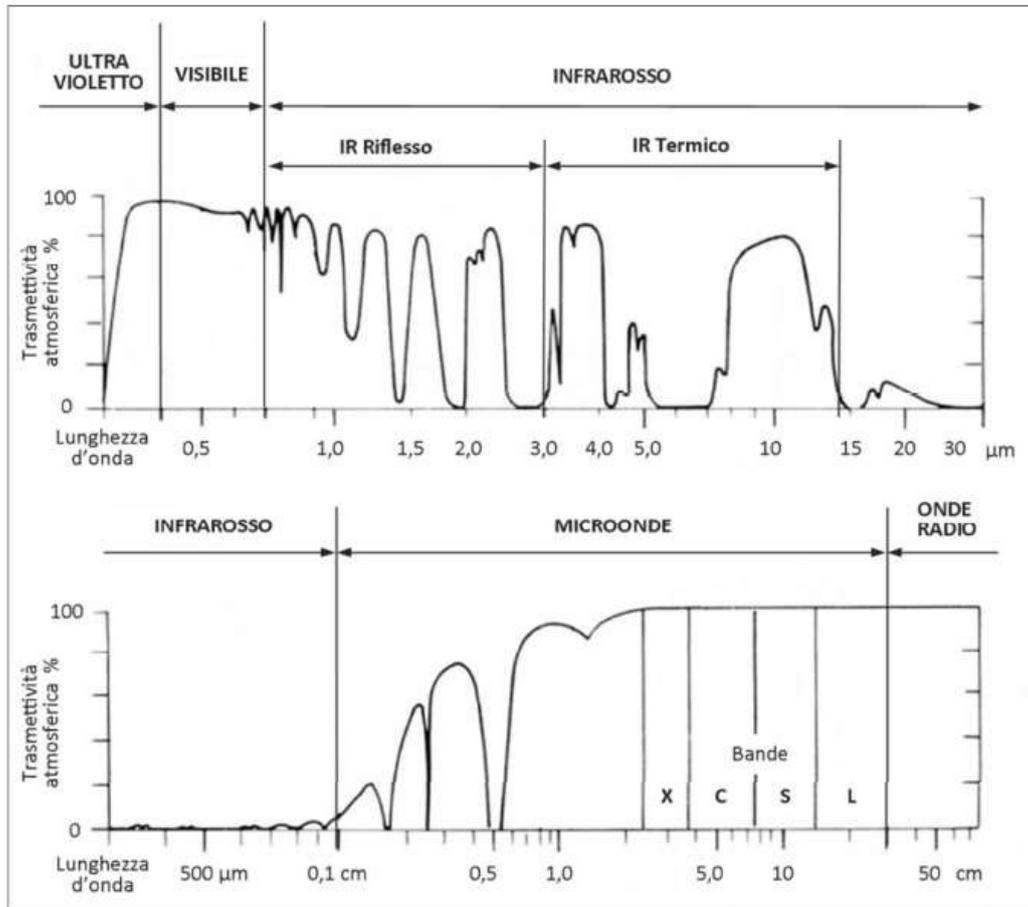


Figura 11 Trasmissione percentuale attraverso l'atmosfera terrestre per la porzione di spettro elettromagnetico dall'ultravioletto alle microonde (Sabins, 1996).

### Geometria di acquisizione del RADAR

Il sensore RADAR montato sul satellite segue la traiettoria orbitale della piattaforma stessa. La direzione corrispondente alla traiettoria di volo è detta *azimuth* o *along-track*, mentre la sua traccia a terra è definita *nadir track*. La direzione a terra perpendicolare alla traiettoria di volo è detta *ground range* o *across-track*. La distanza tra il sistema di trasmissione ed acquisizione e l'oggetto a terra è detta *slant range* o distanza in portata, mentre la proiezione di tale distanza a terra è chiamata *ground range* (Figura 12).

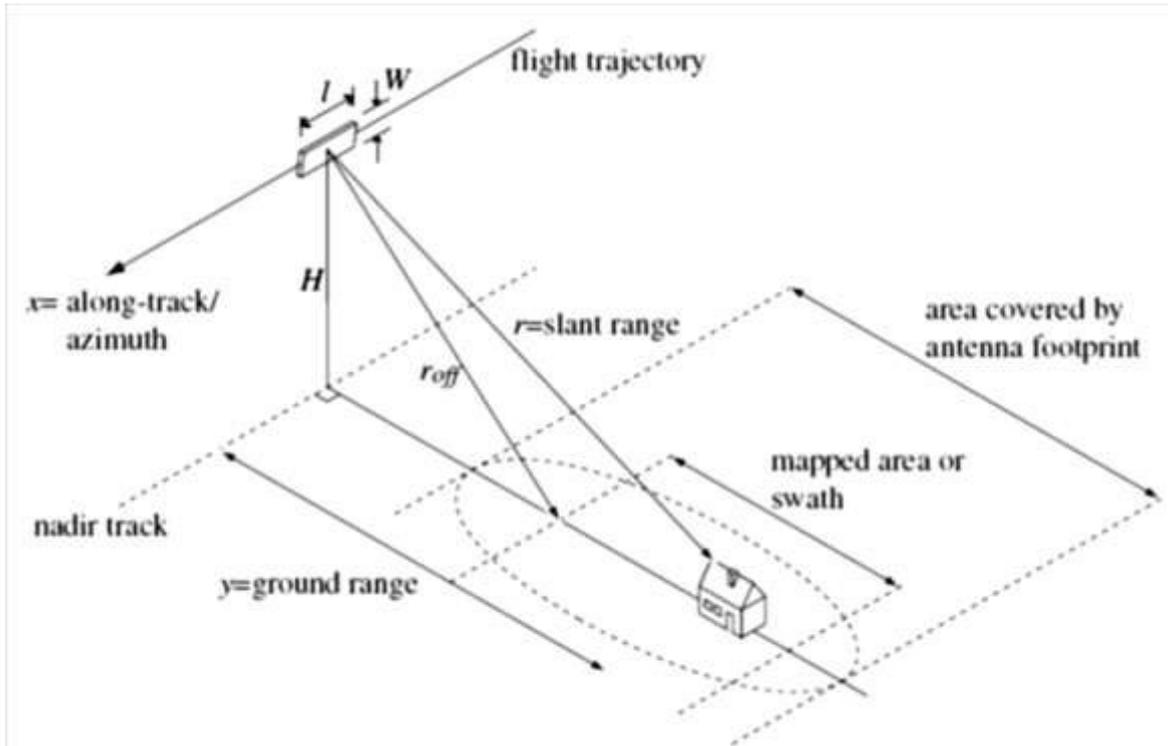


Figura 12 Geometria di acquisizione del RADAR satellitare (Luzi G., 2010).

L'acquisizione RADAR più vicina alla traccia del nadir è detta *near range* o distanza corta, mentre la massima distanza di acquisizione dal nadir è definita *far range* o distanza lunga.

L'angolo compreso tra la verticale e la direzione del raggio incidente è detto angolo di incidenza o *off-nadir*. Si sottolinea come l'angolo di incidenza caratteristico di ciascun sensore non coincide con gli angoli di incidenza locali che vengono calcolati rispetto alla normale alla superficie del terreno, che ha inclinazione variabile (Figura 13).

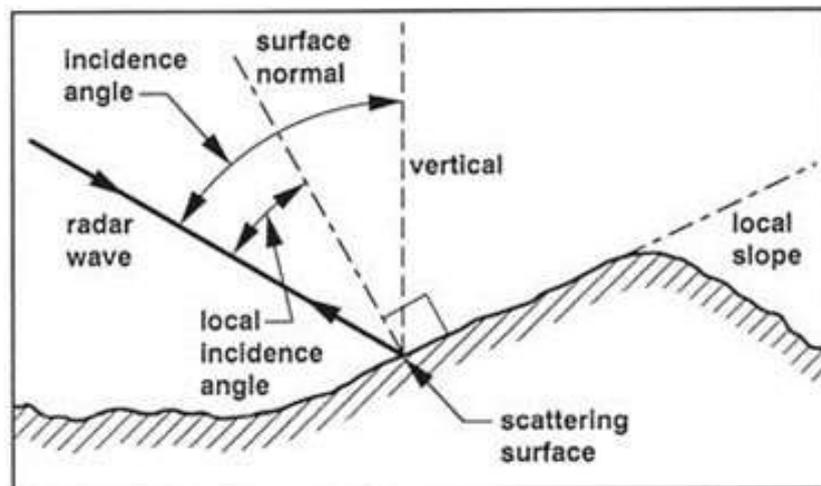


Figura 13 Angolo di incidenza e angolo di incidenza locale, influenzato dalla topografia locale (<http://history.nasa.gov/JPL-93-24/p46.htm>)

L'acquisizione della scena da parte dei RADAR satellitari è di tipo laterale o side look e non simmetrica rispetto alla proiezione della traiettoria di volo a terra. Ciò è necessario in relazione alla tipologia di acquisizione stessa, che mira a definire la distanza di un oggetto in relazione al tempo di ritorno del segnale. Non sarebbe pertanto possibile distinguere tra due bersagli posti ad egual distanza dal satellite ma localizzati uno a destra e uno a sinistra del nadir, creando un'ambiguità tra tutti i punti simmetrici a destra e sinistra rispetto al nadir.

La risoluzione spaziale del dato RADAR satellitare, ossia la minima dimensione che il sensore rileva distintamente, è correlata alla geometria dell'antenna utilizzata: al crescere delle dimensioni dell'antenna aumenta anche la risoluzione spaziale. Un ulteriore fattore che influenza la risoluzione è la durata dell'impulso. E' necessario distinguere tra risoluzione spaziale in *azimuth* ed in *range*.

#### Risoluzione in distanza (*range*)

La risoluzione spaziale valutata lungo la direzione del segnale RADAR, ossia in slant range, può essere calcolata come:

$$r_{ss} = \frac{c \cdot t}{2} \quad (10)$$

con  $c$  la velocità di propagazione della luce nel vuoto, pari a  $3 \cdot 10^8$  m/s e  $t$  durata dell'impulso trasmesso.

La proiezione in ground range di tale spostamento,  $r_{sg}$ , può essere facilmente ricavata in funzione dell'angolo di incidenza:

$$r_{sg} = \frac{c \cdot t}{2 \cdot \sin \theta} \quad (11)$$

con  $\theta$  angolo di incidenza del dato RADAR (circa  $23^\circ$  per dati ERS, per Envisat  $15^\circ - 45^\circ$ , per CosmoSkyMed  $25^\circ - 50^\circ$ ).

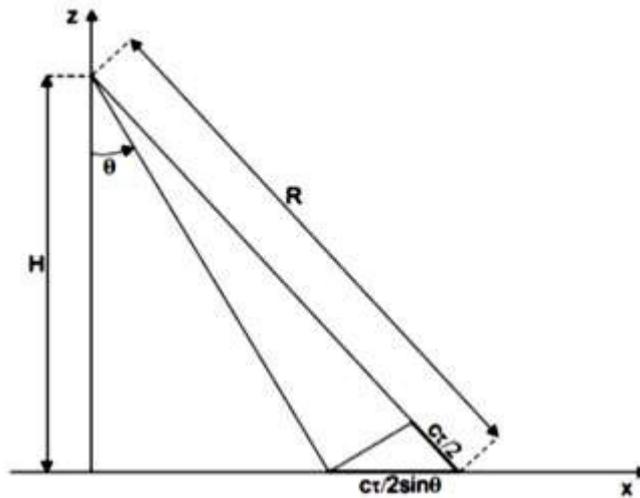


Figura 14 La risoluzione di distanza (*range resolution*)

### Risoluzione azimutale

La risoluzione spaziale in direzione dell'azimuth, corrisponde alla minima distanza a cui devono trovarsi due oggetti, lungo la direzione di volo del satellite, affinché appaiano separati. Questa può essere calcolata come segue:

$$r_{sa} = \beta \cdot R_0 \quad (12)$$

Dove  $\beta = \frac{\lambda}{L}$  ed  $R_0 = \frac{h}{\cos\theta}$

in cui L rappresenta la lunghezza dell'antenna RADAR lungo la direzione dell'azimuth,  $\beta$  è l'apertura del fascio RADAR, h è la quota di volo del satellite,  $\theta$  l'angolo d'incidenza del segnale RADAR e quindi  $R_0$  è la distanza tra il satellite e la superficie terrestre.

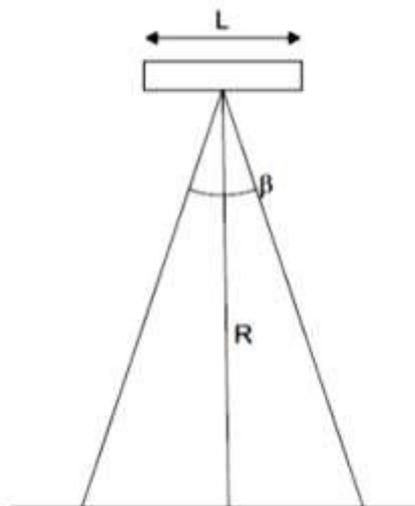


Figura 15 La risoluzione in azimuth

Dalle precedenti formule si ottiene pertanto che

$$R_{sa} = \beta \cdot R_0 = \frac{\lambda \cdot h}{L \cdot \cos\theta} \quad (13)$$

Da quest'ultima formulazione emerge chiaramente come, per un sensore Real Aperture RADAR (RAR) montato su piattaforma satellitare, la risoluzione spaziale risulti fortemente limitata essendo inversamente proporzionale alla lunghezza dell'antenna.

Per ottenere quindi una risoluzione spaziale dell'ordine dei metri è quindi necessaria un'antenna lunga almeno un chilometro (Prati, 2008).

In considerazione inoltre dell'influenza negativa della distanza sensore-oggetto, non risulta conveniente montare un RADAR ad apertura reale su piattaforma satellitare, ma risulta preferibile l'utilizzo di un sistema RADAR ad apertura sintetica, di cui si parlerà in modo dettagliato nel paragrafo 3.2.

### Distorsioni geometriche

Considerando le modalità di acquisizione del sensore, relative ad uno specifico angolo di incidenza, e la possibilità del segnale RADAR di muoversi ed acquisire lungo una direzione perpendicolare alla traiettoria del satellite stesso, si capisce come ci saranno differenze di scala tra l'immagine più vicina alla linea di volo (*near range*) e quella più lontana (*far range*): le prime immagini risulteranno infatti più compresse rispetto alle porzioni in *far range*. Considerando il terreno piatto e conoscendo l'altezza del sensore è però possibile definire con una certa approssimazione le posizioni reali dei ritorni RADAR, tramite l'operazione di *slant-to ground projection*.

Se però la pendenza del terreno risulta essere non trascurabile emergono altri problemi di distorsione geometrica dell'immagine.

Infatti, le modalità di acquisizione, lungo la direzione di *slant range* provocano delle distorsioni geometriche variabili a secondo della topografia del suolo. Le possibili distorsioni che si possono verificare sono classificate come *foreshortening*, *layover* e *shadow*.

### Foreshortening (distorsione prospettica)

Il *foreshortening* è una distorsione legata alla prospettiva di acquisizione che causa una compressione più o meno accentuata del bersaglio. Ciò si verifica in presenza di angoli tra il fascio RADAR e la normale alla superficie molto acuti. Tale distorsione si massimizza in presenza di un terreno che ha una pendenza

perpendicolare alla congiungente sensore-bersaglio, ossia con un angolo di incidenza locale nullo. Le aree caratterizzate da questo tipo di distorsione risultano particolarmente luminose in quanto il ritorno di segnale di più punti viene compresso in pochi pixel (Figura 16). Nei versanti in cui l'angolo compreso tra la direzione di acquisizione del segnale e la normale alla superficie è ottuso succede esattamente il contrario; si tratterà quindi di superfici particolarmente scure a cause delle distribuzione del segnale proveniente da pochi punti in numerosi pixel.

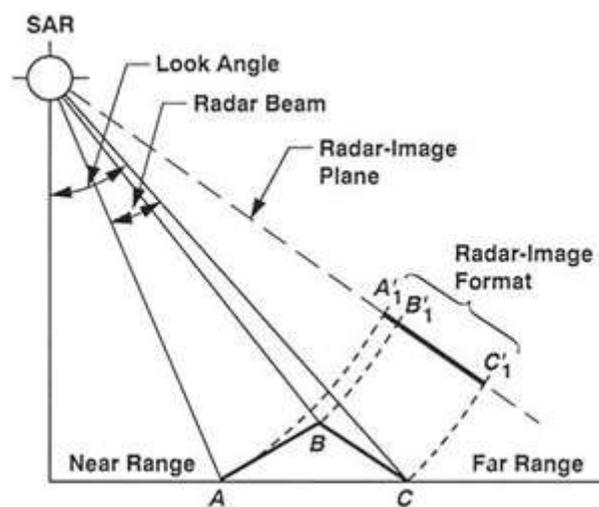


Figura 16 Foreshortening: Il versante che si affaccia al RADAR viene compresso al segmento A'-B', mentre il versante retrostante si estende fino alla dimensione B'-C'. (<http://history.nasa.gov/JPL-93-24/p48.htm>)

### Layover (scavalcamento)

Il layover è un caso estremo del foreshortening, in cui il segnale RADAR raggiunge la cima di una montagna prima del piede del versante. Quando ciò si verifica, la proiezione del segnale in slant range è caratterizzata da un'inversione del piede della montagna e della cima, come si vede in Figura 17, in cui si ha un'inversione della geometria reale. Tale distorsione si verifica ogniqualvolta la pendenza di un versante risulti superiore all'angolo di incidenza del segnale. Anche in questo caso, le aree appaiono molto luminose, per quanto già affermato nel caso del foreshortening.

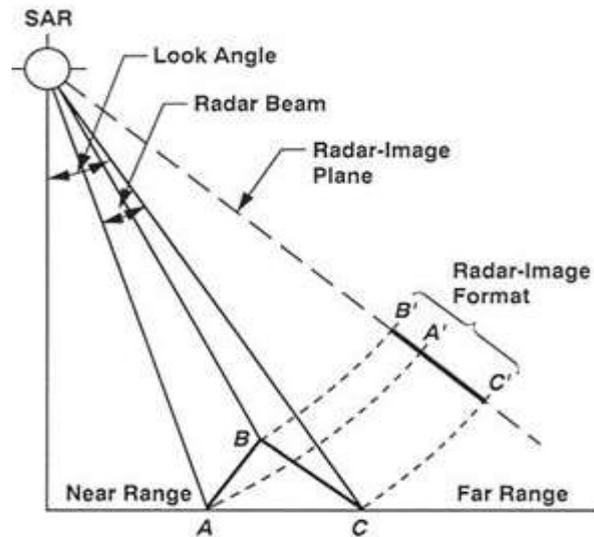


Figura 17 Layover: si tratta del caso estremo di foreshortening in cui la vetta della montagna, B', è riproiettata prima del piede, A', creando una riflessione dell'oggetto a terra, oltre che ad una distorsione. (<http://history.nasa.gov/JPL-93-24/p48.htm>)

### Shadowing (ombra)

Lo shadowing è un effetto che si verifica quando il RADAR non riesce ad illuminare i versanti delle montagne orientati in direzione opposta al sensore (Figura 18). Pertanto non è possibile rilevare alcun contributo energetico retrodiffuso proveniente da queste zone, che rimangono completamente nere nell'immagine.

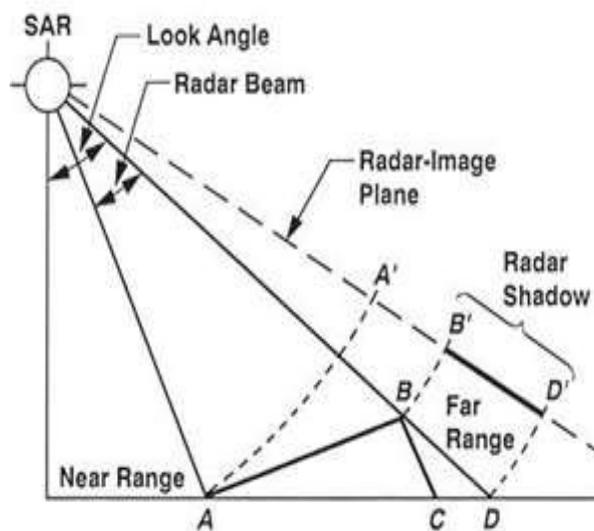


Figura 18 Shadowing: il versante che non si affaccia verso il satellite non viene illuminato dal RADAR, pertanto il punto C non viene rilevato ma la proiezione interessa in primo punto al suolo rilevato lungo la direzione di acquisizione (B'-D'). (<http://history.nasa.gov/JPL-93-24/p48.htm>)

Purtroppo solo in alcuni casi è possibile correggere le distorsioni geometriche appena descritte: l'effetto di foreshortening può essere corretto grazie all'utilizzo di un modello digitale di elevazione del terreno (DEM, Digital Elevation Model). Per quanto riguarda le distorsioni di layover e shadowing, le aree soggette a tali fenomeni possono essere individuate, sempre attraverso l'utilizzo di un DEM, ma non è possibile apportare alcuna correzione vista la totale assenza di dato, nel caso del shadowing, e all'impossibilità di analizzare ed interpretare correttamente l'energia retrodiffusa da diversi bersagli e concentrata in pochi pixel, connessa al fenomeno di layover.

Data l'impossibilità di risolvere le distorsioni di layover e shadowing, risulta necessario valutare a priori quali aree siano interessate da tali effetti limitanti per l'utilizzo del dato RADAR e stabilire l'applicabilità dell'analisi sull'area d'interesse. Tale valutazione può essere effettuata utilizzando un'immagine SAR, se a disposizione, e creando una mappa di layover e shadowing, che permette di evidenziare tutte le aree soggette a queste distorsioni (Figura 19). In assenza di un'immagine è possibile ricostruire una mappa di visibilità dell'area in relazione ai parametri morfologici dell'area indagare e dei parametri geometrici relativi all'acquisizione del satellite (Plank et al., 2012; Peduto, 2008).

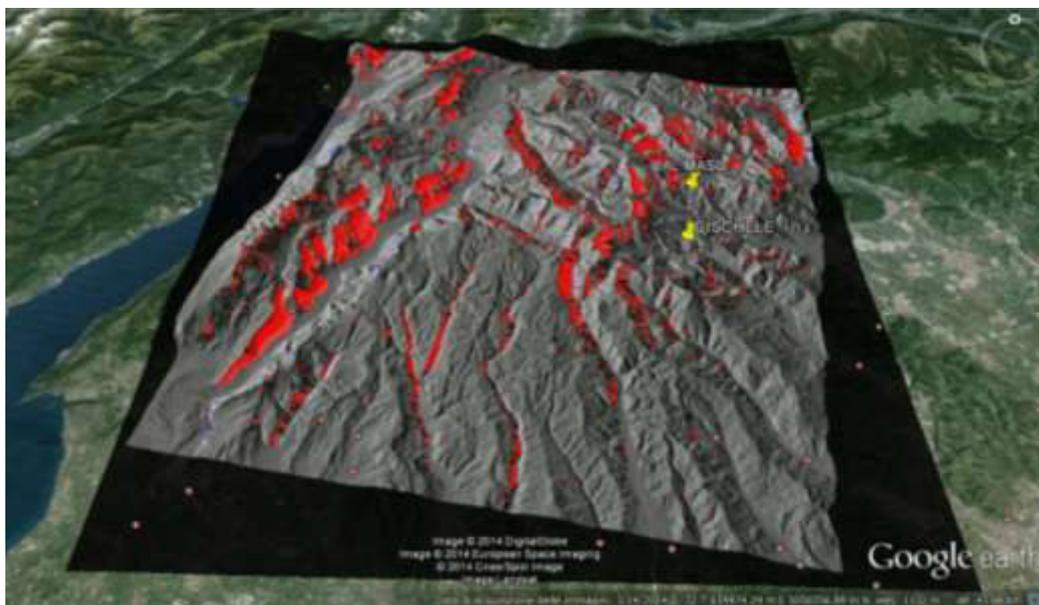


Figura 19 Mappa di layover e shadowing dell'area prealpina della Provincia di Vicenza (casi applicativi, capitolo 4), creata da un'immagine COSMO-SkyMed. Le aree rosse corrispondono alle superfici in layover.

Si mette in evidenza come, in presenza dell'esistenza di acquisizioni della stessa area con track sia ascendenti che discendenti, una buona percentuale delle aree interessate da layover e shadowing in una sola delle acquisizioni può

essere recuperata in quando visibile in almeno una delle due track, come verificato in diverse applicazioni pratiche (De Agostini, 2014).

### Distorsioni radiometriche

Le distorsioni radiometriche influenzano la quantità di energia retrodiffusa ricevuta dal sensore (Triglia, 2009). Queste sono spesso messe in relazione anche alle distorsioni geometriche infatti, come già detto relativamente al foreshortening, l'energia retrodiffusa da un pendio soggetto a tale distorsione viene immagazzinata in un'area minore della reale, trovandosi compresa in un numero di pixel inferiore a quello atteso per una geometria in ground range. Ciò provoca dei valori di radiazioni digitalizzate (DN, Digital Number) più alti in considerazione del fatto che l'energia proveniente da più oggetti viene combinata assieme (ESA, 2007).

Tra i fenomeni di rilievo che causano una distorsione radiometrica occorre citare lo speckle, o rumore relativo alla fase delle immagini. Esso è prodotto dall'interferenza tra le onde retrodiffuse provenienti dai diversi bersagli riflettenti, che vanno a ricadere all'interno di un pixel. A causa di questa interferenza i segnali di ritorno vengono amplificati o smorzati, a seconda della fase relativa, producendo una texture tipo sale e pepe, in cui compaiono spot chiari e scuri distribuiti casualmente (Figura 20).

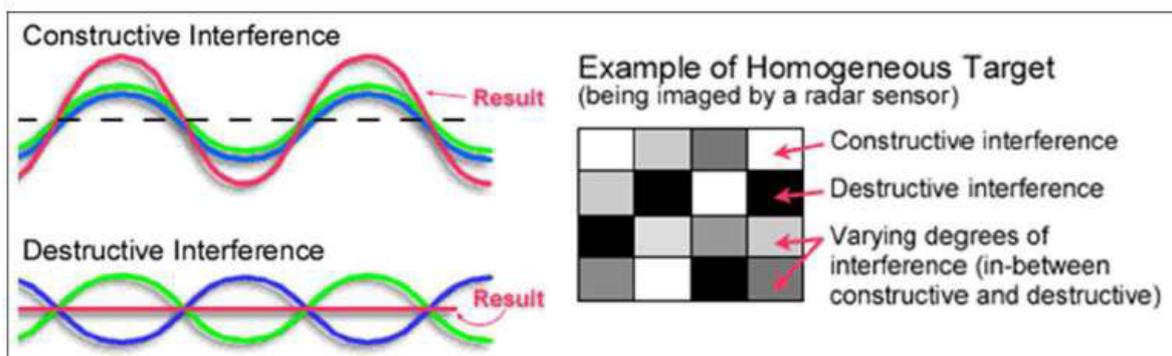


Figura 20 Effetto “sale e pepe” dovuto all’interferenza dei segnali di ritorno (Canadian Centre of Remote Sensing)

Si tratta quindi di una forma di rumore che degrada la qualità dell’immagine rendendone difficile l’interpretazione e la rielaborazione. Lo speckle può essere ridotto grazie a rielaborazioni del tipo multi-looking e filtraggio dell’immagine, per cui rimanda al paragrafo 3.3.3. Entrambe queste rielaborazioni del dato riducono però la risoluzione spaziale dell’immagine.

Polarizzazioni dell'onda elettromagnetica

La polarizzazione del segnale RADAR è l'orientazione del vettore elettrico di un'onda elettromagnetica (Figura 21). Pertanto la polarizzazione fa riferimento all'orientazione del piano del vettore campo elettrico (E), perpendicolare al vettore campo magnetico (M).

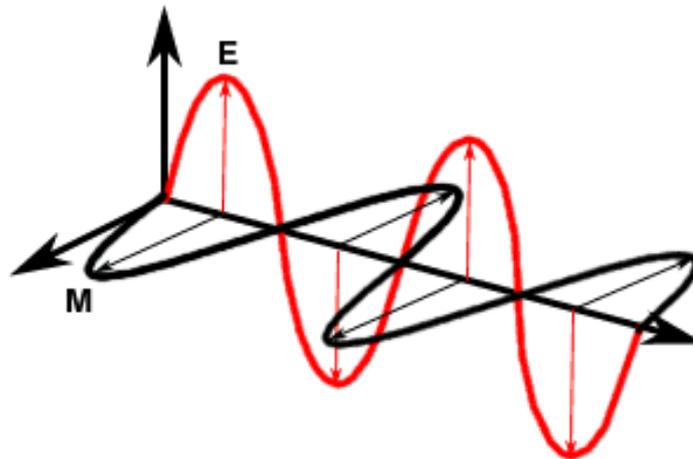


Figura 21 Direzione del vettore campo elettrico e campo magnetico di un'onda elettromagnetica

Generalmente i sensori RADAR destinati al telerilevamento sono costruiti per trasmettere e ricevere radiazioni con polarizzazione sia orizzontale che verticale. Per definire la direzione di polarizzazione si utilizzano la lettera H (horizontal) per la polarizzazione orizzontale e V per quella verticale (Vertical). Pertanto, un sensore con polarizzazione del tipo HH genera una segnale con polarizzazione orizzontale, come orizzontale è la polarizzazione del segnale che riceve. Nel caso di polarizzazione VV, sia il segnale trasmesso che quello ricevuto avranno polarizzazione verticale. I RADAR del tipo HV hanno una trasmissione con polarizzazione orizzontale e ricezione verticale, mentre per i VH avviene esattamente il contrario (Figura 22).

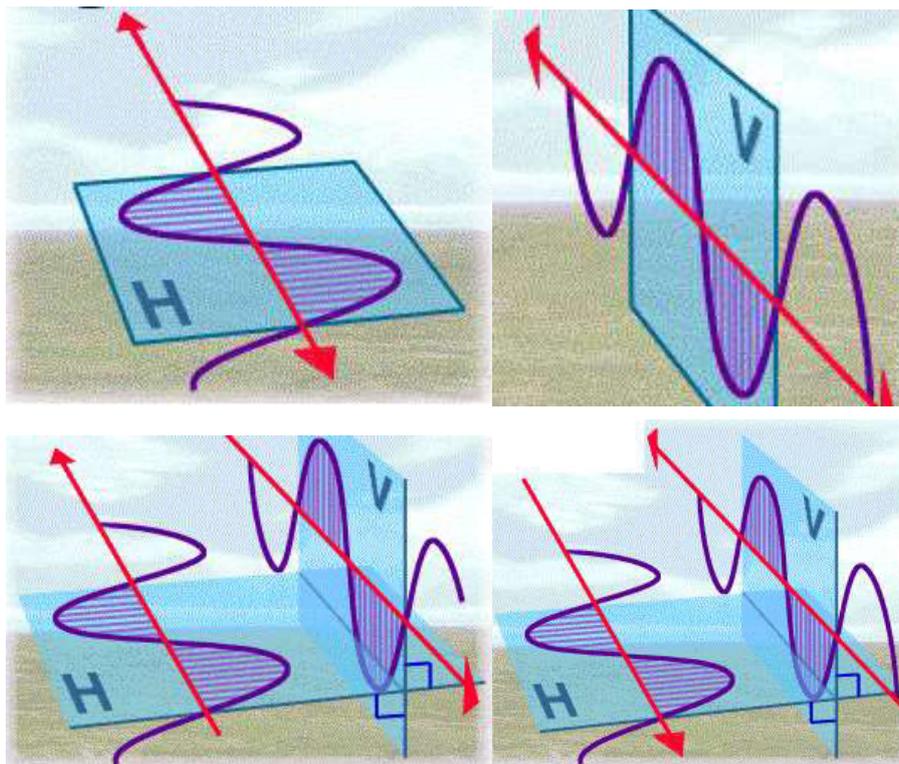


Figura 22 Polarizzazione dell'onda elettromagnetica di tipo HH, VV, VH e HV (<https://earth.esa.int/handbooks/asar/CNTR5-5.html#eph.asar.gloss.geo:POLARISATION>).

Quando la polarizzazione del segnale trasmesso e ricevuto sono uguali (HH e VV) si parla di copolarizzazioni, mentre nel caso di HV e VH, ossia di segnali di trasmissione e ricezione ortogonali tra loro, si è in presenza di polarizzazioni incrociate. Queste ultime provocano una dispersione multipla del segnale retrodiffuso dal bersaglio e pertanto il segnale ricevuto di ritorno risulta più debole se paragonato ai segnali co-polarizzati. Per questo i segnali con polarizzazione incrociata non sono ottimali per la produzione di immagini da satellite in considerazione dei segnali troppo deboli, pertanto i satelliti montano generalmente RADAR con polarizzazione HH e/o VV.

A seconda della polarizzazione dell'onda RADAR trasmessa e ricevuta, la radiazione interagisce in modo diverso con il bersaglio in relazione a diverse modalità di retrodiffusione (Richards, 2009).

Tutte queste modalità di polarizzazione trovano numerose applicazioni e ciascuna è preferibile in particolari condizioni. La polarizzazione HH è generalmente preferibile nello studio dell'umidità del terreno se non siamo interessati alle coltivazioni, infatti le colture che crescono verticalmente vengono attraversate più facilmente da segnali con polarizzazione HH. In questo modo il segnale retro-diffuso è rappresentativo delle quantità d'acqua al suolo e non della geometria delle coltivazioni. La polarizzazione HH è inoltre ottimale per

rilevare separatamente il ghiaccio e l'acqua del mare in quanto è poco sensibile alla scabrezza dell'acqua rispetto alla polarizzazione VV. Per la stessa ragione è utilizzata per rilevare imbarcazioni in mezzo al mare.

La polarizzazione VV è più adeguata per studiare rugosità di piccola scala, come le onde sugli specchi d'acqua.

Poiché la retrodiffusione delle superfici d'acqua è fortemente ridotta in presenza di polarizzazioni incrociate HV e VH, queste sono adatte a rilevare bersagli negli specchi d'acqua, come barche, deformazioni dei ghiacci.

Per lo studio di suolo spoglio, in cui l'attenzione si focalizza sull'umidità del terreno e sulla sua scabrezza, l'uso di diverse polarizzazioni può migliorare la definizione dei parametri del suolo. Molti studi sulla vegetazione utilizzano diverse polarizzazioni, in particolare polarizzazioni incrociate per migliorare la distinzione tra la vegetazione che causa una retro-diffusione volumetrica e il suolo che provoca una diffusione di superficie.

### **3.2. IL TELERILEVAMENTO CON RADAR AD APERTURA SINTETICA**

Il RADAR ad apertura sintetica nasce grazie alle osservazioni fatte nel 1951 da Carl Wiley della Goodyear Aircraft Corporation, che capì che si poteva ottenere un'elevata risoluzione angolare dall'analisi dello spettro del segnale ricevuto da un sistema RADAR coerente. Queste idee furono successivamente sviluppate dall'Università del Michigan che creò il primo sistema SAR posizionato su piattaforma aerea per l'esercito degli Stati Uniti. Il primo sistema SAR su piattaforma satellitare risale al 1978 e fu lanciato a bordo del satellite SEASAT. A partire dagli anni novanta, quasi tutte le agenzie spaziali hanno incluso tra i loro programmi il lancio di satelliti con a bordo sistemi SAR (McCandless et al., 2004).

Il RADAR ad apertura sintetica permette di migliorare sensibilmente le prestazioni di un RADAR ad apertura reale aumentando la risoluzione in direzione azimutale. Il principio su cui tale metodo si fonda può essere giustificato ricorrendo a due diversi schemi interpretativi:

- L'allineamento di antenne elementari (*Antennas Array*);

- La formazione del fascio di frequenza Doppler (*Doppler Beamforming*).

### Risoluzione in azimuth (1): Allineamento di antenne elementari

Come già sottolineato al paragrafo 2.2.1, la risoluzione spaziale dei dati RADAR satellitari è limitata in direzione azimuthale dalla dimensione dell'antenna e risulta necessario aumentare tale dimensione per migliorare la risoluzione del dato.

Infatti, per produrre alla distanza sensore-bersaglio una buona risoluzione in direzione dell'azimuth, sono necessarie lunghezze d'onda ridotte e grandi antenne. Contemporaneamente però, per avere un'ampia copertura a terra (swath) risulta necessario avere un alto valore dell'angolo  $\beta$  (vedi Figura 23) per cui è necessaria un'antenna di piccole dimensioni (Luzi, 2010).

Ma se per aumentare la risoluzioni spaziale si accorciasse la lunghezza d'onda del segnale, ciò provocherebbe una limitata capacità di penetrazione delle nuvole e quindi verrebbe meno uno dei principali vantaggi del RADAR (De Agostini, 2014).

Per superare tale limitazione è stato ideato il concetto di antenna ad apertura sintetica, cosiddetto SAR (Synthetic Aperture RADAR). Tale modalità di acquisizione sfrutta la potenzialità del RADAR di osservare uno stesso bersaglio da più posizioni, per tutto il tempo in cui questo ricade all'interno dell'ampiezza del fascio, determinando una situazione analoga ad una lunga antenna artificiale. Pertanto, sfruttando il movimento della piattaforma e registrando gli echi dell'antenna reale, si ricostruisce l'eco RADAR di un'antenna sintetica,  $L_s$ , molto più lunga dell'antenna reale,  $D$  (vedi Figura 23).

La lunghezza dell'antenna sintetica si estende dal momento in cui un bersaglio entra al momento in cui esce dal lobo dell'antenna reale. Pertanto, considerando un satellite in moto orbitale lungo la direzione azimuthale con velocità  $v$ , dotato di un'antenna di lunghezza reale pari a  $D$ , è possibile definire la lunghezza dell'antenna sintetica,  $L_s$ , considerando per quale intervallo temporale  $T$  gli impulsi, provenienti da posizioni del sensore diverse lungo l'orbita del satellite, colpiscono uno stesso bersaglio a terra (Figura 23). Tale bersaglio quindi genererà una serie di retro-diffusioni successive, in numero pari al numero di volte che viene colpito dal segnale RADAR. Considerando quindi il tempo  $T$  e la velocità  $v$  del satellite è possibile calcolare:

$$L_s = v \cdot T = \frac{h \cdot \lambda}{D} \quad (14)$$

Dove  $\frac{\lambda}{D} = \beta_s$ , apertura del RADAR ad apertura sintetica.

La risoluzione lungo l'azimuth dei dati SAR diventa quindi:

$$r_{az} = \frac{h \cdot \lambda}{2 \cdot L_s} \quad (15)$$

sostituendo quanto ottenuto per  $L_s$  si ha:

$$r_{az} = \frac{\lambda \cdot h}{2 \cdot \frac{\lambda}{D} \cdot h} = \frac{D}{2} \quad (16)$$

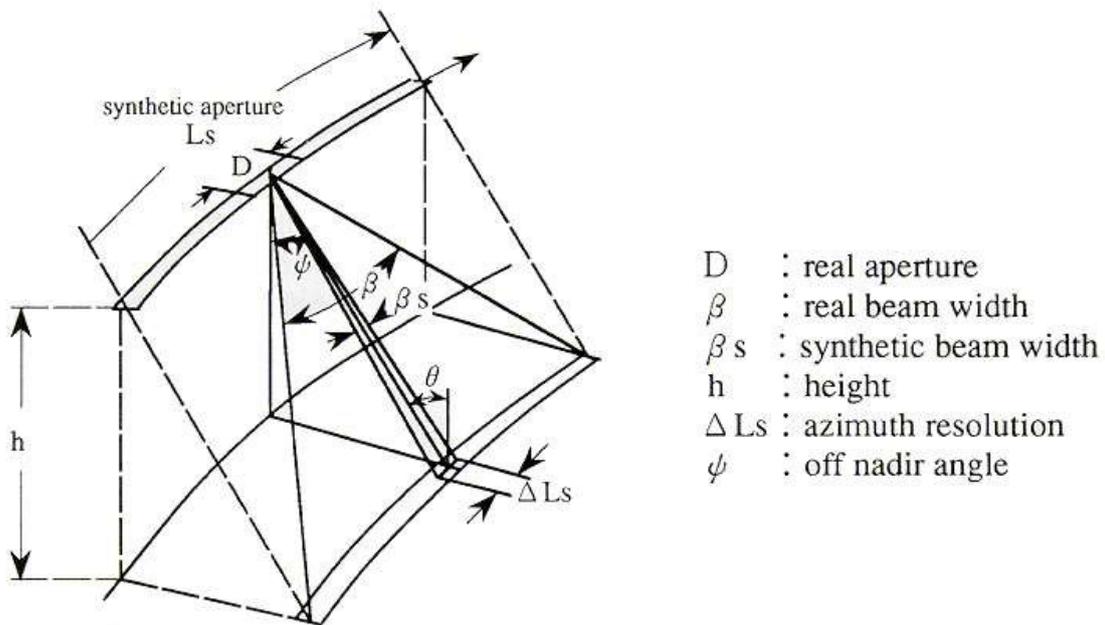


Figura 23 Relazione esistente tra RADAR ad apertura reale e RADAR ad apertura sintetica.  
<http://wtlab.iis.u-tokyo.ac.jp/~wataru/lecture/rsgis/rsnote/cp4/4-3-1.gif>

Ne risulta quindi che la risoluzione a terra in direzione dell'azimuth è pari alla metà della dimensione reale dell'antenna e risulta indipendente dalla quota di volo del satellite.

### Risoluzione in azimuth (2): Formazione del fascio in frequenza Doppler (Doppler beamforming)

Tale teoria nasce dalle osservazioni fatte da Wiley nel 1954, e si fonda su di un approccio frequenziale. Infatti, considerando le frequenze retrodiffuse da diversi bersagli lungo la direzione dell'azimuth, si evidenzia come i bersagli in avvicinamento al satellite abbiano frequenze più alte rispetto a quelle dei segnali

di ritorno riflessi da bersagli in allontanamento dal sensore. Tali distorsioni sono quindi legate al fatto che la piattaforma si trova in movimento sulla propria orbita e la differenza in frequenza dei segnali retrodiffusi è dovuta all'effetto Doppler. Pertanto, se il RADAR osserva un oggetto in movimento, il segnale retrodiffuso avrà una frequenza diversa rispetto al segnale trasmesso (Hanssen, 2001).

L'effetto Doppler, il cui nome deriva dal suo scopritore, matematico e fisico Austriaco Christian Doppler (1803–1853), è il fenomeno secondo cui la radiazioni emesse da un oggetto in movimento (relativo) rispetto ad un altro vengono percepite da quest'ultimo con una maggior frequenza se l'oggetto è in avvicinamento e con frequenza ridotta se in allontanamento.

Il range di variazione della frequenza Doppler, compreso tra  $-\frac{v}{D}$  e  $\frac{v}{D}$ , anche chiamato banda Doppler  $B_d$ , risulta:

$$\frac{2v^2}{\lambda r_0} \cdot \frac{\lambda r_0}{Lv} = \frac{2v}{L} = B_d \quad (17)$$

in cui  $v$  è la velocità del sensore,  $r_0$  la minima distanza sensore-bersaglio e  $L$  la lunghezza dell'antenna. Pertanto, essendo la frequenza Doppler un segnale linearmente modulato in frequenza di banda  $B_d$ , si tratterà di un segnale la cui frequenza varia linearmente col tempo, ossia un segnale chirp (Figura 24) lungo la direzione azimutale. Quindi la risoluzione in azimuth può essere espressa tramite la banda Doppler.

$$r_{az} = \frac{v}{B_d} = \frac{L}{2} \quad (18)$$

Pertanto anche questo approccio porta ad una risoluzione azimutale equivalente a quella ottenuta in precedenza, ossia la metà della lunghezza del sensore.

### Risoluzione lungo il range

La risoluzione lungo la direzione del range è stata definita in precedenza come il semiprodotto tra la velocità della luce nel vuoto e la durata  $t$  dell'impulso, proiettata a terra in relazione all'angolo di incidenza del fascio RADAR. Per ottimizzare tale valore, non potendo intervenire sulla velocità di

propagazione del segnale, occorre minimizzare la durata dell'impulso. Pertanto, per ottenere una risoluzione lungo il range di qualche metro è necessario ridurre la durata dell'impulso a  $10^{-7}$ - $10^{-8}$  secondi. In questo caso però, l'energia richiesta per trasmettere un tale segnale sarebbe molto elevata, creando difficoltà di utilizzo oltre a peggiorare il rapporto segnale/rumore e la risoluzione radiometrica. Hanssen (2001) ha indicato un'alternativa che consiste nella trasmissione di un segnale con un'altra larghezza di banda e linearmente modulato in frequenza (chirp, Figura 24). Una sovrapposizione dei ritorni dei segnali chirp, caratterizzati da frequenze differenti, può essere risolta separando i segnali stessi e attribuendoli al loro bersaglio originale. In questo modo la risoluzione in ground range del segnale diventa:

$$r_{rg} = \frac{c}{2B} \quad (19)$$

in cui  $c$  è la velocità della luce e  $B$  la banda del segnale.

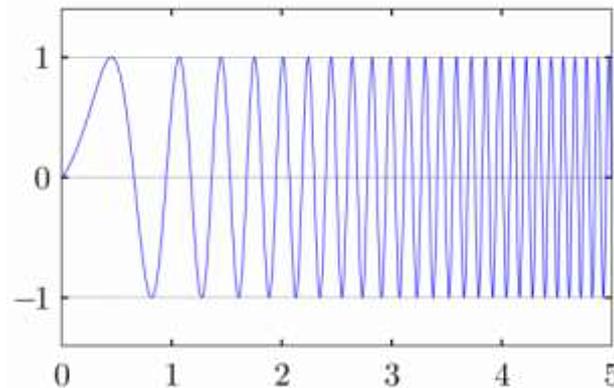


Figura 24 Segnale chirp lineare

### 3.3. L'INTERFEROMETRIA SATELLITARE SAR (InSAR)

L'interferometria SAR (InSAR) consiste nell'analisi della differenza di fase tra due immagini SAR, ottenute dalla registrazione dei segnali retrodiffusi da aree corrispondenti, quindi relative ad una medesima scena pur osservata da punti di vista differenti (Gabriel et al., 1989; Ferretti et al., 2007) (Figura 25).

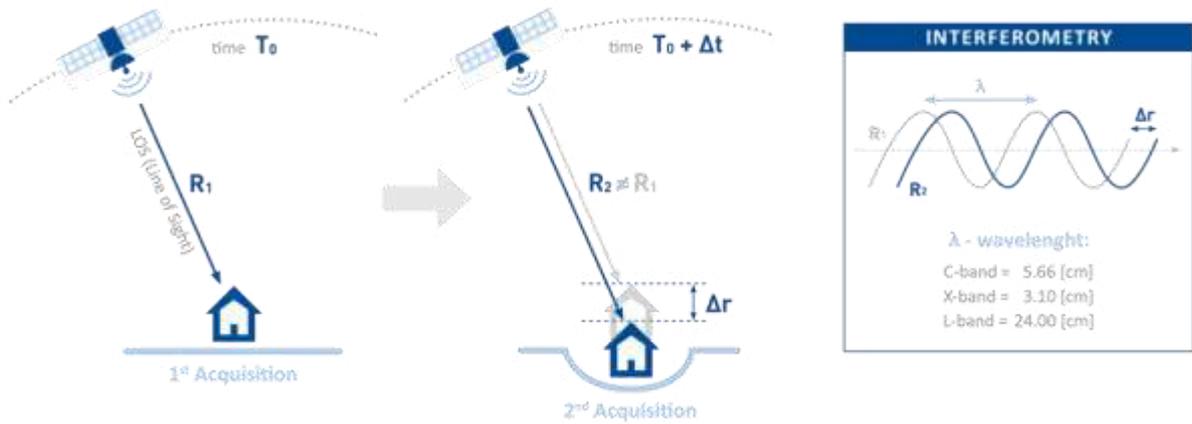


Figura 25 Interferometria SAR (<http://newsletter.gmes.info/issue-08-october-2014/article/copernicus-data-means-sustainability-geohazard-mapping-italy>)

I due dati SAR che vengono utilizzati prendono il nome di *master* e *slave*. L'immagine master viene assunta come immagine di riferimento e generalmente (ma non necessariamente) viene acquisita temporalmente prima tra le due, mentre la slave viene confrontata con la prima.

Si definisce quindi interferogramma la mappa che riproduce la differenza di fase tra due acquisizione SAR (Figura 26).

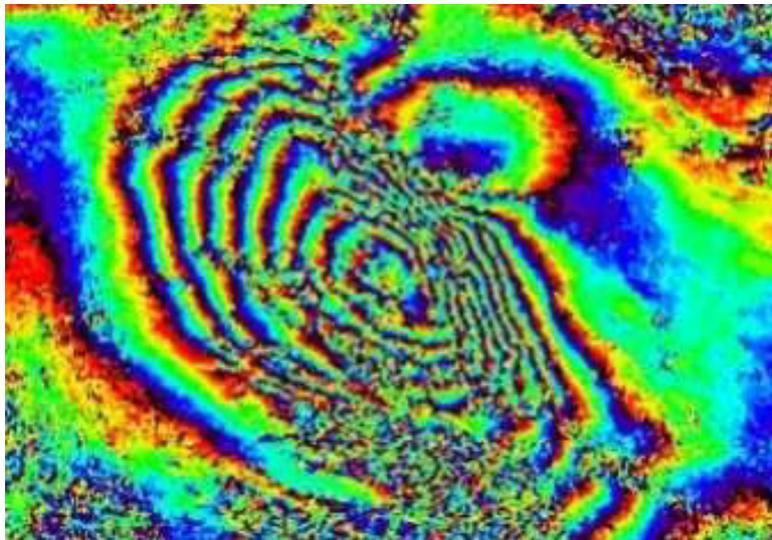


Figura 26 Interferogramma relativo alla terremoto dell'Aquila del 2009 generato con dati Envisat, dal quale è stato rilevato uno spostamento verticale di circa 30 cm.

([http://www.asi.it/it/news/sisma\\_abruzzo\\_le\\_immagini\\_dal\\_satellite\\_envisat\\_0](http://www.asi.it/it/news/sisma_abruzzo_le_immagini_dal_satellite_envisat_0))

Tale tecnica, inizialmente applicata nel campo dell'ottica, nel Ventesimo secolo è stata applicata anche alle onde radio e negli ultimi quindici anni alle immagini SAR acquisite da satellite (Luzi, 2010).

L'interferometria SAR è stata utilizzata per la prima volta per osservare la superficie di Venere e della Luna usando delle antenne posizionate sulla superficie terrestre (Rogers et al, 1969). L'interferometria SAR fu applicata alla mappatura topografica da Graham (1974), mentre Zebker e Goldstein (1987) presentarono i primi risultati relativi ad osservazioni da piattaforma aerea. Il primo utilizzo della tecnica InSAR su piattaforma satellitare risale al 1988, attraverso l'utilizzo del sistema SAR in banda L della missione SEASET-A, per la generazione di un accurato modello di elevazione della superficie terrestre (Goldstein et al., 1988).

Con il lancio dei satelliti ERS-1 (1991), JERS-1 (1992) e RADARSAT (1995), gli studi sull'utilizzo dell'InSAR satellitare sono aumentati sensibilmente. Con il lancio di ERS-2 (1995) l'applicabilità dell'interferometria è migliorata notevolmente grazie alla presenza della missione tandem ERS-1 ERS-2 che metteva a disposizione dati interferometrici a solo un giorno di distanza temporale (Duchossois e Martin, 1995).

Queste prime applicazioni hanno trovato largo seguito nei più svariati settori quali il monitoraggio delle correnti oceaniche (Goldstein e Zebker, 1987; Goldstein et al., 1988), il monitoraggio dei ghiacciai (Goldstein et al., 1993; Gray et al., 1998); lo studio dei movimenti tettonici (Massonet et al., 1993; Zebker et al., 1994), lo studio della subsidenza (Hanssen e Usai, 1997; Ferretti et al., 1999; Fruneau et al., 1999) ed il monitoraggio dei processi gravitativi e dei dissesti franosi (Strozzi et al., 2000; Hilley et al., 2004).

L'utilizzo del segnale interferometrico è possibile grazie alla coerenza del sistema di acquisizione SAR, ossia alla sua capacità di trasmettere e ricevere un segnale complesso altamente stabile, che non introduce decorrelazioni irreversibili durante la sua propagazione.

I due principali utilizzi dell'interferometria SAR si riferiscono allo studio degli spostamenti di un bersaglio o di un'area più o meno estesa o alla definizione di mappe topografiche e modelli digitali di elevazione del terreno (DEM). In quest'ultimo caso è preferibile utilizzare due immagini che abbiano angoli di acquisizioni diversi, quindi una baseline normale consistente, come verrà specificato successivamente illustrando i termini che compaiono nella differenza di fase interferometrica (Figura 27). Se invece lo scopo dell'indagine è l'analisi di spostamenti superficiali, quali terremoti, fenomeni vulcanici, subsidenza, dissesti franosi, è preferibile una corrispondenza nelle geometrie di acquisizione (Figura 25).

### 3.3.1. GEOMETRIA DI ACQUISIZIONE DEL SAR

L'acquisizione di dati SAR utilizzati per la generazione di interferogrammi può avvenire secondo due modalità: *single pass* o *dual pass*. L'acquisizione *single pass* prevede la presenza di due antenne montate sulla stessa piattaforma o di due satelliti tandem che viaggiano assieme su un'orbita corrispondente, in modo che le due acquisizioni dell'area avvengono simultaneamente. In questo caso la geometria di acquisizione è soggetta a piccolissime variazioni. Nel caso di acquisizione *dual pass* invece le due immagini vengono acquisite in istanti temporali differenti a seguito della rivisitazione del satellite sopra ad una stessa area in un tempo variabile a seconda della piattaforma (il tempo di rivisitazione di ERS ed Envisat è di 35 giorni mentre per i satelliti Cosmo-SkyMed 4 o 16 giorni). In questo caso le geometrie di acquisizione variano da pochi metri fino ad un centinaio di metri.

Consideriamo la modalità di acquisizione *dual pass*. In questo caso, come detto, la geometria di acquisizione di una stessa area, vista da due posizioni leggermente diverse lungo l'orbita del satellite, può essere semplificata tramite l'immagine schematica riportata in Figura 27. Si definisce *baseline*,  $B$ , la distanza tra le due antenne al momento del rilievo. La *baseline normale*,  $B_n$ , è invece la distanza tra la posizione del satellite durante la prima acquisizione e la *line of sight* (LOS) dello stesso durante la seconda acquisizione. La *baseline temporale* è invece l'intervallo di tempo che intercorre tra le due acquisizioni, valutato in giorni.

Considerando di analizzare un'area stabile, la sola differenza nella posizione di acquisizione del satellite produce delle frange di fase che permettono di determinare con accuratezza la variazione delle distanza sensore-bersaglio, lungo la LOS (*line of sight*, linea di vista del satellite) (Figura 27 a destra).

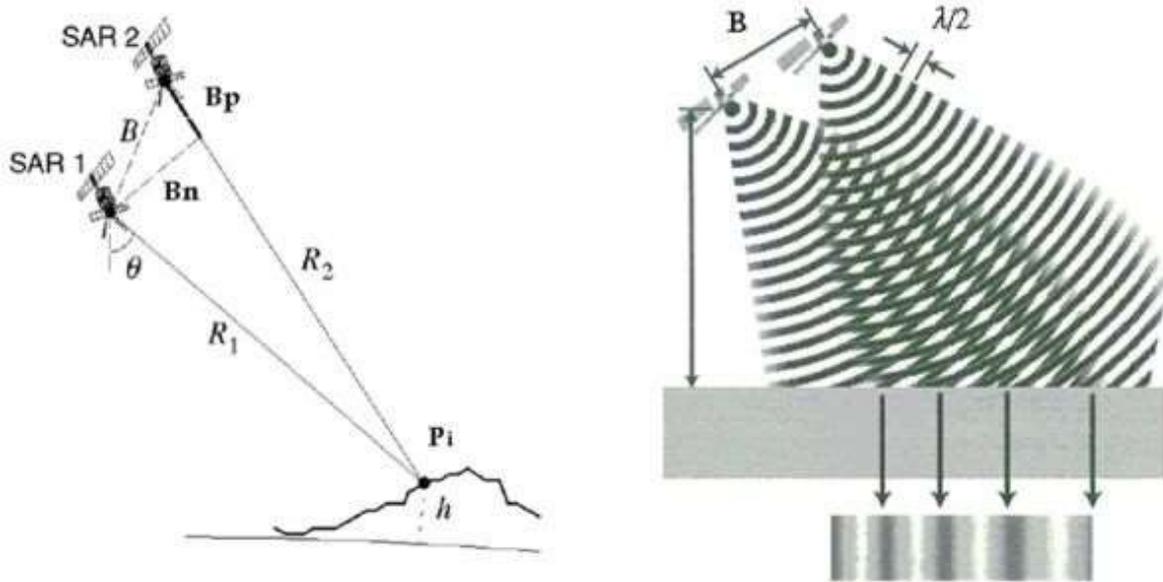


Figura 27 A sinistra la geometria di acquisizione SAR in modalità dual pass. A destra la generazione di frange dovute alla differenza di fase generata dalla baseline normale (Luzi, 2010, modified fro, Shang-Ho, 2008)

La differenza di fase interferometrica,  $\Delta\varphi$ , tra le due successive osservazioni, è legata alla differenza di percorso,  $\Delta r$ , che risulta pari a  $2r$ , considerando il percorso di andata e ritorno del segnale. La differenza di fase è inoltre proporzionale al rapporto tra il ciclo di fase in radianti,  $2\pi$ , e la lunghezza d'onda,  $\lambda$ :

$$\Delta\varphi = \frac{2\pi \cdot \Delta r}{\lambda} = \frac{4\pi \cdot r}{\lambda} \quad (20)$$

La differenza di fase porta però con se' un'ambiguità nella valutazione della differenza di percorso, dovuta alla natura periodica della fase stessa. Infatti, valori di  $\Delta r$  che differiscono di un multiplo intero della lunghezza d'onda provocano un'analogia differenza di fase (Ferretti, 2007) e non risultano distinguibili tra di loro. Pertanto, conoscendo la differenza di fase, è possibile ottenere una frazione della differenza di percorso inferiore della lunghezza d'onda del segnale trasmesso.

Isolando la differenza di percorso massima misurabile, utilizzando la massima differenza di fase pari ad un periodo completo di  $2\pi$ , si ottiene:

$$r = \frac{\Delta\varphi \cdot \lambda}{4\pi} = \frac{2\pi \cdot \lambda}{4\pi} = \frac{\lambda}{2} \quad (21)$$

Da ciò si può derivare che una frangia interferometrica equivale ad una deformazione di mezza lunghezza d'onda, misurata lungo la LOS dell'immagine master. Tale spostamento deve poi essere proiettato lungo la reale direzione di deformazione per ottenere il valore di spostamento al suolo.

### 3.3.2. LA FASE INTERFEROMETRICA

Il valore di ciascun pixel che costituisce un interferogramma è ottenuto dal prodotto coniugato di ciascun pixel di due immagini complesse SAR,  $I_1$  e  $I_2$ , in una sola immagine, come mostrato nell'equazione 21, in cui  $I_{1,i}$  ed  $I_{2,i}$  sono le ampiezze dei pixel complessi,  $R_{1,i}$  ed  $R_{2,i}$  sono le coordinate in slant range,  $B_{p,i}$  è la baseline descritta da  $B_n$  e  $B_p$ , rispettivamente le baseline normale e parallela alla linea di vista del satellite ed infine la sola componente che altera la fase,  $\phi_{noise,i}$ , è il disturbo di fase, o rumore, dovuto allo speckle ed al rumore termico e generalmente include anche il contributo di rumore della retrodiffusione.

$$s_i = I_{1,i}I_{2,i}^* = |I_{1,i}I_{2,i}^*| \cdot e^{j\left[-\frac{4\pi}{\lambda}(R_{2i}-R_{1i})-\phi_{noise,i}\right]} = |s_i| \cdot e^{-j\varphi} \quad (22)$$

$$s_i = |I_{1,i}I_{2,i}^*| \cdot e^{j\left[-\frac{4\pi}{\lambda}(B_{pi}-\phi_{noise,i})\right]} \quad (23)$$

Come riportato da Luzi (2010), partendo dalla fase ottenuta nell'equazione 22 ed assumendo di essere in presenza di una scena stabile è possibile definire un'espressione lineare per la variazione di fase interferometrica tra pixel diversi (Askne et al., 2003; Ferretti et al., 2007):

$$\Delta\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} B_n\Delta\vartheta = \frac{4\pi B_n}{\lambda R \tan\vartheta} \Delta R + \frac{4\pi B_n}{\lambda R \sin\vartheta} \Delta Z + \phi_{noise} + n \cdot 2\pi \quad (24)$$

con  $B_n$  baseline normale,  $R$  distanza in slant range,  $\Delta\theta$  è la differenza tra gli angoli di elevazione,  $\Delta R$  è la differenza delle distanza in slant range,  $\Delta z$  è la differenza di quota tra i pixels nell'interferogramma. Il termine di rumore è il rumore di fase, che definisce con che accuratezza la variazione di fase può essere ottenuta, anche quantificato attraverso la coerenza, come verrà descritto in seguito. Il primo termine dell'equazione è un termine sistematico che può essere facilmente stimato e rimosso attraverso la compensazione di terra piatta. Il

secondo termine contiene una relazione diretta tra la fase e la quota topografica. L'ultimo termine rappresenta l'ambiguità di fase relativa alla periodicità del segnale pari a  $2\pi$ . L'ambiguità deve essere rimossa durante il processamento dei dati definendo il corretto coefficiente intero al periodo  $2\pi$  per ogni valore misurato. Questo processo è chiamato srotolamento o unwrapping. Se la componente di ambiguità viene rimossa correttamente, la rimanente differenza di fase permette di stimare l'angolo di off-nadir e le variazioni di altezza, ossia di ottenere una carta topografica. Purtroppo l'operazione di unwrapping non è facilmente risolvibile. Per ridurre le difficoltà connesse a questo step si possono utilizzare lunghezze d'onda maggiori, come compromesso tra una minor sensibilità agli spostamenti e una riduzione dei problemi di srotolamento della fase in presenza di velocità sostenute.

La baseline normale non deve andare oltre un valore limite per cui la coerenza tra i due pixel viene a mancare (effetto di decorrelazione dovuto alla baseline).

L'utilizzo del dato InSAR per valutare l'andamento delle topografia di una scena è tra le applicazioni di maggior successo ed utilità e permette di ottenere DEM di grande accuratezza (Zebker et al., 1986). La componente topografica non può essere stimata se le due acquisizioni avvengono esattamente dalla stessa posizione (baseline nulla). In quest'ultimo caso, in cui tutte le altre componenti di differenza di fase diventano trascurabili, l'equazione permette un'accurata stima degli spostamenti superficiali, attraverso le seguente equazione:

$$\Delta r_i = \frac{\varphi_i}{4\pi} \lambda \quad (25)$$

Da quanto finora visto, si può dire che la fase interferometrica si genera in funzione della differenza di percorso del segnale tra due acquisizioni, valutato in slant range. Definendo  $R_1$  il percorso relativo all'immagine master ed  $R_2$  quello relativo alla slave, la fase interferometrica può essere individuata conoscendo solamente le differenze di elevazione tra le due immagini e i movimenti relativi tra di esse. In realtà, il segnale è condizionato dalla presenza di numerosi altri fattori, che si sommano tra loro contribuendo alla generazione della differenza di fase tra le due acquisizioni.

Ne risulta pertanto che:

$$\Delta\phi = 4\pi \frac{R_1 - R_2}{\lambda} = \Delta\phi_{topo} + \Delta\phi_{mov} + \Delta\phi_{orb} + \Delta\phi_{atm} + \Delta\phi_{noise} \quad (26)$$

Come descritto nella relazione sopra riportata, oltre al contributo topografico,  $\Delta\phi_{topo}$ , e quello eventualmente presente in caso di spostamenti superficiali,  $\Delta\phi_{mov}$ , sono presenti ulteriori componenti che vengono di seguito illustrate.

La componente di fase dovuta alla differenza nella geometria delle orbite,  $\Delta\phi_{orb}$ , tiene conto dell'effettivo percorso del satellite durante le due acquisizioni. Tale percorso è definito attraverso specifici parametri, detti parametri orbitali, costituiti da una serie di punti, in numero variabile a seconda del tipo di satellite, di cui sono note posizione e velocità. I parametri orbitali sono generalmente forniti da chi gestisce la missione ed eroga il servizio (per i satelliti ERS 1-2 ed Envisat la Flight Dynamics Division dell'ESA, nel centro operativo ESOC di Darmstadt, Germania). Questi dati vengono computati a distanza di pochi giorni dal passaggio del satellite e sono generalmente affetti da incertezza. Per ridurre l'errore sui parametri orbitali è opportuno far riferimento a dei vettori spostamento (posizione e velocità) più precisi, che vengono definiti sia dall'Agenzia Spaziale Europea che da altri istituti ed università, a distanza di tempo dall'acquisizione (alcuni mesi). Per esempio ESA fornisce dataset orbitali denominati PRC; l'università di Delft (Olanda) i DEOS e i DORIS. Due database orbitali presentano differenze anche rilevanti in relazione al modello di campo gravitazionale che adottano per la propagazione dell'orbita. In genere gli errori sul posizionamento delle orbite si riflettono sul valore della baseline spaziale e non possono pertanto essere trascurati.

La componente di fase interferometrica  $\Delta\phi_{atm}$ , è legata ai cambiamenti atmosferici tra le due acquisizioni. Nonostante normalmente si affermi che le microonde sono indipendenti dalla copertura nuvolosa e dagli effetti dell'atmosfera, questo non è del tutto esatto: la troposfera, ed in alcune condizioni anche la ionosfera, possono creare un ritardo di fase delle onde, influenzando sull'accuratezza della fase interferometrica stessa.

In dettaglio, poiché le due acquisizioni avvengono in momenti diversi, la propagazione dell'onda elettromagnetica incidente e riflessa viene condizionata dalle condizioni atmosferiche presenti. I fattori che possono influire sulla propagazione, perturbando il segnale, sono l'umidità, la temperatura, la composizione e la pressione dell'aria. Lo sfasamento provocato dalle variazioni di

atmosfera è generalmente contenuto all'interno di un ciclo di fase,  $2\pi$ , ed è caratterizzato da una variazione graduale all'interno dell'immagine. Per poter ridurre tale effetto si rimanda all'applicazione delle tecniche DInSAR (vedi paragrafo 3.4) ed alle modalità di stima dell'atmosfera. Un'ulteriore possibilità di correzione, che può essere effettuata comunque in presenza di numerose immagini relative ad una stessa area, può avvenire riferendo tutte le immagini ad una stessa master ed utilizzare il modello *Atmospheric Phase Screen* (APS) per stimare ed eliminare parte del disturbo atmosferico. In alternativa possono essere utilizzati, se disponibili, modelli atmosferici realizzati appositamente per la zona d'interesse, che permettono anche di definire lo sfasamento determinato dallo strato troposferico.

Infine il contributo dovuto al rumore,  $\Delta\phi_{noise}$ , che è dato dalla somma di diversi fattori, che possono cambiare tra le due acquisizioni, che sono principalmente:

- Variazione dei diffusori, effetto particolarmente presente nei bacini idrici e nelle aree densamente vegetate. Visti i rapidi cambiamenti a cui sono soggetti tali bersagli, la risposta del segnale difficilmente fornisce valori confrontabili a distanza di tempo. Tale effetto di rumore non è invece presente in corrispondenza di edifici e manufatti in genere, su superfici rocciose che per anni non sono soggetti a cambiamenti. Questo fattore è legato alla decorrelazione temporale dei riflettori.
- Variazione dell'angolo di incidenza, effetto legato alla variazione della baseline critica, ossia il valore di baseline normale oltre la quale la differenza di fase interferometrica è solo rumore. Il valore della baseline critica dipende dalle dimensioni del pixel a terra, dalla forma del terreno, dalla frequenza del RADAR e dalla distanza sensore-bersaglio. Pertanto questo contributo di rumore è dovuto alla decorrelazione spaziale dei dati;
- Diffusione di volume, che si verifica quando il bersaglio a terra non è disposto su di un piano ma occupa un certo volume nello spazio, e il segnale può percorrere diversi tragitti all'interno del volume stesso, con diverso numero di rimbalzi e tempi di ritorno. Questo fenomeno è tipico delle chiome degli alberi.

### Coerenza

La coerenza interferometrica è una misura di quanto un bersaglio, o una zona osservata, ha mantenuto costante la propria riflettività nel tempo intercorso tra due diverse acquisizioni (Bamler et al., 1993). La distribuzione spaziale della coerenza viene associata alla qualità della mappa di fase interferometrica. La coerenza associata ad ciascun pixel di un interferogramma può essere calcolata come l'ampiezza del coefficiente di correlazione tra due immagini SAR complesse che formano l'interferogramma. Pertanto la coerenza, anche detta correlazione interferometrica,  $\gamma$ , è il rapporto tra la sommatoria tra termini coerenti ed incoerenti:

$$\gamma = \frac{|\sum I_1(x) \cdot I_2(x)^*|}{\sqrt{\sum |I_1(x)|^2 \cdot \sum |I_2(x)|^2}} \quad (27)$$

Il valore di coerenza è sempre compreso tra 0 e 1, dove 1 rappresenta massima coerenza, ossia una completa corrispondenza della risposta del pixel all'onda elettromagnetica, mentre in caso di completa decorrelazione delle caratteristiche di riflettività del segnale da parte di un bersaglio, la coerenza sarà nulla. Il valore di coerenza è quindi funzione della decorrelazione spaziale del sistema, quale un rumore addizionale, e della decorrelazione temporale tra le immagini master e slave.

Infatti, non si può considerare che, in qualunque condizione, le caratteristiche dielettriche si mantengano simili per entrambe le acquisizioni e che queste non abbiano alcuna influenza sulla fase interferometrica. Tale assunzione richiede una specifica analisi che tenga conto delle condizioni che caratterizzano ciascuna acquisizione ed in particolare l'intervallo temporale che intercorre tra le due (baseline temporale). Per esempio, le aree vegetate sono soggette a decorrelazione del segnale anche in periodi relativamente brevi. Al contrario alcuni bersagli, quali edifici o costruzioni antropiche in genere, mantengono una firma elettromagnetica stabile nel tempo, anche per diversi anni. Questi ultimi sono chiamati "scatteratori permanenti" (Ferretti et al., 2001)

La generazione di mappe di coerenza ha, principalmente, due possibili utilizzi:

- Determinare la qualità della misure di fase interferometrica. In generale, una coppia InSAR caratterizzata da bassa coerenza non dovrebbe essere utilizzata per estrapolare misure connesse alla fase;
- Estrarre informazioni tematiche di interesse per alcune proprietà del terreno e per la valutazione del cambiamento temporale di tali proprietà. Tali informazioni risultano maggiormente interessanti se analizzate insieme al coefficiente di *backscattering*, relativo all'intensità dei dati presenti nella master e nella slave.

In linea generale, il valore della coerenza diminuisce all'aumentare del periodo intercorso tra le due acquisizioni.

### **3.3.3. TRATTAMENTO PRELIMINARE DEI DATI SAR**

I dati SAR, così come acquisiti dal satellite, necessitano di alcuni pre-trattamenti che li rendano fruibili per analisi complesse. I passaggi da eseguire sono nell'ordine la focalizzazione del dato, il multilooking ed il filtraggio dello speckle, di seguito descritti. In realtà multilooking e filtraggio delle speckle sono spesso effettuati all'interno di specifici algoritmi di analisi del dato, mentre risulta necessario procedere preliminarmente alla focalizzazione.

#### Focalizzazione (Focusing)

La focalizzazione dei dati SAR è una complessa procedura di post-elaborazione, basata su trasformate di Fourier, del segnale retrodiffuso registrato dall'antenna che consente la generazione di immagini ad alta risoluzione spaziale.

Il processamento dei dati SAR è un problema in due dimensioni. Nei dati grezzi (*raw data*), l'energia del segnale subisce una retrodiffusione da parte di un target puntuale che si disperde sui pixel del dato registrato lungo le direzioni del range e dell' azimuth. Lo scopo della fase di focalizzazione è di ricondurre l'energia dispersa all'interno di un unico pixel associato al diffusore d'origine a terra. Tale operazione, necessaria per la definizione di un'immagine SAR, richiede l'utilizzo dei dati di echo dei segnali SAR campionati e quantizzati.

I principali step dell'algoritmo di focalizzazione sono riportati in Figura 28.

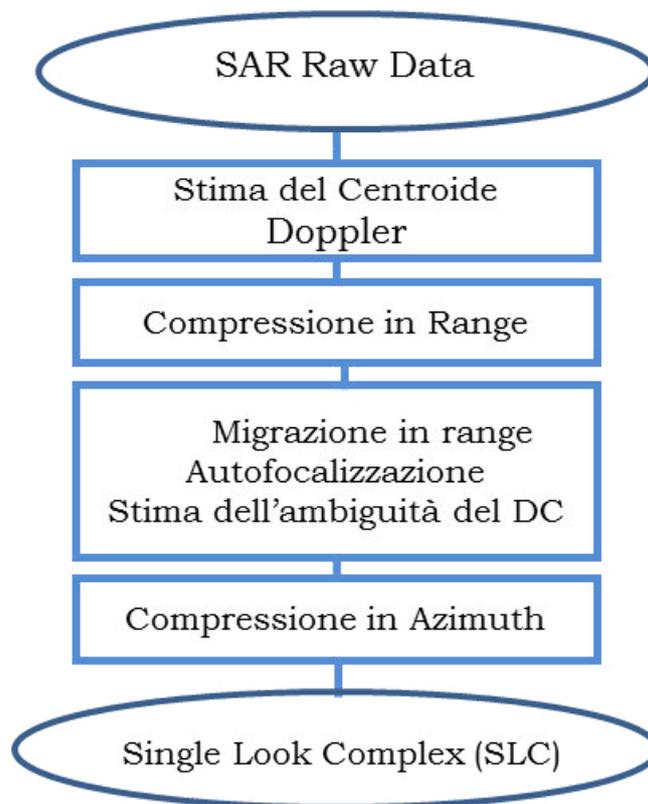


Figura 28 Fasi principali dell' algoritmo di focalizzazione (Da SAR-Guidebook, Sarmap S.A.)

Il primo passo del trattamento dei dati grezzi consiste nella stima del centroide di Doppler (*Doppler Centroid*). Si rimanda al paragrafo 3.2 in cui si chiarisce come l'effetto Doppler vada ad agire su diversi punti, in avvicinamento o in allontanamento dal satellite.

In accordo con la teoria di Doppler, si verifica come un singolo bersaglio a terra, durante il periodo di illuminazione, produce un eco di frequenza linearmente variabile e quindi una fase esponenziale.

E' necessario considerare la frequenza in ciascun punto  $L$  dell'orbita del sensore (Figura 29) ed in particolare occorre valutare la frequenza in corrispondenza di  $L_0$ , il punto più vicino al bersaglio ed avente valore di  $R$  minimo, quindi  $R = R_0$ . In tale punto il bersaglio avrà un valore di frequenza  $f_{DC}$  massimo se confrontato con tutti gli altri bersagli aventi la stessa coordinata di slant range, compresi nell'area a terra illuminata dal fascio. Quest'ultimo valore di frequenza rappresenta la frequenza di picco e coincide con la frequenza del centroide di Doppler (*Doppler Centroid Frequency,  $f_{DC}$* ), necessaria nel processo di focalizzazione. Questo parametro è indicativo dell'energia del segnale retrodiffuso da ogni pixel sul dominio delle frequenze in direzione dell'azimuth.

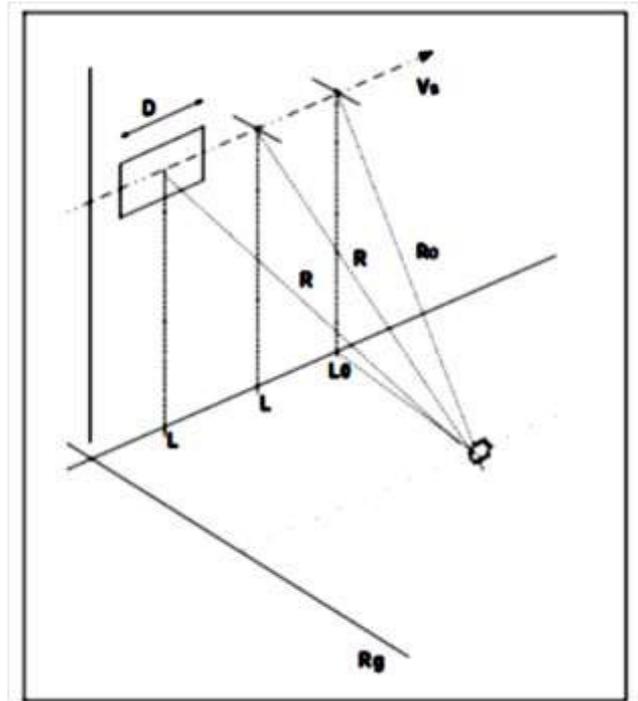


Figura 29 Traiettoria del sensore SAR intorno al bersaglio (Curlander et al., 1991).

Le successive fasi della focalizzazione riguardano la compressione del segnale in direzione del range e dell'azimuth.

Lungo la direzione del range, come già visto al paragrafo 3.2, il tentativo di ridurre la durata delle pulsazioni, per aumentare la risoluzione del segnale, può richiedere un aumento dell'energia di pulsazione provocando un peggioramento del rapporto segnale-rumore. Per superare tali problemi viene comunemente utilizzata la tecnica di compressione detta modulazione di frequenza FM (*Frequency Modulation*), che permette di mantenere inalterato il livello energetico del segnale e il rapporto segnale rumore (SNR) anche per tempi ridotti. Per ottenere la funzione di retrodiffusività del bersaglio, conoscendo l'eco che raggiunge il sensore, è necessario applicare delle trasformate di Fourier dirette ed inverse (*Fast Fourier Transform, FFT*).

Anche per effettuare la compressione in direzione dell'azimuth si applica la trasformata di Fourier diretta ed inversa, ma in questo caso tra le due trasformate si effettua il passaggio detto *Range Cell Migration Correction*, che tiene conto della posizione a terra del pixel in direzione del range per poter valutare come la rotazione della terra influisce sulla diffusione del segnale.

Gli output di questa serie di operazioni sono immagini del tipo *Single Look Complex*, con estensione *.slc*.

### Multilooking

Le immagini ottenute a seguito del primo step di focalizzazione possono presentare risoluzioni spaziali diverse nelle direzioni dell'azimuth e del range. Ciò è visibile osservando il dato slc, che ha una diversa spaziatura dei pixel a terra, che hanno forma rettangolare (Figura 30). L'obiettivo del multilooking è quello di riportare l'immagine ad una geometria confrontabile con la realtà a terra, ossia una risoluzione in ground range con pixel quadrati.

Per esempio, i dati ERS 1/2 hanno una spaziatura dei pixel lungo l'azimuth pari a 3.99 m e lungo il range di 7.90 m, con un angolo di incidenza di 23°. La ground resolution sarà quindi pari a  $7.90/\sin 23^\circ = 20.21$  m. Pertanto, la spaziatura in azimuth dovrà essere moltiplicata per 5 per riportarsi ad un valore confrontabile di circa 20 m, ed ottenere quindi un pixel quadrato di dimensioni 20m x 20m.

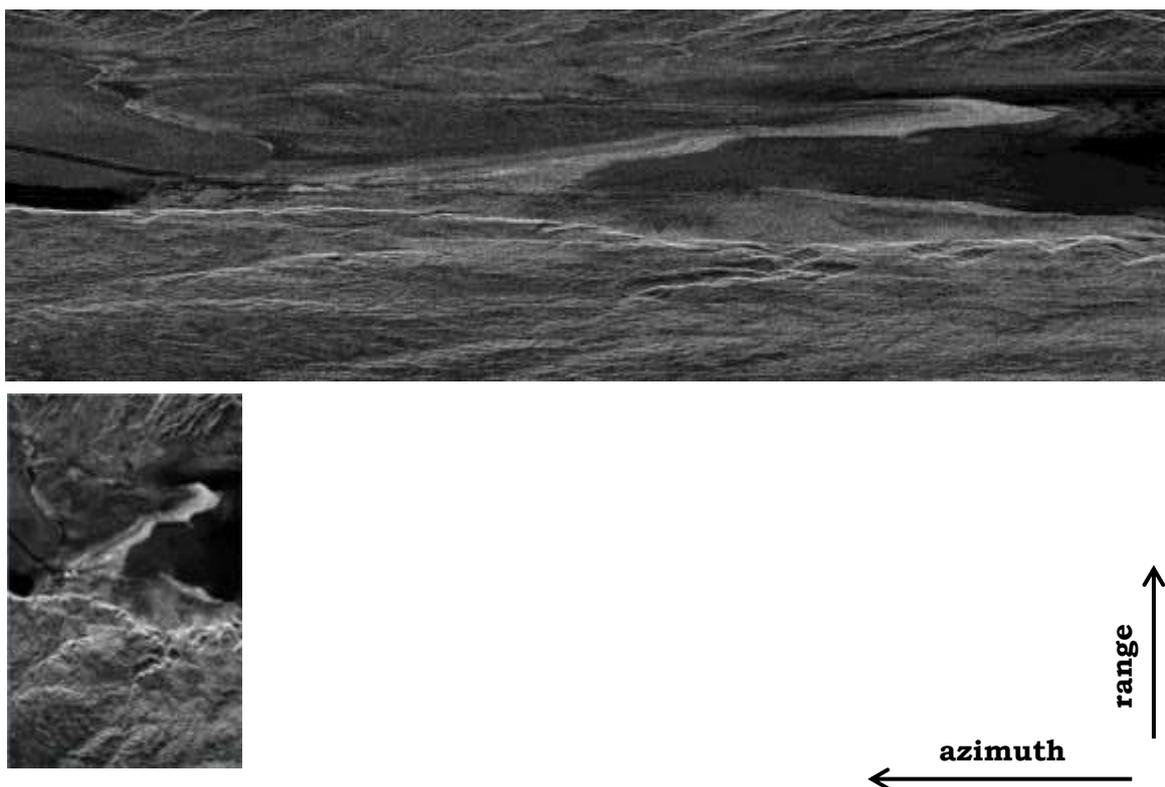


Figura 30 Immagine del satellite ERS 1, in modalità single look, in alto, e multi look in basso. Rapporto range – azimuth 1:5. Porzione meridionale del Mar Morto.

E' importante sottolineare che i sensori ERS 1 e 2 sono caratterizzati da una geometria di acquisizione fissa, che ha permesso di definire un rapporto di multilooking 1:5, che richiede di prendere 5 pixel in azimuth per ogni pixel in

range. I dati RADARSat, Envisat e numerose delle missioni spaziali successive, possono acquisire dati SAR con diversi angoli di incidenza e sono quindi applicati diversi fattori di multilooking che devono essere valutati caso per caso.

### Filtraggio dello speckle

Come già detto all'inizio del presente paragrafo, le immagini ottenute dal SAR sono caratterizzate dalla presenza di speckle. Si tratta di un rumore distribuito casualmente nello spazio e dovuto alla sovrapposizione coerente di segnali retrodiffusi provenienti da diverse sorgenti. Tale fenomeno è presente in tutti i sistemi che si basano sulla coerenza delle acquisizioni (RADAR, Lidar, Sonar).

Il rumore presente nei dati, dovuto allo speckle, rende estremamente difficoltose sia l'interpretazione delle immagini che la stima del coefficiente di retrodiffusione; pertanto, per la maggior parte di applicazioni di telerilevamento, è necessario effettuare un forte filtraggio per poter applicare specifiche tecniche di estrazione di informazioni (Nezry, 2014).

Il primo step in cui lo speckle viene ridotto coincide con la fase di multilooking, in cui la risoluzione lungo il range e/o l'azimuth viene mediata. Maggiore è il numero di looks utilizzato e più lo speckle viene ridotto (Figura 31).

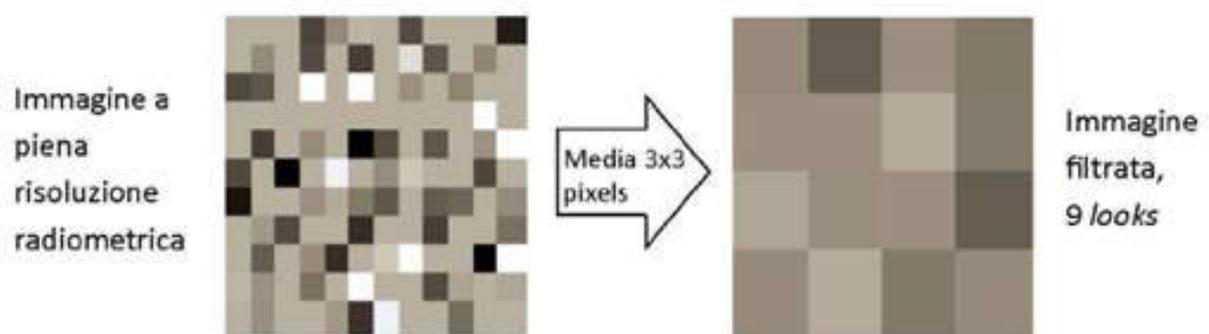


Figura 31 Esempio del multilooking di un immagine e dell'effetto di riduzione dello speckle, applicando un multilooking 3x3.

Un ulteriore filtraggio dello speckle può essere effettuato attraverso specifici filtri, alcuni dei quali sono definiti *adaptive*, ossia sono in grado di adattare il potere di filtraggio alla rumorosità del dato, filtrando maggiormente le zone molto luminose, preservando le zone poco rumorose (*Minimum Mean Square Error*

*Filters; Frost filter; Lee and Kuan filters*). Un'altra classe di filtri permette di preservare la risoluzione spaziale del dato, e quindi la texture caratteristica della scena. Ciò è possibile utilizzando un modello statistico a priori, quale la distribuzione Gamma. Questi filtri si suddividono in due classi, a seconda che siano a singolo canale (*Gamma-Gamma MAP filter, Gamma-distribution-Entropy MAP filter; Gamma A Posteriori Mean filter*) o multicanali (*Gamma-Gaussian MAP Filter for uncorrelated speckle; Gamma-Gaussian MAP Filter for correlated speckle; Gaussian-Distribution-Entropy MAP filter for correlated speckle*).

I filtri fin qui citati operano sul singolo dato SAR.

Avendo a disposizione una serie multi-temporale di immagini, esistono dei filtri specifici, Multi-Temporal Filters, che permettono di stimare e tenere conto delle differenze di riflettività tra le immagini, basandosi sull'assunzione che un bersaglio a terra, illuminato dal fascio RADAR, mantiene la propria riflettività, e quello stesso oggetto occupa sempre uno o più pixel con posizione definita sulla scena. Ciò è garantito dalla coregistrazione dei dati, che diventa quindi una fase preliminare in presenza di stack multi-temporali di immagini. Tra i filtri multi-temporali più utilizzati nel trattamento delle immagini SAR si cita il filtro di De Grandi.

Ulteriori filtri si applicano in caso di diffusione anisotropica e non lineare, che permette di filtrare la singola immagine o una serie multi-temporale di immagini, dopo aver definito un angolo o una direzione sensibile alla diffusione (*Single-Image e Multi-temporal Anisotropic Non-Linear Diffusion Filter*).

### **3.3.4. GLI STEP DEL PROCESSAMENTO INTERFEROMETRICO**

Si riportano di seguito, nell'ordine, tutti gli step necessari alla creazione di un interferogramma a partire da due immagini SAR.

#### Coregistrazione (Coregistration)

La coregistrazione è uno step preliminare necessario per poter confrontare due o più immagini SAR che coprono una stessa zona, acquisite con la stessa geometria e con la stessa modalità di acquisizione. Tale operazione viene quindi effettuata tra immagini in slant range, o alternativamente in ground range, e permette di ottenere una perfetta sovrapposizione dei dati attraverso una resgistrazione spaziale e se necessario un ricampionamento, qualora esistano

delle differenze nella dimensione dei pixels delle immagini. In questo modo vengono eliminate eventuali traslazioni e rotazioni tra le immagini o differenze di scala. Solo in questo modo è possibile calcolare la differenza di fase tra due pixel riferiti alla stessa cella di risoluzione a terra nelle successive fasi di generazione dell'interferogramma.

Operativamente la coregistrazione è costituita da diversi step. La prima fase prevede di effettuare una prima stima dello shift in relazione alle orbite di acquisizioni dei dati. Successivamente, si stabilisce un'immagine come riferimento (master) rispetto a cui sovrapporre il secondo dato (slave). Nel caso di presenza di stack di immagini multi-temporale, l'immagine presa come riferimento nella coregistrazione viene denominata supermaster, e tutte le altre immagini sono chiamate slave. Si passa a considerare la traslazione presente tra i dati andando a valutare la cross-correlazione tra le ampiezze dei pixels all'interno di finestre mobili nelle immagini. Il valore massimo della cross-correlazione indica lo shift esatto relativo all'area analizzata. Si valuta pertanto la traslazione da applicare lungo le direzioni dell'azimuth e del range, attraverso un'equazione polinomiale che dipende dalla posizione del pixel rispettivamente in azimuth ed in range.

### Creazione dell'interferogramma

La generazione di un interferogramma tra due immagini SAR avviene calcolando il prodotto complesso tra i valori dei singoli pixel che compongono l'immagine.

$$I = A_1 A_2 e^{i(\varphi_1 - \varphi_2)} \quad (28)$$

Il risultato che si ottiene è la differenza di fase tra le due immagini SAR, dato da:

$$\phi = \arctan \frac{\text{Imm}(I)}{\text{Real}(I)} \quad (29)$$

in cui il numeratore esprime la parte immaginaria di I, e il denominatore la sua parte reale.

La differenza di fase così ottenuta è costituita da tutti i contributi legati alla geometria di acquisizione, alla topografia, all'atmosfera, ad eventuali spostamenti del terreno, come già spiegato nel paragrafo 3.3.2.

I successivi passi permettono di stimare e rimuovere alcune di queste componenti di fase, al fine di facilitare la più complessa e delicata tra le fasi, l'unwrapping.

### Spianamento (Flattening)

Questa fase è finalizzata alla rimozione della componente topografica presente all'interno della fase interferometrica. Ciò è possibile attraverso l'utilizzo di un modello digitale di elevazione del terreno (DEM) che permette di valutare, partendo dalle quote altimetriche, un valore di fase da sottrarre all'interferogramma, pixel per pixel. L'output di questo step è un'interferogramma detto "spianato" in cui è visibile una netta diminuzione della frequenza delle frange. Le frange residue sono connesse ai restanti contributi di fase, atmosfera ed eventuali spostamenti, ma spesso è possibile rilevare anche la presenza di frange connesse a residui altimetrici, più o meno evidenti in relazione alla risoluzione del DEM utilizzato.

Si sottolinea l'importanza di utilizzare un DEM con una risoluzione spaziale adeguata rispetto al problema che si sta analizzando: tanto più l'area di studio ha un'estensione limitata ed è caratterizzata da grande variabilità altimetrica (zone montuose), quanto più sarà necessario utilizzare un DEM ad alta risoluzione, per ridurre la presenza di frange topografiche residue. Se si sta studiando un fenomeno di subsidenza in una zona di pianura può essere sufficiente un DEM a 90 m di risoluzione, mentre se si analizza un fenomeno locale in un'area montuosa è preferibile avere un DEM ad alta risoluzione, possibilmente un LiDAR ad almeno 5 m di risoluzione. In Figura 32 si riporta un esempio dell'effetto dello spianamento di un interferogramma, di cui si evidenzia un dettaglio delle frange topografiche residue in Figura 33. L'area riportata nelle immagini esemplificative è la costa sud-orientale del Mari Morto, di cui si riporta un'immagine che mostra il rapido cambiamento topografico a ridosso della costa (Figura 34) e si parlerà in modo esteso nel capitolo 5.

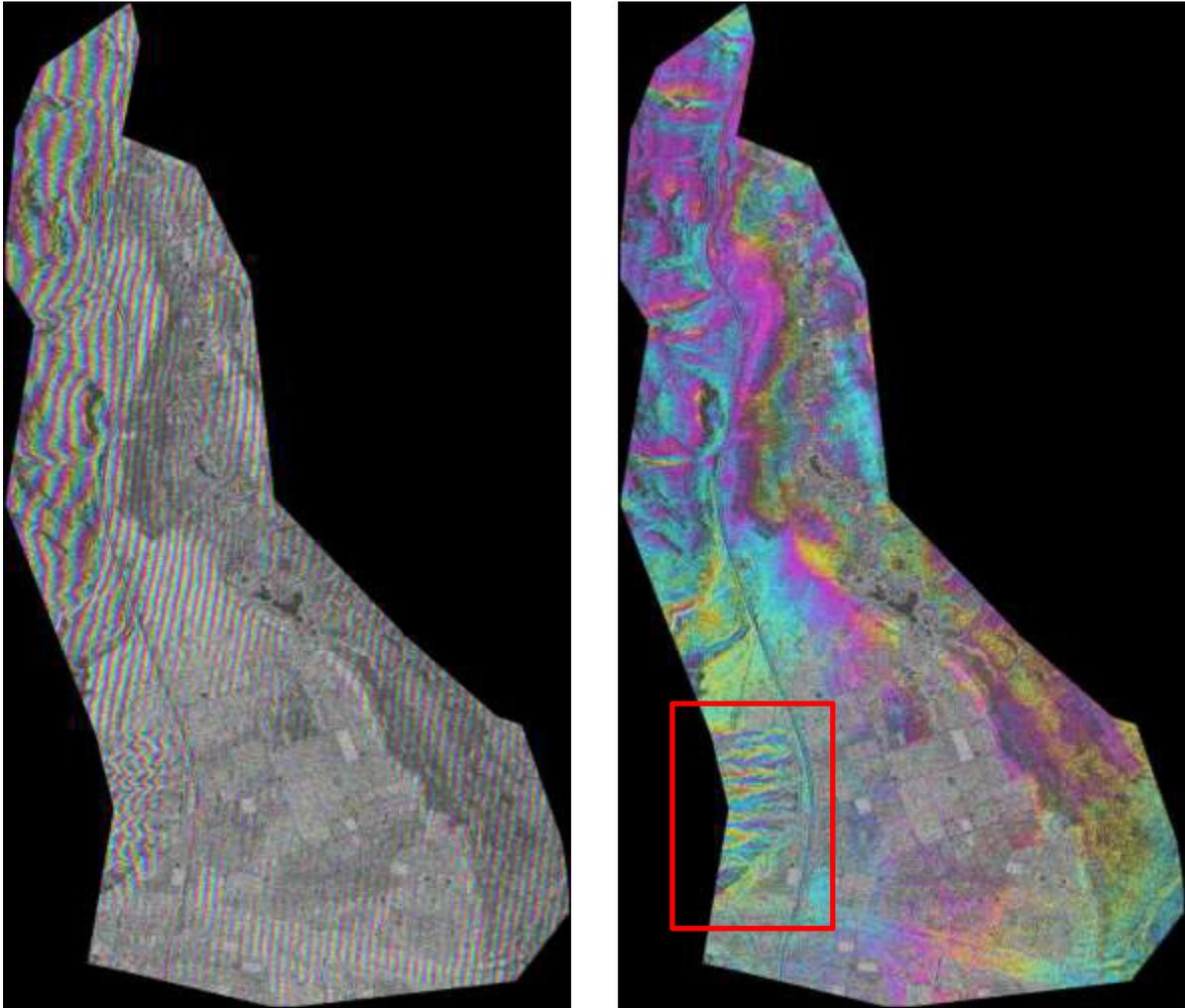


Figura 32 A sinistra, interferogramma, in line of sight, generato dalla differenza di fase tra due acquisizioni nella costa sud-orientale del Mar Morto. A destra, interferogramma spianato grazie all'utilizzo del DEM (SRTM DEM a 90 m di risoluzione). Nel riquadro rosso si evidenziano alcune frange dovute a residui topografici di cui si riporta un dettaglio in Figura 33.

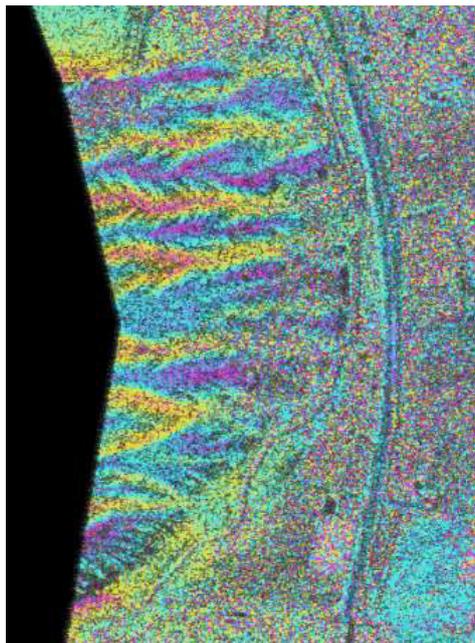


Figura 33 Dettaglio delle frange topografiche residue dopo lo spianamento dell'interferogramma.



Figura 34 Costa sud-orientale del Mar Morto, caratterizzata da rilievi montuosi che in innalzano con grande pendenza a poche centinaia di metri dalla linea di costa.

### Filtraggio (Filtering) e calcolo della coerenza

L'interferogramma spianato viene trattato tramite una fase di filtraggio in modo da ridurre il rumore presente. Esistono numerosi algoritmi di filtraggio che adottano criteri diversi. Nel software Sarscape sono presenti tre diverse modalità di filtraggio: l'*adaptive windows*, il *boxcar* e il filtro di Goldstein.

L'*adaptive windows* è in grado di adattare la dimensione della finestra di filtraggio in relazione alla frequenza e alla variabilità della zona, identificando le aree ad alta variabilità e bassa coerenza, quali mari e boschi, e quelle ad alta coerenza, ossia città, deserti, ghiacciai.

Il filtro *boxcar* è un filtro passa basso in grado di rimuovere il rumore ma preservare anche le piccole strutture interferometriche, grazie all'utilizzo di finestre di piccole dimensioni.

Si presenta di seguito, con maggior dettaglio, il filtro di Goldstein (Goldstein et al., 1998), che verrà utilizzato nei casi applicati, con particolare attenzione al paragrafo 4.1.5.2.

Il filtro di Goldstein rientra tra i filtri definiti "*adaptive*", ossia in grado di variare l'intensità del filtro in funzione della rumorosità dei pixel su cui si agisce.

La rumorosità è stimata in relazione alla coerenza dei pixel stessi (vedi paragrafo 3.3.2).

Tale modalità di filtraggio si adatta bene a scene che riprendono aree con coperture del suolo diverse tra loro, zone vegetate e aree urbanizzate, in cui la coerenza dei pixel assume valori molto diversi.

I principali parametri su cui si può agire nell'applicare il filtro di Goldstein sono la dimensione della finestra di filtraggio e il parametro  $\alpha$ . Quest'ultimo prevede la definizione di due valori,  $\alpha_{\min}$  e  $\alpha_{\max}$ , che si applicano come esponenti allo spettro dell'interferogramma. Il minore dei due,  $\alpha_{\min}$ , si applica ai pixels coerenti (coerenza pari ad 1), mentre  $\alpha_{\max}$  si applica ai pixels completamente incoerenti (Coerenza pari a 0). I valori di  $\alpha$  variano linearmente dal valore minimo al valore massimo definiti. Tali valori verranno applicati ai diversi pixel in base ai valori di coerenza che essi assumono. In presenza di un interferogramma con bassi valori di coerenza, in genere in presenza di fitta vegetazione, risulta necessario aumentare il valore dei parametri  $\alpha$  per aumentare l'azione del filtro e filtrare maggiormente le aree incoerenti rispetto a quelle coerenti. Ciò permette di diminuire la rumorosità delle frange e riduce il rumore introdotto dalla decorrelazione temporale e spaziale.

In alcuni casi risulta opportuno agire anche sulle dimensioni della finestra di filtraggio, in relazione della variabilità spaziale della coerenza. Al crescere delle dimensioni della finestra di filtraggio, la sensibilità del filtro ai piccoli dettagli diminuisce, andando a ridurre la risoluzione del dato.

Il confronto tra la mappa di coerenza prima e dopo il filtraggio dà un'idea su come ha operato il filtro Goldstein (vedi paragrafo 4.1.5.2).

Un'accurata scelta dei parametri di filtraggio può portare ad accrescere l'estensione spaziale del risultato finale, soprattutto in aree caratterizzate da bassa coerenza.

### Srotolamento della fase (fase unwrapping)

Il *phase unwrapping*, o srotolamento della fase, permette di ricostruire una funzione, a partire dal valore di fase noto, aggiungendo un multiplo di  $2\pi$ . La funzione fase di partenza, descritta dall'interferogramma, è rappresentata con una serie di frange, ciascuna delle quali corrisponde ad un ciclo completo di  $2\pi$ , che descrive quindi una variazione tra  $-\pi$  e  $\pi$ . Questo ciclo completo, valutato

come differenza di fase in Line of Sight, richiede la risoluzione dell'ambiguità di fase per divenire un valore assoluto di quota o di spostamento.

La funzione incognita, di fase srotolata, sarà pertanto data da:

$$\psi(r, a) = \phi(r, a) + 2\pi n(r, a) \quad (30)$$

dove  $n(r,a)$  è il numero intero di cicli di fase, variabile sulla griglia range azimuth, da sommare alla fase arrotondata per ottenere la fase swrappata.

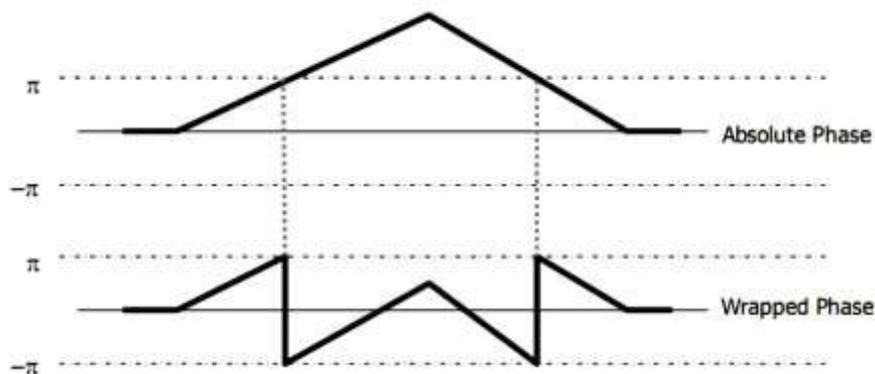


Figura 35 Fase assoluta e fase "wrappata"

Affinché la soluzione sia univoca è necessario assumere che l'immagine sia campionata in assenza di rumore e che il passo di campionamento della scena non produca degli *alias*. In realtà nessuna di queste assunzioni è vera. Per quanto riguarda l'eliminazione del rumore, non è possibile eliminare dall'immagine tutte le sorgenti di rumore, indipendentemente dai trattamenti preliminari a cui è sottoposto il dato. Il fenomeno dell'*alias* si verifica quando la spaziatura tra due pixel adiacenti nell'interferogramma è tale da produrre un'ambiguità della stima della differenza di fase tra i due pixel. Tale problema non si presenta se la differenza di fase spianata tra i due pixel ha un valore massimo di modulo  $\pi$ .

La risoluzione dell'ambiguità avviene attraverso l'utilizzo di uno dei numerosi algoritmi finalizzati a questo scopo, tra i quali, Sarscape trova implementati il *Region Growing*, il *Minimum Cost Flow*.

Il primo algoritmo è basato su un approccio a regioni di crescita, che prevede di partire con lo srotolamento da aree con punti adiacenti a bassa ambiguità, ossia con variazioni progressive di fase. In questo modo si creano delle condizioni al contorno sulla fase dei pixel che devono ancora essere swrappati, imponendo

quindi dei vincoli che riducono la possibilità di errore. L'affidabilità dei percorsi da seguire è determinata in relazione alla mappa di coerenza dell'area, partendo dalle regioni a più alta coerenza.

Il Minimum Cost Flow, implementato da Costantini (1998) assimila il problema del flusso di srotolamento ad una rete idrica, in modo da distribuire meglio gli errori all'interno dell'immagine ed evitare i salti di fase nelle zone a bassa coerenza. Tale algoritmo è quindi preferibile in presenza di aree estese a bassa coerenza.

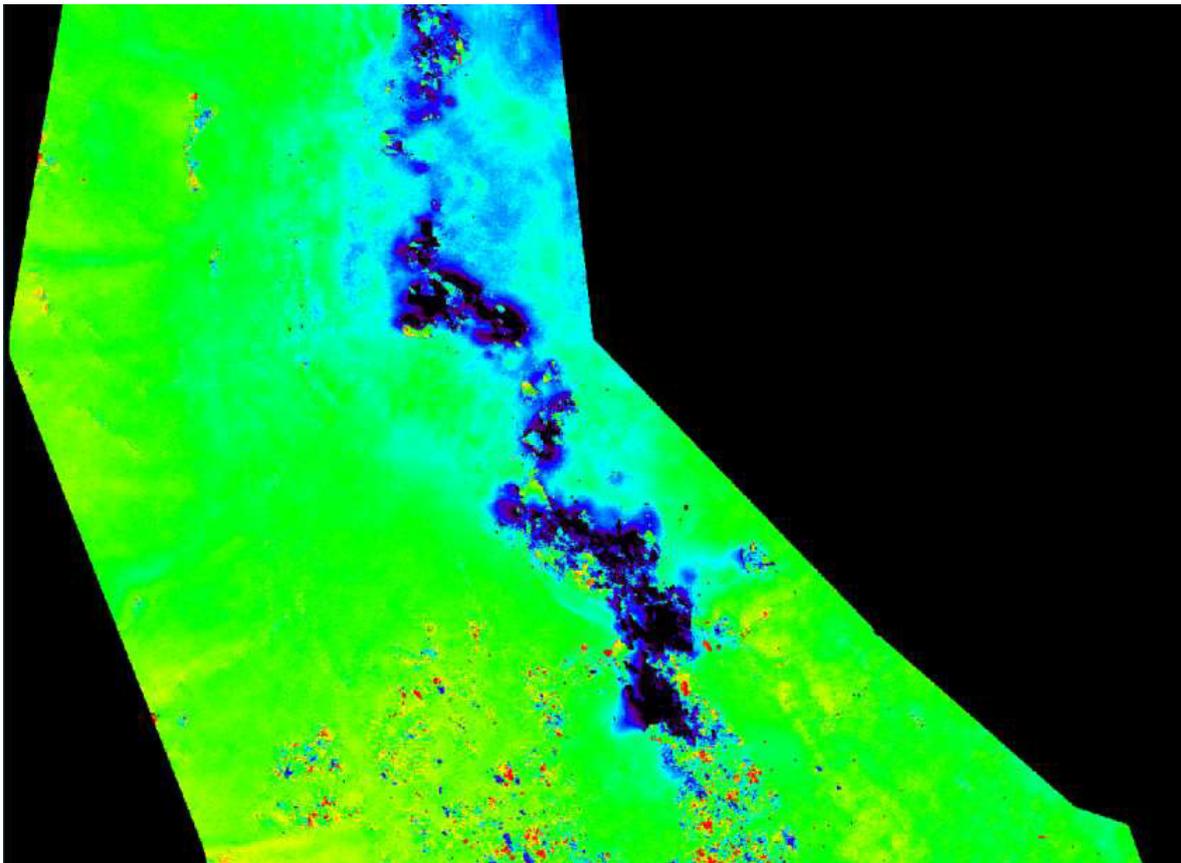


Figura 36 Esempio di un interferogramma srotolato (.upha) in scala colori rainbow.

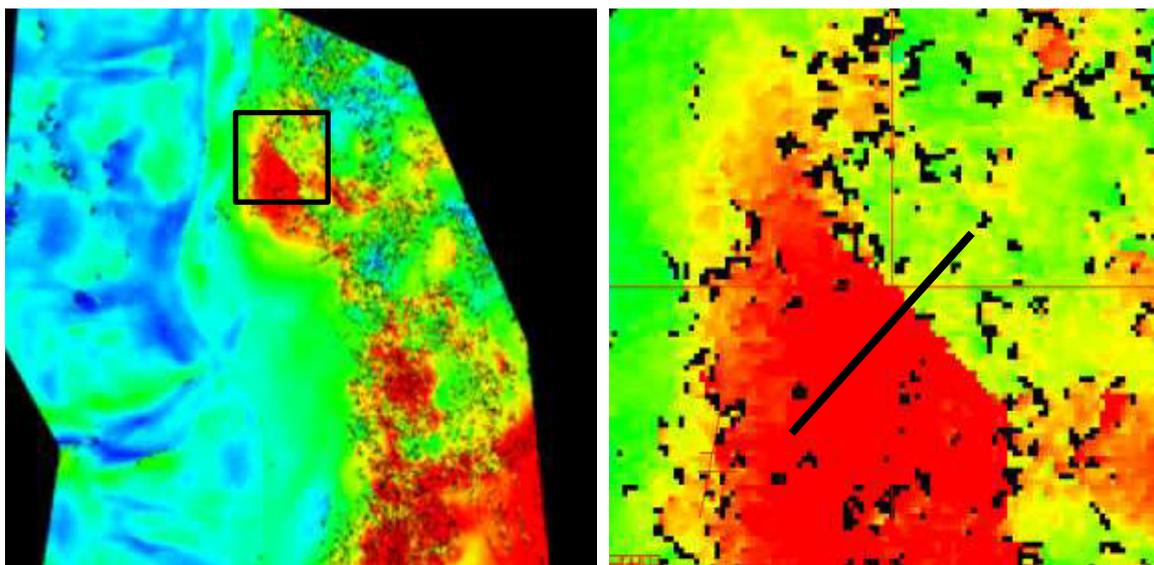


Figura 37 esempio di errore nello srotolamento della fase, che genera un salto. Il riquadro nella figura di sinistra localizza la posizione del dettaglio di fase srotolata nella figura di destra. In quest'ultima si riporta la posizione della sezione, di cui si sono plottati i valori di fase srotolata (Figura 38).

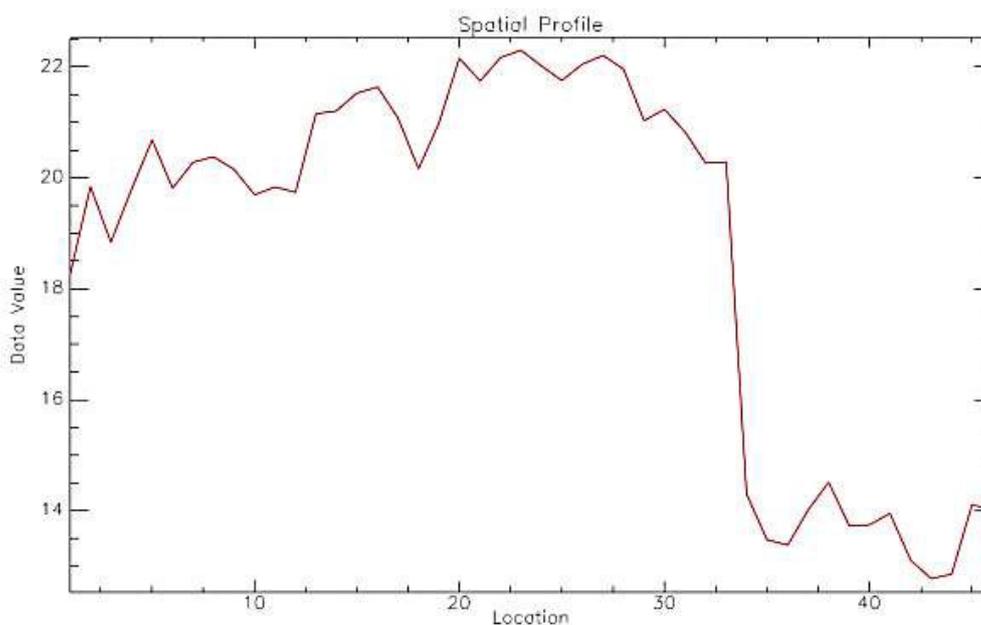


Figura 39 Plot dei valori di fase lungo la sezione indicata in Figura 37. Si evidenzia la presenza di un salto di fase caratterizzato da una differenza superiore a  $2\pi$  tra due pixels adiacenti.

### Correzioni orbitali (orbital refinement)

La fase di correzione delle orbite è fondamentale per poter trasformare la fase srotolata in una mappa di altezze o di spostamenti. Tale step permette di calcolare le correzioni di fase e ridefinire con più accuratezza i parametri orbitali e quindi la corrispondente baseline normale. Per eseguire questo step occorre

tener conto degli scostamenti nella direzione dell'azimuth e del range, della convergenza delle orbite, anch'essa in direzione dell'azimuth e del range, e del valore assoluto della fase.

Questo ulteriore affinamento della geometria di acquisizione viene effettuato attraverso dei punti di controllo a terra, chiamati *Ground Control Points* (GCP). Si tratta di punti che ricadono all'interno dell'area indagata, di cui si conoscono le coordinate e le caratteristiche di stabilità, o le eventuali velocità di spostamento. E' possibile individuare i GCP grazie a misure GPS o rilievi topografici in genere. Essi devono essere facilmente rintracciabili nella scena (strade, centri abitati, infrastrutture,...), in slant range. Andando ad analizzare la corrispondenza tra i punti nella scena e le coordinate geografiche degli stessi nella realtà è possibile risalire alle imprecisioni orbitali.

I GCP possono essere campionati direttamente dall'utente e al crescere della loro numerosità migliora la stima dei parametri orbitali. E' preferibile che tali punti ricadano in aree ad alta coerenza, che siano ben distribuiti su tutta la scena e che vengano presi al di fuori dell'area di studio, in modo da non forzare il risultato che si ottiene nell'area indagata.

#### Conversione della fase in altezza o spostamento (Phase to height / displacement conversion)

Partendo dalla fase assoluta ottenuta, si è ora in grado di convertire tale valore in altezza o spostamento, a seconda dell'analisi che si esegue. Viene quindi determinato il valore del vettore  $\Delta R$ , differenza di percorso tra i vettori in slant range lungo i quali viaggia l'impulso elettromagnetico. Questa informazione deve ora essere tradotta in una quota o in una velocità di spostamento.

Nonostante la fase assoluta ottenuta possa essere dovuta sia ad un valore di altezza residua, rispetto al DEM, che ad uno spostamento al suolo, utilizzando un solo interferogramma non si è in grado di discriminare tra queste due componenti. Pertanto è preferibile avere qualche informazione sull'area indagata.

Nel caso si voglia utilizzare il dato per stimare delle altezze con precisione, è bene accertarsi che l'area in cui si lavora non sia soggetta a spostamenti dovuti a subsidenza, dissesti franosi,... Se invece quello che si sta ricercando è proprio un campo di spostamenti superficiali, è bene disporre di un DEM ad alta risoluzione, in modo da ridurre il più possibile le frange residue dovute alla topografia.

### Georeferenziazione (Geocoding)

L'ultimo passaggio necessario per ottenere un'informazione fruibile è la georeferenziazione o geocodifica del risultato ottenuto. Tale operazione permette quindi di convertire le coordinate in slant range delle immagini SAR, in coordinate riferite ad un sistema cartografico (Es. UTM, WGS84,..).

Occorre distinguere tra la geocodifica di un dato che è stato processato senza l'utilizzo di un DEM, in cui si effettua una geocodifica ellissoidale, mentre se i dati sono stati trattati sottraendo a priori un DEM, la geocodifica avverrà tenendo conto della superficie topografica (*terrain*).

In realtà il solo modo appropriato per geocodificare i dati SAR è attraverso un approccio range-Doppler, in considerazione del fatto che i sistemi SAR causano una compressione non lineare, in particolare in presenza di una topografia rilevante. Tale modalità di geocodifica permette di eliminare le distorsioni che andrebbero a compromettere la precisione del risultato finale.

Nel caso in cui si stia producendo una mappa di spostamento, il vettore velocità può essere proiettato lungo la verticale (in caso di fenomeni di subsidenza), o nella direzione di massima pendenza di un versante (generalmente buona approssimazione per i dissesti franosi), o comunque lungo una qualunque direzione in azimuth definita dall'utente.

### **3.4. L'INTERFEROMETRIA DIFFERENZIALE (DInSAR)**

Il concetto di interferometria differenziale (*DInSAR* - *Differential Interferometric Synthetic Aperture RADAR*), fu definito per la prima volta da Gabriel et al. (1989). Nel 1993 Massonnet et al. utilizzarono un DEM preesistente per rimuovere la fase topografica da un interferogramma e stimare il campo di spostamento cosismico del terremoto di Landers in California. Zebker et al. (1994) effettuarono invece la rimozione della topografia senza utilizzare un DEM ma sfruttando una configurazione DInSAR con tre diversi passaggi del sensore. Successivamente sono stati eseguiti i primi studi di stabilità superficiale ed analisi delle deformazioni utilizzando la coerenza delle immagini

(Massonnet et al., 1995; Hagberg et al., 1995; Rosen et al., 1996; Liu et al., 1997). Quindi, l'interesse delle comunità scientifica si è spostato progressivamente dallo studio del singolo episodio deformativo, quale un terremoto o un'eruzione vulcanica, verso lo studio dell'evoluzione temporale degli spostamenti che interessano una certa area (Sansosti et al., 2010). Ciò è reso possibile dalle numerose missioni spaziali, susseguitesi a partire dal lancio della missione ERS-1, che hanno reso disponibile un'ingente quantità di dati adeguati al processamento interferometrico. L'aspetto innovativo consiste nella disponibilità di diverse immagini compatibili tra di loro, che riproducano una stessa area, generando una vera e propria serie storica di dati. Tali immagini, acquisite da posizioni del satellite leggermente diverse, o piccole variazioni orbitali e in diversi istanti temporali, hanno fortemente esteso le possibilità di utilizzo dei dati InSAR rispetto al semplice utilizzo di una coppia di immagini. Considerando i contributi di fase che generano la fase interferometrica di un singolo interferogramma (eq. 23) si è evidenziato come sia possibile utilizzare quell'informazione per ottenere alternativamente la topografia dell'area o una mappa di spostamenti, senza alcuna possibilità di distinguere tra i due contributi nel caso in cui siano entrambi presenti. Inoltre non è possibile stimare e rimuovere il contributo di fase dovuto ai cambiamenti atmosferici verificatisi tra le due acquisizioni.

I vantaggi che si possono ottenere tramite l'utilizzo di numerosi interferogrammi anziché solo uno sono duplici. Nel caso della stima e valutazione di parametri di interesse, sia relativi alla topografia e ricostruzione di un DEM che alla valutazione delle deformazioni superficiali, l'utilizzo di un maggior numero di dati porta ad ottenere dei risultati più accurati. Inoltre l'utilizzo di immagini multiple consente di stimare ulteriori parametri prima non definibili dal singolo interferogramma, permettendo di studiare anche fenomeni complessi quali l'evoluzione temporale dell'atmosfera o i campi di deformazione di un'area (Tebaldini et al., 2010).

L'utilizzo delle tecniche DInSAR permette, attraverso l'analisi di una serie multi-temporale di immagini (*stack*), di stimare e rimuovere il contributo dell'atmosfera dai singoli interferogrammi differenziali, anche attraverso l'utilizzo di filtri spaziali e temporali che limitano la presenza di fenomeni di decorrelazione.

Negli ultimi quindici anni sono stati sviluppati diversi algoritmi per l'analisi di serie multi-temporali di immagini. Tra questi si citano la tecnica "Coherent Point Target Analysis" (CPTA, Mora et al., 2003); "Interferometric Point Target

Analysis” (IPTA, Werner et al., 2003); “Spatio-Temporal Unwrapping Network” (STUN, Kampes e Adam, 2005); “Enhanced Spatial Differences” (ESD, Fornaro et al., 2008). Molte di queste tecniche non sono altro che sviluppi, modifiche e varianti delle due principali tecniche sviluppate tra la fine degli anni '90 e i primi anni 2000:

- la tecnica degli scatteratori permanenti (Permanent Scatterers, PS), approccio sviluppato dal Politecnico di Milano ed in particolare da Ferretti et al. (2000, 2001), primo tentativo di dare una struttura all'utilizzo di dati InSAR multitemporali;
- La tecnica SBAS (Small Baseline Subset) sviluppata da Berardino et al. (2002, 2004, CNR-IREA di Napoli).

Entrambe le tecniche, PS ed SBAS, utilizzando 20 o più acquisizioni SAR ottenute dallo stesso sensore satellitare, con geometrie di acquisizione simili su di una stessa area, permettono di misurare gli spostamenti superficiali con un'accuratezza dell'ordine dei millimetri all'anno (Pasquali et al., 2014).

Tali tecniche perseguono il medesimo obiettivo, ossia la misura di piccoli spostamenti della superficie terrestre attraverso uno stack di immagini SAR che riproducono una stessa zona rilevata da un'analogha geometria di acquisizione. L'approccio definito dai due algoritmi si focalizza però su bersagli e coperture del suolo con caratteristiche diverse: la tecnica PS ricerca gli spostamenti di bersagli con proprietà di retrodiffusione del segnale RADAR stabili nel tempo, generalmente di piccole dimensioni e con una geometria facilmente riconoscibile; la tecnica SBAS invece si focalizza su bersagli distribuiti, come spazi aperti senza la necessità di osservare oggetti con geometria definita. Le principali caratteristiche dei due algoritmi sono confrontate in Tabella 2.

Tabella 2 Principali caratteristiche degli approcci PS ed SBAS a confronto (Pasquali et al., 2014)

PS	SBAS
Analyse independent, uncorrelated motions	Monitor at best spatially correlated motions
Expect pixel-wise continuous time series	Capable of handling time series with temporal holes
Time interval between two acquisitions limited by displacement rate	Time interval between two acquisitions limited by temporal decorrelation
Very accurate on PSs	Slightly less accurate
Linear displacements favoured	Larger variety of parametric models possible. Non-parametric modelling possible

Tali tecniche hanno migliorato la precisione delle misure fino a 1 - 2 mm/anno per le velocità di deformazione e nell'ordine dei 5 -10 mm per la serie storica degli spostamenti (Casu et al., 2006; Lanari et al., 2007).

Con l'avvento dei sistemi SAR di seconda generazione in banda X, con le missioni COSMO-SkyMed e TerraSAR-X, le potenzialità di mappatura e monitoraggio delle tecniche DInSAR è migliorata significativamente (Calò et. al, 2014).

### Stima della componente atmosferica

L'acquisizione di dati SAR in aree soggette a forti turbolenze nella fascia della troposfera, o in corrispondenza di zone con alta umidità, causa degli artefatti nella fase dovuti all'atmosfera. Questo è uno dei principali problemi che interviene nel processamento dei dati interferometrici che altera la qualità del risultato finale. La composizione dell'atmosfera interviene nella propagazione del segnale RADAR andando a condizionare l'indice di rifrazione, principalmente in relazione alla quantità percentuale di vapore acqueo presente.

L'applicazione di tecniche DInSAR, come detto, permette di effettuare un'accurata stima della componente di fase dovuta ai cambiamenti atmosferici intercorsi tra acquisizioni successive.

Gli artefatti di fase generati dall'atmosfera hanno la caratteristica di avere una forte correlazione spaziale all'interno della singola immagine SAR ma presentano una evidente decorrelazione temporale tra un'immagine e l'altra. Infatti, la variazione spaziale della componente atmosferica, all'interno di una stessa immagine, non crea bruschi cambiamenti tra un pixel e quello adiacente, ed ha un'estensione spaziale indicativa dell'ordine di grandezza del km<sup>2</sup>. L'evoluzione temporale di tali fenomeni risulta invece casuale nel tempo e non segue andamenti progressivi, come accade per variazioni di fase dovuti a spostamenti e deformazioni causati da frane o subsidenza.

Evidentemente la stima dell'atmosfera effettuata all'interno dell'algoritmo SBAS andrà a ricoprire tutta l'estensione spaziale dell'area analizzata, mentre per la tecnica PS si andranno a definire tali artefatti di fase solo in corrispondenza dei singoli punti PS individuati.

Di seguito si riporta in dettaglio il funzionamento delle due principali tecniche, PS ed SBAS, a cui si farà riferimento nei casi applicativi, con particolare attenzione alla tecnica SBAS in quanto utilizzata in maniera diretta.

### **3.4.1. LA TECNICA DEI PS (PERMANENT SCATTERERS)**

Come anticipato, la tecnica dei Permanent Scatterers è stata sviluppata da Ferretti et al., (2000). L'analisi si focalizza su specifici punti selezionati in ragione della loro alta coerenza temporale, quindi caratterizzati da un'alta stabilità delle caratteristiche riflettenti che permettono un'invarianza della loro firma elettromagnetica, ossia del segnale retrodiffuso nel tempo, indipendentemente dalla geometria di acquisizione del satellite e delle condizioni climatiche. Tali bersagli sono individuati analizzando il valore medio dell'ampiezza del segnale nello stack di immagini, che fornisce informazioni sulla riflettività del target, e la deviazione standard delle ampiezze. Si considera in particolare un rapporto tra questi due parametri in modo da indentificare pixel aventi non solo un alto valore medio di ampiezza, ma anche una bassa variabilità temporale di tale parametro.

Questi punti sono denominati Scatteratori Permanenti e generalmente cadono in corrispondenza di strutture e costruzioni di origine antropica, quali edifici, strade, ponti, pali della luce, strutture metalliche, ma anche affioramenti rocciosi stabili. Comunque in generale i PS si trovano con maggior densità all'interno di aree urbanizzate.

La tecnica prevede appunto una prima fase di individuazione dei PS all'interno dell'immagine SAR, attraverso un'indagine statistica dei valori di ampiezza presenti nella sequenza di immagini. Maggiore è il numero di immagini che compongono lo stack multi-temporale più accurata risulta tale analisi statistica (Prati et al., 2010).

Successivamente, per ciascuno di essi, viene definita una serie temporale delle differenze di fase ottenute dai dati analizzati rispetto ad un'immagine presa come riferimento. Poiché i punti selezionati sono scelti per la loro alta coerenza nel tempo, si può assumere che non si verifichino fenomeni di decorrelazione temporale. Pertanto la serie temporale delle differenze di fase può essere rappresentata da un modello lineare a cui si deve sommare una componente di rumore.

La componente di fase generata a seguito di movimento dei bersagli è caratterizzata da una forte correlazione temporale, in relazione al comportamento progressivo che in genere influenza i fenomeni studiati. La

correlazione spaziale degli spostamenti risulta invece fortemente dipendente dal tipo di fenomeno che si analizza. Frane e sinkholes sono esempi di fenomeni con una rapida variabilità spaziale e un'estensione limitata, a differenza dei fenomeni di subsidenza che in genere sono più estesi spazialmente e più graduali.

### **3.4.2. LA TECNICA SBAS (SMALL BASELINE SUBSET)**

La tecnica SBAS, sviluppata da Berardino et al. (2002), può considerarsi complementare della tecnica PS. L'approccio che sta alla base dell'algoritmo trova il suo punto di forza nell'utilizzo di tutti gli interferogrammi disponibili nel dataset. Mentre la tecnica PS genera interferogrammi utilizzando tutti i dati disponibili rispetto ad un'unica immagine master, nella tecnica SBAS si vanno a creare interferogrammi tra tutte le coppie di immagini disponibili. Pertanto, se lo stack multi-temporale è costituito da  $n$  immagini, i possibili interferogrammi utilizzabili, in linea teorica, sono  $\frac{n(n-1)}{2}$ . Quanto detto prova una minor sensibilità dell'applicabilità di questa tecnica al numero di immagini in input.

Occorre però minimizzare alcuni effetti (denominati rumore di decorrelazione spaziale e temporale) che disturbano i dati, aumentando il numero di punti per unità di area sui quali si riesce a fornire una misura affidabile della deformazione. Pertanto, per evitare problemi dovuti a geometrie di acquisizione troppo diverse, oltre che a decorrelazioni temporali vengono stabiliti dei valori di soglia, oltre i quali scartare il dato, in modo da utilizzare interferogrammi ottenuti a partire da dati satellitari acquisiti da orbite sufficientemente vicine (piccole baseline spaziali) e con tempi di rivisitazione non elevati (piccole baseline temporali).

Tale tecnica, inizialmente nata per analizzare fenomeni di deformazione che interessavano aree molto vaste, è stata spesso utilizzata per studiare fenomeni locali (Manunta et al., 2008), adattando il valore di multi-look nel caso che si passi da scala locale a scala regionale (Calò et al., 2014).

Una delle peculiarità della metodologia SBAS è la possibilità di preservare le caratteristiche di ampia copertura tipiche dei sistemi di immagini satellitari.

Inoltre tale algoritmo riduce la presenza di errori, grazie alla ridondanza di informazioni, alla presenza di diversi interferogrammi che interessano una stessa acquisizione. L'aumento del numero di interferogrammi utilizzati ha lo svantaggio di aumentare le necessità computazionale richieste.

### La catena del processamento SBAS

Gli step del processamento SBAS, così come rappresentati in Figura 40, sono discussi di seguito.

#### Grafici delle connessioni (Connection Graphs)

Tutte le immagini in input, già focalizzate, vengono importate e si definiscono tutte le possibili connessioni tra le stesse, al fine di definire preliminarmente quanti e quali interferogrammi si andranno a creare.

Le immagini, ciascuna numerata progressivamente rispetto alla data di acquisizione, vengono collegate a coppie solo se rispettano due parametri, definiti dall'operatore quali valori di soglia:

- La baseline spaziale (normal baseline)
- La baseline temporale (temporal baseline)

Il rispetto di tali valori limite previene problemi dovuti alla decorrelazione geometrica e temporale.

Per dare maggiore robustezza all'analisi multi-temporale, bisogna decidere fin da questo primo step di applicare anche l'approccio Delaunay 3D, un metodo di unwrapping utilizzabile solo nel caso di analisi di serie multi-temporali che viene descritto nel paragrafo "generazione degli interferogrammi" qui di seguito.

In questo step viene anche individuata un'immagine di riferimento per il processamento dei dati, detta supermaster.

Tutte le connessioni create vengono plottate in due grafici, un grafico che riporta la distanza delle varie immagini dalla supermaster, in funzione delle date di acquisizione (*time-position plot*); un ulteriore grafico che riporta sull'asse y il valore di baseline normale e sull'asse x le date di acquisizione (*time-baseline plot*). Nel caso in cui si sia utilizzato anche il metodo di Delaunay, verrà plottato un terzo grafico che rappresenta le coppie che verranno considerate secondo questo approccio multi-temporale. Questi grafici permettono di effettuare una rapida valutazione visiva dei collegamenti effettuati tra le immagini, e della distribuzione temporale dei dati utilizzati (vedi Figura 100). E' utile verificare che ciascuna immagine sia collegata con il numero più alto possibile di dati, comunque preferibilmente almeno 3 o 4 collegamenti. Nel caso in cui molti dati non presentino sufficienti connessioni, o non siano connesse con altri dati, è possibile andare a modificare i valori soglia di baseline normale e temporale, in modo da recuperare il numero maggiore possibile di collegamenti, comunque entro valori limite che non siano cause di decorrelazioni tra le immagini.

### Generazione degli interferogrammi

All'inizio di questo step viene definito uno dei parametri che maggiormente ha influenza nelle successive fasi, la soglia di coerenza (*coherence threshold*). Tanto più basso si tiene questo valore, quanto più aumenta la copertura spaziale degli interferogrammi che si andranno a creare. Valori troppo bassi di questo valore di soglia potrebbero includere nell'analisi zone particolarmente rumorose, che portano a risultati poco affidabili. Si consiglia pertanto di non scendere mai al di sotto di un valore di 0.25-0.3.

Le coppie di immagini, così come definite nel passaggio precedente, vengono utilizzate per generare degli interferogrammi, secondo quanto già spiegato al paragrafo 3.3.4, attraverso le fasi di coregistrazione, creazione degli interferogrammi, spianamento e filtraggio. Per effettuare questi passaggi è necessario utilizzare un DEM, richiesto per lo spianamento dei dati. Grazie agli interferogrammi così creati si procede allo srotolamento della fase (phase unwrapping).

Alla fine di questa fase si avrà già un'idea di quale sarà la copertura spaziale della soluzione finale. Nel caso in cui la copertura spaziale non sia sufficiente rispetto al fenomeno che si sta analizzando, sarà necessario ripetere tale step andando ad abbassare la soglia di coerenza.

Un ulteriore algoritmo di unwrapping, l'approccio Delaunay 3D, può essere utilizzato in presenza di una serie multi-temporale di immagini da swrappare. Questo infatti permette di migliorare la qualità dell'unwrapping del set di dati ed è quindi molto utile nel caso si stiano analizzando aree a bassa coerenza. Tale algoritmo genera una rete di connessione triangolare rispetto alla baseline normale e temporale, che permette di effettuare un unwrapping tridimensionale, non solo nel dominio dello spazio ma anche del tempo. Le sole acquisizioni che verranno utilizzate per questo unwrapping sono quelle che possono rientrare nella triangolazione di Delaunay.

Una importante considerazione relativa all'utilizzo di Delaunay 3D, così come implementato all'interno di SARscape, è il fatto che l'unwrapping avvenga tenendo conto della coerenza dei singoli pixels. Pertanto un pixel viene srotolato solo se la coerenza è più alta di un valore di soglia, impostato dall'utente (*Unwrapping Coherence Threshold*), in almeno il 75% delle coppie di immagini che rientrano nelle connessioni 3D. Questo vincolo garantisce la robustezza dei

risultati dell'unwrapping e inoltre permette eventualmente di ridurre notevolmente il tempo di processamento, aumentando il valore della soglia di coerenza, in considerazione di tempi di processamento dell'unwrapping 3D molto più lunghi rispetto al normale approccio 2D. E' possibile far variare anche la percentuale di coppie che superano la soglia di coerenza, ma è preferibile non scendere mai al di sotto del 75% per evitare processi di unwrapping troppo lunghi e con possibili errori.

#### Prima editazione dei dati

Tutti gli interferogrammi srotolati vengono visionati, e le coppie caratterizzate da ridotta copertura spaziale o salti di fase diffusi, verranno eliminate in modo da non compromettere il risultato finale.

#### Refinement and Reflattering

In questa fase si procede alla correzione dei parametri orbitali, attraverso la definizione di punti di controllo, detti *Ground Control Points* (GCP). Come già specificato al paragrafo 3.3.4, si ricorda che questi punti possono corrispondere a punti il cui comportamento è noto, per esempio grazie ad un monitoraggio GPS. Nel caso in cui non ci siano specifiche informazioni a terra, come spesso succede, si suggerisce di posizionare tali punti in zone pianeggianti, non soggette a residui topografici, e al di fuori di zone in movimento, distribuendoli in modo omogeneo su tutto l'interferogramma. Risulta utile posizionare tali punti tenendo conto di un interferogramma non ancora srotolato (ma già spianato e filtrato) per fare in modo che i punti non ricadano in zone che presentano frange ravvicinate. In tali punti si definisce una velocità di spostamento nulla, o si definisce un valore nel caso in cui sia in corso un monitoraggio a terra.

Una volta stimate le correzioni orbitale si procede a spianare nuovamente i dati così corretti.

#### Prima Inversione

Questa fase prevede una prima stima delle velocità e degli spostamenti superficiali, oltre ad una prima stima delle correzioni sulle altezze (altezza residua). I valori di altezza stimati sono utilizzati per spianare nuovamente gli interferogrammi e quindi ripetere lo step di srotolamento della fase, in modo da

ottenere dei nuovo interferogrammi swrappati soggetti ad un minor numero di errori.

#### Seconda editazione dei dati

Una volta ottenuti i nuovi interferogrammi srotolati si passa a un nuovo controllo visivo degli interferogrammi ottenuti per valutare la necessità di eliminare i risultati poco soddisfacenti per copertura spaziale o correttezza dello srotolamento.

#### Seconda Inversione

Tale fase permette di effettuare una stima del contributo di fase dovuto ai cambiamenti atmosferici tra le immagini. Il valore stimato viene quindi rimosso. A questo punto, si procede a ricalcolare le velocità e gli spostamenti, e a stimare le altezze topografiche.

I risultati ottenuti sono riferiti alla geometria in slant range.

#### Geocodifica

I risultati ottenuti vengono geocodificati e gli spostamenti proiettati lungo la direzione reale degli spostamenti, se nota. Per le discussioni in merito a tale proiezione si rimanda al paragrafo 3.3.4.

A questo punto è anche possibile esportare i risultati ottenuti, forniti in formato raster, in altri formati, quali shape files e kml.

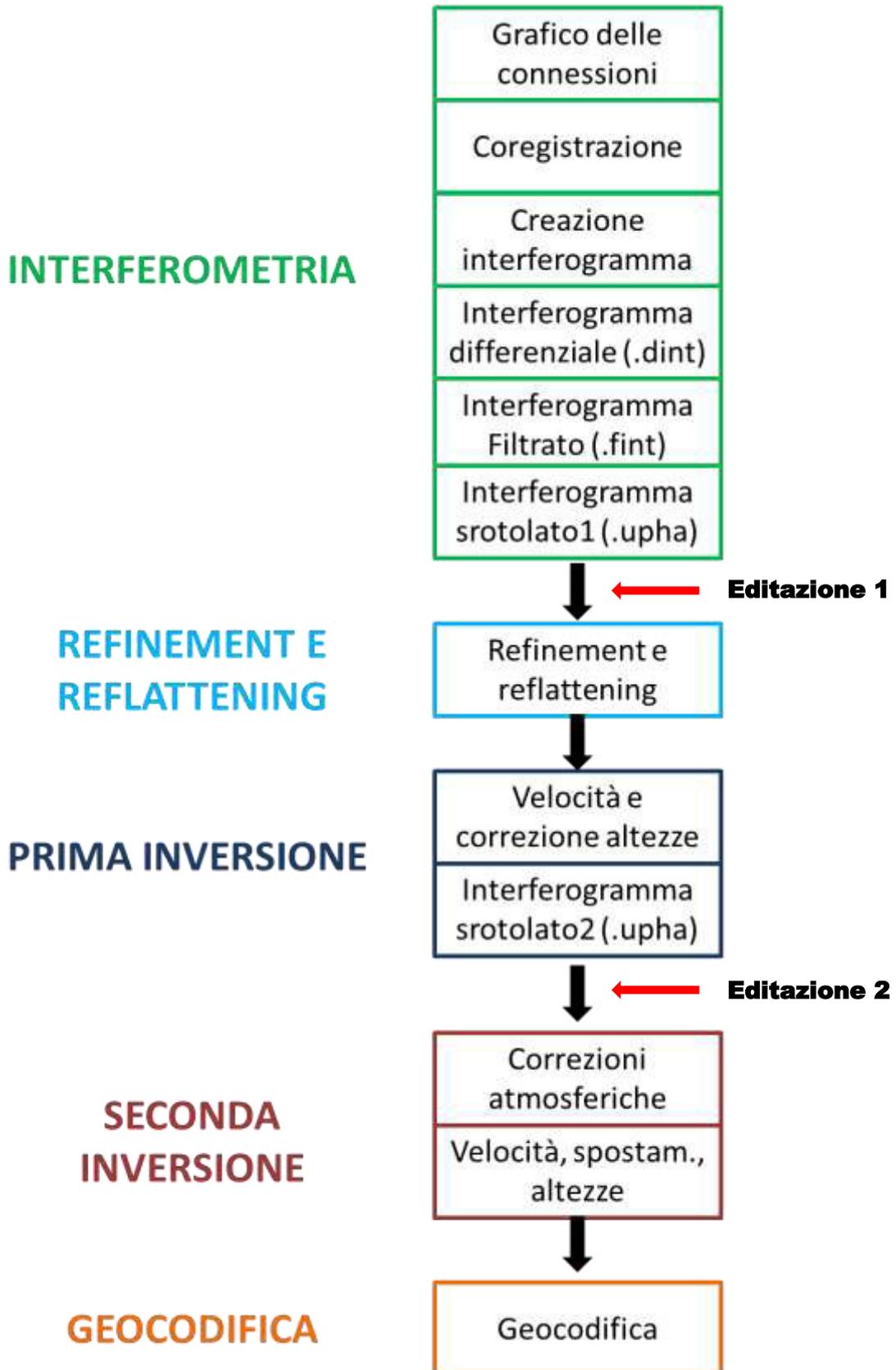


Figura 40 Step del processamento SBAS

### **3.5. ANALISI SULL'AMPIEZZA DEL DATO SAR**

L'ampiezza è il parametro che permette di individuare la componente di campo elettromagnetico incidente, che dopo essere stata riflessa raggiunge il sensore, indicando quindi la potenza del segnale retrodiffusa. Le immagini di ampiezza (*power*) al di sopra di una certa area sono particolarmente luminose in corrispondenza di strutture metalliche, quali linee ferroviarie, antenne, tralicci, mentre sono particolarmente scure in presenza di specchi d'acqua e strade, elementi caratterizzati da una riflessione speculare che limita fortemente la quantità di energia riflessa in direzione del satellite e quindi del ricevitore (vedi paragrafo 3.1).

Generalmente le immagini di ampiezza presentano una certa componente di rumore dovuta allo speckle che crea un effetto "sale e pepe" che interessa tutto il dato, pur non essendo sintomatico della bassa qualità dell'immagine. Come già descritto in precedenza, il filtraggio dello speckle permette di ridurre questo effetto (vedi paragrafo 3.3.3).

L'informazione relativa all'ampiezza dei dati SAR trova numerosi utilizzi per effettuare monitoraggi ambientali. In particolare, l'utilizzo di serie multi-temporali permette di generare mappe di copertura del suolo e di cambiamenti di uso del suolo, con grande livello di dettaglio in termini di risoluzione spaziale, contenuto di informazioni e variazione temporale.

Negli ultimi anni, il cuore della ricerca su questo utilizzo dei dati SAR, si è spostato verso la creazione di algoritmi di classificazione semi-automatici e la definizione dei principali parametri bio-fisici, soprattutto in riferimento con copertura boschiva o agricola (Holecz et al., 2014).

Sono inoltre stati sviluppati specifici algoritmi che analizzano l'ampiezza delle immagini SAR per mappare gli spostamenti superficiali del terreno, in relazione alla correlazione dei pixels (Michel et al., 1999). Tale metodo, chiamato Sub-pixel Offset, è stato utilizzato come alternativa alle tecniche DInSAR per monitorare spostamenti superficiali su superfici vegetate (Singleton et al., 2014) o su aree estese soggette a rapidi spostamenti (Casu et al., 2011; Manconi et al., 2014).

### 3.6. SATELLITI E SENSORI SAR UTILIZZATI

Nell'ultimo ventennio sono numerose le missioni satellitari che supportano sensori SAR utilizzabili per applicazioni interferometriche. Le bande dello spettro elettromagnetico comunemente utilizzate nelle applicazioni InSAR sono la banda L (frequenza 1-2 GHz e lunghezza d'onda di circa 24 cm); la banda C (frequenza 5-6 GHz e lunghezza d'onda di circa 6 cm) e la banda X (frequenza 8-12 GHz e lunghezza d'onda di circa 3 cm).

In Figura 41 si riportano i periodi di lancio e la durata delle diverse missioni spaziali d'interesse per la raccolta dei dati SAR, mentre in Tabella 3 vengono riassunte le caratteristiche dei sensori installati su ciascuna piattaforma satellitare.

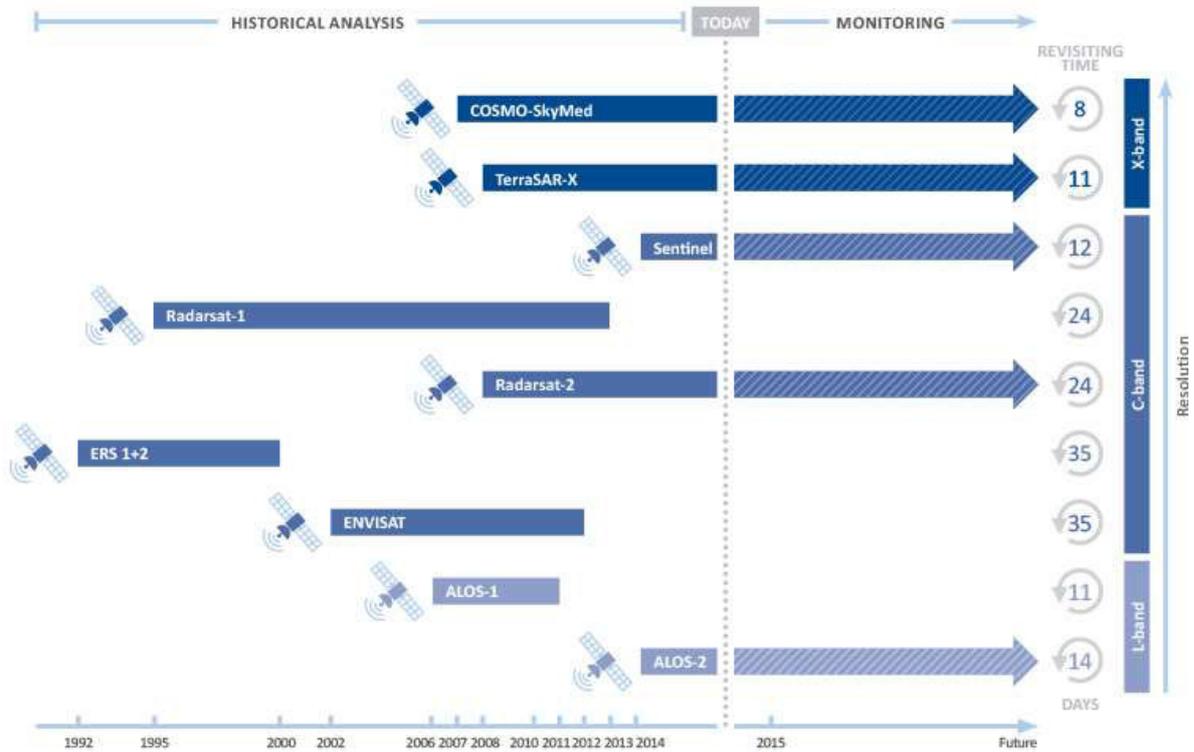


Figura 1

Figura 41 Missioni Satellitari (treuropa.com)

Tabella 3 Caratteristiche delle principali piattaforme satellitari dotate di sistemi di acquisizione con RADAR ad Apertura Sintetica (SAR).

	Lancio/ Durata	Banda ( $\lambda$ )	Tempo di rivisitazioni e (giorni)	Angolo di incidenza ( $^{\circ}$ )	Polarizzazione e banda
<b>ERS 1</b>	1991 – 2001	C (5.6 cm)	35	20 – 26	VV
<b>ERS 2</b>	1995 – 2011	C (5.6 cm)	35	20 – 26	VV
<b>ENVISAT</b>	2002 – 2012	C (5.6 cm)	35	15 – 45	HH, VV, HV, VH
<b>ALOS</b>	2006 – 2011	L (23.6 cm)	46	8 – 60	HH, VV, HV, VH
<b>J-ERS1</b>	1993 – 1998	L (23.6 cm)	44	32 – 38	HH
<b>TERRASAR X</b>	2007	X (3.1 cm)	11	20 – 55	HH
<b>RADARSAT 1</b>	1995	C (5.6 cm)	24	20 – 49	HH
<b>RADARSAT 2</b>	2007	C (5.6 cm)	24	20 – 49	HH, VV, HV, VH
<b>COSMO SKYMED</b>	2007	X (3.1 cm)	Da 16 a 4	25 – 50	HH, VV, HV, VH

Si riportano di seguito le caratteristiche e le prerogative dei satelliti e dei sensori SAR utilizzati nel presente lavoro.

### 3.6.1. ERS 1 – 2

Il satellite denominato ERS (European Remote Sensing) è il primo satellite sviluppato dall'Agenzia Spaziale Europea per monitorare la Terra dallo spazio (Figura 42).

Il satellite ERS-1 è stato lanciato in orbita il 17 luglio del 1991 e si è spento il 10 marzo del 2000, superando la sua vita utile prevista. Il suo successore, ERS-2, venne lanciato il 21 aprile 1995 e la sua missione è terminata nel settembre 2011.

L'orbita polare eliosincrona dei due satelliti è posizionata ad un'altezza compresa tra i 782 e i 785 km, anche se l'orbita di ERS-2 è stata abbassata a 573 km per ridurre il rischio di collisione con i detriti spaziali.

La dotazione di tali satelliti consiste in un RADAR ad apertura sintetica dedicato alle immagini, un altimetro RADAR e degli strumenti specifici per misurare la temperatura della superficie oceanica e i campi di vento.

ERS-2 era dotato inoltre di un ulteriore sensore per il monitoraggio dell'ozono atmosferico. I due satelliti hanno acquisito dati in modo combinato per oltre due decenni.

Tra le strumentazioni in dotazione è presente un RADAR ad Apertura Sintetica, SAR (Synthetic Aperture RADAR) che in modalità "immagine" fornisce

immagini in due dimensioni ad alta risoluzione, con una risoluzione spaziale di 26 m in range e un valore compreso tra 6 e 30 m in azimuth.

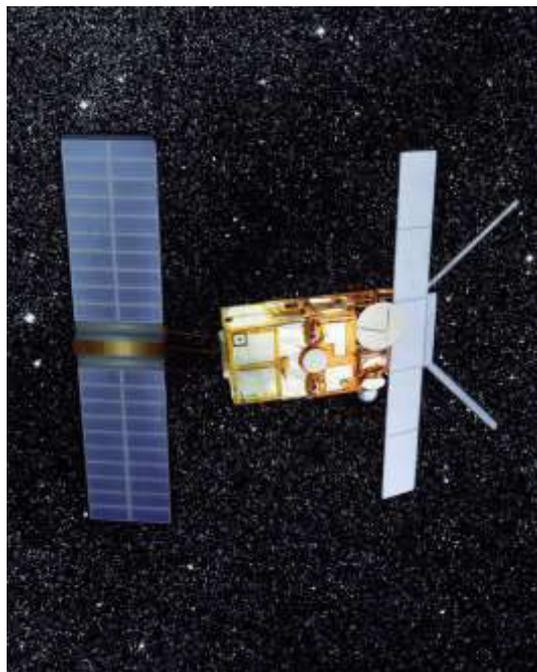


Figura 42 Satellite ERS (ESA)

La lunghezza d'onda di acquisizione, in banda C, è pari a 5.65 cm e il sensore ha una sola polarizzazione VV. La larghezza dello swath è pari a 102.5 km e l'angolo di incidenza in corrispondenza del centro dello swath è di 23°.

Nel gennaio del 2001 ERS-2 ha subito una rottura del giroscopio che ha fortemente ridotto il controllo di navigazione e la qualità delle immagini.

### **3.6.2. ENVISAT**

Il satellite Envisat (ENVironmental SATellite) è stato lanciato in orbita dall'Agenzia Spaziale Europea nel marzo 2002 (Figura 43). Si tratta di un satellite ad avanzata orbita polare che fornisce osservazioni della Terra ed in particolare misure sullo stato dell'atmosfera, degli oceani, delle terre emerse e dei ghiacciai. Il periodo di acquisizione si è protratto per 10 anni. L'innovativa e sofisticata dotazione di tale satellite ha assicurato la continuità della misurazione dei dati forniti dai satelliti ERS 1 – 2. L'archivio di dati acquisiti dai satelliti supporta le ricerca scientifica sulla Terra e consente un monitoraggio a lungo termine dei cambiamenti ambientali e climatici. Inoltre i dati sono stati acquisiti per supportare lo sviluppo di applicazioni operative e commerciali.



Figura 43 Satellite Envisat (wikipedia)

Il principale scopo del programma Envisat è di supportare l'Europa con una potenziata capacità di osservare la Terra dallo spazio, allo scopo di aumentare la capacità degli stati partecipanti di prender parte allo studio e al monitoraggio della Terra e del suo ambiente.

Tra la strumentazione di cui è dotato sono presenti:

- Un RADAR ad apertura sintetica avanzato per rilevare le variazioni delle quote superficiali, ASAR (Advanced Synthetic Aperture RADAR);
- Un sistema doppler utilizzato per determinare con una precisione di 10 cm la posizione del satellite e la sua orbita, DORIS (Doppler Orbitography and Radio-positioning Integrated by Satellite).

L'orbita polare del satellite sincrona con il Sole si trova a 790 km ( $\pm 10$  km) di altitudine. Il tempo di orbita intorno alla Terra è di circa 101 minuti e il tempo di rivisitazione di 35 giorni.

Il sensore SAR Avanzato (ASAR) ha 5 diversi modi di polarizzazione (VV, HH, VV/HH, HV/HH e VH/VV) e una lunghezza d'onda in banda C pari a 5.62 cm.

La risoluzione spaziale è simile a quella dei satelliti ERS.

Il contatto con il satellite Envisat fu perso l'8 aprile 2012 e la missione finì ufficialmente il 9 maggio 2012.

### 3.6.3. COSMO-SKYMED (CSK)

La costellazione di satelliti COSMO-SkyMed (Constellation of small Satellite for Mediterranean basin Observation) è costituita da 4 unità equipaggiate con RADAR ad Apertura Sintetica (SAR) a micro-onde che opera in banda X (Figura 44 e Figura 45).

Grazie al supporto dell’Agenzia Spaziale Italiana (ASI) e del Ministero della Difesa, si tratta del primo sistema duale, civile e militare, di satelliti RADAR che osservano la Terra, e del più grande investimento Italiano in sistemi satellitari per l’osservazione della Terra dallo spazio, allo scopo di stabilire un servizio che fornisca dati, prodotti e servizi conformi agli standard internazionali.

Il primo dei quattro satelliti della costellazione è stato lanciato nel giugno del 2007 e l’ultimo nel 2010. L’orbita eliosincrona si trova a circa 620 km di altezza sopra la superficie della Terra.

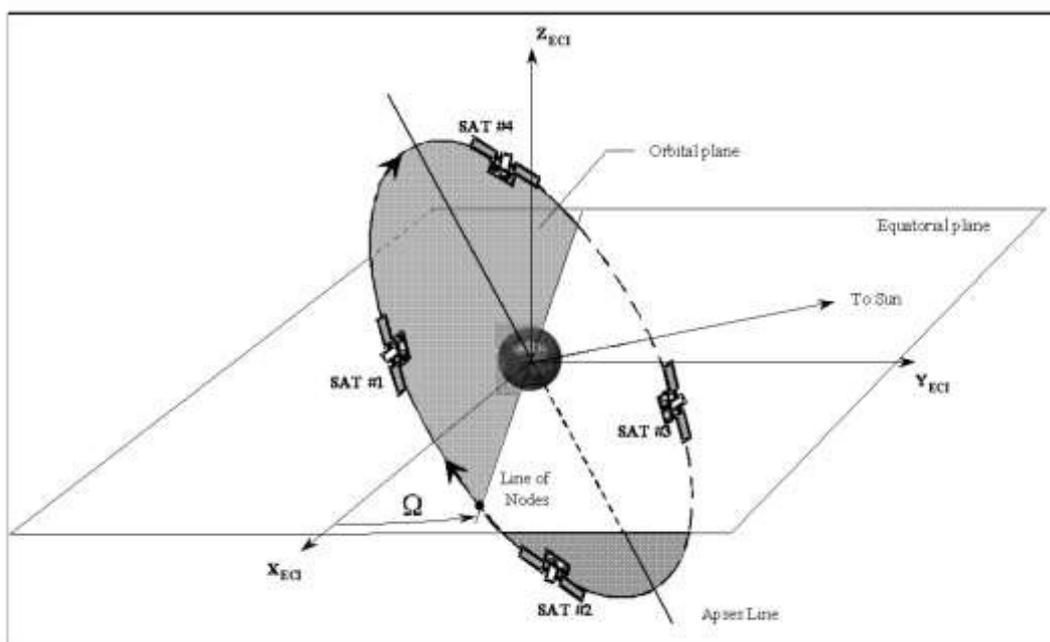


Figura 44 La costellazione COSMO-SkyMed nella sua configurazione nominale con 4 satelliti (Battazza et al.)

Il tempo di rivisitazione varia da 16 giorni, per il singolo satellite, a 4 giorni per la costellazione completa.

I satelliti CSK utilizzano un sensore SAR-2000 con modalità di acquisizione “HIMAGE” in due diverse polarizzazioni. La lunghezza d’onda della banda X è pari a 3.1 cm ed ha una risoluzione spaziale che varia, a seconda della modalità di acquisizione delle immagini, da 1m a 100 m. L’angolo di incidenza varia tra

25° e 50°; la modalità di acquisizione nominale è quella *right-looking*, anche se è possibile modificare l'assetto e passare alla modalità *left-looking*.

Nei casi analizzati sono stati utilizzati dati con entrambe le possibili polarizzazioni HH e VV, in particolare la polarizzazione VV per analisi interferometriche, mentre VV per lo studio dell'ampiezza.

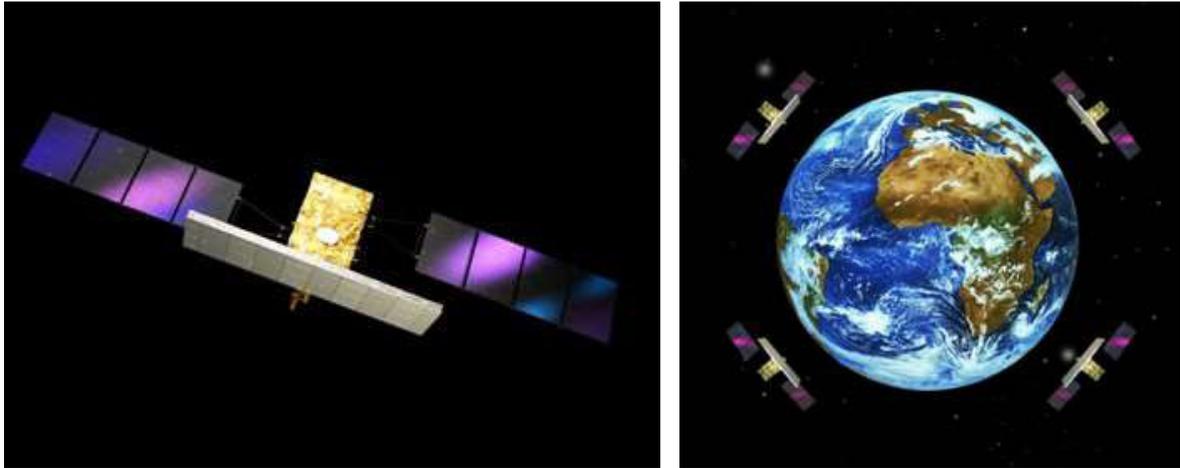


Figura 45 Satelliti COSMO-SkyMed (fonte ASI e Telespazio)

### **3.7. UTILIZZO DEI DATI SAR PER LO STUDIO DI FENOMENI DEFORMATIVI**

#### **3.7.1. STUDIO DEI MOVIMENTI FRANOSI**

L'utilizzo dei dati interferometrici per l'analisi ed il monitoraggio dei fenomeni franosi presenta numerosi vantaggi ma anche molte limitazioni, alcune delle quali possono essere risolte con particolare accortezza nel processamento dei dati stessi, altre invece insuperabili.

In particolare i limiti dell'applicabilità della tecnica ai movimenti franosi, ed in generale allo studio di aree montuose e collinari, sono le distorsioni geometriche, le decorrelazioni temporali, la presenza di aree a bassa coerenza. E' importante essere a conoscenza di tali problematiche e tener presente alcuni fattori per evitare errate interpretazioni dei risultati ottenuti (ESA DUP SLAM 2 Report, 2002).

La *decorrelazione geometrica* è un disturbo dovuto ad un elevato valore assoluto della baseline spaziale ossia della distanza tra le orbite effettivamente percorse dal sensore durante due distinte acquisizioni. Un valore elevato di tale baseline comporta una riduzione della banda comune tra i due segnali e quindi un minor rapporto segnale-rumore relativo all'interferogramma generato con i due dati (Ministrero dell'Ambiente, 2009). Ciò si spiega in considerazione della diversa risposta elettromagnetica di oggetti, con caratteristiche di riflessione stabili nel tempo, se osservati da direzioni molto diverse. Pertanto il valore massimo della baseline è uno dei parametri di cui tener conto nel processamento dei dati tramite tecniche D-InSAR.

La *decorrelazione temporale*, ossia l'intervallo di tempo intercorso tra due successive acquisizioni, è uno dei fattori limitanti, soprattutto se si analizzano aree densamente vegetate, caratterizzate da evidenti cambiamenti stagionali della vegetazione.

Gli *artefatti atmosferici* sono legati alla difficoltà nella stima della componente atmosferica della fase per una sua efficace rimozione. La stima della componente atmosferica è funzione della sua variabilità spaziale e

temporale. Tanto più queste aumentano tanto più complessa e meno efficace sarà la stima dell'atmosfera. Ciò appare quindi particolarmente complesso nelle aree montane, ad alta variabilità spaziale della situazione meteorologica.

La massima velocità di spostamento misurabile è connessa alla tipologia di sensore e più precisamente alle caratteristiche del segnale utilizzato. Ciascuna frangia interferometrica, ottenuta dalla differenza di fase tra due distinti interferogrammi, corrisponde ad un ciclo di fase, e ad una distanza in slant range pari a mezza lunghezza d'onda (considerando il tragitto di andata e ritorno del segnale). Pertanto, qualunque spostamento che ecceda metà della lunghezza d'onda del segnale non potrà essere determinato correttamente in quanto non potrà essere risolta l'ambiguità di fase tipica di qualunque segnale periodico.

In particolare, in riferimento alle tipologie di sensori utilizzati, i dati ERS ed Envisat, che operano in banda C, hanno lunghezza d'onda di 5.6 cm e permettono pertanto di rilevare uno spostamento massimo di 2.8 cm. I dati CosmoSkyMed, ottenuti da segnali in banda X, permettono di misurare un massimo spostamento di 1.55 cm in considerazione di una lunghezza d'onda di 3.1 cm.

Il valore massimo di spostamento rilevabile consiste nello spostamento massimo che può essere valutato tra due pixels adiacenti. Pertanto è possibile rilevare degli spostamenti complessivi che eccedono il valore di mezza lunghezza d'onda se l'area soggetta a spostamento è caratterizzata da spostamenti progressivi, dai margini dell'area in frana verso il centro del corpo instabile, piuttosto che comportarsi come un corpo rigido.

Tale limitazione rende impossibile un corretto monitoraggio di spostamenti particolarmente rapidi che vengono rilevati erroneamente vista l'impossibilità di rilevare il numero intero di lunghezze d'onda legato allo spostamento verificatosi (ambiguità di fase).

Per poter definire la massima velocità rilevabile grazie all'utilizzo delle tecniche interferometriche è necessario tener conto, oltre che della lunghezza d'onda del segnale, anche del tempo di rivisitazione del satellite. Per i dati ERS ed Envisat tale periodo è pari a 35 giorni mentre si riduce a 4 o 16 giorni per i satelliti CosmoSkyMed.

Per quanto appena detto, i fenomeni franosi che possono essere indagati e monitorati tramite l'utilizzo di dati SAR e tecniche D-InSAR devono essere classificate come lente, ossia con velocità inferiori a 1.6 m/anno secondo la classificazione di Cruden e Varnes (1994). Pertanto i dissesti franosi rapidi o

caratterizzati da repentine accelerazioni non risultano monitorabili, come i crolli e i ribaltamenti. Possono altresì essere analizzati tutti i movimenti precursori di questi rapidi inneschi. L'analisi di frane tramite interferometria RADAR satellitare è stata applicata a fenomeni di scivolamento, dimostrando buoni risultati sia per fenomeni di tipo traslativo che rotazionale.

La possibilità di studiare i fenomeni franosi tramite dati SAR è fortemente legata alla morfologia dell'area indagata e alla sua esposizione rispetto all'angolo di vista del satellite. Versanti troppo acclivi e orientazioni sfavorevoli all'angolo di vista del satellite causano infatti fenomeni di distorsione geometrica, come già descritto al paragrafo 3.1, che in alcuni casi limitano in modo decisivo l'applicazione di tale tecnica di monitoraggio. In presenza di dati acquisiti con geometria ascendente non è possibile studiare fenomeni localizzati su versanti orientati verso ovest e viceversa, in presenza di acquisizioni con geometria discendente, non possono essere monitorati i versanti esposti ad est (Colesanti et al., 2006).

Un ulteriore elemento da valutare in modo attento è la direzione lungo cui viene valutata la fase interferometrica, e di conseguenza gli spostamenti dei bersagli a terra. Tutte le misure effettuate con dispositivi RADAR satellitari si riferiscono infatti alla LOS, pertanto la sola componente di spostamento che è possibile rilevare è proprio quella lungo la LOS, che presenta un'orientazione spaziale diversa a seconda che si stia trattando l'acquisizione lungo un'orbita ascendente o discendente. Questo aspetto risulta particolarmente influente se si stanno analizzando aree montuose o collinari, in quanto, a seconda della linea di vista del satellite, rispetto all'orientamento del versante, la componente di spostamento rilevata può essere prossima allo spostamento reale, o rappresentare solo una piccola componente di esso. Come si vede in Figura 46, lo spostamento misurato sarà quanto più vicino a quello reale tanto più l'inclinazione del versante sarà prossima alla LOS. Di contro, in presenza di movimenti perpendicolari alla LOS, questi non verranno rilevati, poiché la loro proiezione lungo la LOS è nulla (Colesanti et al., 2006).

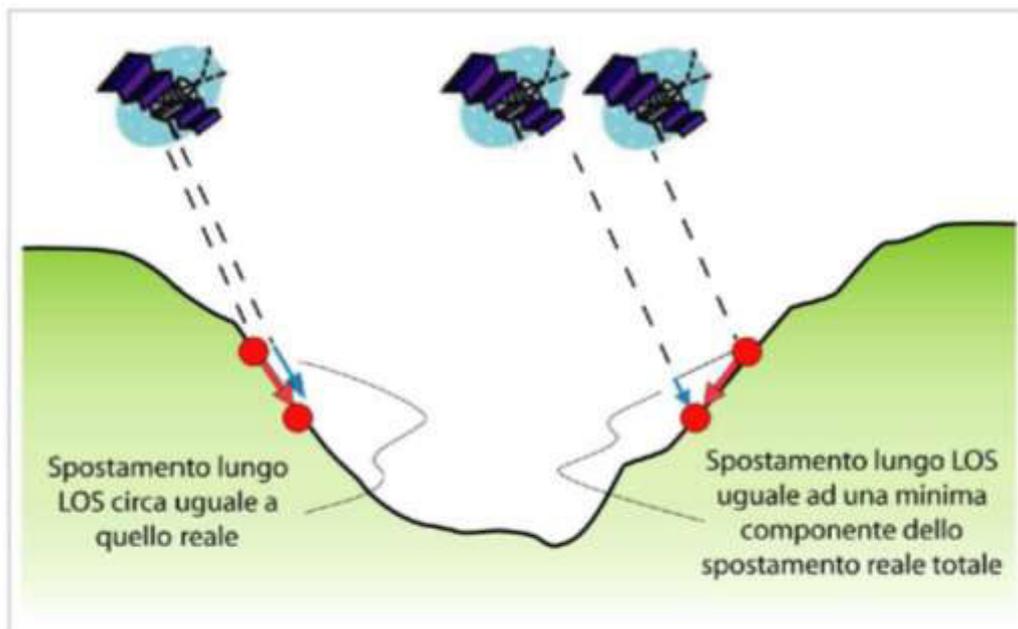


Figura 46 Rappresentazione schematica delle componenti misurate in presenza di spostamenti analoghi su versanti con orientamenti opposti (T.R.E., 2008, modificata da De Agostini, 2014).

E' però possibile superare la limitazione di ottenere lo spostamento lungo la LOS, senza conoscerne la reale direzione: è necessario disporre di misure di spostamento ottenute da immagini acquisite sia lungo la track discendente che lungo quella ascendente. La composizione vettoriale di queste due componenti di velocità, di cui sono noti valore e direzione, permette di calcolare la direzione reale dello spostamento ed il suo valore complessivo.

### 3.7.2. STUDIO DI SUBSIDENZA E SINKHOLES

I fenomeni di subsidenza possono essere legati a cause naturali, quali la consolidazione del terreno o di sedimenti e movimenti tettonici, o a cambiamenti antropici del suolo o del sottosuolo, come la realizzazioni di infrastruttura che generano un sovraccarico, l'estrazione di acqua o gas dal sottosuolo, l'attività mineraria. Le deformazioni superficiali indotte da questi fenomeni si prestano ad essere facilmente monitorate attraverso l'utilizzo delle tecniche D-InSAR.

Una delle prerogative di questa tipologia di fenomeni deformativi, rispetto per esempio ai dissesti franosi di cui si è discusso nel precedente paragrafo, è la velocità di evoluzione, generalmente contenuta.

I fenomeni di subsidenza interessano, principalmente, aree pianeggianti. Questo ne facilita la visibilità da parte del satellite, limitando i fenomeni di layover e shadowing.

Un ulteriore aspetto che ne favorisce il monitoraggio con dati SAR satellitari è la conoscenza della direzione di spostamento, che può essere assunta verticale nella maggior parte delle situazioni.

Se l'area in subsidenza è fortemente urbanizzata ciò aumenta la coerenza degli interferogrammi creati, andando ad aumentare l'estensione spaziale della mappa di spostamenti e deformazioni che si ottiene.

In presenza di aree a prevalente copertura vegetale si presenteranno maggiori problemi di decorrelazione temporale tra i dati, quindi è preferibile utilizzare uno stack di immagini con cadenza temporale quanto più ravvicinata.

Lo studio di subsidenza indotta da estrazione potrebbe permettere di definire una stretta relazione tra portate estratte e abbassamento al suolo, nel caso in cui i dati di estrazione siano disponibili.

I sinkholes, fenomeni di rapido sprofondamento, sono causati dalla presenza di cavità nel sottosuolo, i cui fattori d'innescio possono essere molto diversi, come anche la genesi ed i meccanismi di collasso.

Una chiara distinzione può essere fatta tra i fenomeni di origine naturale e quelli innescati da attività antropiche. I primi sono fenomeni di erosione delle rocce calcaree o di origine comunque carbonatica causata o da variazioni considerevoli della falda freatica, di profondità, oppure dall'infiltrazione di acqua per percolazione che reagisce con la roccia carbonatica; al di sopra degli strati soggetti a dissoluzione possono essere presenti delle coperture più o meno spesse. Gli sprofondamenti dovuti all'attività antropica sono legati al collasso di volte originate da scavi di varia origine, quali cave, miniere, catacombe. Le forme di tali cavità, e di conseguenza della porzione di terreno soggetta a collasso, non è necessariamente sub-circolare.

Questi dissesti evolvono con velocità piuttosto elevate, elemento che può compromettere le possibilità di monitoraggio tramite tecniche DInSAR. Tuttavia l'utilizzo di dati SAR satellitari ha mostrato buoni risultati nel monitoraggio dei movimenti precursori di tali fenomeni (Ferretti et al., 2004; Closson et al., 2014; Nof et al., 2013; Baer et al., 2014).

Pertanto, nonostante la geometria del fenomeno non crei problemi di acquisizione legati a distorsioni geometriche (i sinkholes si manifestano

prevalentemente in aree pianeggianti), vista la rapidità con cui si verifica il collasso, il momento del crollo non può essere monitorato con dati SAR.

In molti casi, prima del collasso definitivo, ci possono essere dei cedimenti parziali del terreno. Il monitoraggio da satellite può essere efficace nell'individuare questi movimenti precursori e contribuire così a ridurre il rischio per le comunità locali. Forma ed estensione di un sinkhole possono essere verificati, quindi, grazie all'estensione spaziale del monitoraggio tramite tecniche D-InSAR. A collasso avvenuto, si continuano a monitorare da satellite le aree adiacenti per stimare eventuali deformazioni, che persistono lungo i bordi della voragine.

Un esempio dello studio di movimenti precursori di sinkhole tramite dati SAR satellitari è stato effettuato nella costa Israeliana del Mar Morto: fenomeni di subsidenza sono stati rilevati nell'area interessata dal collasso, per alcuni mesi prima del crollo (Nof et al., 2013).

### **3.8. IL SOFTWARE SARSCAPE**

Per l'elaborazione dei dati SAR è stato utilizzato un software dedicato, ed in particolare il software Sarscape, operativo su piattaforma ENVI, sotto forma di modulo aggiuntivo al pacchetto ENVI stesso. Sarscape, attualmente nella versione 5.1, è stato sviluppato e prodotto dalla Sarmap SA, un'azienda con sede in Svizzera, nata nel 1988 come spin-off dell'Università di Zurigo. L'azienda sviluppa software, algoritmi ed applicazioni nell'ambito del Telerilevamento aereo e spaziale, con particolare attenzione all'analisi interferometrica e allo studio dell'ampiezza dei dati SAR.

Si sottolinea pertanto che, gli algoritmi e i processi di trattamento dei dati SAR contenuti nel presente lavoro, fanno riferimento agli strumenti disponibili ed implementati all'interno di Sarscape.

Le rielaborazioni dei dati SAR riportate in seguito hanno applicato i seguenti moduli di Sarscape:

- il modulo *Basic*, che permette di generare prodotti SAR basati sulla coerenza e sull'ampiezza delle immagini. Le principali funzioni di tale modulo sono il multilooking, la coregistrazione, l'estrazione di features, la georeferenziazione, la calibrazione radiometrica, la creazione di

mosaici tra più dati adiacenti, la segmentazione e la classificazione attraverso numerosi parametri statistici. Sono inoltre presenti delle funzioni supplementari per il filtraggio dell'immagine al fine di ridurre il rumore preservando la riflettività dei diffusori puntuali (*Gamma and Gaussian Filter*); un tool relativo alla focalizzazione delle immagini dal dato grezzo non focalizzato (*raw data*) all'immagine complessa (SLC, *Single Look Complex*);

- il modulo *Interferometry*, dedicato alla creazione di interferogrammi, grazie al quale si possono generare DEM, mappe di spostamenti e deformazioni, mappe di coerenza. In particolare, all'interno di questo modulo sono presenti i processi relativi alle analisi PS ed SBAS, contenuti sotto la voce *Interferometric Stacking*, che permettono di eseguire analisi multi-temporali su uno stack di immagini;

- il modulo *Modeling*, ideato per stimare, attraverso modelli analitici, i parametri caratteristici di diversi fenomeni deformativi. In particolare si possono adottare il modello di Okada (paragrafo 2.4.1), riferito ad una sorgente distribuita, o il modello di Mogi, che crea una sorgente puntiforme. Il primo modello viene applicato allo studio di terremoti, frane, subsidenza e sinkholes, mentre il modello di Mogi si adotta per studiare fenomeni vulcanici. Tale modulo è composto di una fase di inversione lineare, in cui vengono definiti i parametri geometrici della sorgente; una fase di inversione lineare, che permette di stimare la distribuzione delle deformazioni all'interno della sorgente; un tool di forward, che permette di valutare gli spostamenti superficiali indotti dalla sorgente stimata; una fase, detta CFF, in cui si possono calcolare le tensioni sulla sorgente, o indotte da una sorgente su un'altra.

#### 4. APPLICAZIONI AI FENOMENI FRANOSI

In questo capitolo vengono riportati due casi applicativi relativi a versanti franosi tramite modellazione numerica e monitoraggio attraverso immagini SAR satellitari.



Figura 47 Localizzazione dei dissesti franosi analizzati, che interessano i comuni di Recoaro Terme e Valli del Pasubio (VI).

Entrambi i dissesti sono stati innescati da un eccezionale evento di pioggia che ha interessato la zona prealpina della Provincia di Vicenza, nell'autunno del 2010. Segue pertanto un'analisi dell'evento meteorologico per ottenere alcune informazioni significative per studio delle due frane, verificatesi nel Comune di

Recoaro Terme, in Contrada Cischele, e nel Comune di Valli del Pasubio, in località Val Maso (Figura 47).

Tra il 31 Ottobre e il 2 Novembre 2010, un eccezionale evento di pioggia ha colpito la Provincia di Vicenza. L'evento meteorico ha fatto registrare un'altezza massima di pioggia cumulata di circa 500 mm e un valore medio di 336 mm sul territorio Provinciale. Questo evento rappresenta una delle alluvioni più intense e catastrofiche degli ultimi 100 anni, insieme alle alluvioni del Novembre 1966 e dell'Ottobre 1992, che hanno interessato l'area prealpina e i settori pedemontani del Veneto, e le restanti parti dell'Italia centro-settentrionale. Le intense piogge hanno causato un elevatissimo numero di dissesti franosi nella parte Nord-Ovest della Provincia di Vicenza.

La pianura alluvionale è stata interessata dall'esonazione dei principali fiumi (Bacchiglione, Astico, Retrone), con conseguenti danni alle infrastrutture, attività industriali ed edifici privati.

A seguito dell'evento eccezionale oltre 500 segnalazioni di frane sono pervenute all'ufficio Difesa del Suolo della Provincia di Vicenza, relative ad oltre 20 Comuni della Provincia. I fenomeni di instabilità hanno prevalentemente colpito depositi di versante danneggiando la rete stradale.

Per definire le condizioni che hanno causato l'innescio dei fenomeni franosi sono state effettuate analisi e valutazioni specifiche relative alle condizioni pluviometriche che hanno interessato l'area.

Viste le diverse caratteristiche delle frane considerate, e le diverse informazioni disponibili per ciascuna di esse, le analisi effettuate non sono analoghe.

La frana in Contrada Cischele interessa un nucleo abitato, e nonostante gli evidenti spostamenti innescatisi, non è giunta a collasso. L'analisi numerica ha permesso di simulare la zona instabile e definire con maggior precisione le proprietà dei materiali coinvolti nel dissesto. In virtù della presenza di edifici e strutture antropiche, è stata effettuata un'analisi storica dei punti PS forniti dal Ministero dell'Ambiente (AA.VV., 2009), per poi passare ad un'analisi dei dati SAR a cavallo dell'evento piovoso, tramite la tecnica SBAS.

La frana in località Val Maso ha interessato un versante prossimo ad una strada comunale, senza coinvolgere direttamente altre infrastrutture, trattandosi di un pendio completamente vegetato. Le ingenti piogge hanno portato al collasso del versante creando un evidente cambiamento morfologico dell'area. In questo caso l'analisi numerica, oltre a riprodurre il collasso, tramite una back

analysis, al fine di tarare le proprietà del terreno coinvolto, ha simulato un possibile re-innesco del fenomeno in funzione di diversi input di pioggia, attraverso un'analisi di infiltrazione, filtrazione e stabilità globale. Per quanto riguarda l'uso dei dati SAR, non è stata effettuata un'analisi interferometrica ma si è andata ad analizzare l'ampiezza del segnale, vista la completa perdita di coerenza del segnale dovuta al netto cambiamento morfologico.

#### **4.1. LA FRANA DI CISCHELE**

Contrada Cischele è un piccolo agglomerato di case, nel Comune di Recoaro Terme, situato a 550 m sopra il livello del mare (Figura 52). Durante l'autunno del 2010, a seguito delle piogge eccezionali verificatesi, gravi segni di danno sono stati rilevati nelle case (Figura 53 e Figura 54) e nel muro di sostegno che si sviluppa lungo la Strada Provinciale (Figura 55), anch'essa seriamente lesionata (Figura 48). Tali danni sulle strutture sono connessi alla riattivazione di una frana in corrispondenze di intensi eventi di pioggia prolungati nel tempo.



**Figura 48** Tratto di strada SP 246 interessato dal dissesto.

#### 4.1.1. MODELLO GEOLOGICO E IDROGEOLOGICO

Il modello geologico dell'area in prossimità del dissesto franoso è stato definito sulla base di specifiche indagini in sito e informazioni contenute in una relazione geologica relativa a tale sito (Darteni, 2011).

Dal punto di vista geologico, l'area è interessata da una successione stratigrafica che va dal basamento cristallino più antico alle formazioni sedimentarie del permiano superiore fino ai Calcari a Bellerophon passando per le Arenarie di Val Gardena, come riportato nella successione stratigrafica schematica in Figura 49.

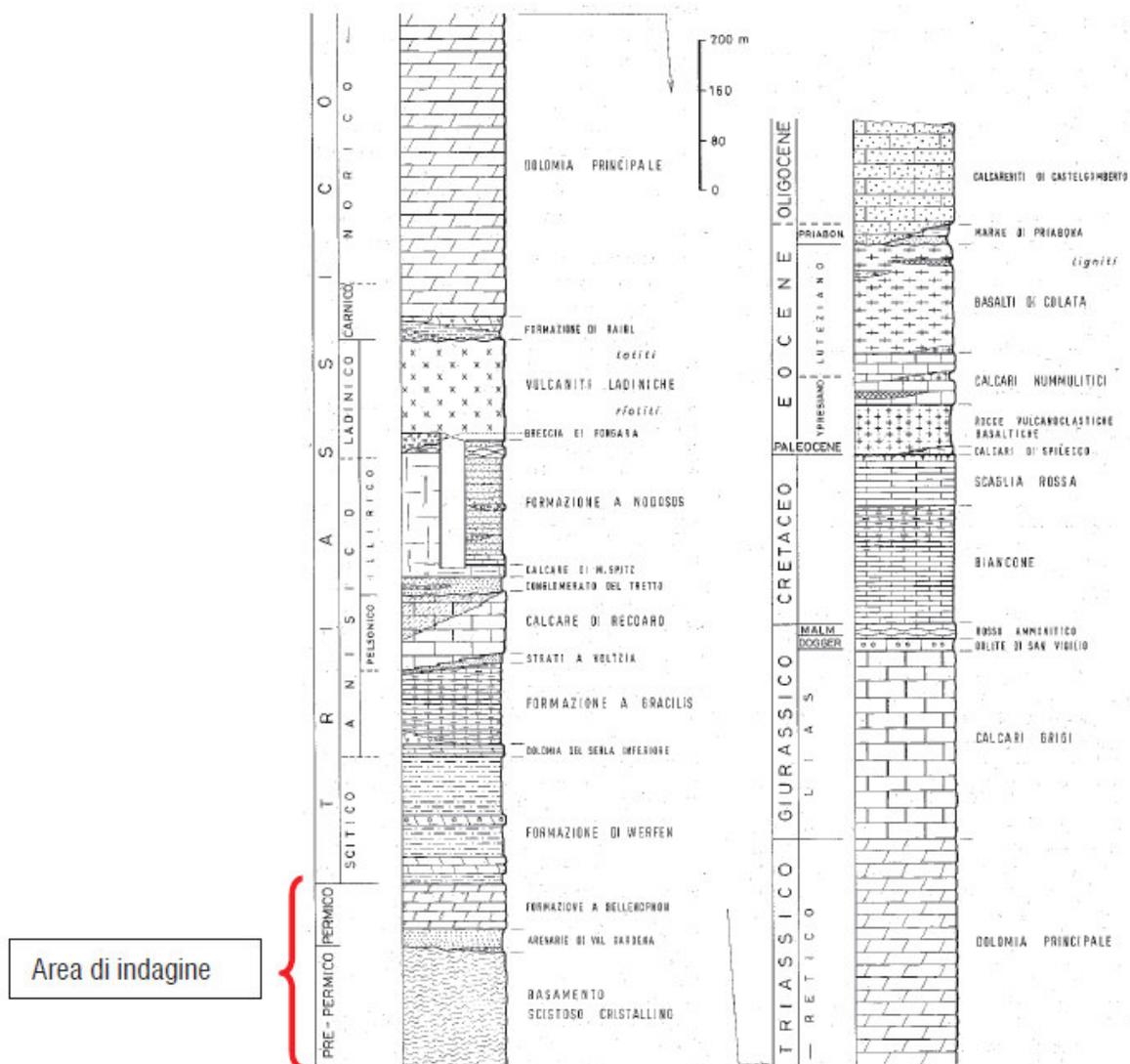


Figura 49 Successione stratigrafica schematica nell'area di Recoaro Terme (Darteni, 2011)

Il basamento cristallino subalpino è costituito da “filladi quarzifere” dell’area di Recoaro. Al di sopra delle filladi sono presenti le arenarie di Val Gardena (Permiano Superiore), una formazione rocciosa sedimentaria costituita da depositi clastici quali arenarie quarzose felpastiche e siltiti; alla base della formazione sono presenti lenti di arenarie conglomeratiche con clasti per lo più arrotondati, costituiti da ciottoli di quarzo e da frammenti di filladi. Nei livelli più alti la granulometria del sedimento diminuisce e la suddivisione in strati diventa più evidente: sono presenti abbondanti siltiti e siltiti argillose fittamente stratificate.

Alla sommità si ritrova la formazione a Bellerophon (Permiano Superiore), costituita principalmente da dolomia spesso minutamente cariata, depositi marini costieri: calcari, siltiti, marne e dolomie. Verso l’alto sono presenti alternanze di evaporiti. Nella porzione inferiore sono frequenti intercalazioni siltoso argillose. La formazione a Bellerophon ha uno spessore compreso tra i 10 e i 12 m.

In particolare nell’area di Recoaro Terme si ha l’affioramento del basamento Cristallino subalpino, ricoperto in discordanza dalle formazioni sedimentarie permo-triassiche.

L’area è interessata da un’azione tettonica molto spinta, riconducibile a momenti compressivi dell’orogenesi alpina. In particolare l’elemento tettonico più noto è costituito da un’ampia anticlinale denominata “Ellissoide di Recoaro” con asse immergente a WSW al cui nucleo vengono a giorno scisti del basamento cristallino.

Nell’area è presente un sistema di faglie connesso con la nota Linea Schio-Vicenza che presenta un orientamento NW-SE con movimenti in prevalenza orizzontali sinistrosi lungo piani subverticali.

L’area di interesse si trova compresa tra due faglie principali verticali a prevalente movimento orizzontale sinistroso con orientamento NW-SE con presenza di faglie dirette ad andamento all’incirca W-E a forte inclinazione.

Per definire le caratteristiche idrogeologiche del sito, la profondità della linea di falda e le sue oscillazioni sono state effettuate specifiche misure. La quota della falda è stata rilevata all’interno di tre sondaggi geognostici, effettuati a gennaio 2011. Le misure della quota di falda sono state rilevate nuovamente a distanza di 2 mesi. In Tabella 4 si riportano i risultati ottenuti da tali misure, relative ai punti denominati S1, S2 ed S3, localizzati in Figura 57.

Tabella 4 Misure del livello della falda effettuate in corrispondenza dei sondaggi S1, S2 ed S3, localizzati in Figura 57.

Sondaggio	Livello della falda (m da bocca pozzo)		
	26/1/2011	15/03/2011	21/03/2011
S1	19,00	16.57	17.44
S2	10.60	7.50	9.67
S3	-	0.75	1.05

Le portate idriche che alimentano la falda sono dovute alle infiltrazioni di pioggia, per apporti che provengono dal versante a monte, oltre che alla presenza di sistemi di dispersione delle fognature e delle condotte delle acque meteoriche. Tra l'altro, la tubazione che raccoglie l'acqua piovana lungo la strada provinciale, risultava compromessa nel periodo in cui si sono evidenziati i primi segni evidenti di cedimento del versante, elemento emerso a seguito di un'apposita video-ispezione della tubatura.

In corrispondenza del sondaggio S2, è stato predisposto un tubo piezometrico microfessurato, in cui è stato installato un sensore piezo-resistivo per misurare la variazione della quota di falda, ad intervalli di un'ora.

Nelle Figura 50 e Figura 51 si riporta l'esito delle misure registrate dal sensore piezometrico (Darteni, 2011).

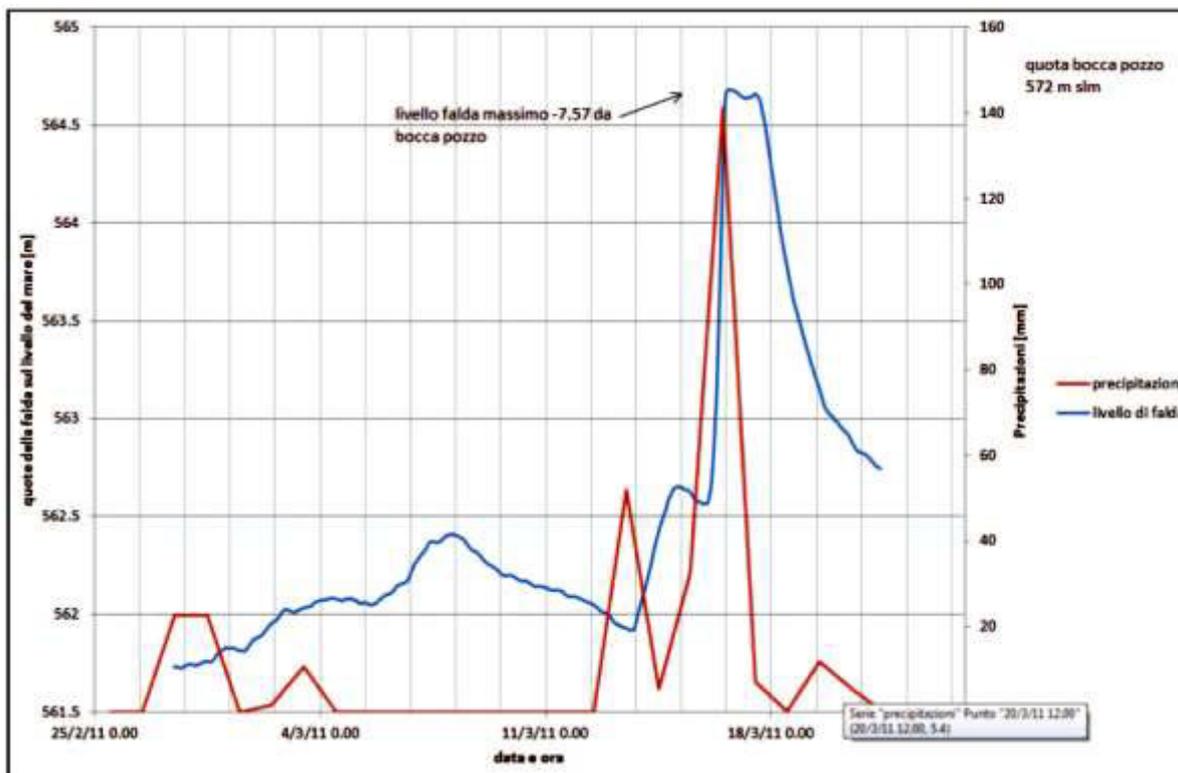


Figura 50 Correlazione tra innalzamento del livello di falda e precipitazioni (Darteni, 2011)

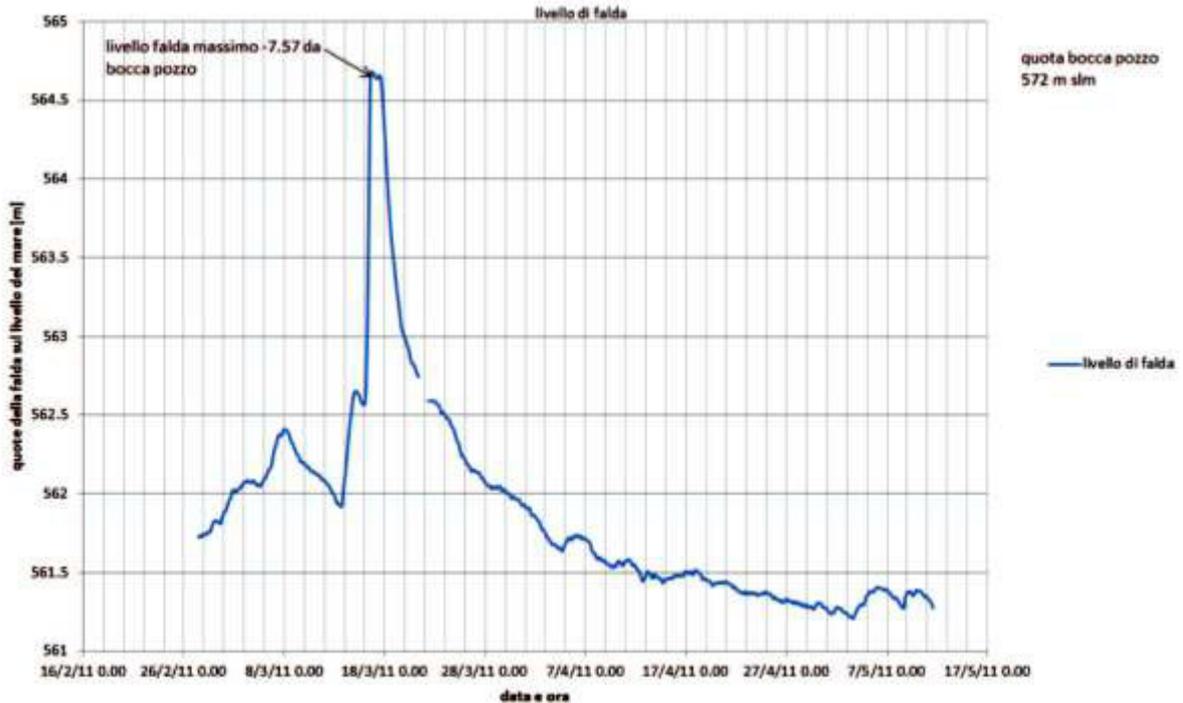


Figura 51 Andamento della falda registrato fino al 17/05/2011 (Darteni, 2011)

Dalle risultati riportati in Figura 50 emerge la presenza di un evento di pioggia eccezionale intorno alla metà di marzo che ha provocato un innalzamento netto della superficie di falda. I dati di pioggia riportati fanno riferimento alle registrazioni effettuate da ARPAV presso la stazione pluviometrica di Turcati (Recoaro Terme). In dettaglio, l'evento pluviometrico che ha interessato l'area nel marzo 2011 è stato caratterizzato da un'altezza di pioggia cumulata pari a 231 mm tra il 13/03/2011 e il 17/03/2011, con un valore di picco di 141,2 mm il 16/03/2011.

Dall'analisi del diagramma freaticometrico in Figura 50 si evince come l'innalzamento del livello di falda sia rapido e segua l'andamento delle precipitazioni con ritardi di qualche ora, impiegando circa 2 o 3 giorni a ripristinare il normale livello di falda.

Per dare un'idea delle condizioni del versante durante l'evento pluviometrico del Novembre 2010, si riportano i principali eventi di pioggia, registrati dalla stazione pluviometrica di Turcati, da allora fino all'evento del Marzo 2011 (Tabella 5).

Tabella 5 Principali eventi di pioggia registrati dalla stazione pluviometrica di Turcati (Recoaro Terme) tra Novembre 2010 e Marzo 2011.

Periodo di riferimento	Pioggia cumulata [mm]	Data picco di pioggia	Picco di pioggia [mm]
31/10/2010 – 02/11/2010	501	01/11/2010	225,6
21/12/2010 – 25/12/2010	289	23/12/2010	166,4
13/03/2011 – 17/03/2011	231	16/03/2011	141,2

Le misure del freaticometriche sono proseguite fino al Maggio 2011, senza però rilevare ulteriori innalzamenti del livello di falda (Figura 51).

Un ulteriore elemento rilevato per definire l'andamento della falda è la presenza di una sorgente permanente all'interno dell'area instabile, e di una sorgente effimera che compare solo a seguito di ingenti eventi piovosi. La posizione di tali sorgenti è riportata in Figura 57.

#### 4.1.2. IL FENOMENO FRANOSO

Il fenomeno è caratterizzato da movimenti lenti di tipo traslativo strettamente legati alla variazione delle pressioni interstiziali nel corpo di frana. I dati disponibili relativi agli spostamenti e ai livelli di falda raffrontati con gli eventi pluviometrici permettono di affermare che il movimento franoso si innesca in concomitanza con eventi piovosi particolarmente intensi, capaci di generare un rapido innalzamento del livello della falda. La presenza di una falda nel corpo di frana è testimoniata dai monitoraggi e dai sopralluoghi effettuati che hanno evidenziato come, in concomitanza di eventi piovosi particolarmente intensi, sul versante si attivano delle sorgenti temporanee che concorrono a scaricare rapidamente l'acqua che satura il terreno.

La riduzione della resistenza disponibile in corrispondenza della superficie di scivolamento, causata dall'aumento delle pressioni interstiziali a sua volta dovuto alla variazione del livello di falda, provoca degli spostamenti relativi tra il corpo di frana e l'ammasso. Le indagini hanno confermato che tale superficie di scivolamento si trova in corrispondenza del contatto tra lo strato superficiale di Bellerophon e le sottostanti Arenarie di Val Gardena.

L'instabilità interessa un'area che si estende per circa 120 m lungo la strada provinciale S.P. 246 e per 180 m circa lungo la direzione di massima pendenza

del versante, partendo circa 25 m a monte della strada stessa. All'interno di tale aree sono presenti alcune abitazioni che, come anche la strada, presentano i segni visibili dei lenti e continui spostamenti, mostrando evidenti lesioni: abbassamento della pavimentazione e fratture nei muri di contenimento.



Figura 52 Versante interessato dal fenomeno franoso.



Figura 53 Lesioni su un manufatto privato a valle della strada provinciale



Figura 54 Lesioni su edifici privati a valle della strada provinciale.



Figura 55 Lesioni sul muro di sostegno a monte della strada provinciale

### 4.1.3. INDAGINI E CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA

Le indagini necessarie alla caratterizzazione di dettaglio degli aspetti topografici, stratigrafici e geotecnici sono state effettuate in due diverse fasi.

Inizialmente sono stati effettuati:

- tre sondaggi geognostici a rotazione a carotaggio continuo S1, S2 ed S3;
- il rilievo geologico dell'area;
- misure piezometriche ripetute tre volte a distanza di un mese (Tabella 4, Figura 50, Figura 51);
- misure inclinometriche ripetute tre volte a distanza di un mese (Figura 56);
- un rilievo topografico e laser scanner (Figura 57).

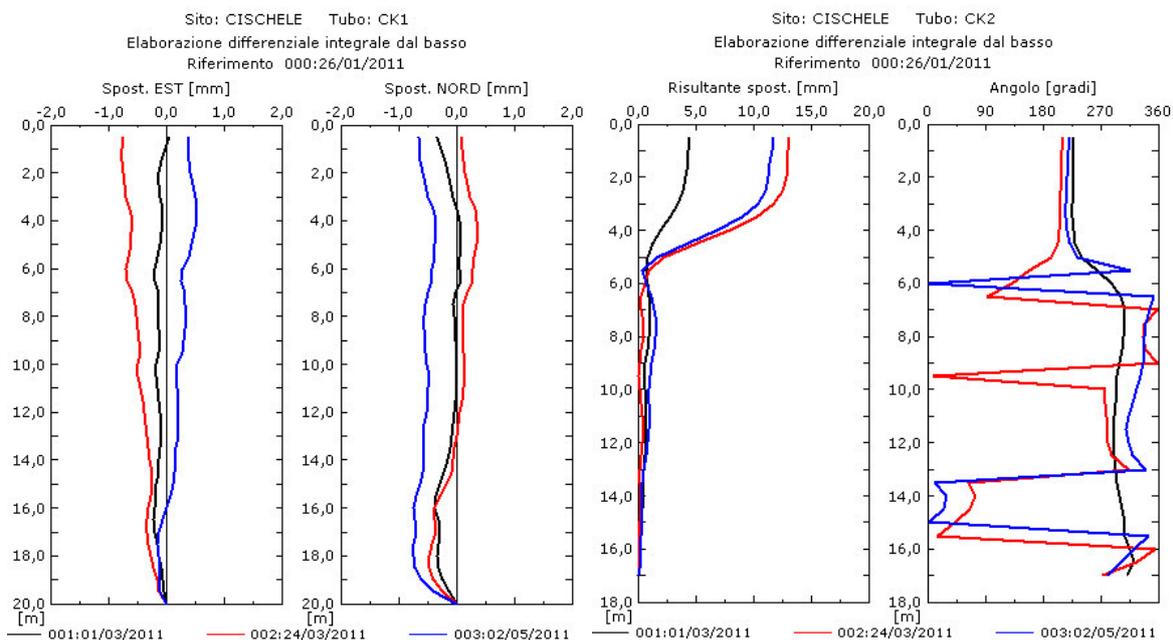


Figura 56 Risultati delle misure inclinometriche, effettuate in corrispondenza dei sondaggi S1 (CK1) ed S3 (CK2) tra marzo e maggio 2011.

I rilievi inclinometrici riportati in Figura 56 sono stati effettuati all'interno dei fori di sondaggio S1 (inclinometro CK1) e S3 (inclinometro CK2) e lo zero inclinometrico è stato definito il 26/01/2011.

L'inclinometro CK1 non ha evidenziato particolari spostamenti. Le letture sembrano confermare che il tubo inclinometrico sia posto oltre il coronamento di frana, al di fuori dell'area instabile.

Dalle misure effettuate all'interno del tubo inclinometrico CK2 è possibile definire la posizione della superficie di scivolamento, posta a circa 5 m di profondità. Gli spostamenti registrati a tale profondità hanno raggiunto il valore massimo di circa 13 mm, nel periodo a cavallo dell'evento pluviometrico del 16 marzo, mentre tra la seconda e la terza misura lo spostamento è stato contenuto. Quanto rilevato conferma la stretta correlazione tra l'innalzamento della falda all'interno del corpo di frana e i movimenti gravitativi.

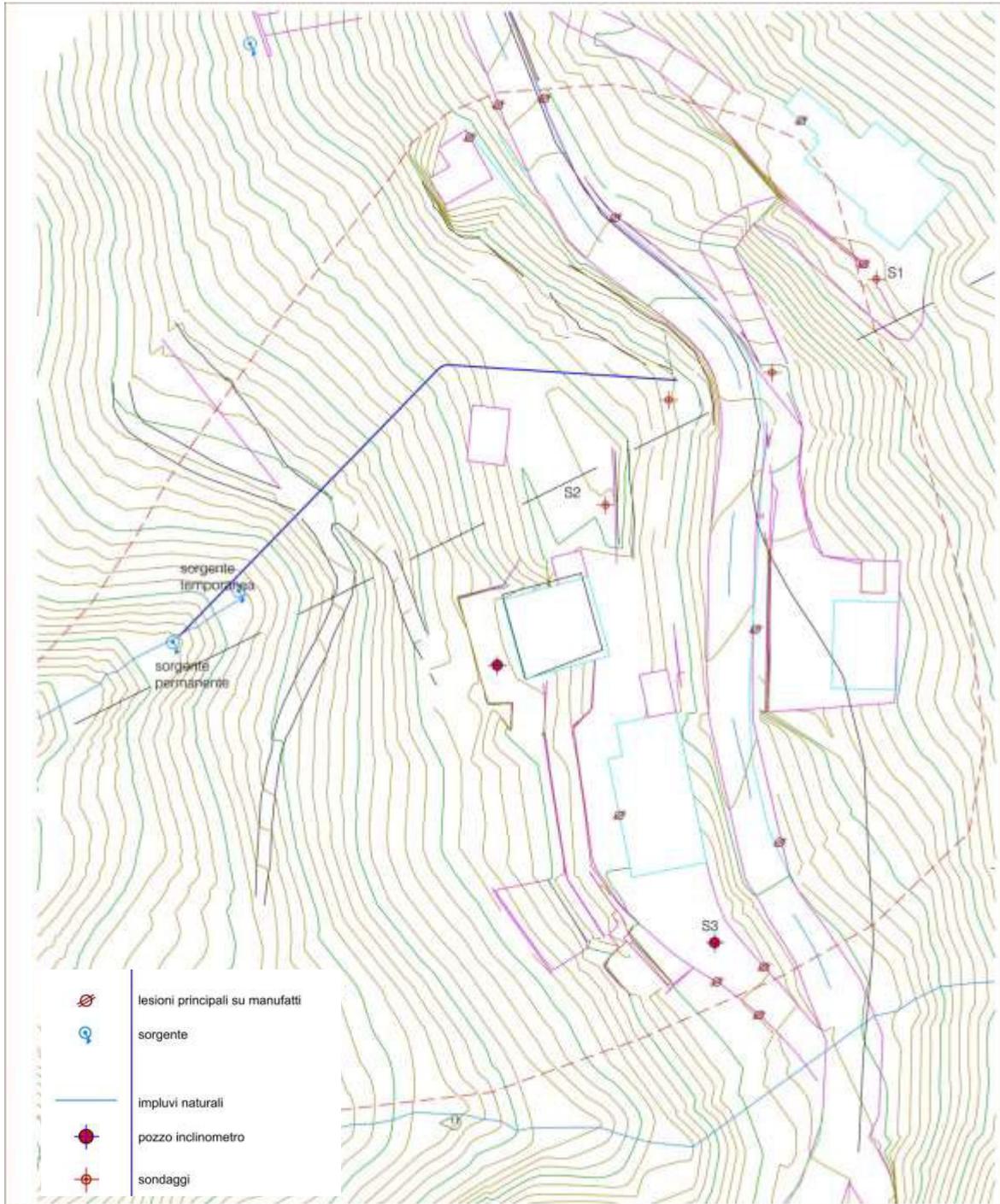


Figura 57 Rilievo topografico con localizzazione dei sondaggi, delle sorgenti, delle verticali inclinometriche e delle lesioni ad edifici ed infrastrutture.

Successivamente, vista la complessità che caratterizza la geologia dell'area, sono stati effettuati ulteriori sondaggi e analisi di laboratorio, ed in particolare:

- 2 sondaggi geognostici a carotaggio continuo fino a 30 m di profondità (S4 ed S5 in Figura 58);
- 2 prove di permeabilità Lefranc all'interno del primo punto di sondaggio geognostico (S4);
- 1 prova di permeabilità Lefranc e 1 prova di permeabilità Lugeon all'interno del secondo punto di sondaggio geognostico (S5);
- 4 prove penetrometriche SPT all'interno del primo sondaggio geognostico (S4);
- Posizionamento di un tubo inclinometrico su tutta la lunghezza del secondo sondaggio geognostico (S5);
- Analisi granulometrica;
- Limiti di Atterberg;
- Prova di taglio diretto in scatola di Casagrande con determinazione della resistenza di picco e residua;
- Determinazione della resistenza a compressione semplice e delle caratteristiche di deformazioni in condizioni uniassiali per un campione di roccia.



Figura 58 Localizzazione dei sondaggi geognostici effettuati nel 2011 e nel 2012.

La ricostruzione litologico-stratigrafica è stata possibile analizzando i risultati dei sondaggi geognostici che hanno evidenziato la presenza di:

1) una copertura dello spessore di 10÷12 metri di calcari a Bellerophon, in blocchi e bancate di colore grigio nerastro con presenza di venature riempite da calcite. Tale banco di calcari è stato individuato sia nel sondaggio S1 (2011) che nel sondaggio S2 (2011) con spessore pressoché costante.

2) La formazione sedimentaria delle Arenarie di Val Gardena, costituita nei sondaggi S1 (2011) e S2 (2011) prevalentemente da limi argillosi e argilloso sabbiosi a diverso grado di compattezza, rappresentanti la componente arenaceo marnosa di tale formazione. Tale formazione è stata individuata fino alla profondità massima di 21 m.

Il sondaggio S3 (2011), eseguito in corrispondenza del margine meridionale della frana presenta, diversamente dai primi due, al di sotto dei primi 4.5÷5 m di terreni argillosi di riporto, filladi fortemente alterate e cataclosate in matrice argilloso limosa di colore rossastro fino alla massima profondità raggiunta (18 m dal piano campagna).

Le informazioni acquisite dalle indagini svolte permettono di definire il seguente modello geologico – tecnico entro le profondità investigate:

- 1) Orizzonte costituito da calcari a Bellerophon fino a profondità di 10÷12 m;
- 2) Orizzonte costituito da Arenarie di Val Gardena fino a 21 m di profondità;
- 3) Substrato roccioso costituito da Filladi.

In base alle evidenze emerse è possibile affermare che il movimento franoso si sviluppa al contatto tra la porzione inferiore della formazione a Bellerophon e la parte superiore delle Arenarie di Val Gardena.

Le misure piezometriche effettuate in corrispondenza dei punti di carotaggio, ripetute nel tempo, e la localizzazione delle sorgenti temporanee, hanno permesso di individuare la posizione della falda nel tempo, in relazione all'andamento delle precipitazioni.

Per la parametrizzazione fisico-meccanica dei materiali coinvolti sono stati presi in considerazione i valori ottenuti dalle prove di taglio diretto sui campioni di siltiti ed arenarie, prelevate sullo strato al di sopra delle filladi, a profondità comprese tra 11 e 18,50m (Tabella 6).

Tabella 6 Risultati delle prove di taglio eseguite sulle siltiti.

Provino (sondaggio e profondità)	Valori di picco		Valori residui	
	c [kPa]	$\varphi$	c [kPa]	$\varphi$
S1 da 11,00 a 11,50 m	29,3	39°	10,38	24°
S1 da 17,00 a 17,50 m	32,1	36°	4,34	19°
S1 da 28,50 a 29,00 m	27,39	34°	9,3	20°
S2 da 9,50 a 10,00 m	20,6	37°	5,68	27°
S2 da 18,00 a 18,50	22,35	37°	10,2	26°

Ulteriori valori dell'angolo di attrito dei materiali a profondità inferiori rispetto alle precedenti sono stati definiti tramite l'analisi dei dati ottenuti dalle prove penetrometriche standard (SPT) effettuate sui terreni di copertura all'interno del foro di sondaggio S5.

I risultati delle prove SPT sono stati interpretati mediando i risultati delle relazioni di Hatanaka e Uchida (1996, 1998) e di Schmertmann (1975), ottenendo i seguenti valori di angolo di attrito:

Tabella 7 Interpretazione delle prove SPT in foro

numero prova	z [m]	N <sub>SPT</sub>	$\varphi_p$ (°)
SPT1	3,2	75,75	50,1
SPT2	6,2	102	49,6
SPT3	9,2	95	47,9
SPT4	12,2	101	47,1

I risultati delle prove in situ e delle prove di laboratorio nella configurazione di picco descrivono un materiale dalle caratteristiche geomeccaniche molto elevate.

Dal momento che il dissesto è in fase di avanzamento lento e sporadico, si ritiene ragionevole rappresentare il terreno in corrispondenza della superficie scorrimento con i valori della resistenza al taglio residua.

Per attribuire i parametri geotecnici ai materiali, all'interno dei range individuati dai risultati delle prove sopra riportati, si è proceduto ad effettuare un'analisi a ritroso delle condizioni di stabilità del versante allo stato attuale.

#### **4.1.4. BACK ANALYSIS**

La ricostruzione del modello stratigrafico – geotecnico del versante è stata eseguita sulla base dei dati indicati nel precedente paragrafo.

Ai fini del calcolo di stabilità, la sezione di riferimento è composta da tre materiali definiti:

- “Calcari a Bellerophon”, rappresentativo del terreno che evidenzia problemi di stabilità;
- “Siltiti ed Arenarie della Val Gardena”;
- “Filladi”.

Questi ultimi due strati elencati sono rappresentativi delle porzioni stabili del versante.

Il codice di calcolo utilizzato, Slide (Rocscience) ha consentito la risoluzione di un problema in cui si presentano le seguenti incognite:

- fattore di sicurezza del pendio;
- geometria del possibile dissesto;
- parametri geotecnici dei materiali;
- profondità della superficie di scivolamento;
- posizione della falda.

Nel caso in esame si può ritenere conosciuta la geometria del dissesto, definita tramite rilievo topografico di dettaglio mentre si ipotizza, in base ai dati inclinometrici e freaticometrici rilevati nei mesi successivi all’innescio del fenomeno, la posizione della superficie di scivolamento ed il livello della falda.

In relazione a quanto emerso dai sondaggi, la superficie di scivolamento sarebbe collocata all’interfaccia tra il deposito superficiale di calcari a Bellerophon e lo strato sottostante. A tale profondità infatti il materiale si presenta alquanto alterato.

Pertanto la ricerca della superficie di scivolamento è stata effettuato col metodo “block search”, in cui viene imposta una polilinea che stabilisce profondità e direzione delle possibili superfici di scivolamento, vincolandone quindi la ricerca.

La posizione della falda è stata posta al livello massimo misurato a seguito di precipitazioni piovose, considerando inoltre la posizione di una sorgente permanente e quella di una sorgente effimera che si manifesta in occasione di ingenti piogge. Tali condizioni idrologiche sono state adottate in quanto rappresentano le condizioni più critiche rilevate durante il monitoraggio

piezometrico e permettono di simulare la condizione di precaria stabilità che non ha però portato al collasso del versante.

È stato quindi ipotizzato un fattore di sicurezza prossimo all'unità, in modo da simulare la situazione limite tra condizioni di stabilità e instabilità, ipotesi accettabile vista la precarietà della situazione.

A seguito delle ipotesi effettuate sono stati ricercati i valori dei parametri geotecnici. I risultati ottenuti si ritengono accettabili dal momento che ricado nel range dei valori ottenuti dalle prove di laboratorio.

Di seguito si riportano i risultati ottenuti dall'analisi di stabilità globale (Figura 59). La superficie di scivolamento individuata interessa una porzione di versante, con coronamento individuato dai rilievi sul sito, mentre il piede è definito da modello, non essendo possibile rilevare chiari segni del limite inferiore del volume instabile. Si evidenzia che non sono state considerate superfici di scivolamento che interessassero solo porzione superficiali del versante, in considerazione delle evidenze rilevate contrarie questa ipotesi.

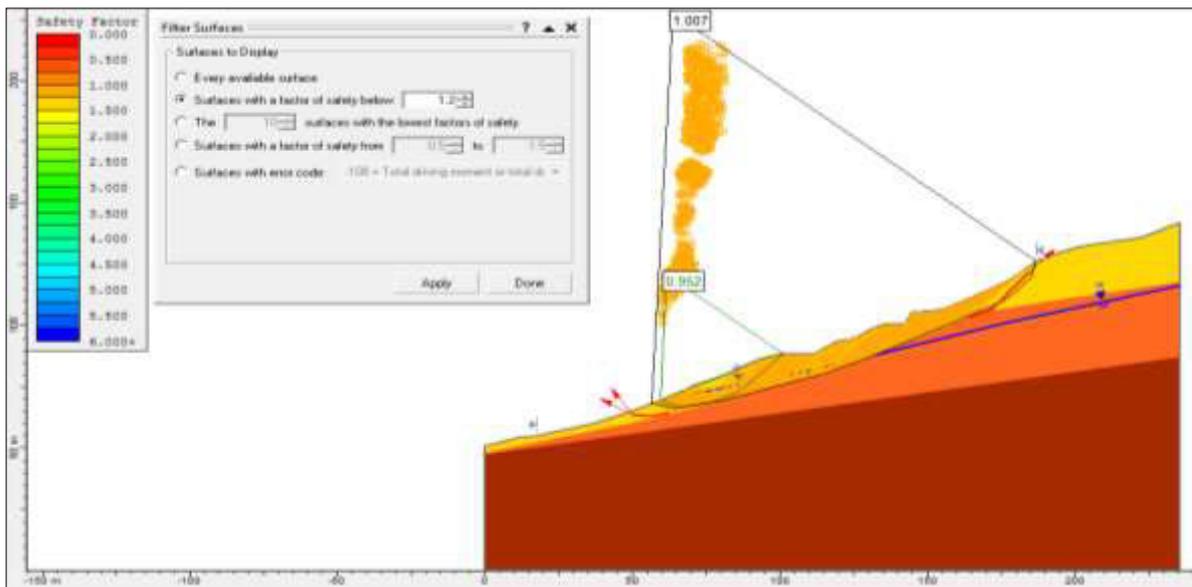


Figura 59 Back-analysis della stabilità del versante. In evidenza le superfici con FS < 1,1.

In riferimento alla superficie di scivolamento individuata, sono stati considerati i fattori di sicurezza ottenuti con diversi metodi di analisi della stabilità globale, per verificare l'indipendenza del risultato dal metodo applicato. In Tabella 8 si riportano i valori dei fattori di sicurezza ottenuti con i diversi metodi di analisi, oltre al valore medio di tali risultati, uguale a 1.0012.

Tabella 8 Valori dei coefficienti di sicurezza nella back-analysis, ottenuti con diversi metodi di analisi.

metodo	FS
Bishop simplified	1.007
Janbu simplified	0.979
Janbu corrected	1.017
Spencer	1.007
GLE/Morgenstern-Price	0.996
<b>MEDIA</b>	<b>1.0012</b>

In Tabella 9 si riportano i valori dei principali parametri geotecnici definiti attraverso la fase di back analysis, in particolare per lo strato superficiale dei calcari a Bellerophon.

Tabella 9 Parametri ricavati con la back-analysis.

materiale	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> )	c (kPa)	$\phi$ (°)	Strenght-type
<b>Calcari a Bellerophon</b>	<b>18</b>	<b>5.2</b>	<b>21.5</b>	<b>Mohr-Coulomb</b>
Siltiti ed Arenarie della Val Gardena	20	100	38	Mohr-Coulomb
Filladi	20	100	55	Mohr-Coulomb

Il modello così ottenuto ha permesso di tarare i parametri del terreno in presenza di un livello di falda critico che ha portato all'innescò dell'instabilità.

L'analisi ha inoltre permesso di individuare la possibile porzione di terreno interessata dal fenomeno franoso.

#### 4.1.5. ANALISI DEI DATI SAR

Per ottenere ulteriori informazioni sulle dinamiche del versante, sull'eventuale presenza di spostamenti e deformazioni precedenti all'evento piovoso del Novembre 2010, e sull'estensione dell'area interessata dal dissesto, sono state effettuate specifiche analisi su dati SAR. In particolare sono state considerate le serie storiche degli spostamenti dei punti PS presenti nell'area, relativi al periodo 1995 – 2010. E' stato inoltre analizzato un stack di immagini COSMO-SkyMed a cavallo del Novembre 2010 attraverso l'approccio SBAS, per recuperare un'informazione sugli spostamenti quanto più possibile estesa nell'area.

**4.1.5.1. PERMANENT SCATTERERS (PS)**

Una prima valutazione degli spostamenti del pendio in frana tramite l'utilizzo di dati RADAR satellitari è stata effettuata grazie ai dati messi a disposizione dal Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, Direzione generale Difesa del Suolo. In particolare il Ministero, grazie al supporto di Tele-Rilevamento Europa, ha elaborato immagini satellitari ERS 1/2 ed Envisat applicando la tecnica PSInSAR (AA.VV., 2009).

I dati PS disponibili nell'area in frana in contrada Cischele si riferiscono ad immagini SAR ERS da maggio 1995 a maggio 2000 e dati Envisat da settembre 2004 a giugno 2010. I punti PS rilevati nell'area di studio sono mostrati in Figura 60.

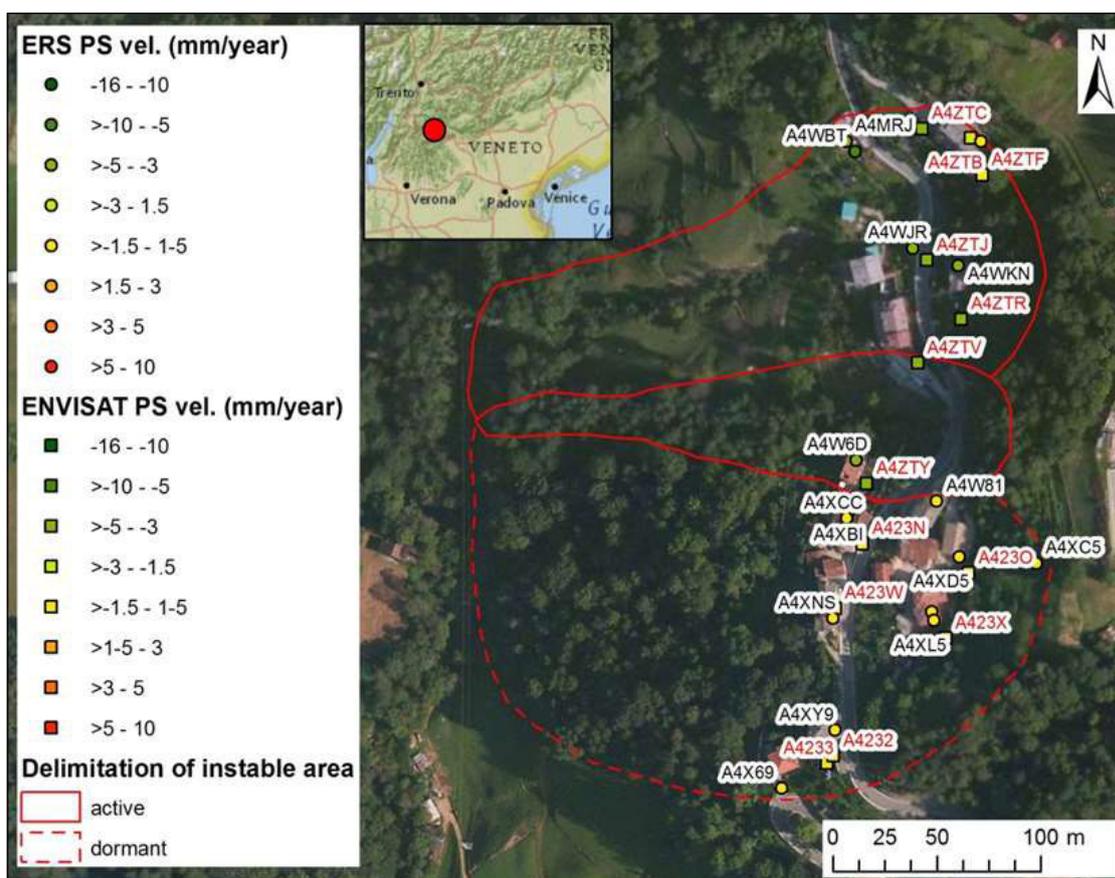


Figura 60 Localizzazione dei punti PS ottenuti da dati ERS relativi al periodo 1995-2000 e dati Envisat acquisiti tra il 2004 ed il 2010.

Le velocità a terra e gli spostamenti sono misurati lungo la linea di vista del satellite. I risultati disponibili si riferiscono unicamente ad acquisizioni lungo un'orbita discendente.

La serie temporale degli spostamenti relativi ai singoli scatteratori è stata analizzata per individuare possibili riattivazioni dei movimenti e confrontare tali dinamiche con l'andamento delle piogge nell'area. Il campo di deformazioni e il surplus di pioggia rispetto ai valori medi mensili sono stati plottati in Figura 61 per ogni punto PS analizzato.

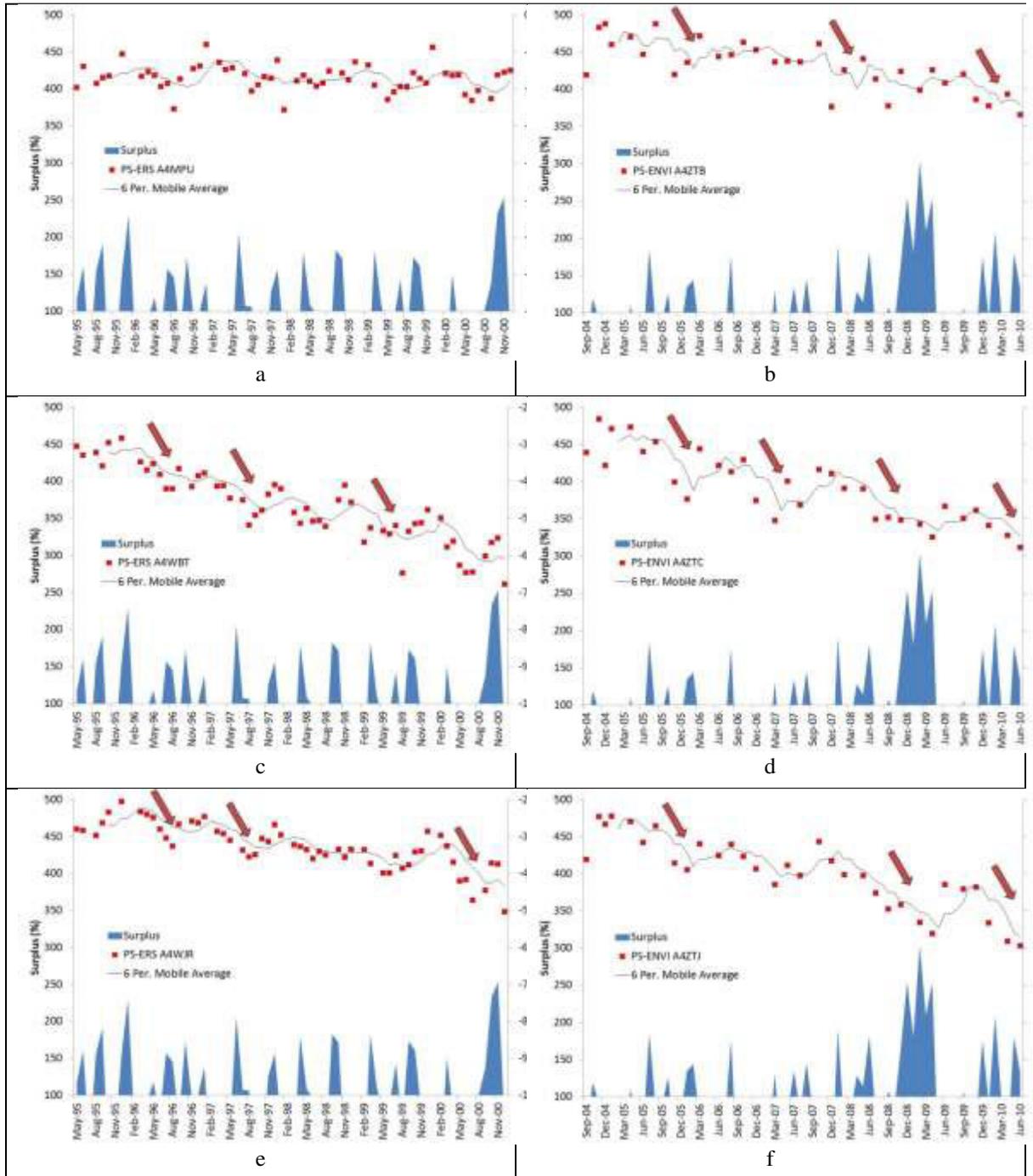


Figura 61 Serie temporale degli spostamenti confrontata con i surplus di pioggia rispetto al valore medio mensile.

L'analisi dei dati plottati in Figura 61 permette di valutare la recente attività del versante ed indagare le possibili relazioni esistenti tra gli spostamenti e gli eventi di pioggia.

Il limite superiore destro della frana non presenta chiari spostamenti tra il 1995 e il 2000 (in corrispondenza del punto PS ERS A4MPU in Figura 61.a), mentre il vicino punto PS-ENVI A4ZTB in Figura 61.b mostra delle evidenti deformazioni tra settembre 2004 e giugno 2010, con un tempo di ritorno di circa 2-3 anni. Gli spostamenti più evidenti della superficie in frana sono evidenziati con delle frecce rosse. Tali spostamenti risultano verificarsi principalmente durante le stagioni piovose (autunno – inverno), spesso dopo eventi piovosi che eccedono il valore medio di pioggia mensile.

I punti PS localizzati nel lato destro della frana (Figura 61.c, PS-ERS A4WBT; Figura 61.d, PS-ENVI A4ZTC) risultano molto attivi in entrambi gli intervalli temporali considerati, presentando un tempo di ritorno di 2-3 anni durante la serie temporale analizzata. Gli spostamenti appaiono evidenti principalmente a seguito di surplus di pioggia che eccedono i valori medi mensili, ad esclusione delle deformazioni verificatesi nel periodo 2006 – 2007.

La parte centrale del coronamento di frana appare attiva, in particolare nel periodo da settembre 2004 a giugno 2010, quando il trend temporale delle deformazioni superficiali mostra un'evidente accelerazione, anche in questo caso con un tempo di ritorno di 2-3 anni (Figura 61.e, PS-ERS A4WJR and Figura 61.f, PS-ENVI A4ZTJ). Si nota una buona correlazione tra gli spostamenti e il surplus di pioggia.

#### **4.1.5.2. SBAS**

Per valutare l'entità degli spostamenti superficiali del versante, a seguito dell'eccezionale evento piovoso che ha colpito l'area delle prealpi vicentine nel novembre 2010, sono state acquisite una serie di immagini CosmoSkyMED che ricoprono l'area interessata a cavallo dell'alluvione.

In particolare è stato analizzato uno stack di immagini acquisite secondo un'orbita discendente, della quale erano a disposizione 14 immagini nel periodo compreso tra aprile 2010 e settembre 2012. Il limitato numero delle immagini

non ha permesso di ottenere risultati significativi con l'applicazione della tecnica PS. Si è pertanto utilizzata unicamente la tecnica SBAS.

### Processamento dei dati

Il processamento dello stack di immagini COSMO è risultato piuttosto arduo alla luce della copertura vegetale che interessa il versante, costituita prevalentemente da manto erboso con la presenza diffusa di alberi da frutto. Le sole infrastrutture presenti sono 4 abitazioni e la strada provinciale che attraversa il versante. Tali condizioni di copertura sono causa di netti cambiamenti stagionali della copertura del suolo che causano una perdita di coerenza tra i dati SAR piuttosto diffusa nell'area, anche per acquisizioni effettuate a distanza di pochi mesi.

Pertanto, la definizione della soglia di coerenza da impostare nel processamento dei dati è di difficile definizione, in considerazione del valore medio di coerenza piuttosto basso nell'area in esame. Il problema è emerso in modo evidente dopo i primi tentativi di analisi, in cui non si è ottenuta alcuna copertura dei risultati sull'area indagata.

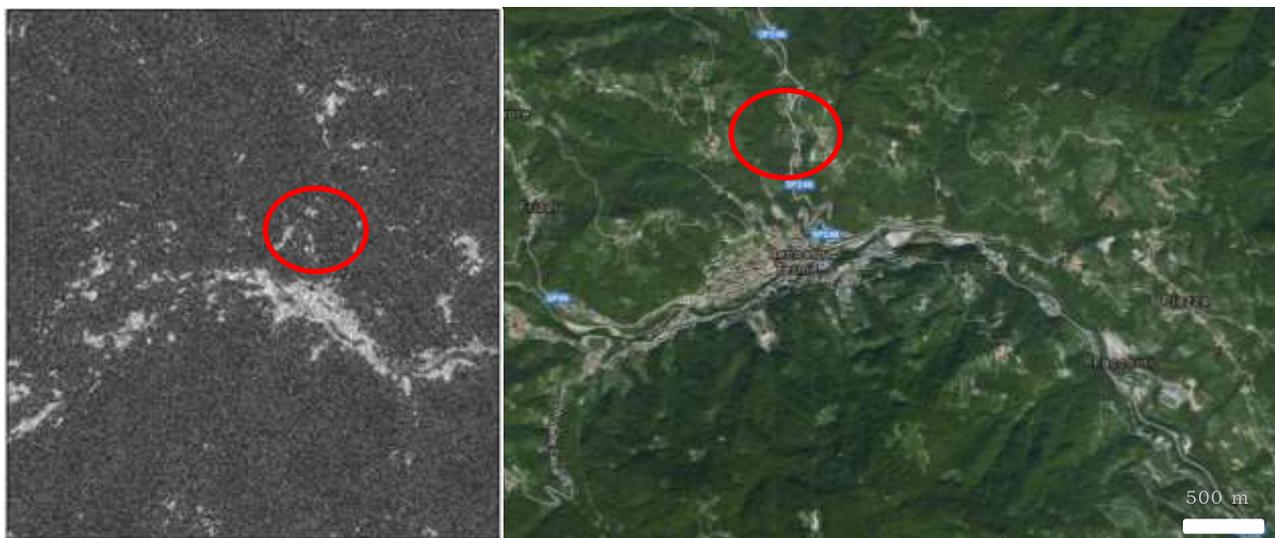


Figura 62 A sinistra, mappa di coerenza dell'area in esame, in geometria slant range; a destra mappa dell'area oggetto di studio.

Osservando le immagini in Figura 62 si può notare come le aree più luminose, caratterizzate da valori di coerenza maggiori, si trovano in corrispondenza del fondo valle urbanizzato, il centro città del Comune di Recoaro Terme. La mappa di coerenza è riferita ad un interferogramma creato con dati SAR acquisiti secondo una traiettoria discendente, pertanto, in geometria slant range, tale mappa presenta un ribaltamento est-ovest. E' comunque facile notare una perfetta corrispondenza tra le porzioni di terreno urbanizzate e i pixel ad alta coerenza. Si osserva come la maggior parte dell'immagine è caratterizzata da bassi valori di coerenza, che appaiono poco luminose. Ciò è dovuto dalla fitta copertura vegetale che caratterizza la scena.

#### Definizione dei parametri di filtraggio

Per poter estendere il risultato al versante oggetto di analisi è stato necessario abbassare la soglia di coerenza dell'analisi. Per evitare, come detto, di introdurre aree caratterizzate da informazione rumorosa è stata effettuata un'attenta calibrazione dei parametri di filtraggio. In particolare, si è operato modificando il set di parametri relativi al filtraggio dei dati, step della catena di processamento SBAS. Il filtraggio viene applicato agli interferogrammi spianati per ridurre la componente di rumore e facilitare la successiva fase di srotolamento della fase. L'aumento dell'intensità del filtro applicato causa però una diminuzione nella risoluzione del risultato finale. Si è quindi ricercato un compromesso, definendo dei valori di filtraggio sufficienti a recuperare informazione spaziale sul versante in frana, senza alterare eccessivamente i dati.

In particolare agli interferogrammi è stato applicato il filtro di Goldstein (3.3.460 - Filtraggio), ottimizzato in relazione alla coerenza locale del versante, andando a modificare il parametro "alpha" e le dimensioni della finestra di filtraggio. Il primo parametro controlla l'intensità del filtro in funzione della coerenza: le aree a bassa coerenza sono filtrate maggiormente delle aree ad alta coerenza. In particolare occorre settare due parametri, alpha min e alpha max. Tali valori sono applicati come esponenti all'intensità spettrale del dato. Il valore minore, alpha min, è applicato ai pixels coerenti ( $c=1$ ), mentre il valore maggiore, alpha max, ai pixels completamente incoerenti ( $c=0$ ). Il valore di alfa applicato ai pixels con valori di coerenza intermedi, tra 0 e 1, varia linearmente tra il valore

massimo e il valore minimo fissati agli alfa. Maggiore è l'alfa applicato e più forte è l'effetto del filtro.

Il secondo parametro su cui si va ad agire, la dimensione della finestra di filtraggio, influenza il risultato della fase di filtraggio: all'aumentare della dimensione della finestra, viene a diminuire la sensibilità del filtro ai piccoli dettagli. Pertanto tale parametro va definito consapevolmente, anche in relazione all'estensione spaziale del fenomeno che si sta analizzando.

Nel caso in esame si sta effettuando un'analisi a scala locale; la porzione di versante interessata dal dissesto franoso ha un'estensione di circa 180 m x 120 m.

Per stabilire la soglia di coerenza, è stato valutato il valore medio di coerenza nel versante, relativamente a tutto lo stack di immagini utilizzate, per tentare di ottenere informazioni rispetto agli spostamenti indotti dalla frana.

Diminuendo il valore della soglia di coerenza si è proceduto contemporaneamente ad aumentare la forza di filtraggio, al fine di ridurre le componenti di rumore introdotte.

Per definire i parametri di filtraggio, è stata effettuata una sorta di taratura dei parametri andando ad agire su di un singolo interferogramma. Sono state effettuate diverse prove, applicando valori dei parametri alfa via via crescente e modificando la dimensione della finestra di filtraggio, al fine di trovare la combinazione di parametri più adatta al caso in esame. Le combinazioni di parametri di filtraggio applicati sono riportati in Tabella 10.

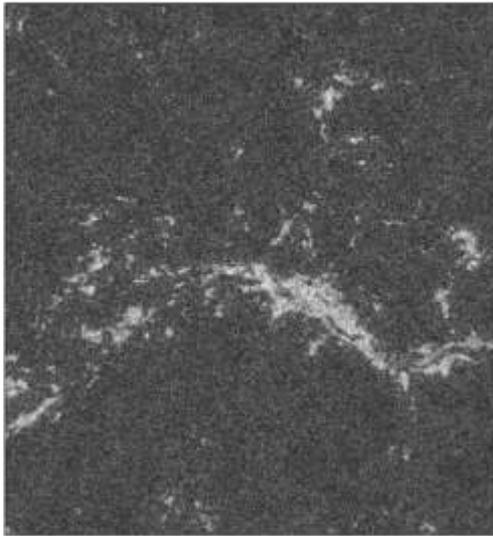
Tabella 10 Parametri di filtraggio applicati nelle diverse prove.

	a (1)	b (2)	c (3)	d (1)	e (2)	f (3)
Alpha min	0.3	1.0	1.5	0.3	1.0	1.5
Alpha max	2.5	3.0	4.0	2.5	3.0	4.0
Dimensioni finestra filtraggio	64	64	64	128	128	128

Si sottolinea fin da ora che in questo tipo di analisi non esiste una soluzione esatta rispetto ad altre, ma è necessario trovare la combinazione che meglio si adatta ai dati analizzati, permettendo di ottenere una soluzione quanto più estesa, dal punto di vista spaziale, al fenomeno che si studia, cercando di non alterare eccessivamente il dato.

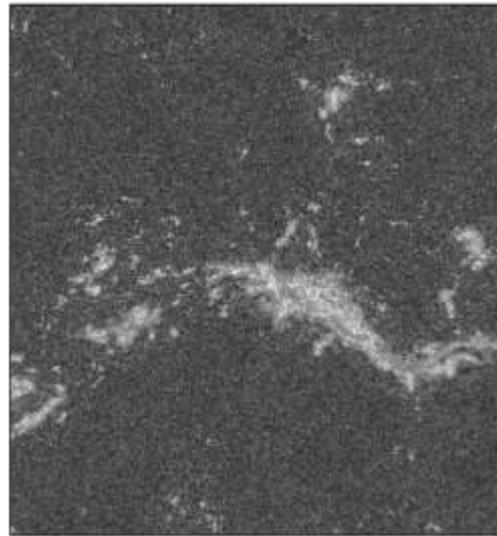
I vari tentativi di filtraggio sono stati effettuati sull'interferogramma creato utilizzando come master il dato acquisito il 06/06/2011, e come slave l'immagine 10/09/2011. Per valutare la risposta del dato ai diversi filtri sono state analizzate le mappe di coerenza ottenute a seguito dello step di filtraggio. I risultati per i diversi test effettuati sono riportati in Figura 63. In questa figura, le dimensioni della finestra di filtraggio vengono aumentate per le immagini d, e, f, nella colonna di destra. Per le coppie di immagini poste sulla stessa riga, sono stati adottati analoghi parametri alfa, che sono stati fatti aumentare via via spostandosi verso le coppie più in basso. E' possibile vedere, anche solo visivamente, che all'aumentare dei parametri si verifica una progressiva estensione delle aree luminose, e un aumento complessivo dei valori delle mappe di coerenza.

window 64

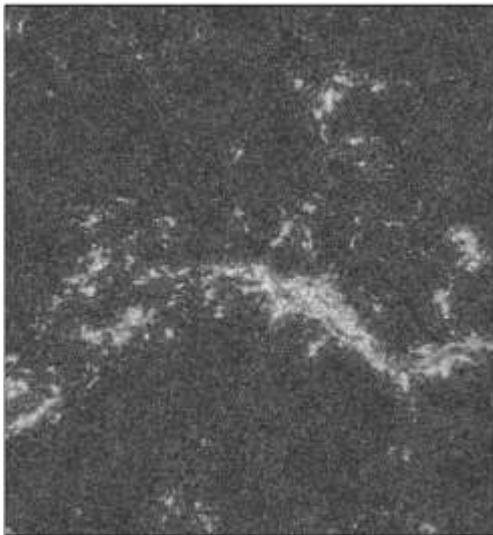


a

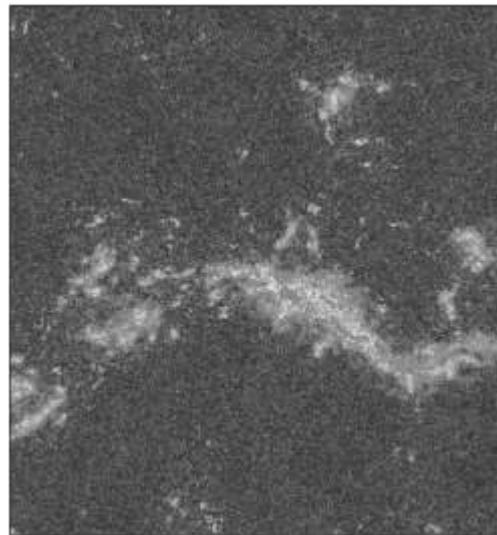
window 128



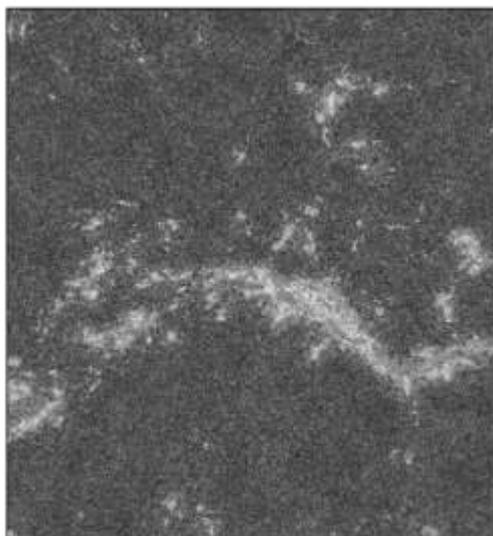
d



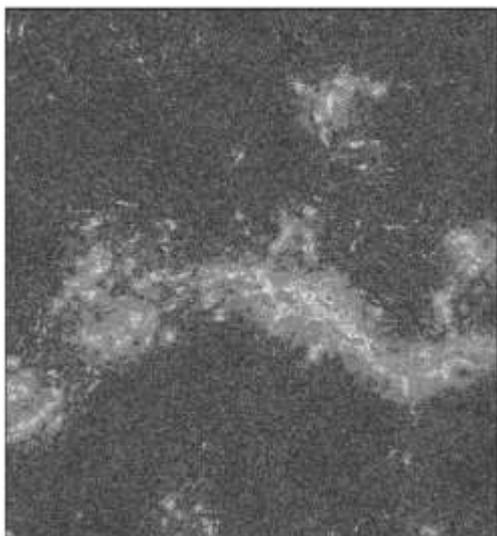
b



e



c



f

Figura 63 Mappe di coerenza al variare dei parametri di filtraggio, secondo quanto riportato in Tabella 10

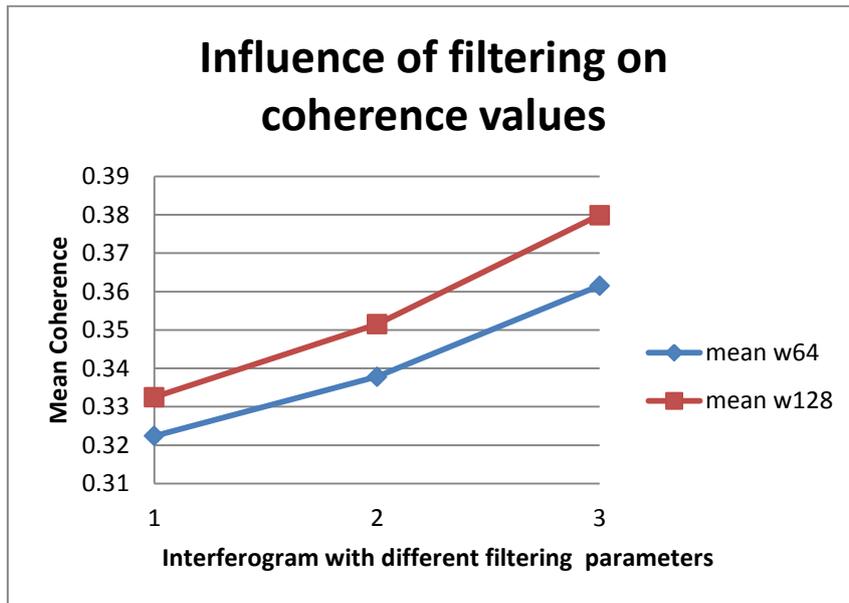


Figura 64 Influenza della dimensione della finestra di filtraggio e del parametro alpha sulla coerenza media della scena. I valori sull'asse delle ascisse fanno riferimento ai riferimenti in Tabella 10.

La Figura 64 riporta i valori medi di coerenza sull'intera scena, al variare dei parametri di filtraggio. Il plot mette in luce come, sia l'aumento dei parametri alfa, sia l'aumento della dimensione della finestra di filtraggio, provochino un aumento complessivo della coerenza della scena.

I risultati ottenuti hanno evidenziato come, con i valori minimi degli alfa e della dimensione della finestra di filtraggio, parametri di default per il filtro Goldstain in Sarscape, nessun risultato veniva definito per l'area di interesse.

Il processamento dell'intero stack di dati è stato quindi effettuato utilizzando i parametri definiti dal caso "e", ossia alfa min pari a 2.5, alfa max a 4, e la dimensione della finestra di filtraggio uguale a 128.

La mappa di velocità ottenuta ha finalmente presentato una soluzione estesa anche al versante in località Cischele. Il risultato, presentato in Figura 65, evidenzia come il versante analizzato, evidenziato dal cerchio rosso, sia soggetto ad una componente di velocità dell'ordine dei 12 mm/anno.

Ulteriori spostamenti rilevati, nella porzione orientale del Comune di Recoaro Terme, raggiungono i 20 mm/anno di spostamento. Quest'ultima area, situata in località Rovegliana, è da anni nota alle amministrazioni locali per fenomeni di instabilità dei versanti, oltre ad essere stata oggetto di studi relativi a periodi antecedenti le piogge eccezionali del 2010 (Novellino et al., 2014).

La porzione centrale dell'area analizzata, corrispondente con il centro del paese di Recoaro situato nel fondo valle, è risultato stabile, come ci si attendeva.

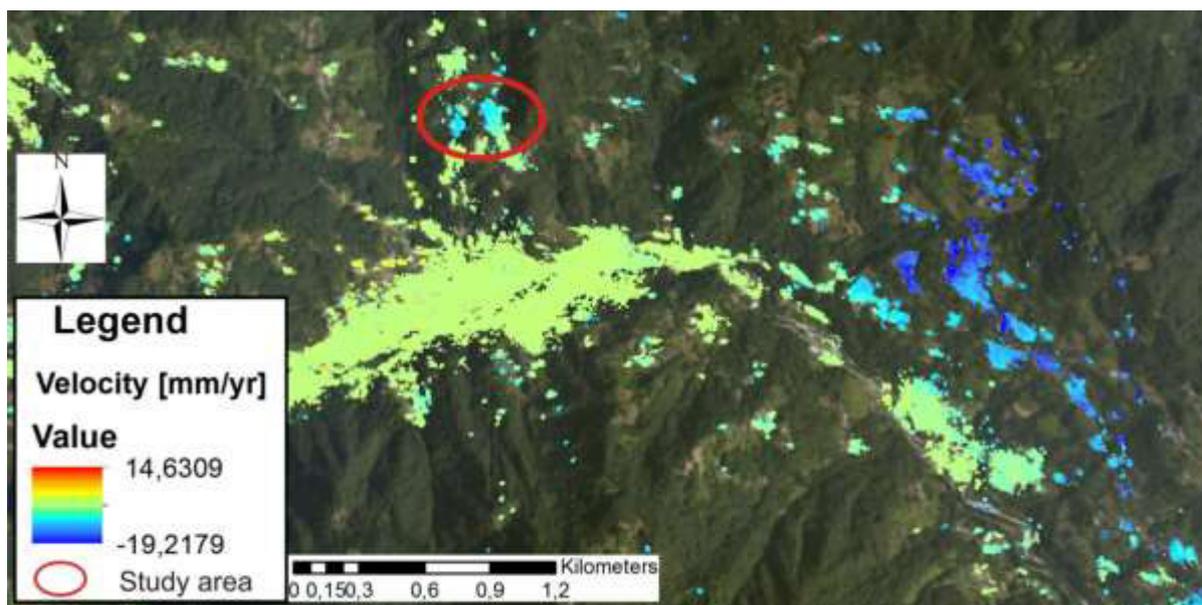


Figura 65 Mappa degli spostamenti dell'area di Recoaro.

Il risultato ottenuto necessita di una validazione con dati raccolti in situ. Nonostante non siano disponibili misure degli spostamenti superficiali, sono state raccolte informazioni in merito a spostamenti profondi, tramite l'uso di sonde inclinometriche (Figura 56 Risultati delle misure inclinometriche, effettuate in corrispondenza dei sondaggi S1 (CK1) ed S3 (CK2) tra marzo e maggio 2011.), oltre ad essere presenti misure sulle fratture apparse negli edifici, dell'ordine di diversi centimetri.

Il campo di velocità ottenuto in corrispondenza del fenomeno franoso di Contrada Cischele rappresenta la componente misurata lunga la direzione di Line of Sight. Sarebbe necessario disporre del campo di spostamenti rilevato da immagini relative ad una track ascendente per definire la reale direzione degli spostamenti.

## 4.2. LA FRANA DI VAL MASO

Il fenomeno franoso è localizzato presso le pendici meridionali di Cima Fratte, a nord-ovest del centro abitato di Valli del Pasubio, in prossimità della località Molino di Maso. L'instabilità si estende su un displuvio interposto tra la Val di Xomo ad ovest e la Val di Cortiana ad est e interessa la strada di collegamento tra la contrada Cicchelleri e la contrada Cortiana (Figura 66).



Figura 66 Localizzazione della frana in località Val Maso, Valli del Pasubio (VI).

Diverse analisi e simulazioni sono state effettuate, in merito a tale caso, trattandosi di uno degli eventi più gravosi che hanno colpito la Provincia di Vicenza a seguito degli eventi di pioggia del 2010 (Floris et al., 2012; Bisson et al., 2014).

#### **4.2.1. MODELLO GEOLOGICO**

Il modello geologico del pendio instabile di Val Maso è stato creato tramite rilevamenti in sito, la consultazione delle carte geologiche già redatte negli anni '80 (Centro di studio per i problemi dell'orogeno delle Alpi orientali – CNR e Università di Padova) e l'analisi ed interpretazione dei dati geognostici e geofisici acquisiti subito dopo il fenomeno franoso dal Dott. Geol. Bertolin Andrea su incarico dell'Amministrazione provinciale di Vicenza (Bertolino, 2010).

Tali dati hanno permesso la redazione di una carta geologica a scala 1:5000 e di due sezioni geologiche, una longitudinale ed una trasversale (Figura 68).

Nell'area di Val Maso il substrato roccioso è composto dal basamento cristallino subalpino (Filladi di Valli del Pasubio, FVP) e dalla successione sedimentaria permo-triassica che include le Arenarie di Val Gardena (GAR), la Formazione di Bellerophon (BEL) e la Formazione di Werfen (WER).

Le Filladi di Valli del Pasubio (Pre-permiano) sono composte da filladi quarzifere e quarzo-albitiche di colore da grigio a grigio-verde. Sono presenti strati, noduli e lenti di quarzo.

Le Arenarie di Val Gardena (Permiano superiore) rappresentano un ambiente di piana alluvionale e sono costituite da arenarie fini di colore giallo bruno e da siltiti micacee di color rosso scuro-grigio, intercalate a dolomie grigie. La presenza di marne e argilliti aumenta verso l'alto. Lo spessore varia da 15 a 75 m.

La Formazione di Bellerophon (Permiano superiore) rappresenta depositi marini costieri ed è composta da calcari, siltiti, marne e dolomie. Verso l'alto sono presenti alternanze di evaporiti. Nell'area di studio, nella parte alta della formazione, è presente una facies calcarea-dolomitica di color grigio. Lo spessore varia da 20 a 40 m.

Anche la Formazione di Werfen (Permiano superiore - Triassico inferiore) rappresenta un ambiente marino costiero, qui registrato da sedimenti terrigeni e di piattaforma carbonatica. La porzione basale è costituita da arenarie giallo-

marroni e da siltiti micacee rosso brune, intercalate da strati calcarei e calcarenitici di color grigio. Lo spessore varia da 50 a 250 m.



Figura 67. Vista della scarpata principale di frana, con esposizione del contatto tra la Formazione di Werfen (WER) e la Formazione di Bellerophon (BEL); Entrambe in contatto tettonico a sinistra con le Filladi di Valli del Pasubio (FVP). Sopra tali formazioni si nota il deposito detritico coinvolto nel dissesto di Val Maso, con spessore maggiore al centro.

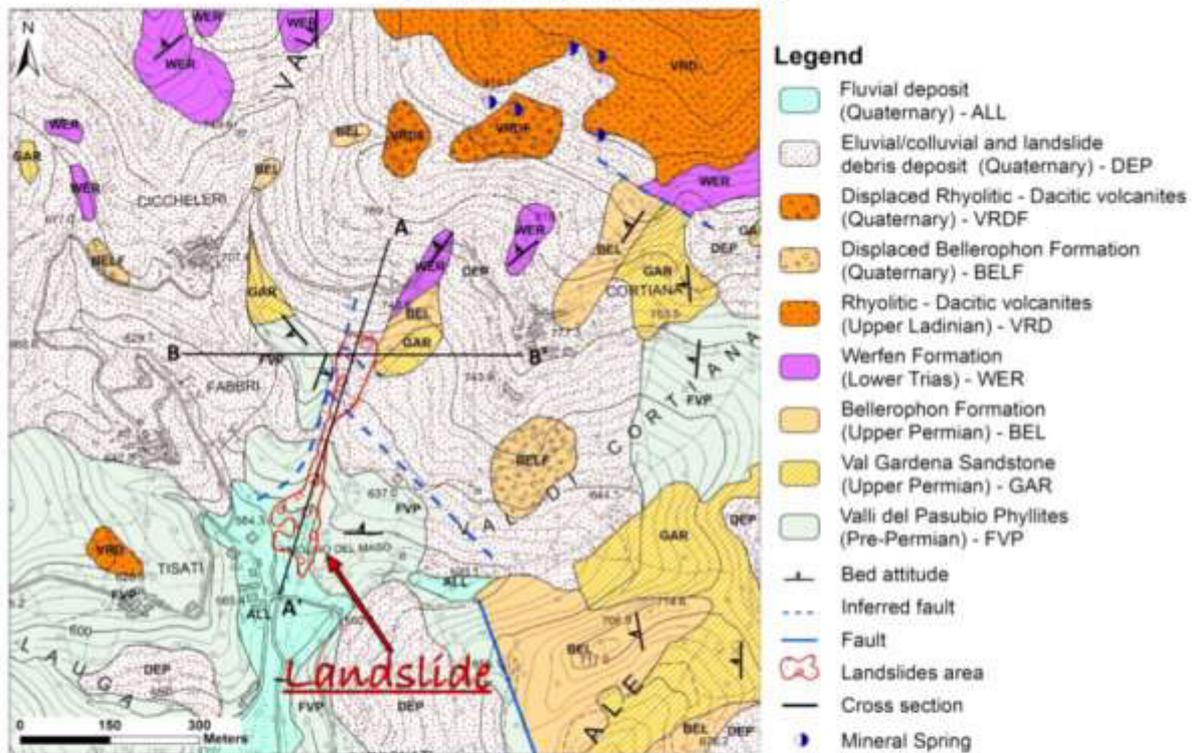
Il livello sommitale è costituito di depositi colluviali/eluviali litologicamente omogenei che presentano una buona cernita mentre i depositi di frana sono litologicamente eterogenei e le dimensioni dei clasti sono da metriche a centimetriche, con matrice prevalentemente argillosa. Lo spessore della coltre detritica nell'area in frana è di circa 20 m nel settore centrale e si riduce spostandosi ai bordi della frana.

Il collasso del versante ha portato alla luce le diverse stratificazioni, offrendo importanti indicazioni in merito all'interpretazione della carta geologica e alla definizione della stratigrafia, come si evince dalla Figura 67.

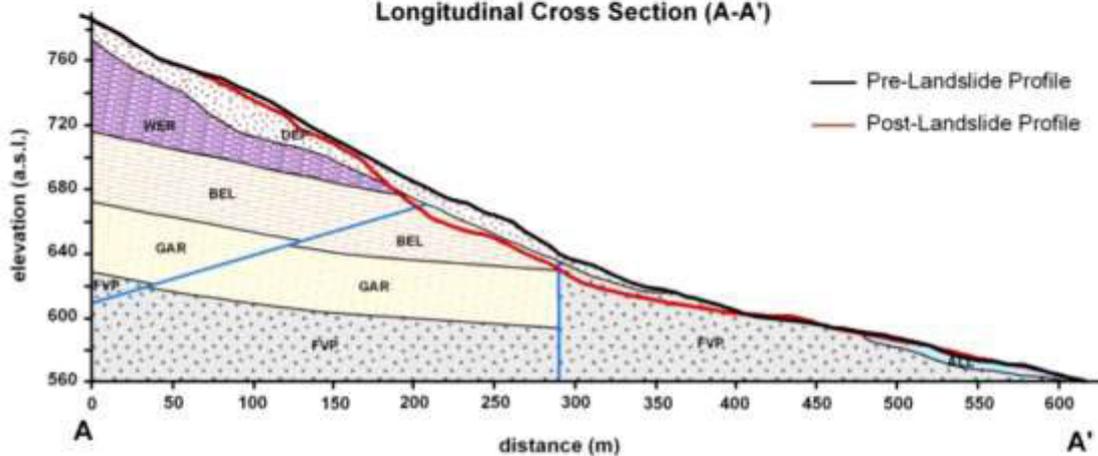
Nella vicinanza dell'area di studio sono presenti due importanti lineamenti tettonici regionali: la linea Schio-Vicenza (faglia trascorrente) e il sovrascorrimento Bassano-Marana. Le dislocazioni tettoniche presenti sul territorio sono collegate alla deformazione polifasica che ha interessato l'area (estensione Mesozoica e Paleogenica, raccorciamento Neo-alpino), comportando la dislocazione della successione sedimentaria locale e causando inoltre, la forte fratturazione dell'ammasso roccioso e la drastica riduzione delle proprietà geotecniche dei materiali.

### Geological Map of Val di Maso

modified from: Sedea R. & Di Lallo E., 1986



#### Longitudinal Cross Section (A-A')



#### Transversal Cross Section (B-B')

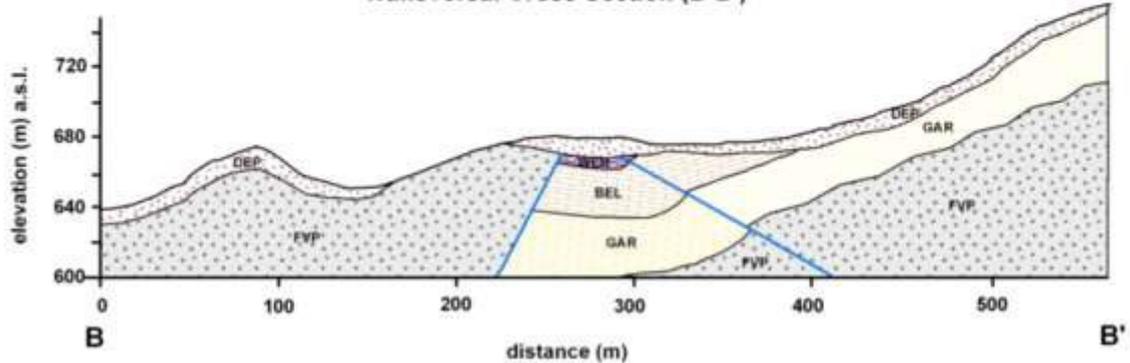


Figura 68 Carta geologica di Val Maso, sezione longitudinale (A-A') e trasversale (B-B').

Le condizioni idrogeologiche dell'area sono piuttosto complesse. Considerando le caratteristiche dei materiali presenti nell'area interessata dalla frana e sulla base di osservazioni macroscopiche, sono stati definiti dei valori di permeabilità per ciascuno strato. Il deposito detritico è caratterizzato da una permeabilità media che può variare tra  $10^{-4}$  e  $10^{-6}$  m/s; lo strato di Werfen presenta una grande variabilità di permeabilità legata alla presenza di alternanze di diversi materiali. Nel complesso si è definito un valore medio di  $10^{-7}$  m/s. I sottostanti strati di Bellerophon e Arenarie di Val Gardena hanno un valore medio di permeabilità medio altro, legata allo stato di fratturazione: per tale ragione è stata supposta una permeabilità di  $10^{-3}$  m/s. Il basamento cristallino ha una permeabilità molto bassa, dell'ordine di  $10^{-9}$  m/s.

La copertura detritica permette alle piogge di infiltrarsi, condizionando il livello di falda e l'accumulo di acqua nel sottosuolo. All'interno di tale strato le fluttuazioni del livello di falda sono fortemente legate al regime pluviometrico. Le variazioni del livello di falda in relazione agli eventi meteorici sono state desunte dalla presenza di una sorgente, affiorata all'interno del corpo di frana: tale sorgente, osservata durante diversi sopralluoghi, appariva a quote diverse in relazione al livello di falda.



Figura 69 Immagine del versante vista dal coronamento di frana verso valle. Dettaglio della sorgente temporanea.



Figura 70 Localizzazione della sorgente temporanea vista da valle, localizzata all'interno del riquadro, del quale si può vedere un dettaglio in Figura 71.



Figura 71 Dettaglio della sorgente temporanea che si manifesta a diverse quote in relazione alle condizioni climatiche

Il modello geologico delle frana avvenuta nel novembre 2010 è schematizzato nella sezione longitudinale (A-A') di Figura 68.

In base agli elementi raccolti e ai sopralluoghi si può asserire che si tratta di un fenomeno complesso con un volume stimato di circa 200'000 m<sup>3</sup>: nella parte centrale e bassa del versante si tratta di uno scivolamento roto-traslazionale, che evolve in un comportamento assimilabile ad un debris flow che coinvolge depositi eluviali e colluviali e depositi detritici, con uno spessore massimo di circa 20 metri; nella parte superiore il dissesto presenta fratture legate ad un movimento roto-traslazione caratterizzato da rapida retrogressione, che coinvolge i depositi detritici. La superficie di scivolamento è collocata al contatto con il substrato, ad una profondità di circa 15-20 metri. Nel coronamento di frana sono presenti una serie di fratture e sono presenti scarpate ed avvallamenti che indicano chiaramente una possibile retrogressione del fenomeno franoso. La loro evoluzione è monitorata in continuo da estensimetri che hanno misurato spostamenti fino a 1.5 m che possono essere correlati con gli eventi di pioggia (Figura 88).

La definizione dell'assetto geologico-stratigrafico del versante è stata possibile anche grazie alle informazioni emerse da una serie di indagini di tipo diretto ed indiretto.

- 3 tomografie sismiche;
- 2 tomografie elettriche;
- 4 sondaggi a carotaggio continuo.

In Figura 722 si riporta la localizzazione dei sondaggi effettuati.

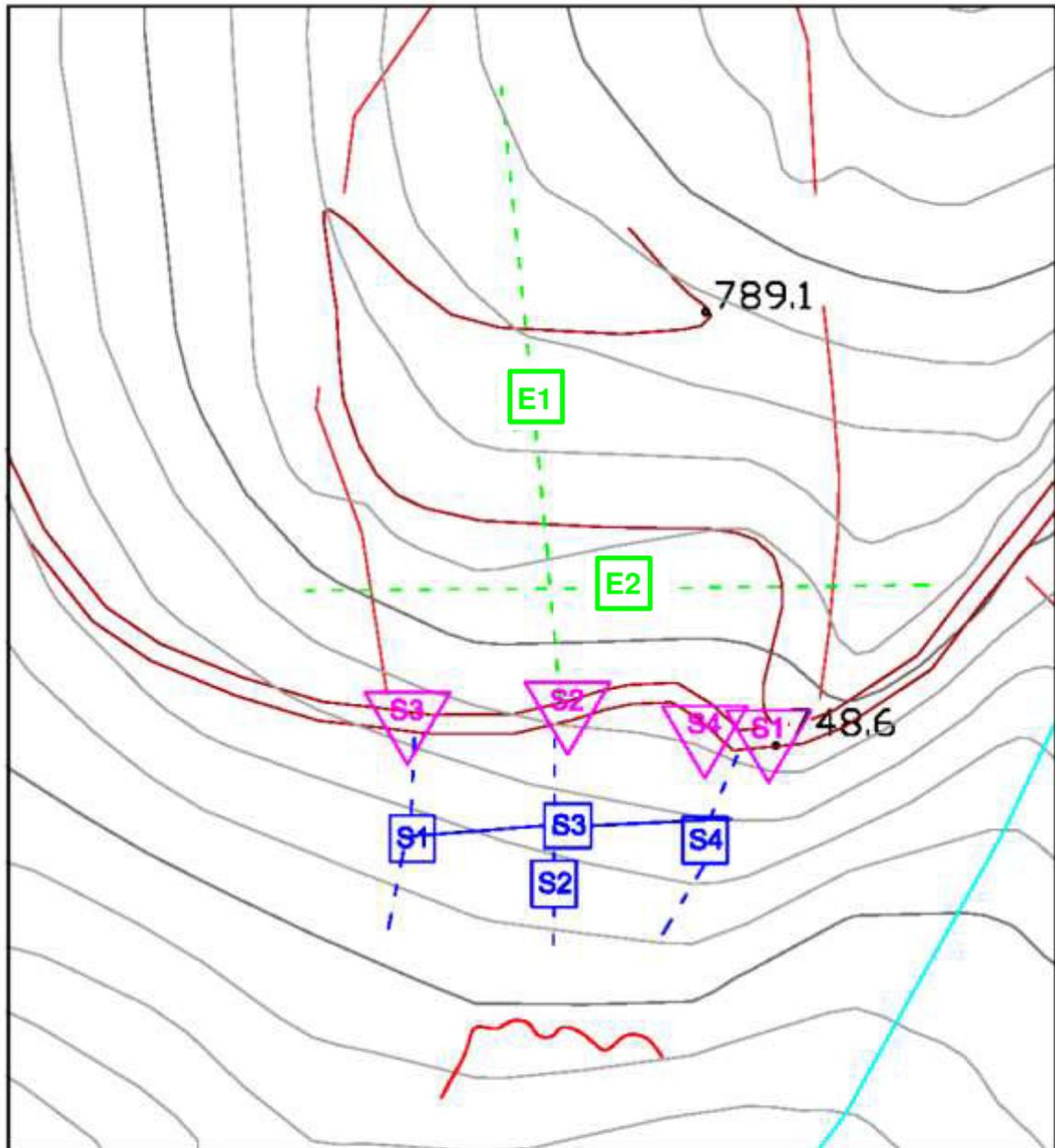


Figura 72 Ubicazione delle prove in sito

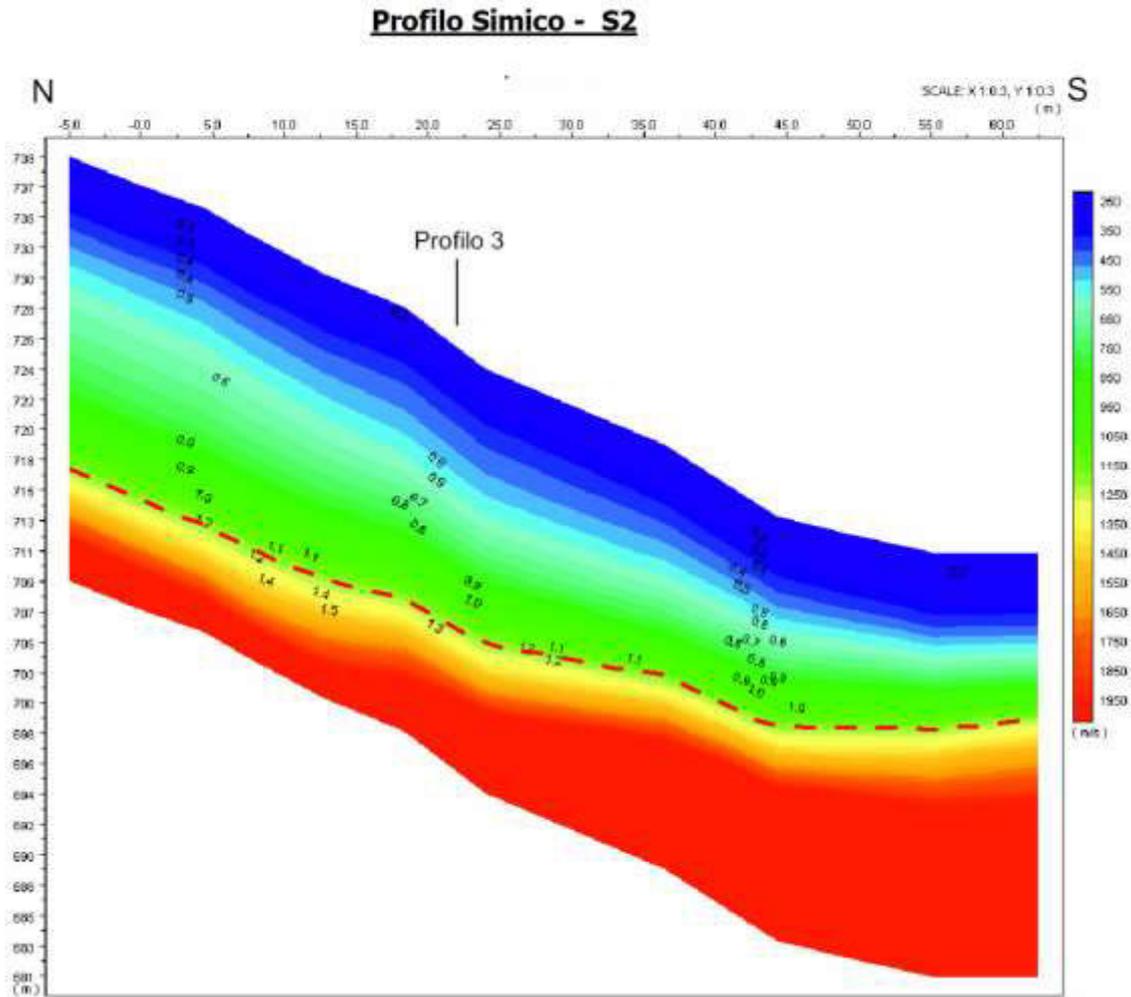


Figura 73 Risultato della tomografia sismica effettuata lungo il profilo longitudinale S2, localizzato in Figura 72.

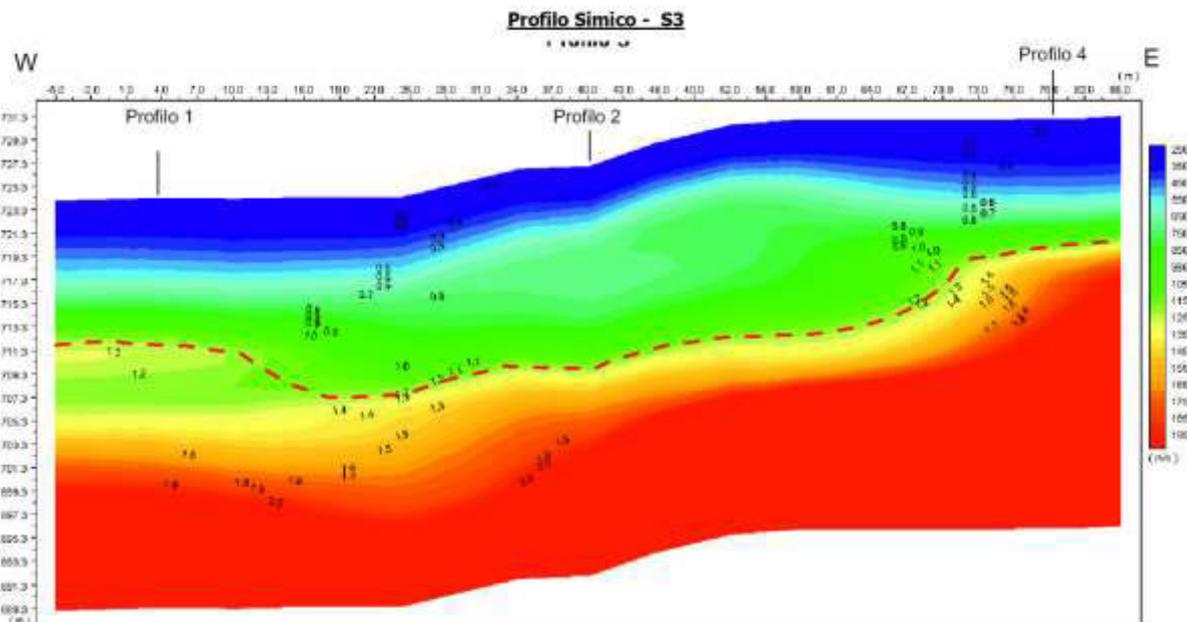


Figura 74 Risultato della tomografia sismica effettuata lungo il profilo trasversale S3, localizzato in Figura 72.

Gli esiti delle tomografie sismiche, riportate in Figura 73 e Figura 74, hanno permesso di distinguere due sismostrati principali:

- Lo strato superficiale che corrisponde al terreno in movimento con velocità sismiche progressivamente crescenti, a partire da 250 m/s. Un primo netto incremento di velocità si verifica nel passaggio intorno ai 700-800 m/s, in corrispondenza di un maggior grado di compattazione del terreno che nelle sezioni in Figura 73 e Figura 74 è contraddistinto dal passaggio da un colore blu-azzurro a verde chiaro.

- Un cambio di velocità ancora più netto si riscontra nella zona di passaggio dai 1200 m/s ai 2000 m/s, incremento che avviene in pochi metri di spessore. Tale transazione, contrassegnata dalla linea rossa tratteggiata, corrisponde al passaggio dalle tonalità del verde- giallo al giallo-rosso.

I valori massimi delle velocità, non superiori ai 2000 m/s, trovano riscontro nei sondaggi, ove questi abbiano intercettato il substrato roccioso, costituito dalla formazione delle Arenarie di Val Gardena, che appaiono piuttosto fratturate.

Il profilo trasversale 3, con andamento ovest - est, suggerisce un approfondimento della superficie di scivolamento lungo il profilo stesso, spostandosi da ovest verso est (Figura 74).

Il profilo longitudinale 2 evidenzia che il terreno mobilizzato presenta la massima potenza a monte, raggiungendo circa 21 m di profondità in tale sezione centrale del pendio in frana (Figura 73).

In Figura 75 e Figura 76 sono riportati i risultati della tomografie elettriche E1 ed E2. In entrambi le sezioni si possono distinguere due principali elettrostrati che si susseguono all'aumentare della profondità il cui contatto è stato contrassegnato da una linea rossa.

La sezione longitudinale relativa alla tomografia elettrica E1 in Figura 75, mostra come lo strato superficiale sia caratterizzato da valori di resistività compresi tra 700 e 2000 Ohm/m, con picchi di 2700 Ohm/m. Lo spessore di tale orizzonte è di 15-20 m nella parte meridionale del profilo, situata a circa 80 m a monte della strada comunale. Tale spessore si riduce di circa 10 m nella parte centrale e settentrionale della sezione. Lo strato sottostante è caratterizzato da valori inferiori di resistività, che vanno da 140- 200 Ohm/m nella parte settentrionale del profilo fino a 400 - 600 Ohm/m nella parte centro - meridionale.

Nella sezione trasversale E2, in Figura 76, lo strato superficiale più resistivo si estende nella parte occidentale e centrale del profilo ed è caratterizzato da valori di 400 – 500 Ohm nei primi 10 m, con dei nuclei che raggiungono i 2000 Ohm/m. Con l'aumentare della profondità i valori si portano a 300 Ohm/m. La parte orientale della sezione rileva un nucleo piuttosto conduttivo con valori di resistività che vanno da circa 30 Ohm/m fino a 150-179 Ohm/m spostandosi verso ovest.

Nonostante non ci sia una completa sovrapposizione fra i campi di resistività che caratterizzano i due elettrostrati individuati in entrambe le sezioni, in considerazione di quanto emerso dalle tomografie sismiche e dai sondaggi, oltre che dai rilievi in superficie, si ritiene che i due orizzonti superficiali più resistivi siano costituiti dalla coltre detritica, mentre i due orizzonti più conduttivi corrispondano al substrato roccioso.

Risulta quindi che lo spessore della coltre detritica interessata dal movimento franoso abbia uno spessore che al centro del versante, a monte della strada comunale, varia da 15 a 18 m. Tale spessore si protrae per circa 80 m lungo la sezione trasversale per poi ridursi a circa 10 m per ulteriori 60 m prima di terminare in modo piuttosto brusco nella porzione orientale della sezione (Figura 76). Trasversalmente il substrato roccioso affiora a monte della strada comunale sulla dorsale che delimita il fianco destro della frana mentre spostandosi circa 15 m verso ovest, la coltre detritica assume uno spessore di 8 m per poi aumentare rapidamente fino a circa 20 m ad una decina di metri ad ovest.

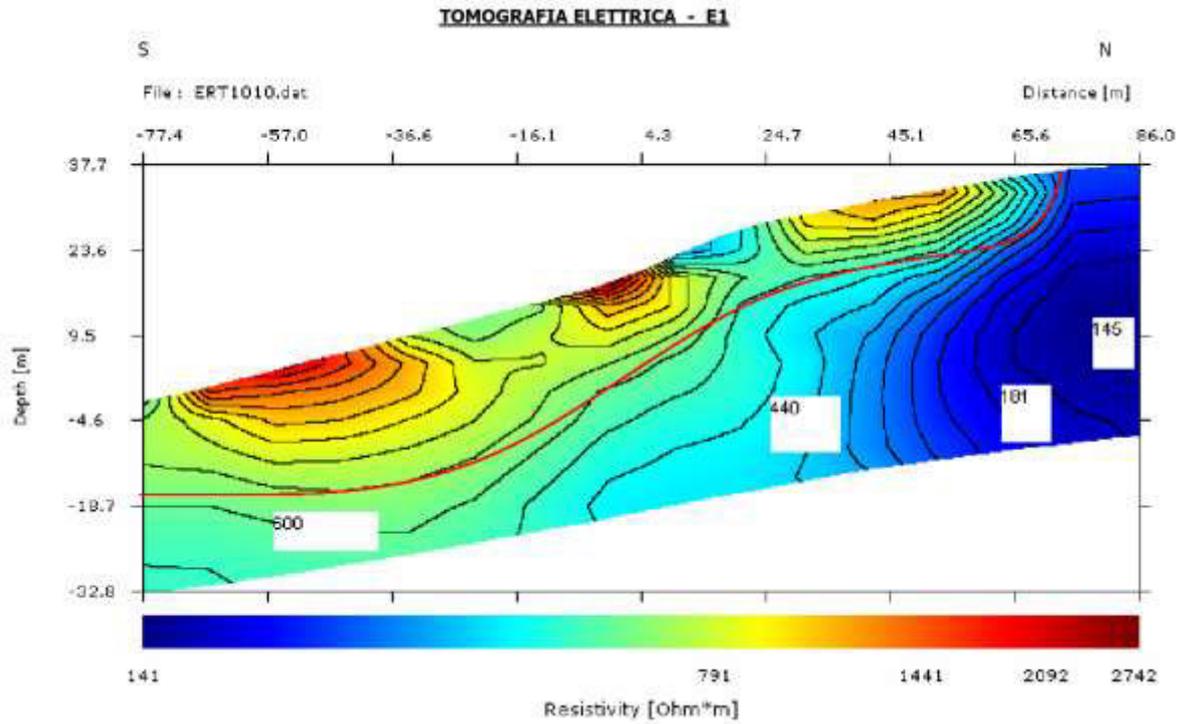


Figura 75 Tomografia elettrica, profilo longitudinale E1

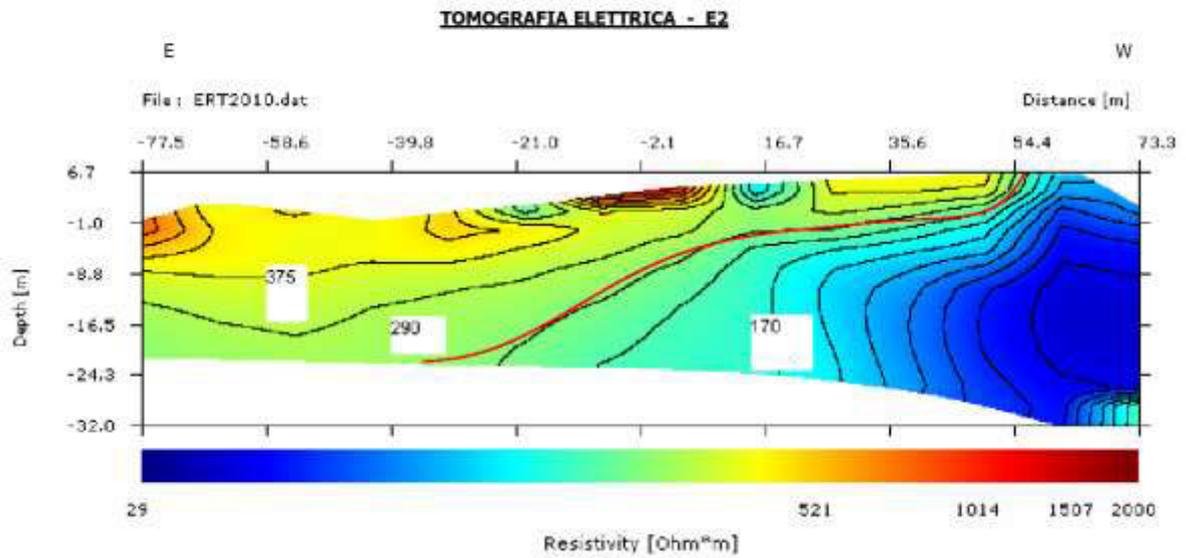


Figura 76 Tomografia elettrica, profilo trasversale E2.

#### 4.2.2. ANALISI DI FILTRAZIONE E STABILITA'

Partendo dal modello geologico sopra descritto, sono state effettuate una serie di analisi numeriche per approfondire le problematiche legate alle condizioni di stabilità del versante. Si è valutata inoltre l'influenza delle infiltrazioni di acqua piovana e l'andamento transitorio di tali infiltrazioni che condiziona il livello di falda in corrispondenza del coronamento di frana, dove è attesa un'evoluzione di tipo retrogressivo.



Figura 77 Dissesto franoso, Val di Maso, Valli del Pasubio

Il comportamento delle infiltrazioni e la pressione dell'acqua nei pori è stata analizzata tramite l'utilizzo del software agli elementi finiti Seep/w (Geoslope International). I risultati ottenuti al termine di questa prima analisi sono stati successivamente esportati in Slope/w (Geoslope International Ltd.) per valutare l'influenza della filtrazione sulla stabilità del versante attraverso il calcolo del fattore di sicurezza (FoS).

In fase preliminare è stata effettuata una back analysis relativa alla stabilità globale del pendio per verificare le proprietà geotecniche del materiale coinvolto nell'evento franoso che si è sviluppato nel Novembre 2010. Tali proprietà sono state inizialmente definite servendosi di informazioni di letteratura relative alla tipologia di materiale e alla distribuzione granulometrica dei campioni raccolti a diverse profondità dal piano campagna (Figura 78).

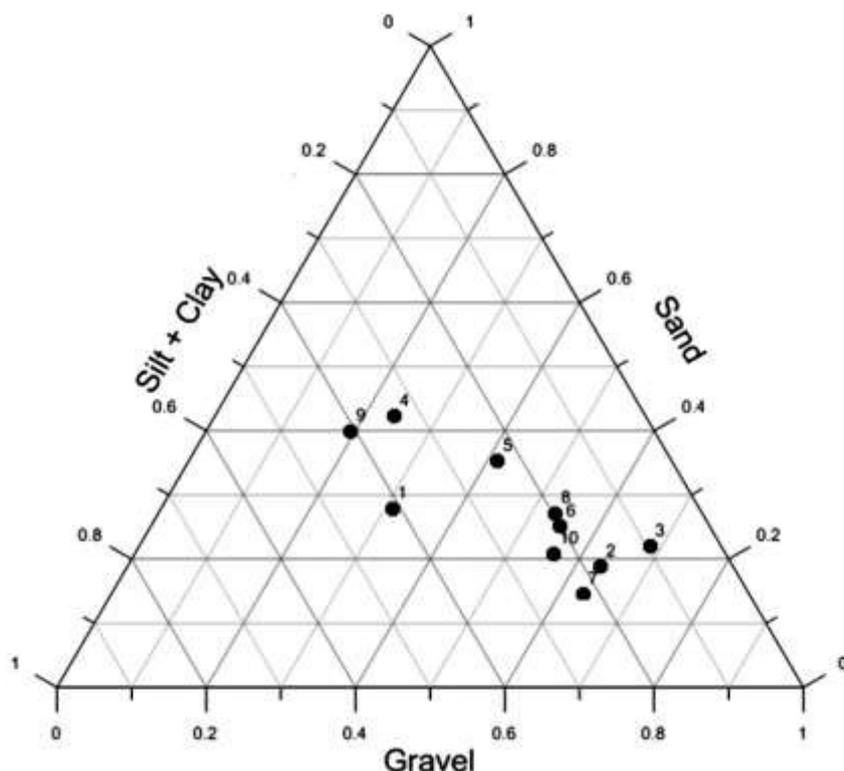


Figura 78 Diagramma ternario relativo alla composizione granulometrica dei campioni raccolti in un foro di sondaggio, posto in corrispondenza della strada a monte del coronamento di frana. Ogni campione si riferisce ad uno spessore di 1.5m, dalla superficie (campione 1) fino a 15m di profondità (campione 10).

I parametri ottenuti dalla back-analysis sono stati utilizzati nello step successivo in cui sono state analizzate le condizioni di stabilità in presenza di filtrazione in condizioni transitorie, per definire il comportamento del versante a monte del coronamento di frana e prevedere gli effetti di diverse condizioni idrologiche connesse a diverse altezze di pioggia, per identificare la soglia pluviometrica che può innescare una retrogressione del fenomeno.

#### **4.2.2.1. BACK ANALYSIS**

La prima fase della back-analysis consiste nel simulare le condizioni di pioggia che caratterizzavano il versante al momento del collasso. Un'analisi di filtrazione è stata condotta lungo la sezione longitudinale A-A' (Figura 68), considerando il deposito di versante completamente saturo e imponendo l'altezza di falda coincidente col piano campagna e la filtrazione parallela al pendio. Queste ipotesi iniziali, particolarmente eccezionali e sfavorevoli, possono considerarsi plausibili in relazione all'eccezionalità della pioggia caduta nel Novembre 2010.

Il valore della conduttività idraulica in condizioni di saturazione ( $K_{sat}$ ) della copertura detritica è stato stabilito considerando un intervallo di valori proposti in letteratura e, come già accennato in precedenza, tenendo conto dei risultati ottenuti dall'analisi granulometrica effettuata sui campioni essiccati. In particolare, osservando le percentuali di ghiaia, sabbia e materiale fine (limo e argilla), è possibile notare che la percentuale di materiale fine, caratterizzato da un diametro inferiore a  $2\mu m$ , è generalmente maggiore del 20% (Figura 78). Questa elevata percentuale influenza in modo significativo la permeabilità del deposito detritico, che è stato assimilato ad una sabbia argillosa. Quanto detto giustifica la scelta del valore di permeabilità massima a saturazione ( $K_{sat}$ ) uguale a  $5 \cdot 10^{-6}$  m/s, che corrisponde al valore proposto dal database di Geoslope International Ltd. per questo tipo di materiale. Il valore di permeabilità a saturazione assegnato alla formazione di Werfen è di  $3 \cdot 10^{-8}$  m/s, stabilito sulla base di osservazioni macroscopiche dei campioni raccolti durante i sondaggi verticali. Tale valore è contenuto all'interno del range proposto in letteratura per un materiale assimilato ad un'argilla-limoso, associando così il rispettivo valore di permeabilità suggerito all'interno del database di Geoslope International Ltd.

Il valore di permeabilità in condizioni di saturazione assegnato al Bellerophon e alle Arenarie di Val Gardena è di  $10^{-6}$  m/s, mentre alle Filladi è stato associato un valore di  $10^{-9}$  m/s, conformemente ai valori caratteristici proposti per questi tipi di formazioni rocciose. Dopo aver stabilito questi parametri, è stata svolta un'analisi di filtrazione in condizioni stazionarie per definire la pressione e il flusso d'acqua per riprodurre le condizioni del versante nel momento in cui si è verificato l'evento franoso. La distribuzione delle

pressioni nei pori è stata successivamente utilizzata per effettuare l'analisi di stabilità del versante.

Il modello geologico del versante, nelle condizioni in cui si presentava prima del Novembre 2010, è stato semplificato prima di procedere all'analisi di stabilità, in modo da focalizzare l'interesse dell'analisi sullo strato di copertura detritica, considerando tutti gli altri strati come bedrock (Figura 79).

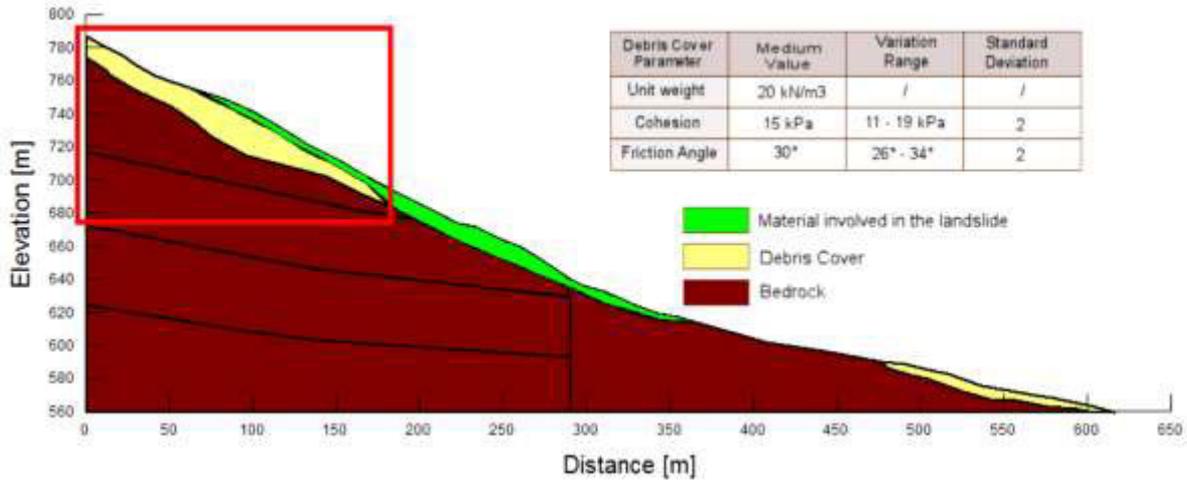


Figura 79. Risultati dell'analisi accoppiata di filtrazione e stabilità globale della frana di Val di Maso verificatasi dopo l'evento alluvionale del Novembre 2010

La back-analysis è stata effettuata imponendo la superficie di scivolamento, identificata in precedenza dal confronto tra l'andamento topografico della superficie prima e dopo l'evento franoso, individuati rispettivamente dalla carta tecnica regionale e dai rilievi laser scanner effettuati a seguito del dissesto (Figura 80).

Si tratta, nel dettaglio, di due rilievi eseguiti il 16 Novembre ed il 29 Novembre 2010, quindi rispettivamente 2 settimane e 4 settimane dopo l'evento. Nel lasso temporale intercorso tra l'evento e i rilievi il materiale depositato e accumulato lungo il versante era stato rimosso da parte del Comune, per alleggerire il versante e ridurre la possibilità di ulteriori franamenti di tale deposito, oltre a liberare il torrente che scorre ai piedi del pendio per evitare possibili ostruzioni dello stesso. Tutto ciò ha permesso di rilevare con esattezza la posizione della superficie di scivolamento senza la presenza del deposito di frana.

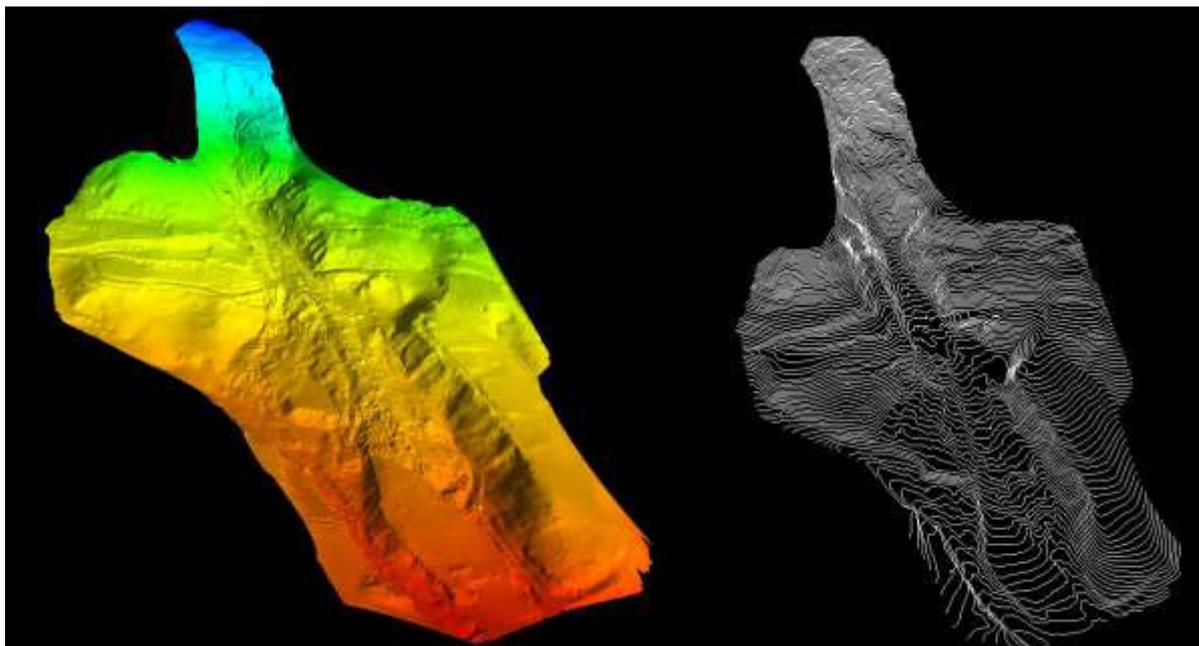


Figura 80. Rilievo laser scanner dell'area in frana.

Il confronto tra i due rilievi laser scanner effettuati a distanza di 14 giorni ha permesso di rilevare un ulteriore spostamento in corrispondenza del coronamento di frana. Successivamente gli spostamenti in corrispondenza del coronamento di frana sono stati misurati grazie all'installazione di tre estensimetri a filo (Figura 88).

Sulla base dei valori proposti nella letteratura tecnica, i parametri geotecnici sono stati definiti come specificato di seguito:

- Peso di volume  $20 \text{ kN/m}^3$ ;
- Coesione  $15 \text{ kPa}$ ;
- Angolo d'attrito  $30^\circ$ .

Per tener conto dell'incertezza dei parametri di input attribuiti, è stata condotta un'analisi di tipo probabilistico. I parametri geotecnici sono stati considerati come variabili casuali, con una distribuzione delle densità di probabilità di tipo normale, il cui valore della media è assegnato in base alla letteratura, secondo quanto detto sopra, e la deviazione standard è stata posta uguale a 2. Successivamente è stata calcolata la funzione di probabilità dei fattori di sicurezza risultanti tramite il metodo Montecarlo (Figura 81). Poiché la probabilità che il fattore di sicurezza sia inferiore all'unità è pari al 100%, si ha la certezza del verificarsi dell'evento franoso sotto le condizioni imposte e quindi i parametri di input sono stati considerati affidabili e usati nella successiva analisi previsionale.

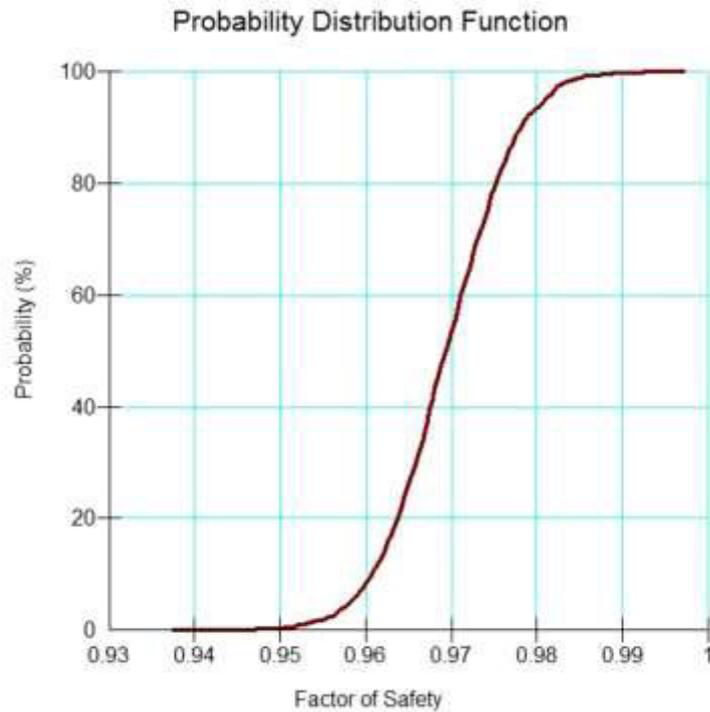


Figura 81. Probabilità associata al fattore di sicurezza

#### 4.2.2.2. SIMULAZIONE DELL'EVOLUZIONE DEL FENOMENO

A seguito del collasso del versante, verificatosi il 2 Novembre 2010, le porzioni di pendio a monte del coronamento di frana hanno evidenziato segni di instabilità, ed una serie di fratture in movimento progressivo. In corrispondenza del coronamento di frana è stata rilevata una nuova superficie di scivolamento dovuta ai nuovi volumi instabilizzati (Figura 82 e Figura 83).



Figura 82 Localizzazione di una superficie di scivolamento connessa all'evoluzione del fenomeno dopo il collasso del versante.



Figura 83 Dettaglio della superficie di scivolamento relativa all'evoluzione del fenomeno.

### Analisi pluviometrica

Al fine di stabilire quale variabile idrologica sia connessa con l'innescò della frana in Val Maso sono state considerate le piogge massime cumulate in 1, 3, 6, 12 e 24 ore durante l'evento, e piogge cumulate in 1, 2, 5, 10, 30, 60, 90 e 120 giorni prima. Sulla base dell'assunzione che piú l'evento di pioggia è eccezionale, piú forte è la relazione causa-effetto tra le piogge e l'innescò della frana, è stato valutato, utilizzando la distribuzione di Gumbel, il grado di eccezionalità delle piogge cumulate in  $n$  ore/giorni. A tal fine sono state calcolate le curve di possibilità pluviometrica per la stazione di Ceolati, situata nei pressi della frana di Val Maso, (Floris et al., 2012; 2013). Queste curve consentono di determinare l'altezza di pioggia (o intensità) in funzione della durata dell'evento per un dato tempo di ritorno o probabilità di eccedenza (frequenza) (Figura 84 e Figura 85).

La Figura 84 mostra che l'altezza di pioggia cumulata in un'ora durante l'evento alluvionale non interseca le curve di possibilità pluviometrica piú basse, mostrando un valore minore rispetto a quello ottenuto per un tempo di ritorno di

cinque anni. All'aumentare della durata, l'altezza di pioggia cumulata raggiunge le curve di possibilità pluviometrica relative a tempi di ritorno via via crescenti. Le piogge cumulate in 24 ore raggiungono il massimo grado di eccezionalità, maggiore di 200 anni confrontando con le curve ottenute dal dataset relativo al periodo 1925-1975, e maggiore di 50 anni se confrontato con le curve ottenute dal dataset 1990-2009. Questa differenza può essere connessa ad un aumento degli eventi di pioggia estremi nelle ultime due decadi.

In Figura 85, le altezze di pioggia cumulate tra 1 e 120 giorni prima dei principali eventi alluvionali degli ultimi 100 anni sono sovrapposte alle curve di possibilità pluviometrica. Ciò permette di analizzare il regime di pioggia che ha preceduto l'evento del Novembre 2010 e confrontarlo con quelli avvenuti nel 1966 e 1992. Le altezze di pioggia che hanno preceduto gli eventi alluvionali sono cumulate a ritroso, dall'ultimo giorno dell'alluvione (giorno=0) fino ai 120 giorni precedenti. Questa procedura permette di valutare immediatamente il grado di eccezionalità, in termini di tempo di ritorno, delle piogge cumulate prima degli eventi alluvionali, e di analizzare le condizioni idrologiche prima degli eventi. La figura mostra che quello del Novembre 2010 è l'evento caratterizzato dal maggior valore di altezze di pioggia cumulate perché durante i 120 giorni prima si sono verificati almeno tre eventi di pioggia; perciò le curve di piogge cumulate presentano una maggiore eccezionalità di quelle relative agli eventi del 1966 e 1992. E' quindi possibile affermare che l'evento alluvionale del Novembre 2010 è avvenuto in un contesto idrologico che già presentava delle caratteristiche di criticità.

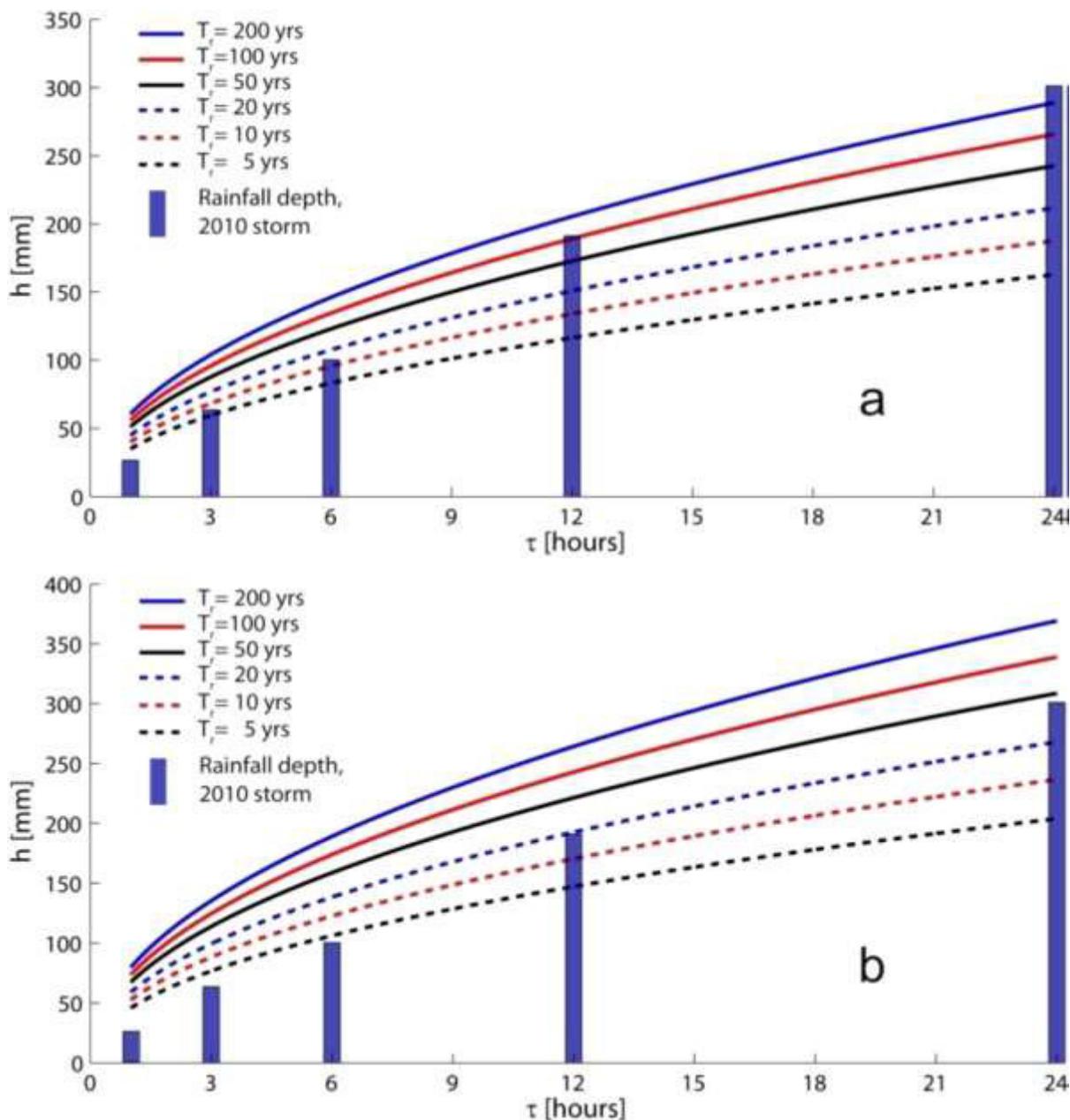


Figura 84. Curve di possibilità pluviometrica determinate usando le serie di dati relative agli anni 1925-1975 (a) e 1900-2009 (b) per la stazione pluviometrica di Ceolati, situata in prossimità di Val Maso. Le barre blu indicano la pioggia massima cumulata in 1, 3, 6, 12 e 24 ore durante l'evento di pioggia del Novembre 2010.

In definitiva, lo studio statistico delle piogge ha evidenziato che l'innesco della frana in Val Maso è relazionabile a quello che è avvenuto nelle 24 ore dell'evento alluvionale, ma bisogna tener conto del regime pluviometrico nei periodi precedenti.

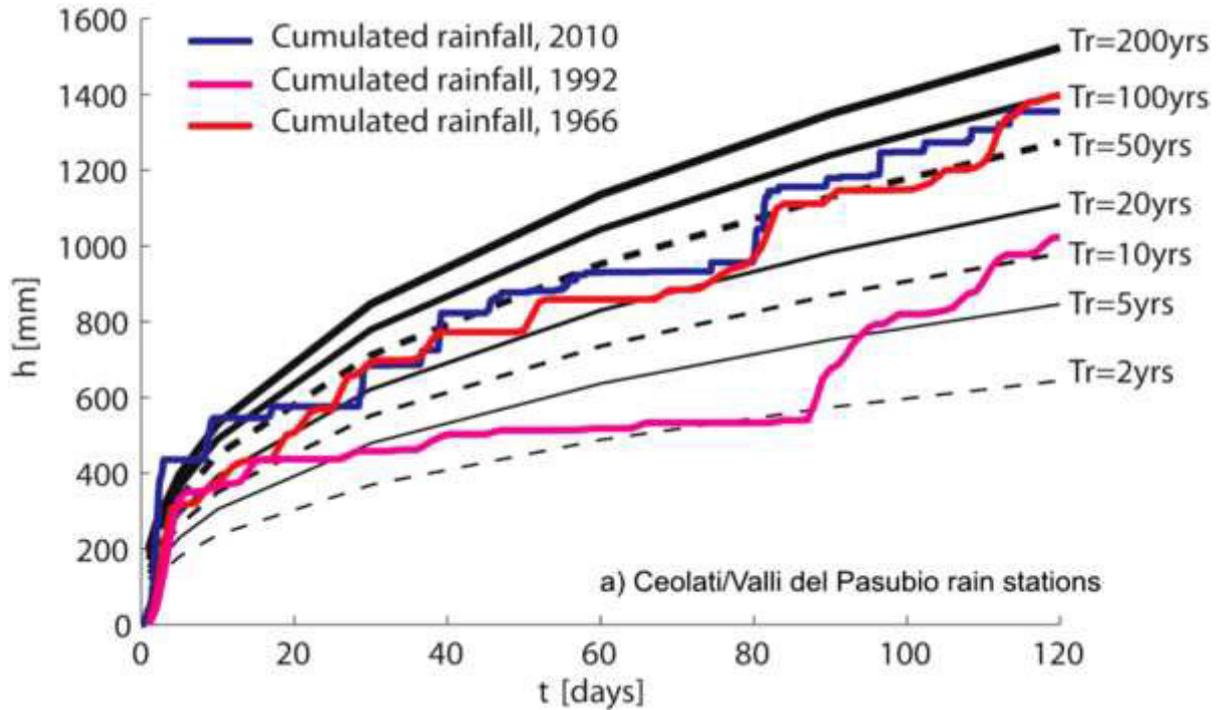


Figura 85. Stazione di Ceolati, Valli del Pasubio. Curve relative alle altezze di pioggia cumulate per 120 giorni a ritroso, relative agli eventi alluvionali del 1966, 1992 e 2010, sovrapposte alle curve di possibilità pluviometrica.

Per analizzare le condizioni di stabilità dell'area di coronamento della frana (area a monte della scarpata principale dell'evento del Novembre 2010) si è considerato un profilo semplificato (Figura 86), sul quale sono state imposte condizioni di filtrazione connesse con eventi pluviometrici a diverso grado di eccezionalità. Tale fase di analisi ha permesso di studiare l'evoluzione della frana, partendo dalle condizioni post evento, e di identificare la minima soglia pluviometrica oltre la quale può osservarsi una retrogressione del versante.

In base a quanto appena detto, le ulteriori simulazioni di filtrazione sono state effettuate considerando unicamente lo strato di deposito superficiale e la formazione di Werfen, mentre si è imposto che solo lo strato detritico potesse essere soggetto a fenomeni di instabilità. Questa semplificazione appare ragionevole alla luce dell'osservazione che il principale interesse di tale analisi si focalizza sullo studio del fenomeno di instabilità di versante, che dovrebbe coinvolgere principalmente la copertura detritica. Perciò, l'elemento chiave che influenza il fattore di sicurezza del pendio è la presenza di acqua sotterranea, il cui livello è condizionato dalle intensità e dalle durate di pioggia.

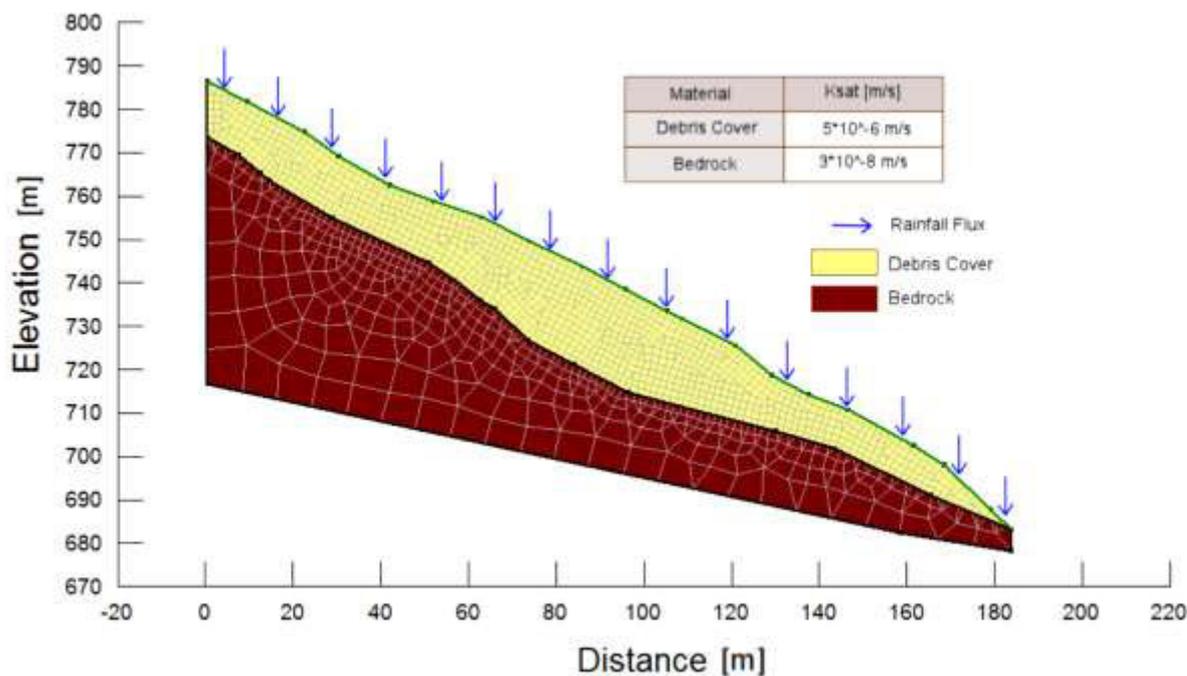


Figura 86. Modello semplificato utilizzato per le analisi di stabilità globale relative a condizioni di filtrazione associate ad altezze di pioggia con diversi tempi di ritorno

Le condizioni iniziali del livello di falda sono state definite considerando il minimo livello di acqua misurato, circa 4 metri sopra l'interfaccia tra il Werfen e il deposito superficiale. E' stata quindi condotta un'analisi di filtrazione in condizioni stazionarie per definire la pressione dell'acqua nei pori e le condizioni iniziali per le successive analisi in transitorio. Per queste fasi successive le caratteristiche di permeabilità del materiale sono state descritte tramite un modello saturo-insaturo, attraverso l'attribuzione a ciascuno strato di funzioni non lineari che descrivono la conducibilità idraulica e il volume d'acqua immagazzinato nei pori in relazione alla pressione d'acqua nei pori. Le funzioni di permeabilità al variare della suzione e del contenuto d'acqua in relazione alla pressione d'acqua nei pori sono state estratte dal database di curve disponibile in Geoslope International Ltd. La Figura 87 a e b mostra le curve caratteristiche utilizzate per descrivere il comportamento del deposito di versante, mentre la Figura 87 c e d mostra le rispettive curve assegnate alla formazione di Werfen.

Dopo aver raggiunto le condizioni di flusso stazionario, sono stati assegnati diversi flussi in ingresso alla superficie libera, corrispondenti a valori di portata estratti dalle curve di possibilità pluviometrica di Figura 84, relative alla stazione pluviometrica di Ceolati (Valli del Pasubio). Per tener conto dell'infiltrazione effettiva, si è considerata una portata in ingresso corrispondente al 50% delle piogge totali. In tali condizioni sono state effettuate le analisi di stabilità globale

del versante, utilizzando il metodo di Morgenstan-Price e calcolando così il fattore di sicurezza dopo 3, 10, 30, 60, 120 giorni. Questi diversi intervalli sono stati definiti in relazione alle variazioni degli input di infiltrazione ottenuti in dall'andamento delle curve di possibilità pluviometrica. Per esempio, per determinare il fattore di sicurezza dopo 10 giorni, nel caso di un tempo di ritorno di 2 anni, è stata considerata la curva di possibilità pluviometrica corrispondente (Figura 84), e si è proceduto come di seguito spiegato. Si è suddiviso il periodo di 10 giorni in due sotto intervalli, il primo tra il 1° e il 3° giorno e il secondo tra il 3° e il 10° giorno, come riportato in Tabella 11. Per ciascun sotto intervallo si è calcolata l'altezza di pioggia effettiva (soggetta ad infiltrazione), che per i primi tre giorni è risultata uguale a  $6.00 \times 10^{-2} \text{m}$ , e il flusso medio in ingresso, corrispondente a  $2.00 \times 10^{-2} \text{ m/giorno}$ , come riportato in Tabella 11. E' stato, quindi, considerato l'intervallo 4-10 giorni e determinata l'altezza di pioggia effettiva ( $5.0 \times 10^{-2} \text{m}$ ) e il flusso medio in ingresso (pari a  $8.57 \times 10^{-3} \text{ m/giorno}$ ). Questo ha permesso di calcolare il fattore di sicurezza per una pioggia con tempo di ritorno di due anni, che è risultato pari a 1.07 (Figura 89).

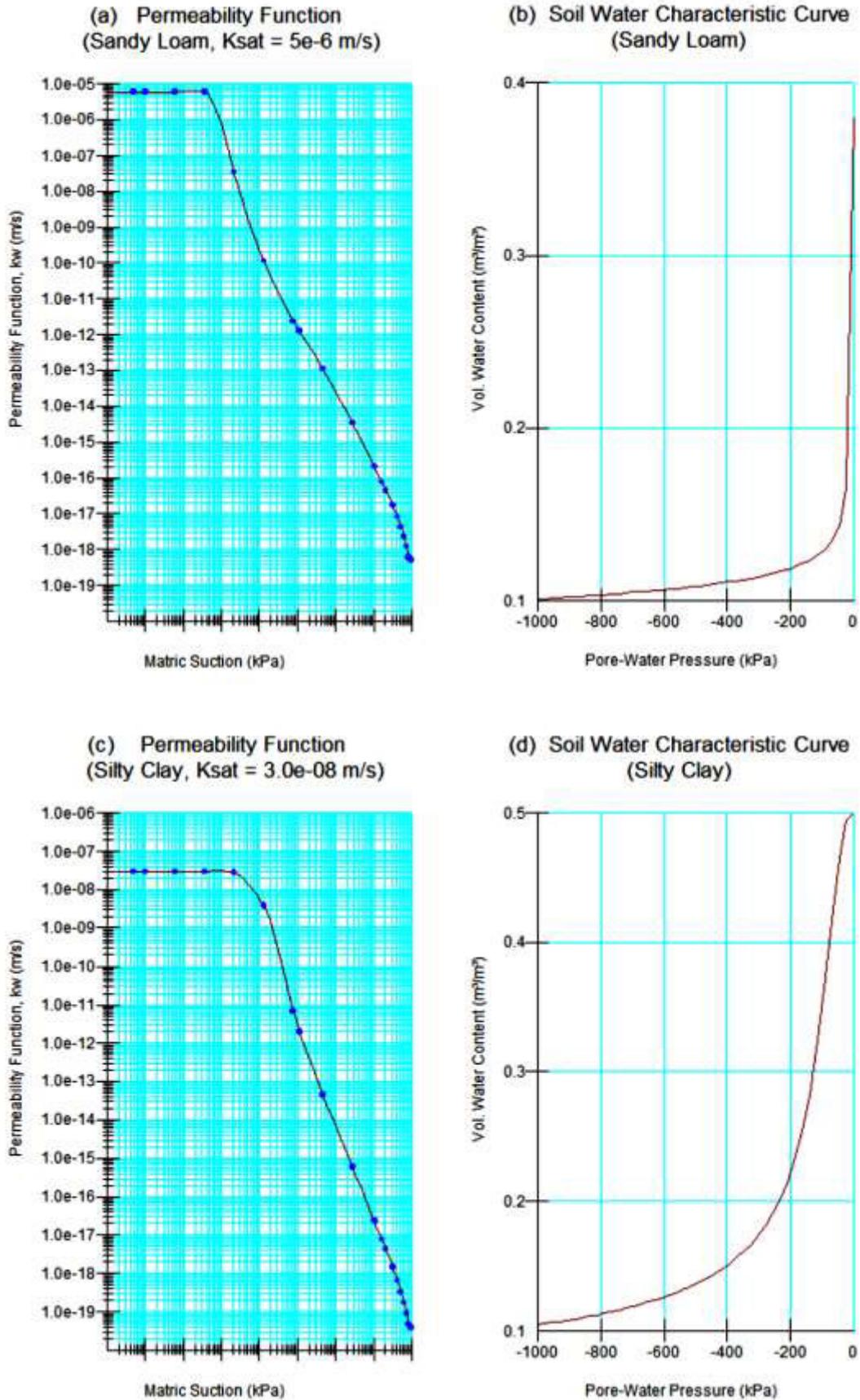


Figura 87. Funzioni di permeabilità in campo insaturo e curve caratteristiche dell'acqua nel terreno assegnate alla copertura detritica, assimilata a sabbia siltosa (a e b), e al deposito del Werfen, assimilato ad argilla limosa (c e d).

Tabella 11 Valori di infiltrazione associati a piogge cumulate da 1 a 120 giorni per tempi di ritorno di 2, 5, 10, 20, 50, 100 e 120 anni.

T [days]	Unit flux [m/day]						
	Tr2	Tr5	Tr10	Tr20	Tr50	Tr100	Tr200
1-3	2.00E-02	2.92E-02	4.00E-02	4.33E-02	4.83E-02	5.17E-02	5.67E-02
4-10	8.57E-03	8.93E-03	7.86E-03	9.64E-03	1.14E-02	1.32E-02	1.46E-02
11-30	3.25E-03	4.75E-03	4.88E-03	6.13E-03	6.88E-03	7.38E-03	7.63E-03
31-60	2.08E-03	2.58E-03	3.33E-03	3.25E-03	3.75E-03	4.33E-03	5.08E-03
60-120	1.21E-03	1.71E-03	2.00E-03	2.38E-03	2.71E-03	3.08E-03	3.21E-03

Il valore medio del flusso in ingresso per ogni curva di possibilità pluviometrica è riportato in Tabella 11 e i fattori di sicurezza ottenuti sotto le diverse condizioni analizzate sono riportati in Figura 89. Nonostante possa apparire privo di significato indicare la variazione del fattore di sicurezza per valori minori dell'unità, in questo caso può essere utile osservare l'influenza delle diverse condizioni idrologiche nel rapporto tra forze agenti e resistenti.

I risultati mettono in luce che il fattore di sicurezza tende a decrescere per valori di pioggia cumulata fino a 60 giorni e poi comincia ad aumentare per piogge cumulate fino a 120 giorni (Figura 89). Questi risultati possono essere spiegati in relazione al valore di flusso unitario assegnato come condizione di input e agli intervalli di tempo trascorsi tra ciascuna analisi di stabilità. L'intensità di precipitazione diminuisce progressivamente, come descritto in Tabella 11, ma il livello di falda aumenta nei primi 60 giorni, a causa della mancanza di tempo necessario ad un drenaggio delle acque sotterranee. Successivamente, dal 60° al 120° giorno, l'intensità di precipitazione e gli intervalli di tempo permettono all'acqua di falda di drenare, mostrando un abbassamento della falda stessa e un aumento del fattore di sicurezza. Inoltre, all'aumentare del tempo di ritorno della pioggia cumulata in 2 mesi (aumentando l'ammontare di acqua), si assiste ad una diminuzione del fattore di sicurezza. E' bene mettere in luce che tutti i valori dei fattori di sicurezza ottenuti sono molto prossimi all'unità, risultato che può essere giustificato dall'equilibrio precario del versante nella zona di coronamento della frana del Novembre 2010, soggetto a piccoli spostamenti riscontrati in sito anche nei mesi successivi all'evento, prima degli interventi di consolidamento del versante.

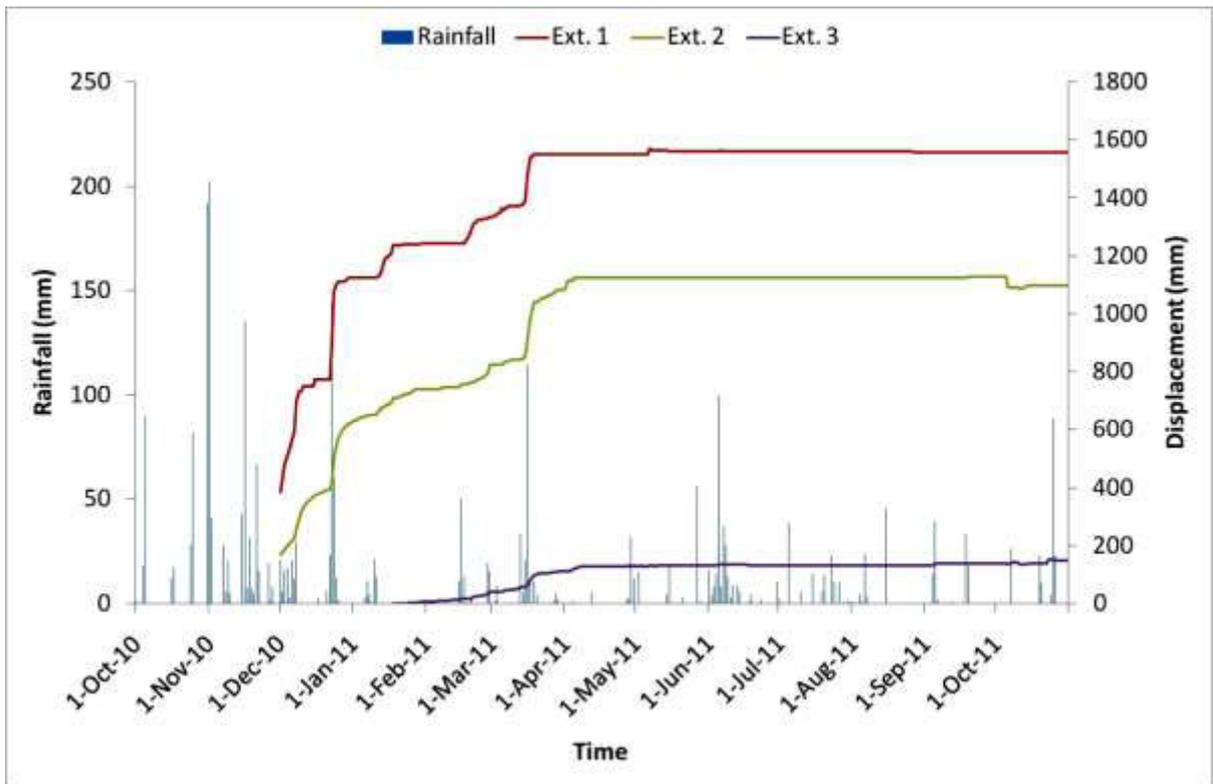


Figura 88. Spostamenti misurati dagli estensimetri posti nell'area di coronamento della frana del Novembre 2010 e andamento delle piogge giornaliere.

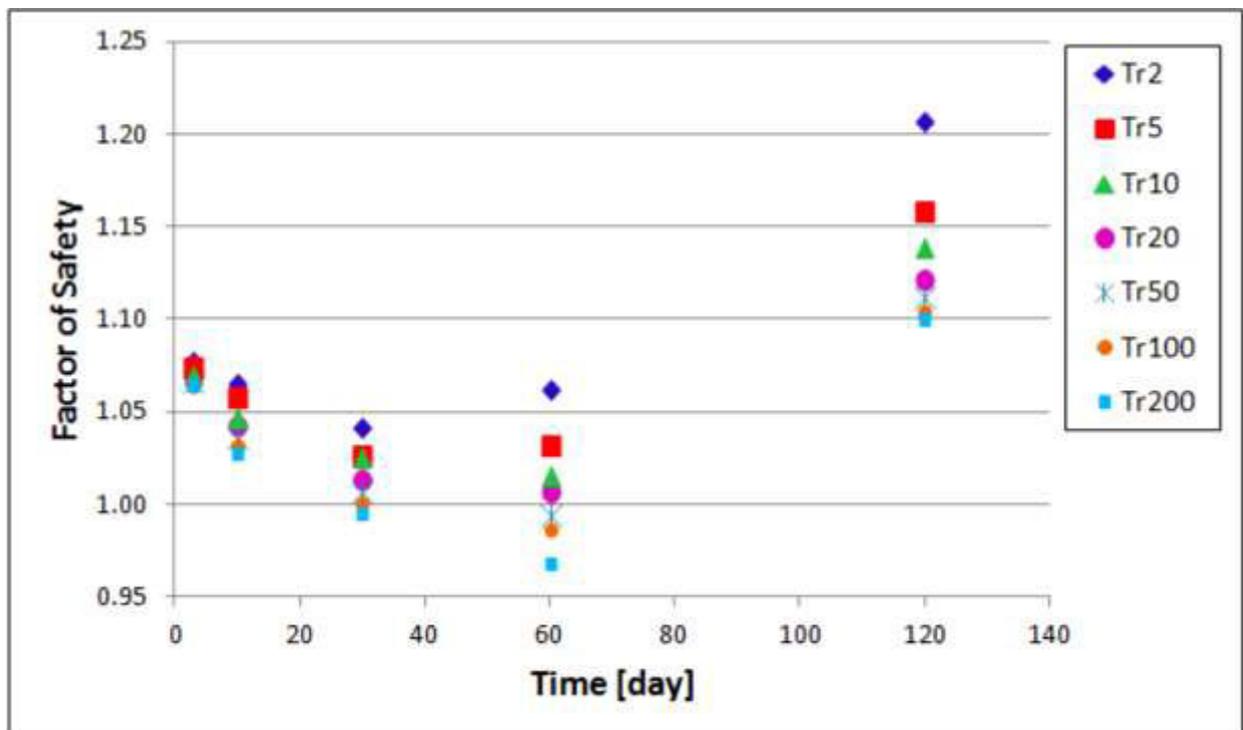


Figura 89. Variazione del fattore di sicurezza per piogge cumulate da 3 a 120 giorni con diversi tempi di ritorno.

### 4.2.3. ANALISI DEI DATI SAR

Per poter ottenere ulteriori informazioni in merito a questo rapido evento, che ha portato al collasso in poche ore, sono state analizzate una serie di immagini SAR che ricoprono un intervallo temporale a cavallo dell'evento stesso.

Le immagini ottiche dell'area prima e dopo l'evento franoso del 2 novembre 2010 (Figura 90) mettono in luce con cambiamento radicale per quanto riguarda la copertura vegetale, completamente rimossa dal dissesto, e un cambiamento morfologico della superficie franata.

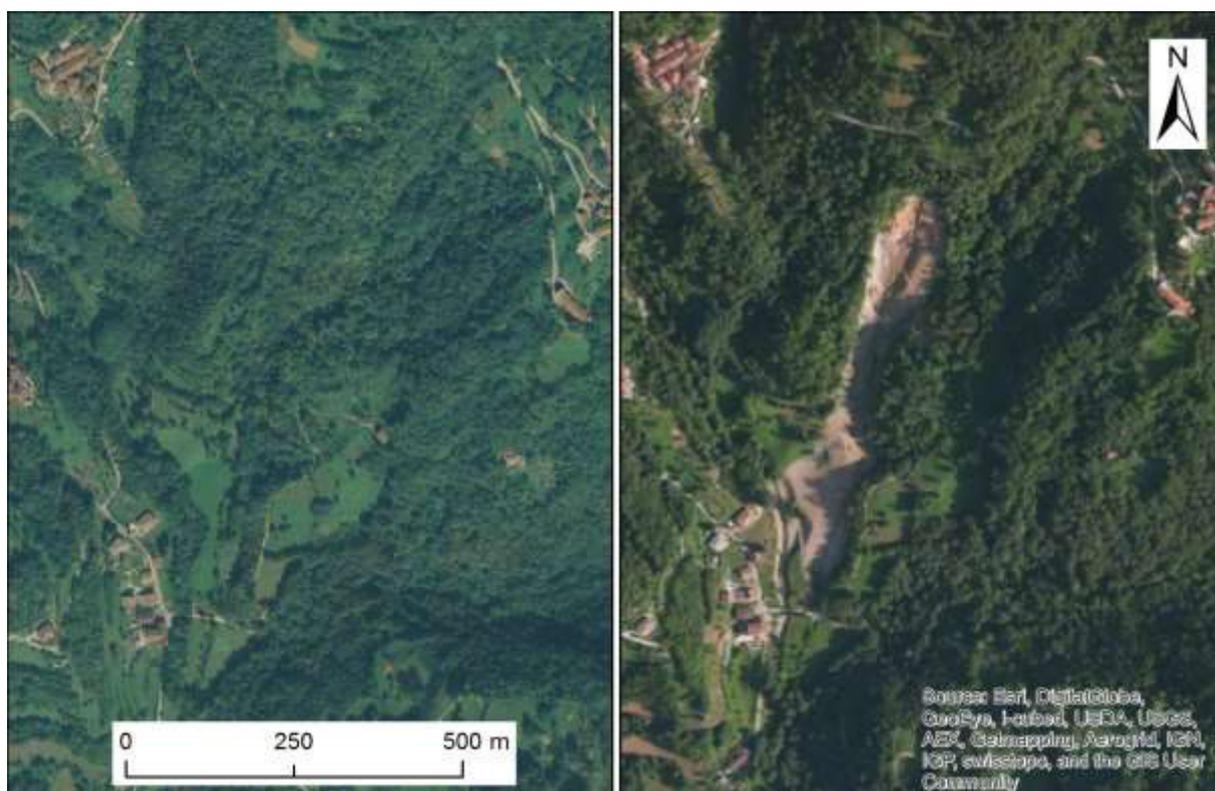


Figura 90 Immagini aeree del versante prima e dopo la frana del Novembre 2010.

Come poteva immaginarsi a priori, il processamento dei dati SAR tramite la tecnica SBAS non ha portato ad alcun risultato soddisfacente, a causa della completa perdita di coerenza dei pixels nell'area di interesse, legata sia al cambiamento della riflettività della superficie, sia al cambiamento topografico e morfologico. Tale perdita di coerenza non ha permesso di andare a stimare i cambiamenti di fase nel tempo.

In questo caso si è cercato di ottenere comunque delle utili indicazioni dai dati COSMO-SkyMed, andando ad analizzare l'ampiezza del segnale anziché la fase.

Si sono quindi ricercate le aree caratterizzate dalla variazione dell'ampiezza del segnale causata da una diversa riflettività della superficie dovuta al cambiamento della copertura del terreno e quindi della scabrosità della superficie riflettente, oltre che al netto cambiamento morfologico dovuto alla rimozione del bosco e di circa 15-20 m dello strato di deposito superficiale.

L'analisi è stata effettuata utilizzando 9 immagini COSMO-SkyMed, acquisite nel 2010, sette delle quali antecedenti il dissesto franoso e due successive (Tabella 12).

Nella tabella seguente si riportano le date di acquisizione dei dati SAR utilizzati.

Tabella 12 Dati COSMO-SkyMed utilizzati nello studio della frana in località Val Maso

	Data	Periodo rispetto all'evento franoso
1	24/02/2010	Antecedente
2	29/04/2010	Antecedente
3	15/05/2010	Antecedente
4	02/07/2010	Antecedente
5	18/07/2010	Antecedente
6	19/08/2010	Antecedente
7	22/10/2010	Antecedente
8	23/11/2010	Successiva
9	25/12/2010	Successiva

I dati sono stati processati come di seguito specificato:

- Multilooking
- Coregistrazione
- Filtraggio Multi-temporale utilizzando il filtro di De Grandi
- Geocodifica

I dati così ottenuti sono stati suddivisi in funzione della loro acquisizione precedente o successiva all'evento franoso. E' stata quindi calcolata la media delle ampiezze dei dati antecedenti al 02 novembre 2010 e la media delle ampiezze delle immagini successive a tale data.

E' stato quindi calcolato il rapporto tra la media delle ampiezze prima dell'evento franoso e la media delle ampiezze a seguito del dissesto.

$$r = \frac{A_{before}}{A_{after}}$$

dove  $A_{\text{before}}$  è la media delle ampiezze dei dati SAR antecedenti al collasso del versante e  $A_{\text{after}}$  la media delle ampiezze dei dati successivi al verificarsi del fenomeno.

Tanto più grande è lo scostamento di tale rapporto dall'unità tanto maggiore è il cambiamento del valore medio di ampiezza.

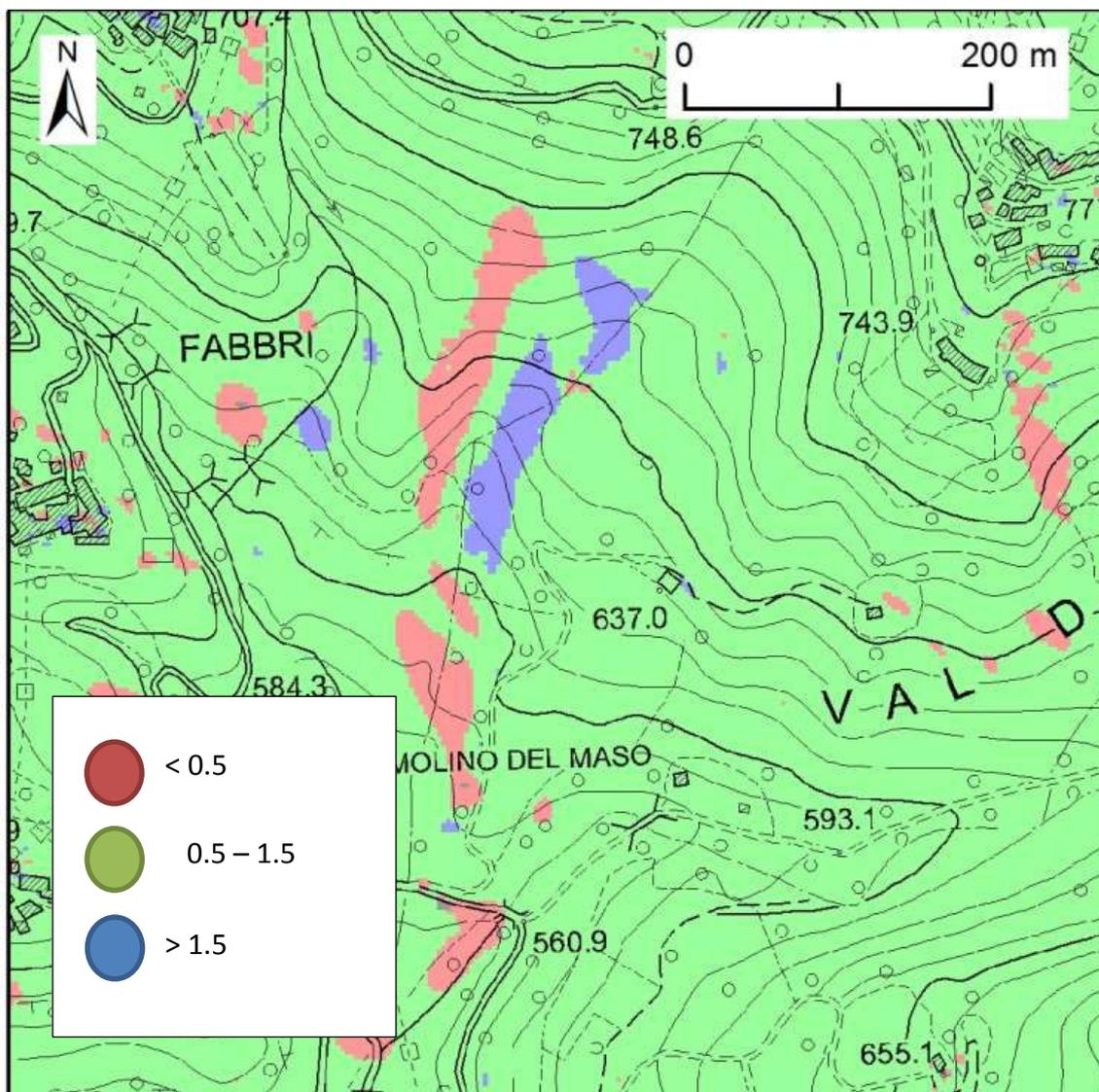


Figura 91 Risultato dell'analisi relativa alla variazione dell'ampiezza dei dati SAR a seguito dell'evento franoso.

Per analizzare graficamente il risultato ottenuto sono stati definiti degli intervalli di valori, considerando stabili tutti i pixels in cui il rapporto è compreso tra 0.5 e 1.5, ed andando quindi ad evidenziare i pixels con valori inferiori a 0.5 e superiori ad 1.5. In particolare, le aree con valore inferiore a 0.5, colorate in rosso, sono soggette ad un netto aumento del valore dell' ampiezza del segnale a seguito del dissesto, mentre le aree in blu, con valore superiore ad 1.5 sono caratterizzate da una diminuzione del valore di ampiezza.

Il risultato dell'analisi svolta è riportato in Figura 91, dalla quale emerge come sia possibile individuare l'area interessata dal dissesto grazie alle evidenti variazioni dei valori di ampiezza. Si evince però come l'area franata sia caratterizzata in parte da una diminuzione di ampiezza e in parte da un aumento della stessa.

Ciò può essere spiegato in ragione del cambiamento morfologico dell'area piuttosto che per un cambiamento della riflettività del suolo. Infatti la completa rimozione della copertura arbustiva che caratterizzava tutta l'area ha provocato i seguenti effetti:

- “double bounce”, doppia riflessione, a causa della presenza della fitta vegetazione ai margini dell'area interessata dal dissesto (Figura 8);
- Shadowing dell'altro margine di frana, coperto dalla vegetazione presente (Figura 18).



Figura 92 Versante ripreso a pochi giorni dall'evento franoso. Dettaglio del cambiamento morfologico e vegetativo della superficie.

L'utilizzo della banda X, caratteristica dei dati COSMO-SkyMed, permette di avere una buona sensibilità alla scabrezza della superficie. La risposta del segnale perde di sensibilità alla scabrezza, spostandosi verso le basse frequenze (Moghaddam M., 2009).

Nel caso in esame pare evidente che il netto cambiamento di ampiezza sia fortemente influenzato da un cambiamento morfologico più che di scabrezza e ciò è evidente anche in ragione del fatto che parte dell'area interessata dal dissesto sia soggetta ad un aumento dell'ampiezza del segnale, mentre nella restante porzione ci sia un netto abbassamento.

L'effetto di "double bounce" in questo caso è legato alla presenza di tronchi, ed è funzione dell'altezza, della distribuzione delle dimensioni dei raggi, degli angoli di inclinazione rispetto alla verticale, della densità spaziale e della costante dielettrica. La riflessione varia anche in funzione della presenza di rami, dell'altezza di tali strati, della distribuzione di lunghezze degli stessi, della distribuzione del loro angolo di orientazione, della densità spaziale (Moghaddam M., 2009).

In Figura 93 si riporta, in maniera schematica, una rappresentazione che chiarisce ulteriormente le ragioni di un diverso comportamento dei due fianchi del versante franato, caratterizzati da una diminuzione e ad un aumento di ampiezza.

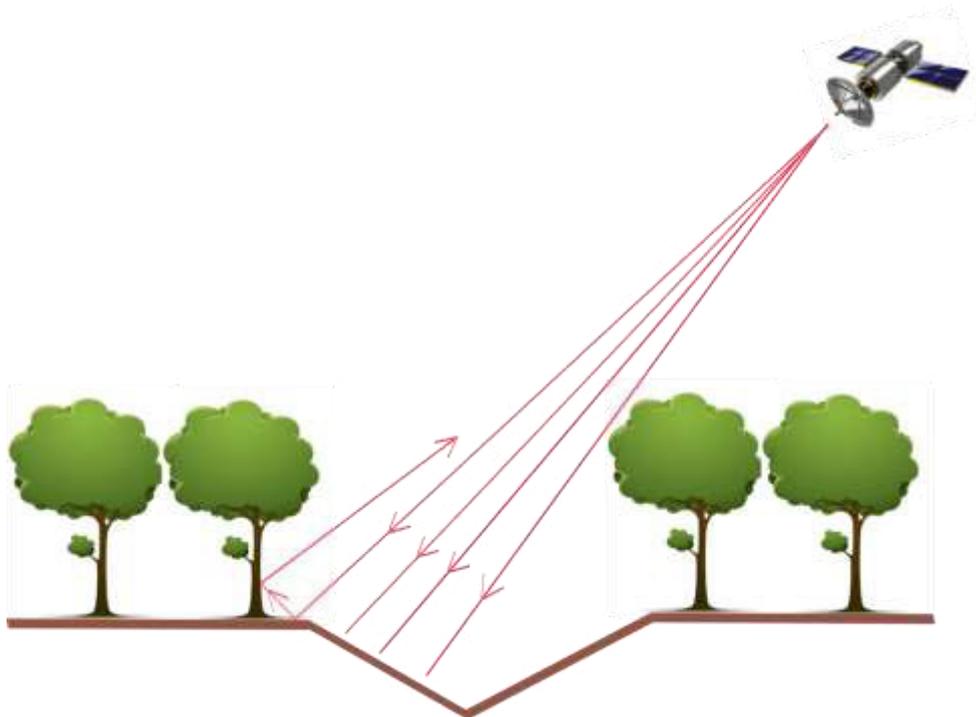


Figura 93 Schematizzazione della geometria di acquisizione a seguito del fenomeno franoso, in cui un fianco di frana genera una riflessione di tipo double bounce (fianco sinistro), mentre l'altro è soggetto al fenomeno di shadowing (fianco destro).

## 5. APPLICAZIONI AI SINKHOLES



Figura 94 Immagine aerea del Mar Morto e localizzazione di Ghor Al Haditha.

Si premette che tale caso studio, relativo allo studio della formazione dei sinkholes nel Mar Morto, è stato analizzato per testare la possibilità di ricavare informazione dai dati SAR per poter modellare i fenomeni deformativi, senza avere precise informazioni sul fenomeno stesso o indagini ad hoc. La scelta del sito è legata alla sue condizioni favorevoli sia dal punto di vista vegetativo che topografico.

Il Mar Morto è un lago terminale che si colloca al confine tra Giordania ed Israele e risulta essere il punto più depresso della Terra.

Tutta la zona costiera è soggetta a numerosi fenomeni di instabilità, quali terremoti, liquefazione del suolo, subsidenza, frane e sinkholes. Si tratta di eventi sia naturali che indotti dall'attività umana. Questi fenomeni sono la principale causa della regressione della linea di costa.

Infatti, a partire dagli anni Sessanta, l'ingente sfruttamento delle sue acque per scopi civili ed industriali ha causato un continuo abbassamento del livello idrico (Abou Karaki et al., 2005), che attualmente scende di circa 1 metro all'anno. Questo fenomeno è la principale causa della subsidenza e della formazione di sinkholes lungo tutta la costa del lago, oltre a numerosi fenomeni di franamento della linea di costa, principalmente nella parte nord-orientale.

Vista la drammaticità dei fenomeni deformativi che interessano tutta la costa del Mar Morto, numerosi sono gli studi che si sono susseguiti negli ultimi decenni (Bartov et al., 2000; Taqieddin et al., 2000; Closson et al., 2007, 2009; Abou Karaki et al., 2005; Abelson et al., 2006; Akawwi et al., 2009; Ezersky et al., 2013).

L'interesse del presente studio è rivolto in particolare ai sinkholes, che appaiono a seguito di movimenti di avanzamento verticale verso l'alto di cavità che si sviluppano a causa della dissoluzione di strati evaporitici sub-superficiali, costituiti principalmente da alite e gessi. Pertanto è facile intuire come l'occorrenza dei sinkholes sia strettamente connessa al progressivo abbassamento del livello del lago, che è responsabile di un forte cambiamento della configurazione idrogeologica: l'interfaccia tra l'acqua salata del Mar Morto e l'acqua dolce della falda è soggetta ad un abbassamento parallelo a quello dell'acqua del lago, esponendo gli strati evaporitici ad una forte dissoluzione da parte dell'acqua dolce di falda.

Attualmente tutta la costa Giordana del Mar Morto è afflitta da centinaia di sinkholes (Figura 96 e Figura 97), tanto che il problema è diventato una delle principali minacce della zona e richiede una soluzione. Tra l'altro il meccanismo di formazione di tali fenomeni di instabilità non risulta essere del tutto chiaro a causa della complessità dei fattori coinvolti.

L'area oggetto di approfondimento si colloca nella costa Giordana del Mar Morto, ed in particolare nella sua porzione sud-orientale, denominata Ghor Al Haditha, immediatamente ad est della Penisola di Lisan (Figura 94 e Figura 95). Tale area è costituita da un ventaglio di materiale di origine alluvionale. Grazie alla presenza di acqua fresca, le buone caratteristiche del suolo e il clima caldo umido, l'area è interessata da un'intensa agricoltura di tipo irriguo. A causa del ritirarsi della linea di costa, una vasta area fangosa è emersa e si è lentamente sviluppata lungo l'estensione del ventaglio alluvionale. Queste porzioni di terra emersa di recente sono incolte a causa del loro elevato contenuto salino (Abou Karaki N. et al., 2005).



Figura 95 Localizzazione dell'area oggetto di studio

## 5.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il bacino del Mar Morto, che ha dimensioni di circa 135 km in direzione Nord- Sud e circa 15 km in direzione Est-Ovest, si colloca nella porzione inferiore della faglia nota come la Trasforme del Mar Morto. Tale faglia separa la placca Araba ad est dalla placca Africana ad ovest, che si muovono secondo un movimento laterale verso sinistra (Quennell, 1959) con uno spostamento prevalentemente in direzione nord-nord-est. E' possibile osservare uno spostamento laterale verso sinistra lungo la faglia di circa 107 km dovuto al fatto che la placca Araba si muove più rapidamente di quella Africana (Quennell, 1958). La parte meridionale della faglia trasforme presenta una componente di estensione che ha contribuito a formare una serie di depressioni e separare dei bacini, formando il Golfo di Aqaba, il Mar Morto, il Mar di Galilea e il lago di Hula.

A causa della subsidenza di origine tettonica che caratterizza quest'area, il bacino del Mar Morto presenta una sequenza di depositi di origine sedimentaria che vanno dal neogene al quaternario, per uno spessore complessivo di circa 10 km. Il riempimento sedimentario, a partire dal Miocene, consiste nel gruppo dell'Hazeva, costituito principalmente da sabbie di origine terrestri e conglomerati (Calvo et al., 2001) e il gruppo del Mar Morto, che include la formazione del Monte Sedom, rocce saline intervallate da marne, anidriti e scisti. Sono inoltre presenti le formazioni di Amore, Samara e Lisan, costituite da depositi fluviali e lacustri, alternati da evaporiti e rocce clastiche di origine locale (Zak et al., 1981). Lungo le coste del Mar Morto, la formazione del Lisan è ricoperta dalla formazione "Ze'elim", risalente all'Olocene e composta da detriti dalla granulometria da grossa a fine, in cui la presenza di materiali a granulometria fine aumenta spostandosi verso est.

Per quanto riguarda l'andamento del livello del lago, negli ultimi 400 anni il livello dell'acqua nel lago è passato da - 385 m s.l.m. a - 405 m s.l.m., come ha rilevato l'U.S.G.S. nel 1998. Dati più recenti provenienti dal database del Servizio Idrogeologico Israeliano e pubblicati da Nof (2012), mostrano l'andamento del livello del lago dal 1930 al 2010. E' possibile rilevare un primo abbattimento del livello idrico a partire dagli anni '60, con un abbassamento di circa 60 cm/anno, che è aumentato a 80 cm/anno a partire dagli anni '80 per circa una decade, quando tale abbassamento ha raggiunto un valore di 1 m/anno.

Questo effetto è dovuto all'ingente sfruttamento dell'acqua del lago per usi civili, agricoli ed industriali, per cui, tra l'altro, parte del flusso idrico del fiume Giordano è stata deviata. Inoltre, la situazione è aggravata dai ridotti valori di precipitazione e alla forte evaporazione che caratterizzano tale area. Infatti, Salmah e Elnaser (1999, 2000) hanno dimostrato come la quantità d'acqua che raggiunge il bacino del Mar Morto non superi i 375 Mm<sup>3</sup>/anno mentre il tasso di evaporazione è di circa 1250 Mm<sup>3</sup>/anno. Pertanto il tasso di evaporazione e la derivazione di circa il 90% della portata del fiume Giordano ha portato ad una riduzione dello specchio d'acqua di circa il 30% se confrontato con la superficie degli anni '60 (Abou Karaki et al., 2005).

I primi sinkholes sono apparsi lungo le coste Israeliane e Giordane del Mar Morto a partire dagli inizi degli anni Ottanta. La loro comparsa ha subito un'accelerazione nel tempo, passando da meno di 50 nuovi sinkholes ogni anno prima del 1999 ad un valore compreso tra 200 e 380 nuovi eventi all'anno dal 2003 (Nof, 2012). La maggior parte dei sinkholes si sviluppano in aree

caratterizzate da una graduale subsidenza con estensione spaziale da poche centinaia di metri ad alcuni chilometri. Molti sinkholes sono apparsi ravvicinati tra loro, mostrando una disposizione lineare in corrispondenza di aree interessate da movimenti tettonici (Abelson et al., 2006).



Figura 96 Sinkhole presente lungo le coste del Mar Morto



Figura 97 Immagine aerea di alcuni sinkholes che affliggono le coste del Mar Morto

## **5.2. ANALISI DInSAR**

Le analisi DInSAR effettuate sulla costa sud-orientale del Mar Morto hanno riguardato 3 diverse serie temporali di dati SAR:

- 70 immagini ERS 1-2 relative al periodo 1992-2009;
- 30 immagini Envisat acquisite tra il 2003 ed il 2010;
- 23 immagini COSMO-SkyMed tra dicembre 2011 e maggio 2013.

I dati sono stati analizzati con la tecnica SBAS, in considerazione della quasi totale assenza di strutture antropiche, aspetto che non favorisce l'utilizzo della tecnica PS.

### **5.2.1. DATI ERS 1-2**

I dati ERS utilizzati appartengono ad entrambe le missioni, ERS-1 ed ERS-2, e coprono un intervallo temporale che va dall'11/06/1992 al 08/11/2009. Sono state utilizzate 70 immagini SAR in banda C, appartenenti alla track 78 ed al frame 2979, con una risoluzione spaziale di 25 m a terra.

I dati sono stati ritagliati in corrispondenza dell'area di interesse. Sfortunatamente, a causa di problemi relativi alle orbite di alcune delle immagini, la coregistrazione di una decina dei dati non è andata a buon fine. Si è proceduto quindi a tagliare manualmente tali immagini problematiche, delimitando l'area di interesse di ciascuna in modo da non doverle escludere dall'analisi. Questo ha consentito di procedere con successo alla fase di coregistrazione dei dati.

In Figura 98 si riporta la mappa di velocità ottenuta dal processamento SBAS da cui si evince la forte subsidenza che affligge tutta la zona di costa, con valori massimi che raggiungono i 100 mm/anno.

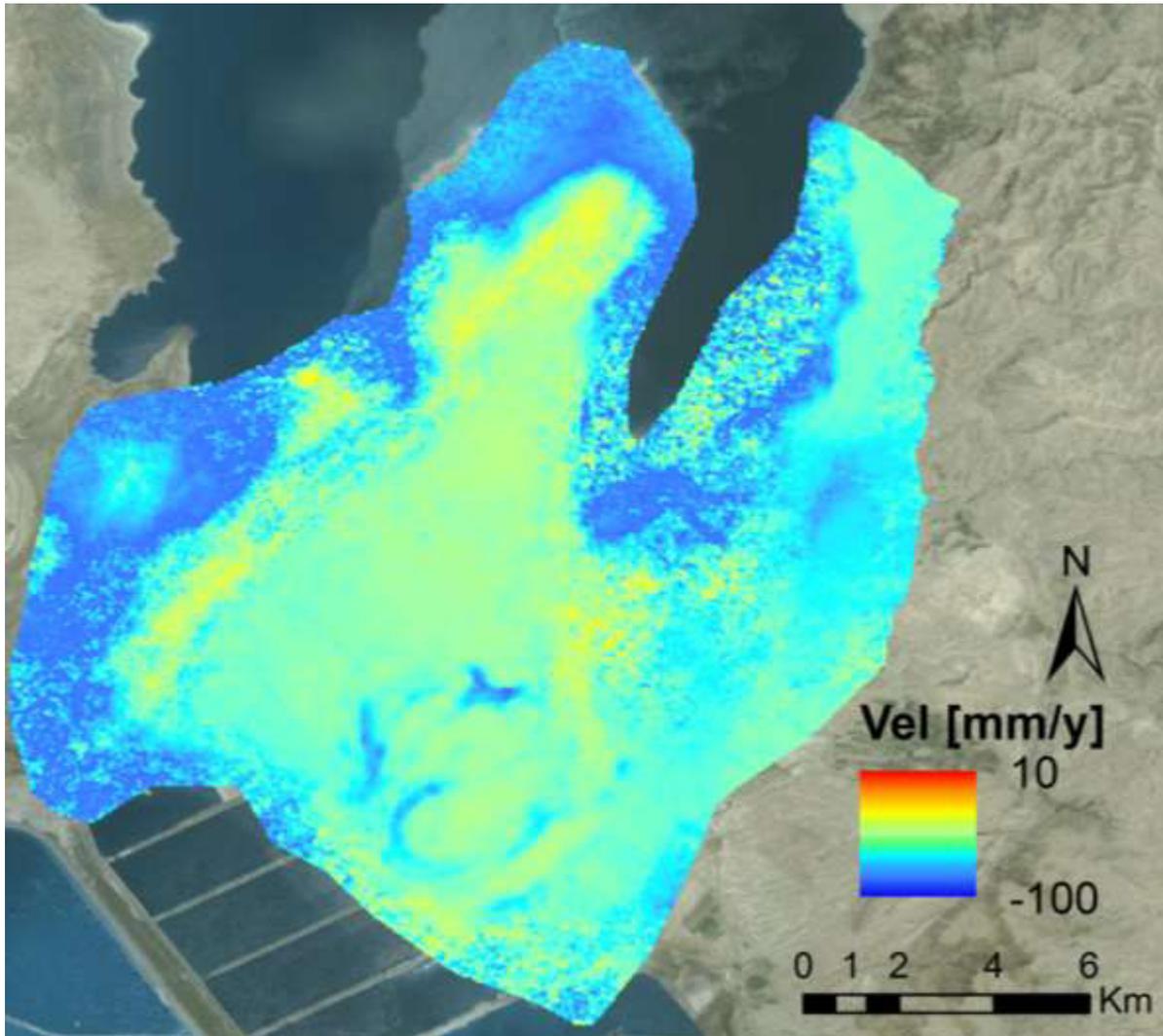


Figura 98 Risultati dell'analisi SBAS effettuata con dati ERS 1-2 sulla costa sud-orientale del Mar Morto. Mappa delle velocità relative al periodo 1992 – 2009.

### 5.2.2. DATI ENVISAT

L'analisi SBAS è stata effettuata utilizzando 30 immagini Envisat, caratterizzate da un segnale in banda C, anch'esse con risoluzione a terra di 25 m.

Il periodo indagato va dal 13/07/2003 al 06/06/2010.

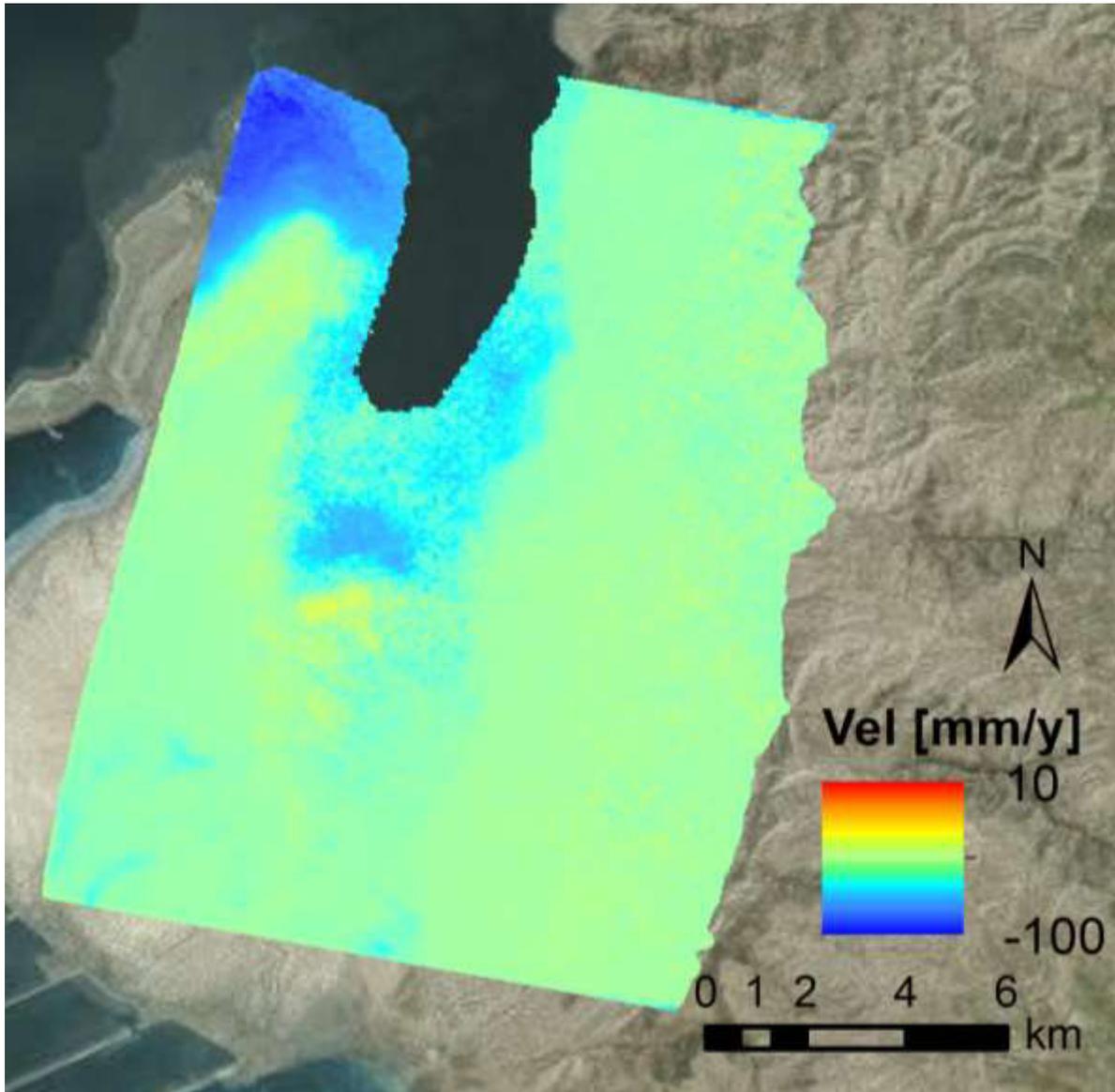


Figura 99 Risultati dell'analisi SBAS effettuata con dati Envisat sulla costa sud-orientale del Mar Morto. Mappa delle velocità relativa al periodo 2003 - 2010.

In Figura 99 si riporta la mappa di velocità ottenuta dal processamento SBAS dei dati Envisat.

Anche questa analisi ha messo in luce il fenomeno di subsidenza che interessa tutta la zona costiera.

Sia l'analisi dei dati ERS che Envisat non permettono però di isolare singoli eventi si collasso connessi a sinkholes. Questo è dovuto dalla bassa risoluzione spaziale di tali dati, non sufficiente ad individuare questi fenomeni puntuali che hanno dimensione che va da qualche metro fino ad un centinaio di metri, quindi spesso di dimensioni inferiori alla risoluzione spaziale di un singolo pixel. Si è

quindi proceduto ad utilizzare dati a più alta risoluzione spaziale, nel tentativo di individuare l'evoluzione di un sinkhole.

### 5.2.3. DATI COSMO-SKYMED

L'area in esame è stata analizzata anche utilizzando immagini SAR acquisite dai satelliti della costellazione COSMO-SkyMED. In particolare sono state utilizzate 23 immagini acquisite tra dicembre 2011 e maggio 2013, con geometria discendente.

In Tabella 13 si riportano le date delle acquisizioni delle immagini utilizzate, generalmente separate da un periodo di 16 giorni, tempo di rivisitazione del satellite COSMO. Purtroppo la serie storica dei dati presenta alcuni buchi temporali, in particolare tra il 30/12/2011 e il 03/03/2012, in quanto le immagini intermedie non apparivano nel catalogo reso pubblico dall'Agenzia Spaziale Italiana per l'acquisto dei dati.

Tabella 13 Date di acquisizione delle immagini Cosmo – SkyMed

<b>n° immagine</b>	<b>Data di acquisizione</b>
1	2011 12 14
2	2011 12 30
3	2012 03 03
4	2012 03 19
5	2012 04 04
6	2012 04 20
7	2012 05 06
8	2012 06 07
9	2012 06 23
10	2012 07 09
11	2012 07 25
12	2012 07 25
13	2012 08 26
14	2012 09 11
15	2012 09 27
16	2012 10 13
17	2012 10 29
18	2012 11 14
19	2013 01 01
20	2013 03 06
21	2013 03 22
22	2013 04 23
23	2013 05 09

Anche in questo caso, l'analisi si è focalizzata nella zona costiera sud-orientale del Mar Morto, Ghor Al Haditha, ad est della penisola di Lisan.

L'analisi SBAS è sempre finalizzata alla valutazione della subsidenza che affligge la zona costiera del Mar Morto, ed in particolare alla ricerca della presenza di fenomeni puntuali, i sinkholes, la loro distribuzione spaziale ed evoluzione temporale.

Si sottolinea nuovamente come tali dissesti siano soggetti ad una rapida evoluzione negli ultimi 20/30 anni, pertanto la possibilità di utilizzare dati SAR caratterizzati da distanze temporali inferiori va a facilitare l'individuazione degli spostamenti, mentre la maggior risoluzione spaziale dei dati Cosmo-SkyMed consente di rilevare anche spostamenti locali e poco estesi spazialmente.

L'analisi è stata effettuata applicando la tecnica SBAS, in considerazione della quasi totale assenza di strutture antropiche in tale porzione della costa.

In Figura 100 si riportano i grafici relativi alle connessioni tra i dati in funzione della baseline spaziale e temporale:

- Max normal baseline: 18%;
- Max temporal baseline: 180 giorni.

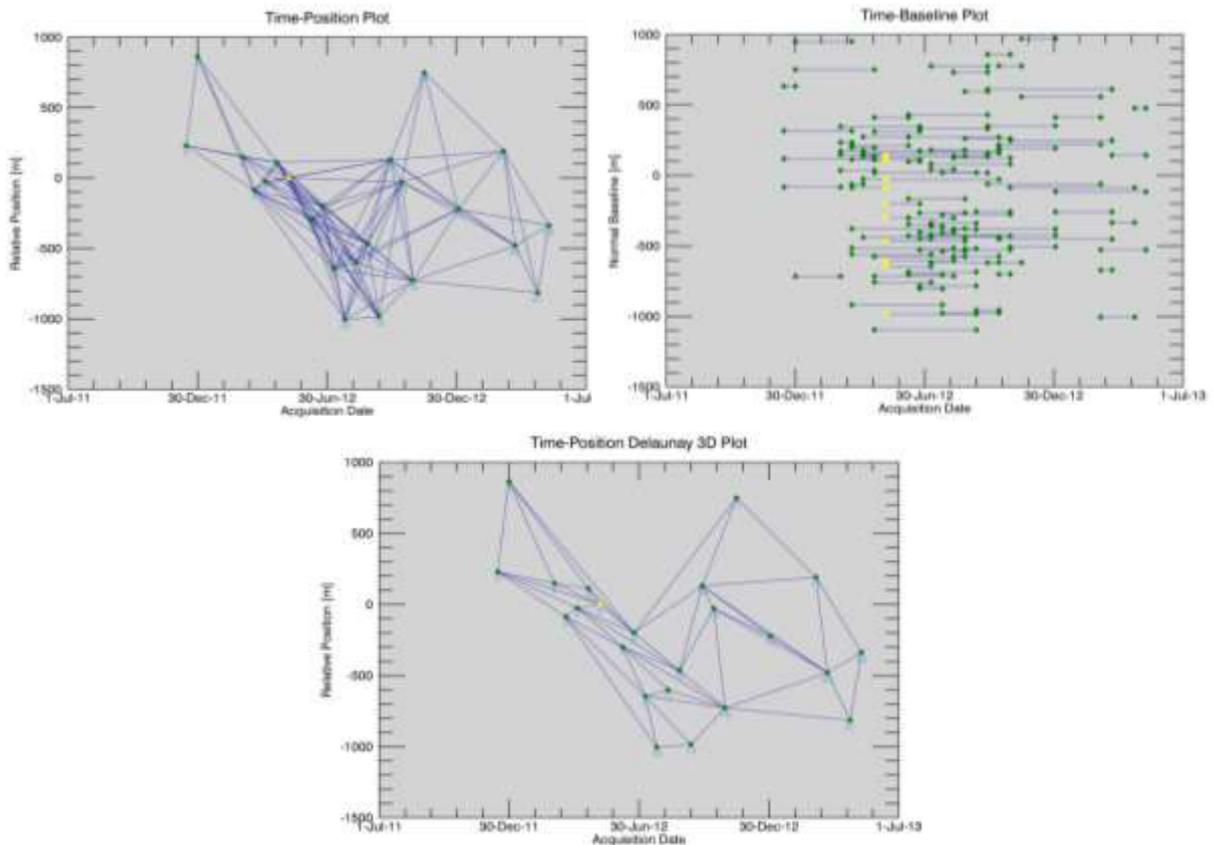


Figura 100 Grafico delle connessioni delle immagini COSMO SkyMed.

I dati sono stati processati, con l'ausilio del DEM SRTM a 90 m di risoluzione.

Il taglio delle immagini è stato effettuato in prossimità dell'area di interesse, cercando di escludere l'area immediatamente ad est della costa, caratterizzata da ripidi rilievi montuosi, oltre che l'area interessata dallo specchio idrico del lago.

Nell'effettuare il taglio dei dati SAR, attraverso l'utilizzo del DEM mascherato (risalente al 2000) in corrispondenza delle superfici d'acqua, è emersa una non corrispondenza della linea di costa, dovuto alla regressione della stessa, in relazione al rapido abbassamento del livello del lago. L'analisi pertanto non tiene in considerazione i primi metri della fascia costiera, che per essere recuperati necessitano dell'utilizzo di un DEM recente, preferibilmente contemporaneo al periodo di acquisizione dei dati.

L'estensione dell'area analizzata è stata ridotta, rispetto alla superficie considerata nelle analisi dei dati ERS ed Envisat, in ragione dell'alta risoluzione dei dati COSMO-SkyMed e degli elevati tempi di processamento, legati al numero di pixels presenti nell'area di interesse aventi risoluzione spaziale di 3mx3m.

Senza soffermarsi sulle diverse fasi del processamento, che non ha richiesto particolari adattamenti dei parametri, si riporta la mappa degli spostamenti ottenuta (Figura 101). Il risultato conferma la continua subsidenza della linea di costa che, nel periodo dicembre 2011-maggio 2013, raggiunge valori massimo di velocità di 230 mm/anno, che corrisponde ad uno spostamento complessivo di circa 30 centimetri in un anno e mezzo.

La soluzione appare meno rumorosa di quella ottenuta con i dati ERS ed Envisat, e la risoluzione al suolo, pari a 3m x 3m, permette di individuare singoli collassi locali legati all'evoluzione di sinkholes, molti dei quali già presenti all'inizio del periodo di analisi, come si è potuto constatare anche dall'osservazione di immagini ottiche (vedi Figura 102).

I risultati sono stati analizzati in dettaglio, alla ricerca di un sinkhole di nuovo innesco, in modo da analizzarne l'evoluzione temporale e capire l'importanza di possibili spostamenti precursori che precedono il collasso.

In particolare, dalla mappa degli spostamenti, è stato individuato uno spostamento isolato, a sud della linea di costa di circa 1 chilometro (vedi Figura 101 e Figura 106). La dimensioni dell'area soggetta ad abbassamenti del suolo è di circa 80 m x 120 m, e la velocità di spostamento dell'ordine di 80mm /anno (Figura 107).

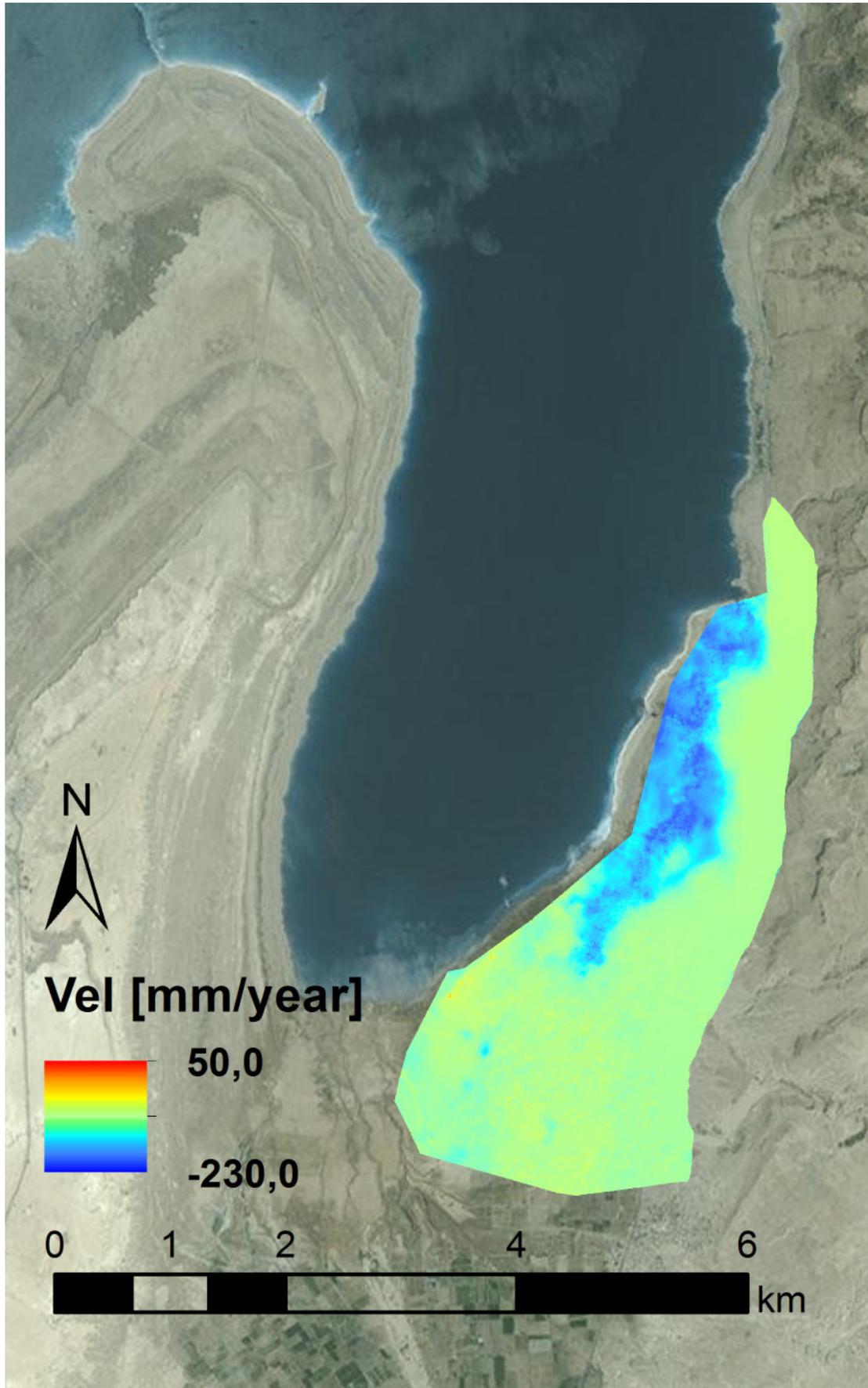


Figura 101 Spostamenti ottenuti con la tecnica SBAS, applicata a dati Cosmo-SkyMed acquisiti tra dicembre 2011 e maggio 2013.

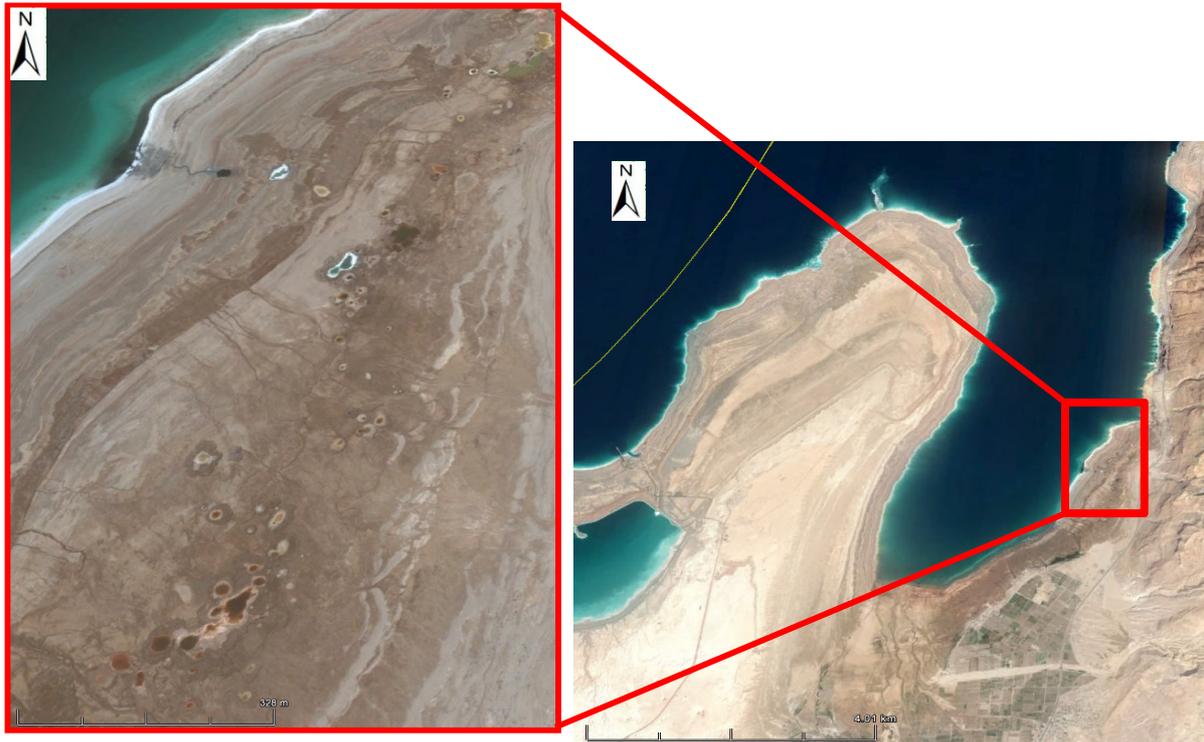
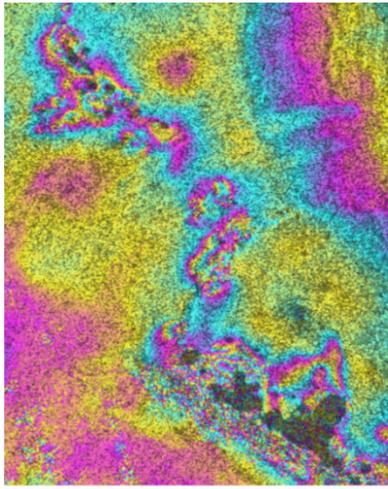


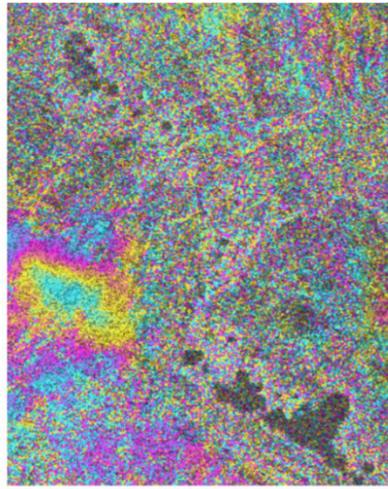
Figura 102 A destra, immagine ottica della porzione sud-orientale della costa del Mar Morto. A sinistra, dettaglio dei sinkholes che affliggono l'area.

Per quanto riguarda i sinkholes evidenziati in Figura 102, sono stati analizzati alcuni degli interferogrammi creati nel processamento SBAS. In particolare sono stati considerati gli interferogrammi già spianati e filtrati, prima di procedere allo srotolamento della fase. Le frange presenti in tali interferogrammi saranno quindi dovute agli spostamenti al suolo, a meno di eventuali componenti atmosferiche non ancora stimate. Si esclude la possibilità di componenti di fase dovute ad errori topografici, vista la morfologia piuttosto piatta dell'area prossima alla costa.

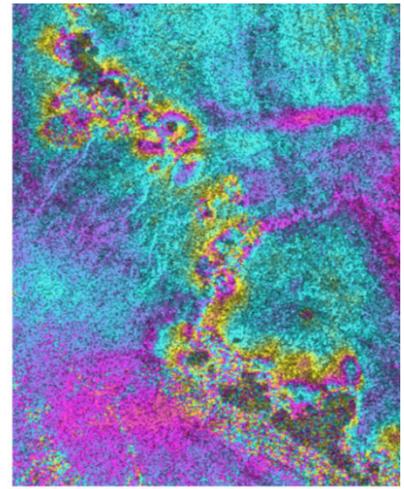
Sono stati indagati tutti gli interferogrammi creati tra due acquisizioni temporalmente successive, a distanza di 16 giorni nella maggior parte dei casi, ad intervalli di tempo maggiori nel caso di indisponibilità di una o più acquisizioni (Figura 103, Figura 104 e Figura 105).



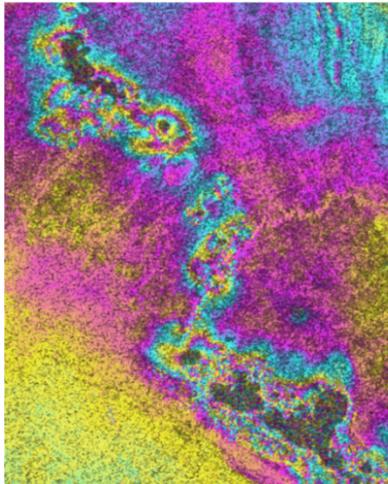
m0(20111214) s1(20111230)  
16 dd



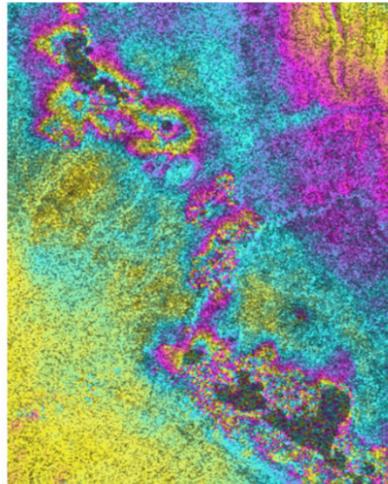
m1(20111230) s2(20120303)  
63 dd



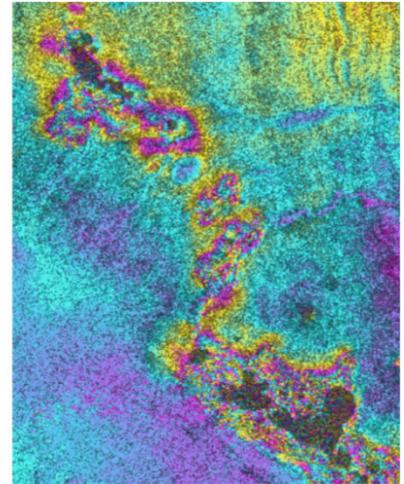
m3(20120319) s2(20120303)  
16 dd



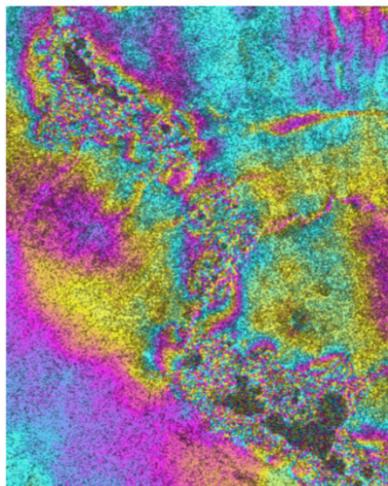
m4(20120404) s3(20120319)  
16 dd



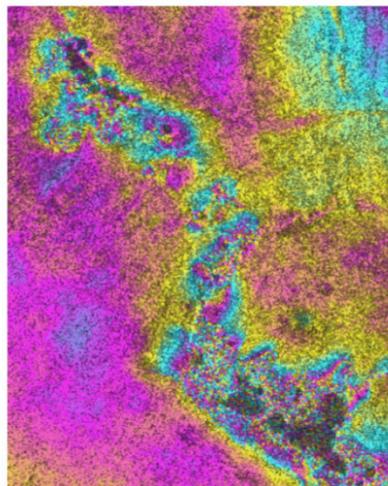
m4(20120404) s5(20120420)  
16 dd



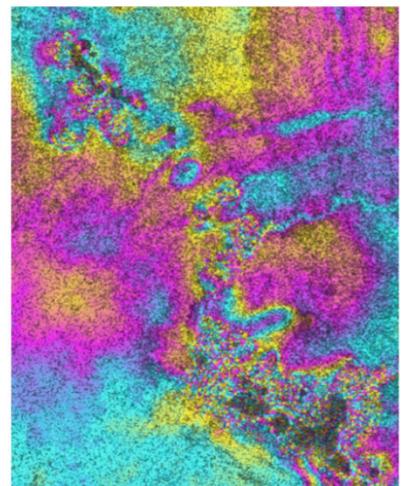
m6(20120506) s5(20120420)  
16 dd



m6(20120506) s7(20120607)  
32 dd

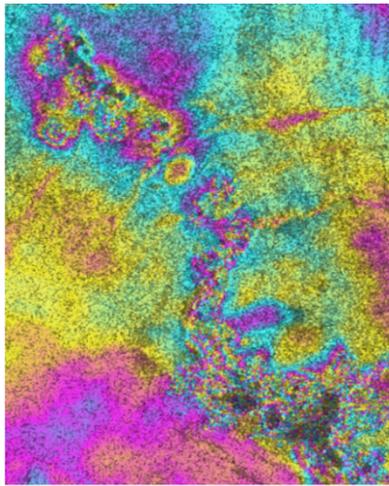


m7(20120607) s8(20120623)  
16 dd

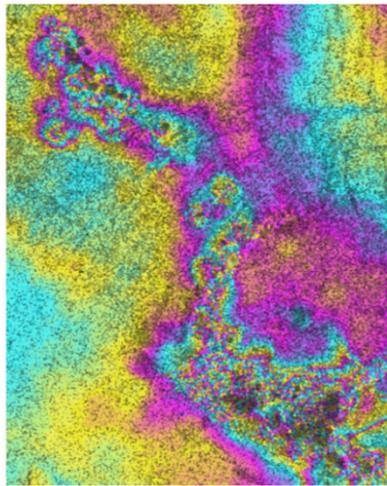


m8(20120623) s9(20120709)  
16 dd

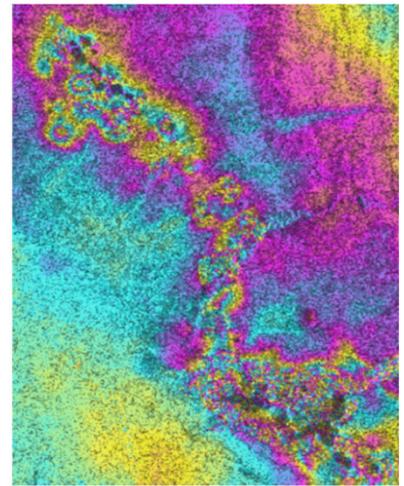
Figura 103 Serie di interferogrammi spianati e filtrati, costruiti con immagini temporalmente successive che mostrano le frange dovute allo spostamento di una serie di sinkholes allineati (1)



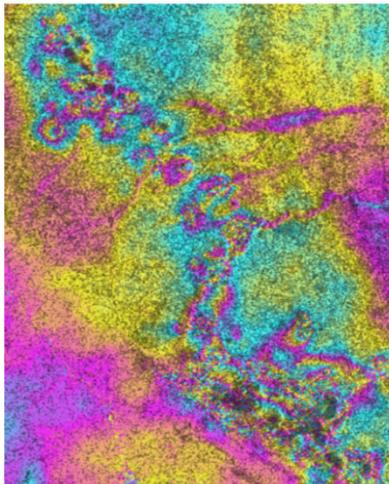
m9(20120709) s10(20120725)  
16 dd



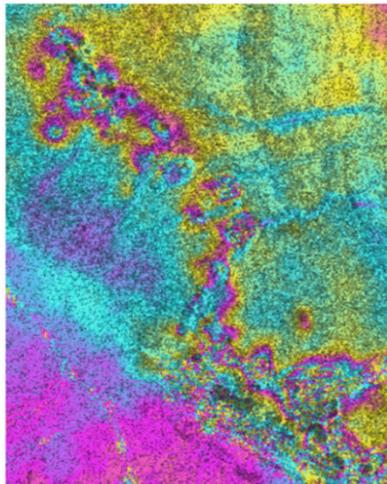
m11(20120810) s10(20120725)  
16 dd



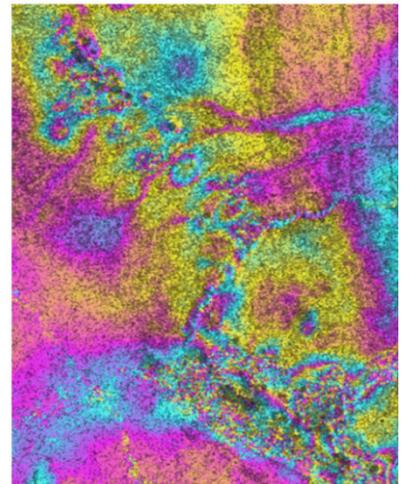
m11(20120810) s12(20120826)  
16 dd



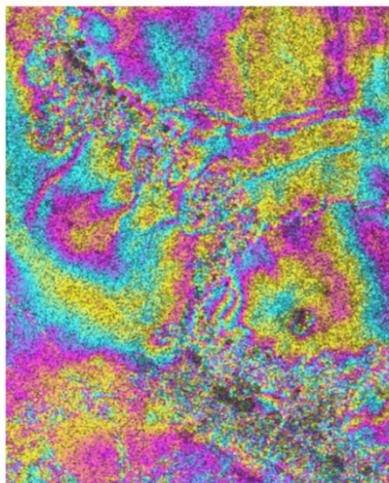
m12(20120826) s13(20120911)  
16 dd



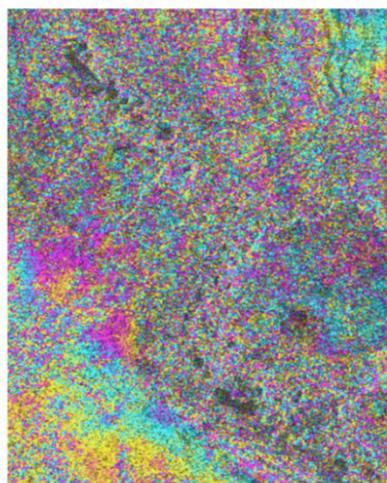
m15(20121013) s14(20120927)  
16 dd



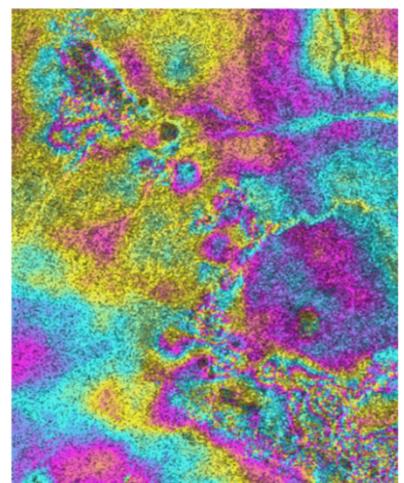
m15(20121013) s16(20121029)  
16 dd



m18(20130101) s17(20121114)  
48 dd

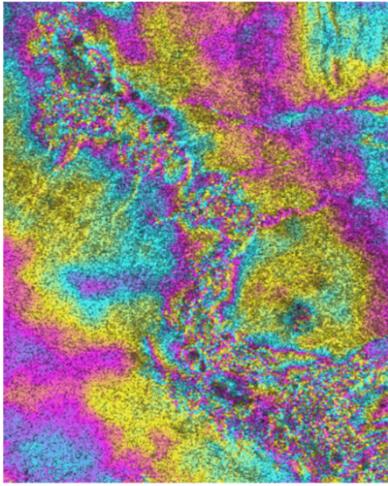


m18(20130101) s19(20130306)  
64 dd

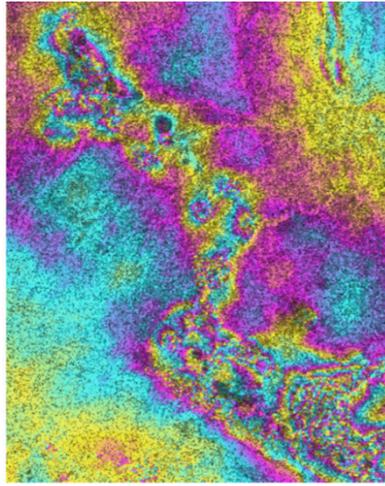


m19(20130306) s20(20130322)  
16 dd

Figura 104 Serie di interferogrammi spianati e filtrati, costruiti con immagini temporalmente successive che mostrano le frange dovute allo spostamento di una serie di sinkholes allineati (2)



m20(20130322) s21(20130423)  
32 dd



m21(20130423) s22(20130509)  
16 dd

**Figura 105 Serie di interferogrammi spianati e filtrati, costruiti con immagini temporalmente successive che mostrano le frange dovute allo spostamento di una serie di sinkholes allineati (3)**

Come si può notare, in tutti gli interferogrammi le frange persistono e sono sempre visibili. Nel caso di intervalli di tempo superiori ai 48 giorni, si nota come l'interferogramma diventi fortemente rumoroso e le frange risultino indistinguibili. Ciò è causato da una variazione nelle geometria a terra, a causa degli spostamenti che si verificano, tale da creare una evidente perdita di coerenza tra le coppie di immagini. L'area in esame, già soggetta a fenomeni di collasso precedentemente al periodo indagato, come si evince dalle immagini ottiche, presenta dei continui spostamenti proprio in corrispondenza dei fenomeni già sviluppatasi.

In tale porzione di costa risulta quindi complesso isolare ed analizzare le dinamiche e l'evoluzione di un singolo sinkhole.

L'attenzione si è quindi spostata un po' più a sud, in un'area interessata da coltivazioni. Come si evince dalla Figura 106, si è individuato uno spostamento chiaramente distinguibile rispetto alle porzioni circostanti, pressoché ferme.

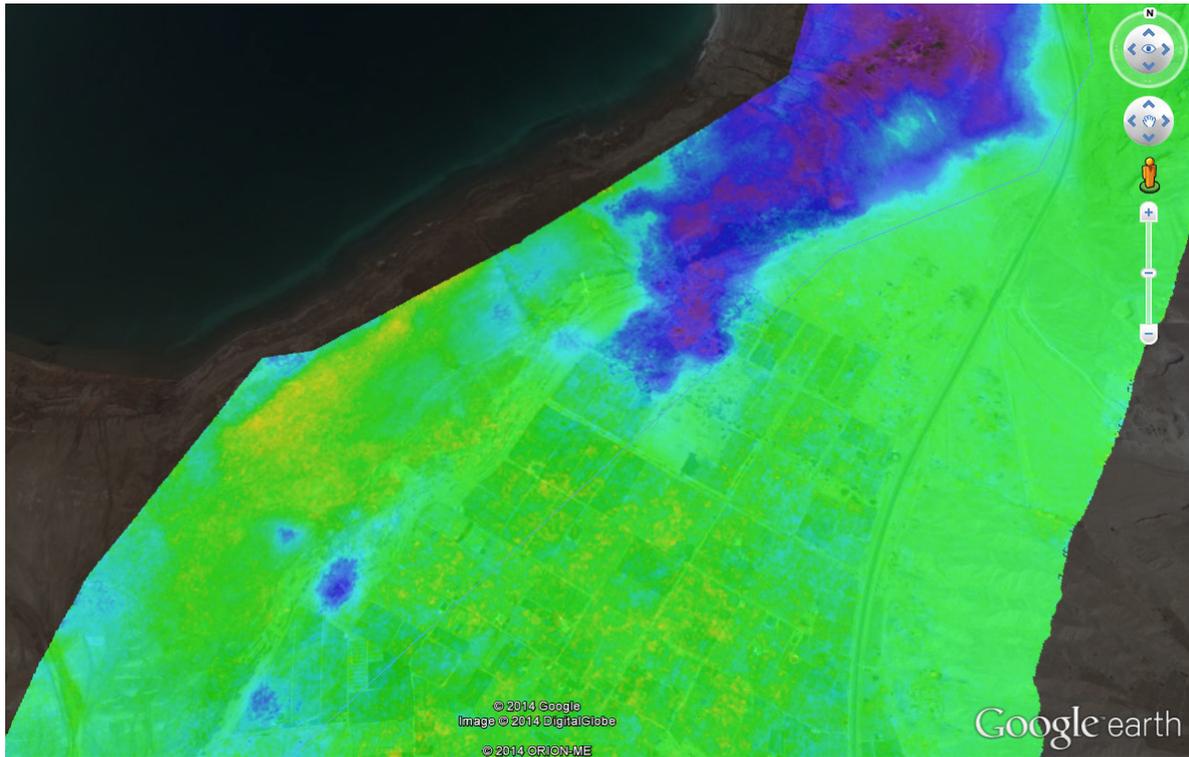


Figura 106 Localizzazione di alcuni sinkholes isolati

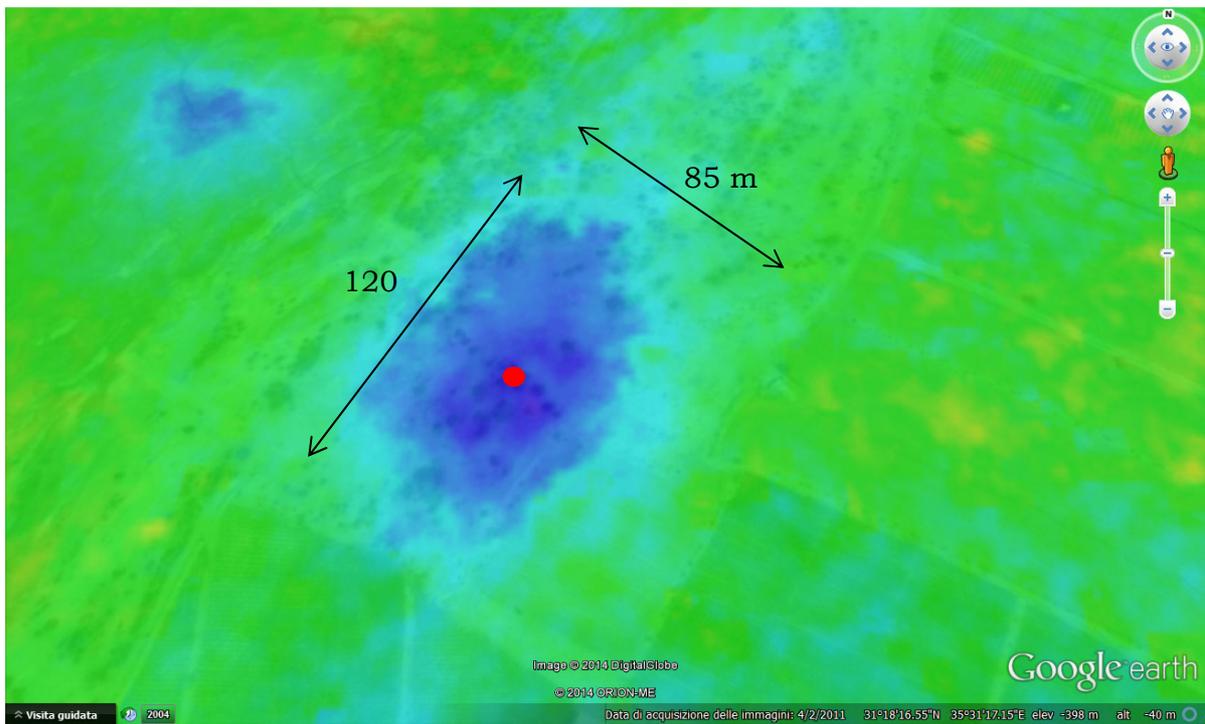


Figura 107 Dettaglio del sinkhole, dell'estensione spaziale degli spostamenti generati e localizzazione del punto in cui sono plottati gli spostamenti in Figura 108.

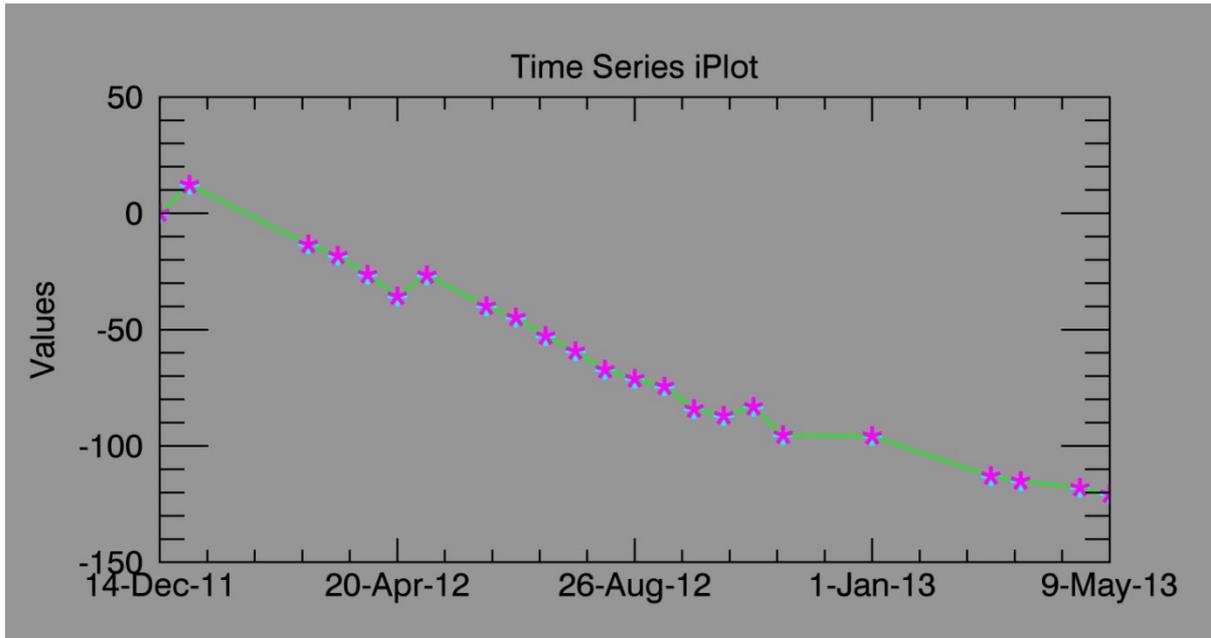


Figura 108 Andamento degli spostamenti in un punto centrale del sinkhole.

L'entità degli spostamenti, in un punto centrale del sinkhole, è riportata in Figura 108, da cui emerge che nel periodo di circa un anno e mezzo lo spostamento massimo raggiunge i 12 cm, conformemente alla velocità massima individuata in corrispondenza del sinkhole, di 80 mm/anno.

Anche in questo caso sono stati valutati alcuni degli interferogrammi spianati e filtrati.

In particolare, in Figura 109, sono stati osservati tutti gli interferogrammi generati in riferimenti alla supermaster, immagine etichettata come m6, acquisita il 06 maggio 2012. Sotto a ciascun interferogramma si è indicato l'intervallo temporale, in giorni, trascorso tra le due acquisizioni. Si fa notare tra l'altro, che trattandosi di una differenza di fase tra la super master e le varie slave, fino a che le immagini utilizzate per creare gli interferogrammi sono precedenti alla super master (s0, s1, s2, s3, s4, s5) le frange si propagano con una direzione, mentre a partire dalla coppia formata con la slave s7, successiva temporalmente alla supermaster, le frange appaiono invertite.

Come già notato in precedenza, anche in questo caso emerge che per gli interferogrammi generati con immagini aventi distanza temporale superiore ai 48 giorni, risulta impossibile distinguere la presenza di frange, a causa dell'eccessivo spostamento che va oltre i limiti di rilevabilità della tecnica. A partire da distanze temporali di 48 giorni cominciano ad intravedersi le prime frange, che diventano via via più nitide al ridursi degli intervalli temporali.

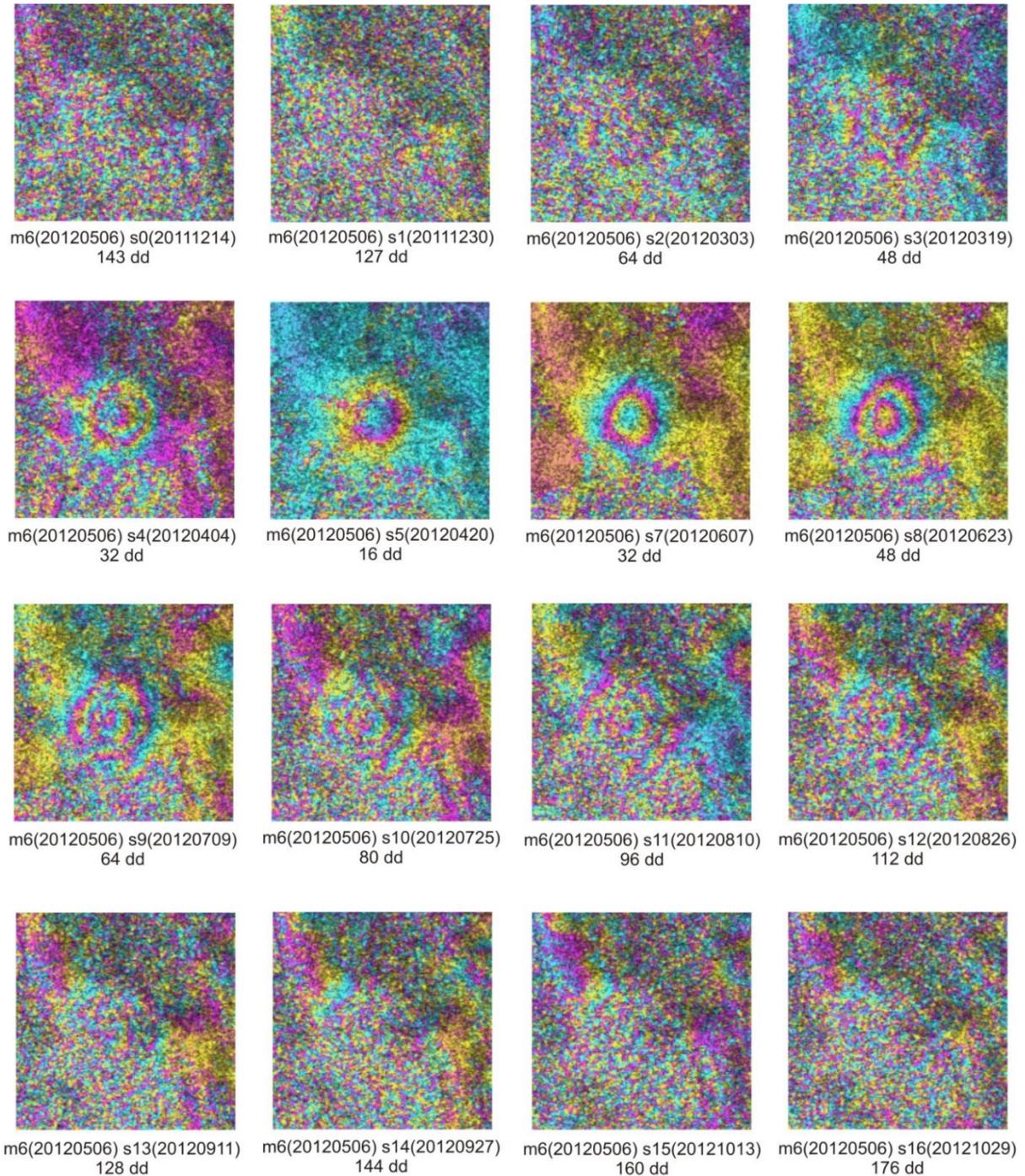


Figura 109 Serie di interferogrammi spianati e filtrati, costruiti dal confronto dell'immagine master (m6 del 06/05/202) con le diverse slaves. Si rilevano le frange dovute allo spostamento di un singolo sinkhole.

Il crescere del numero delle frange all'aumentare dell'intervallo temporale indica che l'area è soggetta ad un movimento che non dà segno di arrestarsi. Vista la rapida dinamica del fenomeni, anziché analizzare gli interferogrammi riferiti alla supermaster, sono stati valutati quelle generati con coppie di acquisizioni successive, per evitare che le frange aumentino al punto da diventare "rumore" (Figura 110).

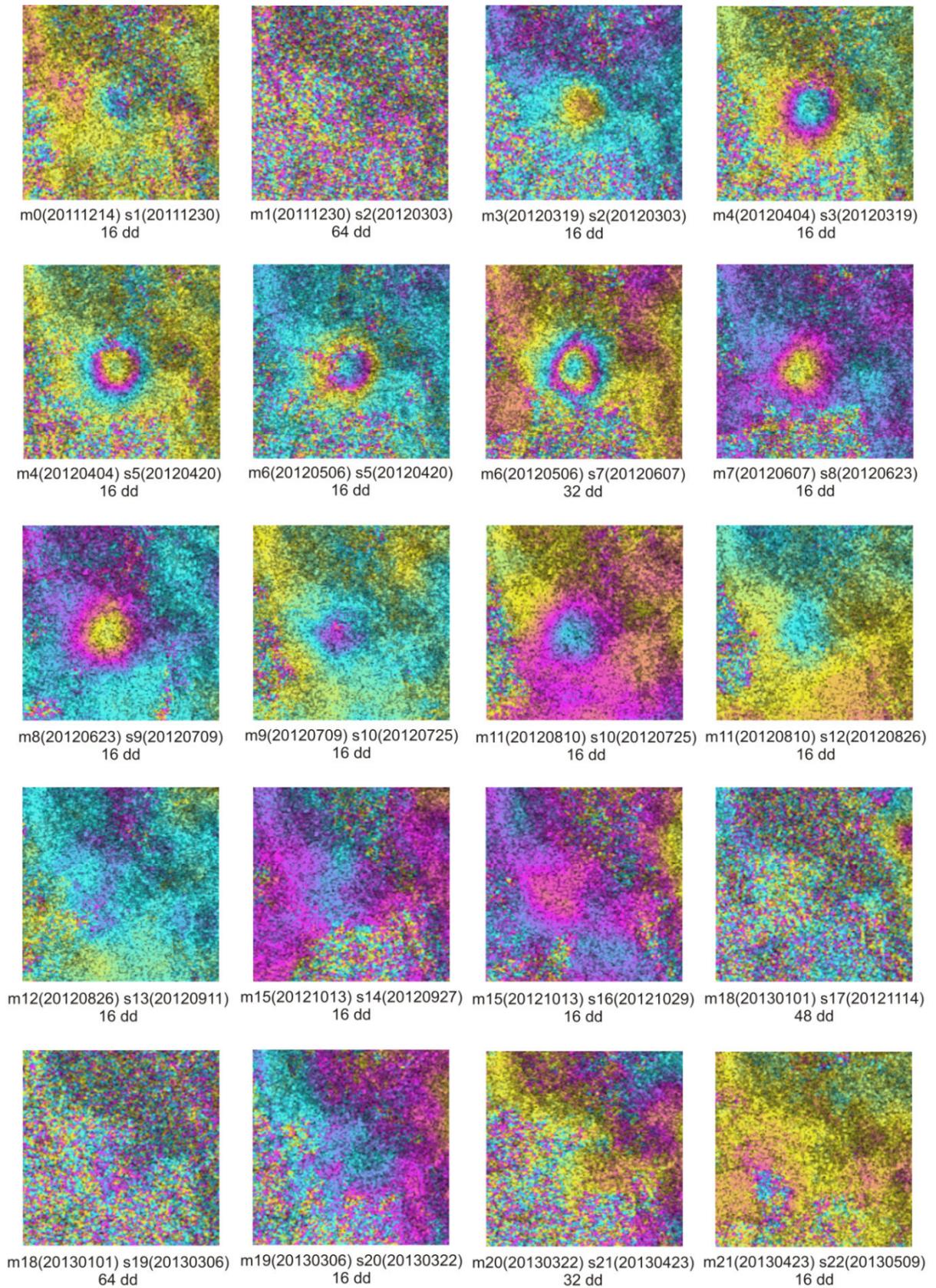


Figura 110 Serie di interferogrammi spianati e filtrati, costruiti con immagini temporalmente successive che mostrano le frange dovute allo spostamento di un singolo sinkhole.

Analizzando la sequenza di interferogrammi, spianati e filtrati, riportati in Figura 110, si vede come la dinamica degli spostamenti non sia caratterizzata da frange costanti nel tempo. I primi due interferogrammi non presentano alcuna frangia, nonostante uno dei due sia condizionato da un elevato intervallo di tempo. Successivamente si avvertono i primi segnali di spostamento, che sembra mantenersi pressoché costante indicativamente fino a luglio 2012. L'aumento delle frange presenti nell'interferogramma m6-s7 è dovuto ad un intervallo temporale di 32 giorni, doppio rispetto agli interferogrammi che lo precedono e lo seguono. Gli interferogrammi successivi, generati con acquisizioni risalenti ai mesi di luglio ed agosto, mostrano una diminuzione delle frange presenti (m9-s10; m11-s10; m11-s12); successivamente, a partire dalla coppia m12-s13 le frange sembrano sparire.

Il sinkhole individuato è stato utilizzato come test per tentare di definirne le caratteristiche geometriche e cinematiche attraverso un modello analitico. Il caso risulta di interesse anche in considerazione del fatto che la superficie del terreno non è stata soggetta ad oggi ad alcun collasso, né sono osservabili evidenti segni visivi di cedimento. Si vuole pertanto cercare di valutare i segnali precursori, emersi dall'analisi dei dati SAR, e come tali deformazioni preliminari diano informazioni sul fenomeno in evoluzione.

### **5.3. MODELLAZIONE DI UN SINKHOLE A PARTIRE DAL DATO SAR**

L'analisi SBAS effettuata con dati COSMO-SkyMed ha permesso di individuare i fenomeni precursori di un sinkhole non ancora giunto a collasso.

L'obiettivo del presente paragrafo è quello di modellare il sinkhole, definendone le caratteristiche geometriche, le cinematiche ed il comportamento deformativo sfruttando unicamente l'informazione ottenuta dalla mappa di spostamenti superficiali.

Per semplicità è stata utilizzata la mappa di spostamenti ottenuta da un singolo interferogramma. Sono stati utilizzati due dati SAR acquisiti a 32 giorni di distanza, in cui lo spostamento risulta evidente.

Le immagini utilizzate per creare l'interferogramma sono le seguenti:

- Master: 06 maggio 2012

- Slave: 07 giugno 2012

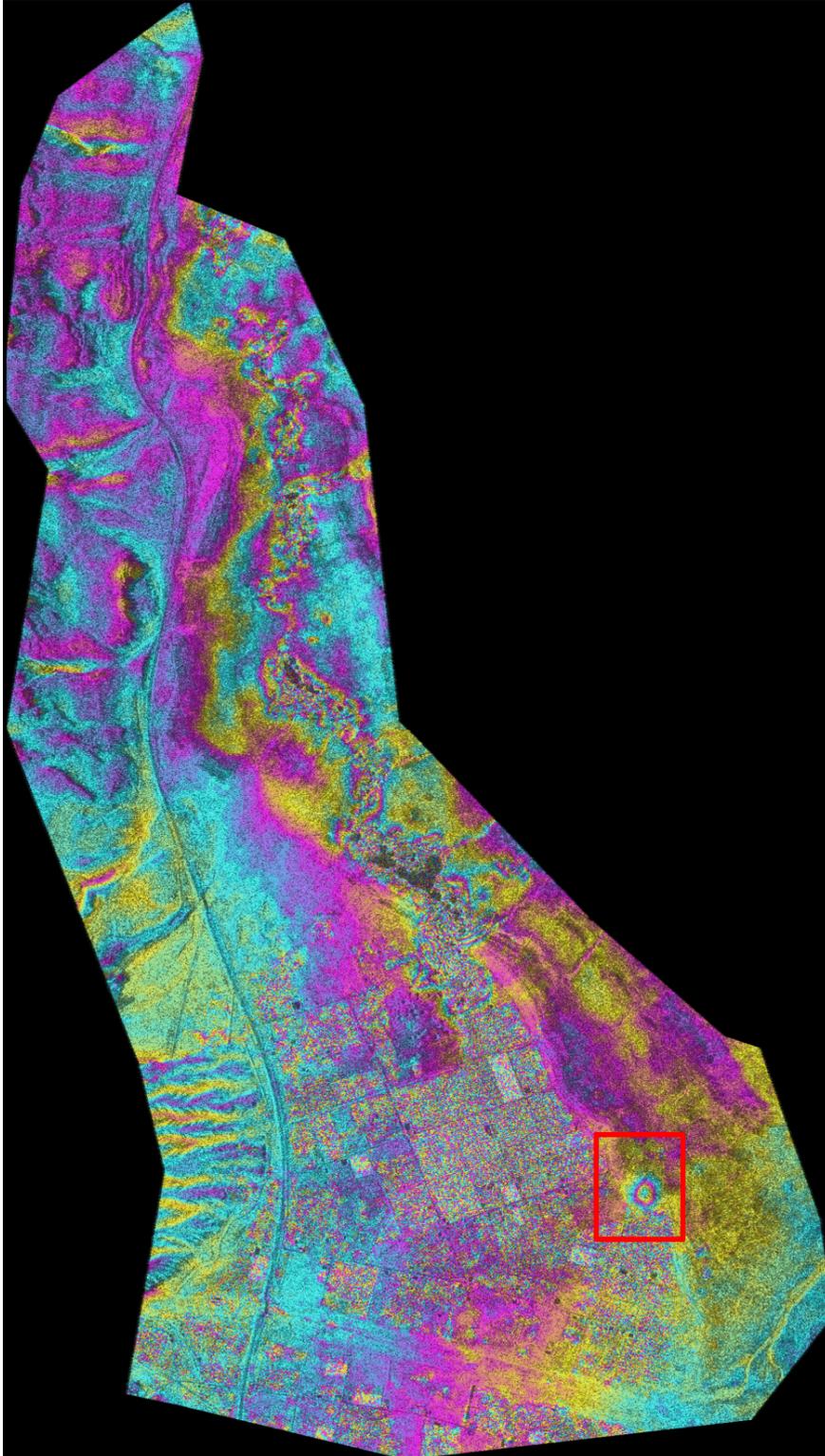


Figura 111 Interferogramma spianato e filtrato, in slant range, ottenuto dall'immagine master del 06/05/2012 e la slave del 07/06/2012. Il riquadro rosso identifica il sinkhole individuato.

In Figura 111 si riporta l'interferogramma, spianato e filtrato, in geometria slant range, che oltre a creare delle distorsioni risulta rispecchiato lungo la direzione est-ovest.

L'interferogramma mostra le frange già analizzate, in corrispondenza dei sinkholes allineati lungo la linea di costa.

Nel riquadro rosso viene evidenziata l'area oggetto di studio, di cui si riporta il dettaglio in Figura 112. Come si vede nell'ingrandimento, si distinguono chiaramente delle frange concentriche, corrispondenti proprio al cedimento di forma circolare associato al sinkhole.

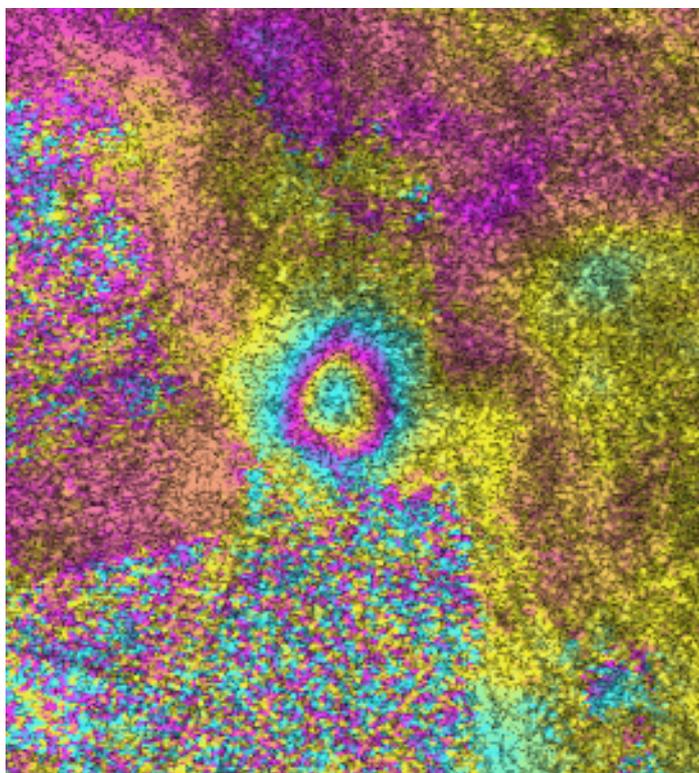


Figura 112 Frange interferometriche presenti nell'interferogramma spianato e filtrato in corrispondenza del sinkhole.

L'immagine in Figura 112 riporta il dettaglio del campo di spostamenti associato al sinkhole nel tempo intercorso tra le due immagini.

Il massimo spostamento, raggiunto al centro del sinkhole, è pari a 3 cm, come si evince dal plot degli spostamenti lungo due sezioni, in direzione Ovest-Est e Nord-Sud (Figura 114).

Figura 113 Campo di spostamenti in corrispondenza del sinkhole e localizzazione delle sezioni AA' e BB' riportate in Figura 114.

Dopo aver individuato tale sinkhole nell'area analizzata, particolarmente attivo, di geometria semplice, e ben distinto dai sinkholes allineati che seguono la linea di costa, si è proceduto a modellare il fenomeno secondo i seguenti steps:

- Campionamento della mappa di spostamenti;
- Inversione non lineare;
- Inversione lineare;
- Ricerca dei parametri ottimali per il modello lineare;
- Forward.

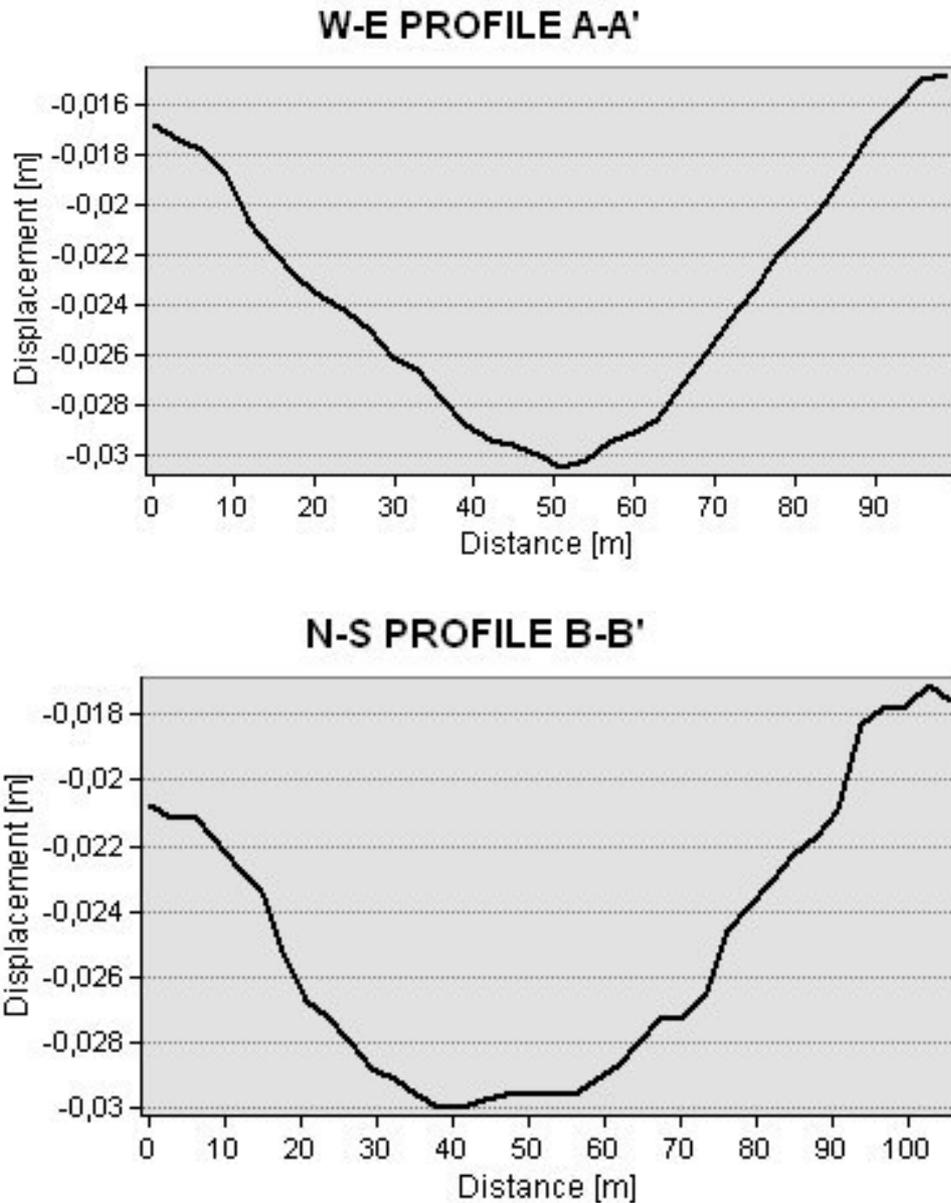


Figura 114 Grafici degli spostamenti indotti dal sinkhole, lungo le sezioni poste in direzione ovest-est e nord-sud.

Per semplificare le successive fasi è stato effettuato un taglio della mappa degli spostamenti in prossimità del sinkhole. Si è quindi effettuato un campionamento preliminare del dato per procedere alla modellazione dello stesso. Il campionamento degli spostamenti è uno step necessario per ridurre l'enorme numero di misure contenuto nella mappa degli spostamenti. Il campionamento è effettuato con maglia regolare. In questo caso, visto l'interesse concentrato sull'area centrale dell'immagine, in prossimità del sinkhole, sono state utilizzate due diverse densità di campionamento, più fitta nella porzione centrale della mappa di spostamenti, e meno densa nelle aree marginali (Figura 115).

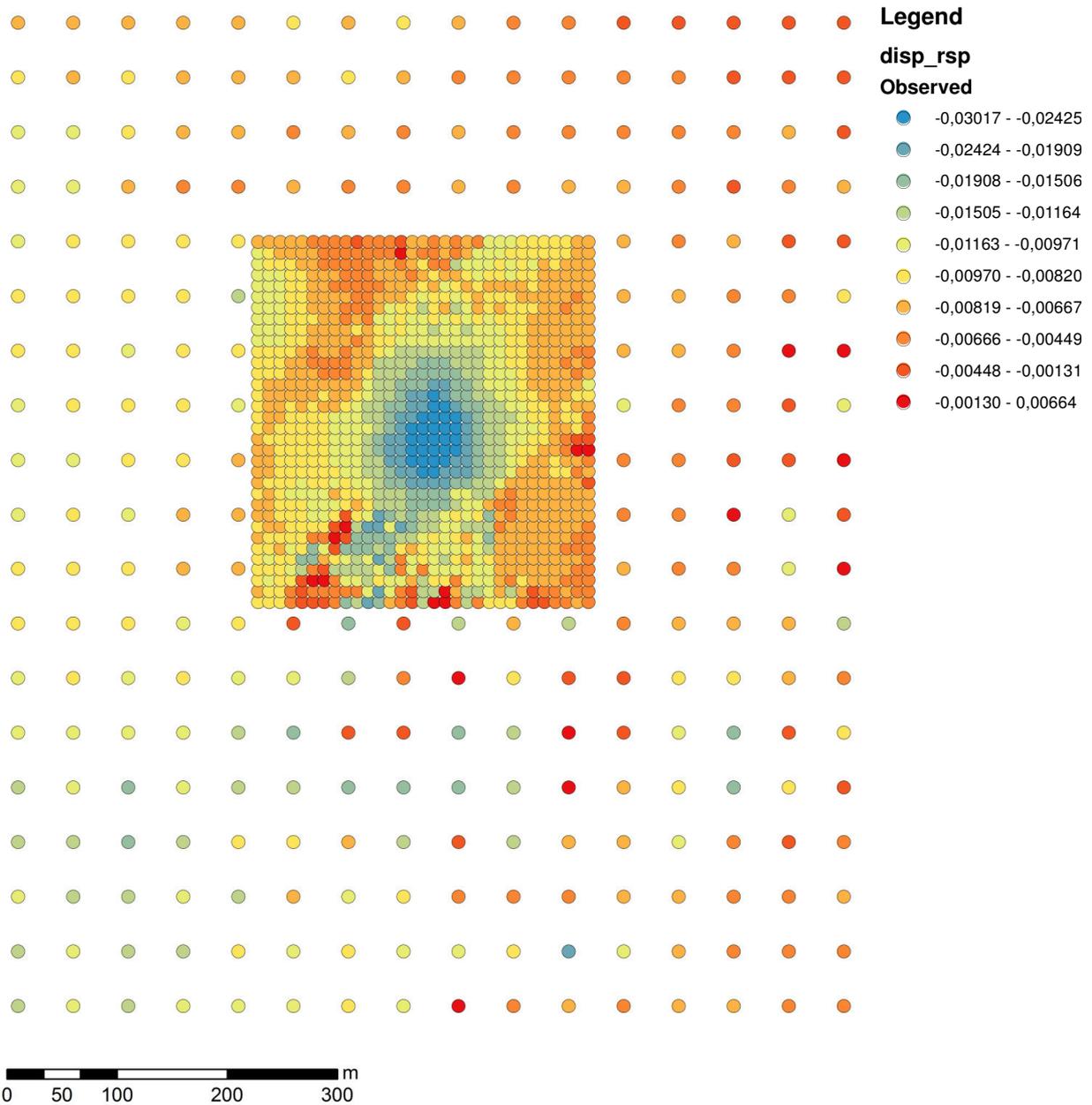


Figura 115 Campionamento della mappa di spostamenti osservati (m) a partire dall'esito del processamento interferometrico.

Il campo di spostamenti è stato quindi trasformato da un formato raster a vettoriale.

Per modellare il sinkhole, quale sorgente del campo di deformazioni, è stato modellato tramite il modello di Okada (vedi paragrafo 2.4.1), tipicamente utilizzato per le faglie. Quest'idea riproduce quanto proposto da Baer et al. 2014 per modellare i sinkholes che affliggono la costa Israeliana del Mar Morto, area molto più studiata e della quale ci sono molte informazioni raccolte in situ rispetto alla costa Giordana.

La definizione dei parametri geometrici della sorgente avviene attraverso la fase di inversione non-lineare: tale fase permette di riprodurre lo spostamento osservato a partire da una sorgente, assumendo che ciò che non si conosce della sorgente può essere desunto dal dataset di spostamenti appena creato.

Per poter adattare il modello di Okada alle dinamiche indotte dal dissesto analizzato, sono stati imposti dei valori di strike, rake e dip nulli, in modo da definire una sorgente costituita da un piano orizzontale parallelo al piano campagna. Si è inoltre ipotizzato che il sinkhole possa essere simulato attraverso una diminuzione di volume, ossia un “opening” con valore negativo, una sorta di chiusura che avviene tra due piani disposti parallelamente alla superficie.

Nella prima fase di inversione non lineare sono stati ricercati la profondità del fenomeno e il valore di opening. Per quest’ultimo è stato definito un intervallo di valori negativi, per simulare la riduzione di volume di parte del vuoto generato dalla dissoluzione degli strati salini.

Per poter ottenere i parametri ricercati è possibile ridurre il campo di indagine definendo un range di valori entro cui andare a ricercare la soluzione.

I valori di profondità considerati si sono spinti fino a 60 m dal piano campagna, in base alle informazioni bibliografiche in merito alla localizzazione degli strati salini soggetti ad erosione, dove è noto che i sinkholes si sviluppano.

L’output della *non linear inversion* è stato utilizzato per definire le coordinate del centro della sorgente, nella successiva fase di linear inversion.

Nello step di inversione lineare si è proceduto alla ricerca di una soluzione ottimale per definire in maniera univoca la profondità e le caratteristiche geometriche del sinkhole.

L’ottimizzazione del sinkhole è stata effettuata ripetendo più volte la linear inversion, facendo variare i parametri di seguito descritti:

- Dimensione delle patches che discretizzano la sorgente;
- Damping factor che definisce l’entità dello smoothing tra una patch e quelle adiacenti;
- Profondità del sinkhole (delle patches).

L’obiettivo dell’analisi è volto a capire se la definizione dei parametri sopra descritti, in particolare la dimensione delle patches e il damping factor, scelti in modo discrezionale, portino a soluzioni non univoche di profondità e variazione di volume del fenomeno.

La bontà della soluzione, o meglio, l’errore esistente tra gli spostamenti osservati e quelli stimati a partire dalla sorgente, viene valutato dal parametro

RMS, che tiene conto dei valori residui calcolati rispetto agli analoghi valori di spostamento misurati. La minimizzazione di tale parametro è un indicatore di quanto il modello fitta bene l'andamento degli spostamenti ottenuti dal processamento interferometrico.

La sorgente è stata discretizzata in patches, ripetendo l'analisi due volte con diversi valori di discretizzazione:

- 10 x 10 m<sup>2</sup>;
- 5 x 5 m<sup>2</sup>.

La superficie complessiva della sorgente discretizzata, è stata definita di 200x150 m<sup>2</sup>, utilizzando un'estensione maggiore del campo di spostamenti osservato, indotto dal sinkhole, in modo da permettere alla soluzione di portarsi a zero, senza forzarne i limiti spaziali.

#### Modello del sinkhole con discretizzazione tramite patches quadrate di lato 10 m.

Facendo variare il damping factor, per diverse profondità della sorgente (15 m, 20 m, 25 m, 30 m) si nota come il parametro RMS tende ad aumentare all'aumentare del damping factor (Figura 116). Questo è ragionevole in quando "smussando" maggiormente i valori si tende a ridurre la precisione con cui la sorgente è in grado di riprodurre gli spostamenti osservati, ricavati dal processamento di dati SAR, quindi soggetti alla rumorosità del dato, che non può essere completamente depurato.

Si sottolinea, in merito alla ricerca di un valore contenuto dell'RMS, che un valore eccessivamente basso di questo parametro corrisponderebbe alla quasi perfetta riproduzione di tutti gli spostamenti osservati, comunque disturbati dalla presenza di rumore caratteristico dei dati SAR. Un andamento così rumoroso dello spostamento non è tipico di un fenomeno fisico di deformazioni, caratterizzato da una certa continuità spaziale.

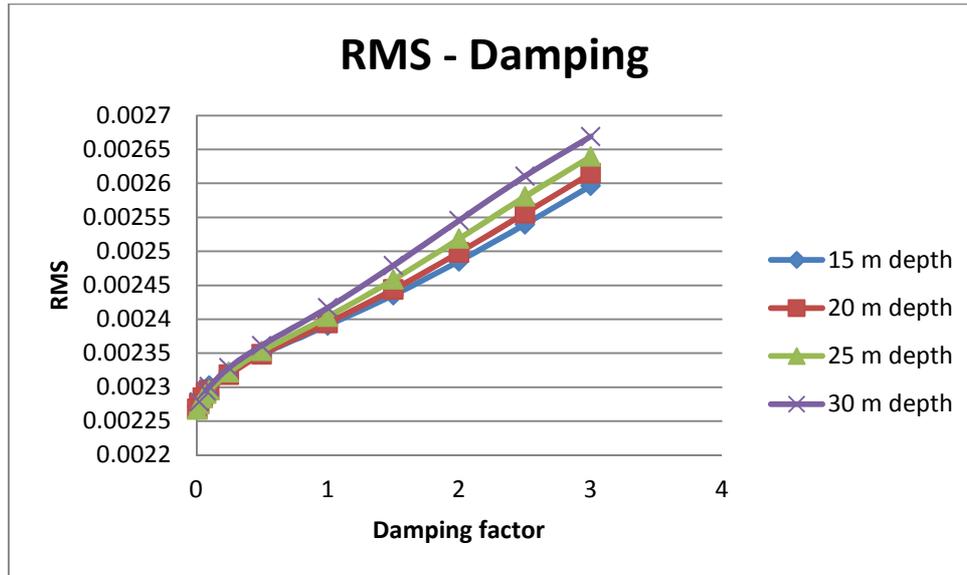


Figura 116 Andamento del parametro RMS al variare del damping factor per diverse profondità della sorgente

Le curve plottate in Figura 116 per le diverse profondità mostrano uno stesso andamento dell'RMS che tende ad aumentare al crescere del damping factor. Inoltre si verifica un aumento dell'RMS all'aumentare della profondità della sorgente.

Risulta quindi interessante capire se l'RMS continui a ridursi al diminuire della profondità o se sperimenti un punto stazionario, un valore minimo che permetta di definire la soluzione ottima al problema.

Si è quindi proceduto a valutare, al variare del damping factor, il valore complessivo dell'opening, ottenuto sommando gli opening di ciascuna patch in cui è stata discretizzata la sorgente.

Si ricorda che per opening, si intende un movimento di avvicinamento (se negativo) o allontanamento (se positivo) di due piani in direzione normale alla patch stessa.

I damping factor sono stati fatti variare tra 0.0025 e 3, non essendoci chiare indicazioni sulle modalità di definizione di tale parametro.

La valutazione dell'opening complessivo, parametro direttamente proporzionale alla variazione di volume indotta dalla sorgente, è finalizzata alla minimizzazione dell'opening stesso in funzione del damping factor. Ciò consente di definire lo smoothing da adottare (damping factor) affinché venga minimizzata la variazione di volume della sorgente. Tutto ciò deriva da un'analogia con il modello di Okada applicato ad una faglia, in cui l'ottimizzazione del damping factor avviene ricercando quale valore minimizzi il momento sismico del modello. Quest'ultimo parametro indica quale sia l'energia rilasciata da un terremoto,

ottenuta dal prodotto tra il modulo di taglio del materiale, l'area della faglie e lo spostamento del modello. Un'applicazione analoga relativamente ai terremoti risale a Funning et al., 2005.

Si è quindi individuato, per i sinkholes, un parametro analogo al momento sismico per i terremoti, che riesca a caratterizzare la dinamica di tali fenomeni. E' stata utilizzata la variazione complessiva di volume del sinkhole in modo da definire il dampig factor ottimale, associato alla minima variazione di volume.

L'analisi è stata ripetuta per diverse profondità, in modo da verificare l'esistenza di un valore ottimale di damping factor indipendente dalla profondità di ricerca.

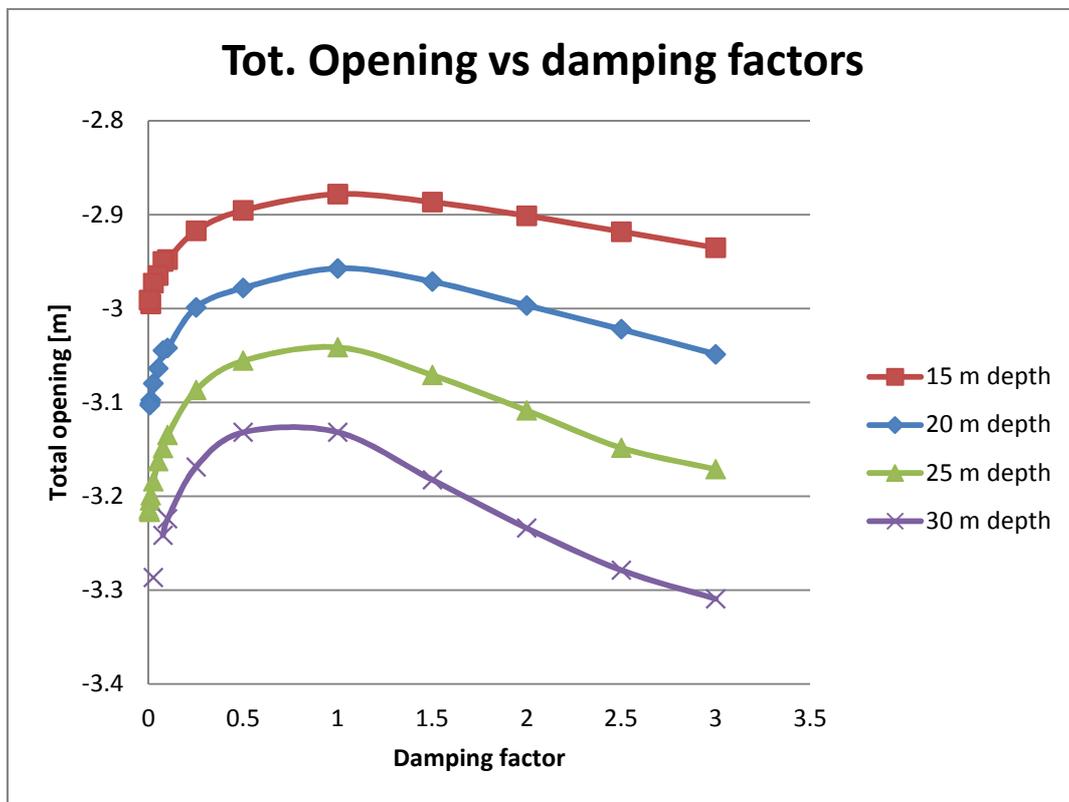


Figura 117 Valore dell'opening totale al variare del damping factor, per diverse profondità di indagine.

Come si può osservare in Figura 117, per questa dimensione delle patches, il damping factor che ottimizza la sorgente, minimizzando il valore assoluto dell'opening al variare della profondità, è pari a 1.

Si fissa pertanto il damping factor pari a 1 e si va a cercare quale sia la profondità che minimizza l'RMS.

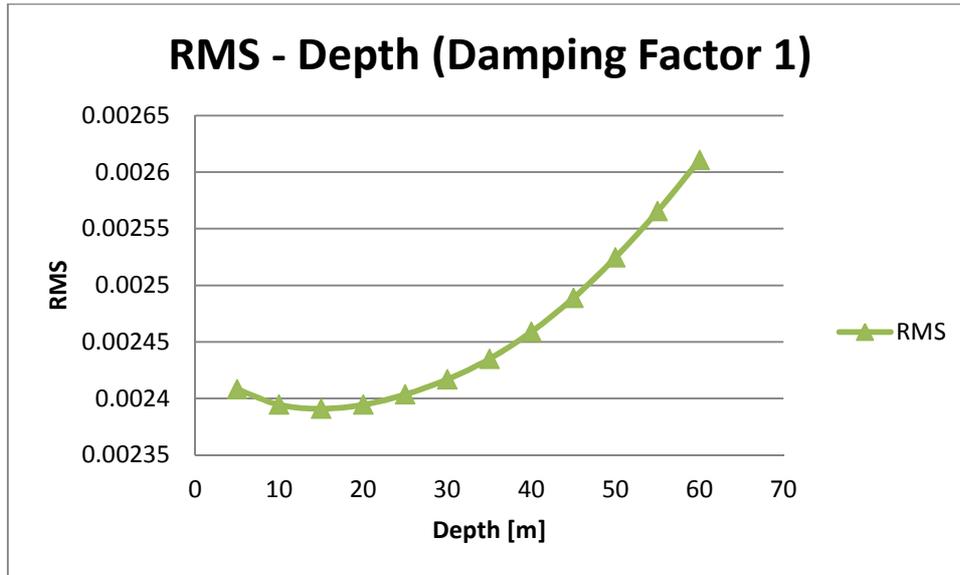


Figura 118 Valore dell'RMS al variare della profondità della sorgente, per damping factor fissato, pari ad 1.

Facendo variare la profondità della sorgente tra 5 e 60 m, con passo di 5 m, si ottiene il valore che minimizza il valore dell' RMS, per una profondità di 15 m.

A questo punto occorre capire se la scelta iniziale delle dimensioni delle patches vada ad influenzare il risultato ottenuto.

Modello del sinkhole con discretizzazione tramite patches quadrate di lato 5 m.

Le stesse valutazioni vengono ripetute variando la dimensione delle patches, per verificare se la soluzione finale è influenzata dal valore che viene attribuito a tale parametro.

Si utilizzano quindi patches quadrate di lato 5 m, con superficie pari ad  $\frac{1}{4}$  del valore precedente.

La superficie complessiva ricoperta dalle patches è analoga al caso precedente, pari da un rettangolo 200 m x 150 m.

Anche in questo nuovo tentativo, vengono ripetute numerose prove facendo variare il damping factor e la profondità del sinkhole. Si calcola l'opening complessivo, come somma degli opening delle singole patches. La Figura 119 riporta i risultati ottenuti.

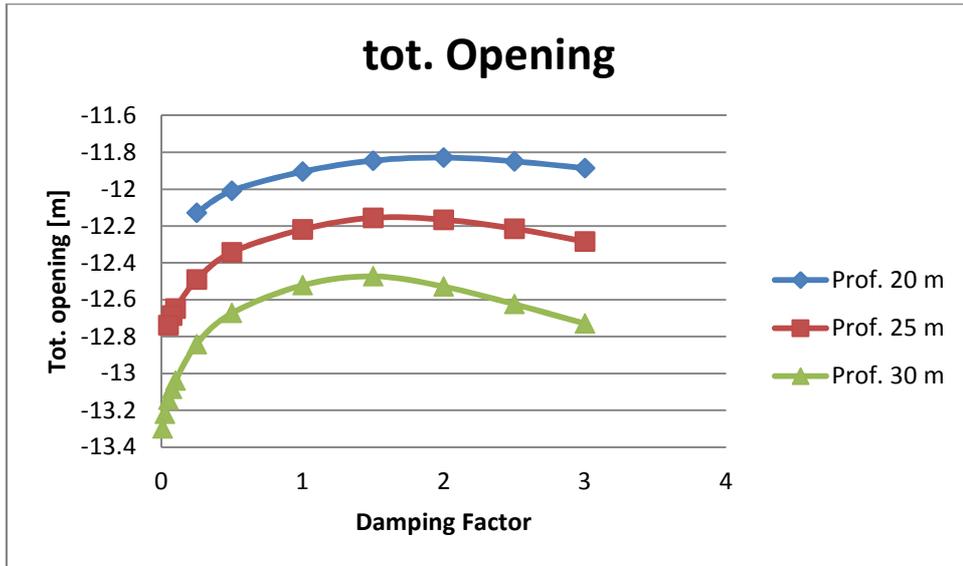


Figura 119 Valore dell'opening totale al variare del damping factor, per diverse profondità di indagine.

Il valore di Damping Factor che minimizza il modulo dell'opening, in questo caso, è pari 1.5 e non più 1.

Viene quindi fissato il Damping Factor ad 1.5 e si fa variare la profondità per individuare a quale profondità l'RMS risulti minimizzato (Figura 120).

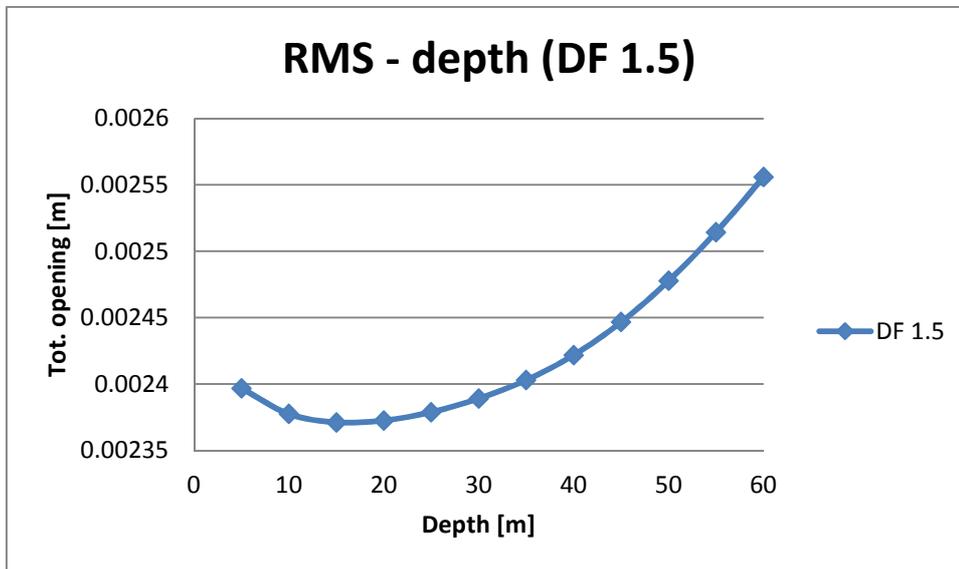


Figura 120 Valore dell'RMS al variare della profondità della sorgente, per damping factor fissato, pari ad 1.5.

Il risultato riporta un valore minimo di RMS per una profondità di 15 m, come già era stato verificato nel caso precedente.

Sono state inoltre confrontate le variazioni complessive di volume, moltiplicando i valori di opening per le dimensioni delle patches:

$$Volume\ totale = \sum_{i=1}^{n\ patches} (Area_i \cdot \Delta h_i)$$

In entrambi i casi è stato ottenuto lo stesso valore di variazione di volume, pari a 288 m<sup>3</sup>.

I test effettuati permettono di asserire che, indipendentemente dalla dimensione delle patches scelta, una volta individuato il valore di damping factor ottimale per una specifica discretizzazione della sorgente, il modello di quest'ultima è univoco, presentando la stessa profondità e la stessa variazione di volume.

In Figura 121 si riporta il modello della sorgente, ottenuto dall'inversione lineare ottimizzata per il caso di discretizzazione con patches di maglia 10mx10m o 5mx5m. Per rendere maggiormente visibile la distribuzione delle deformazioni sulla sorgente, è stata amplificata la componente verticale degli spostamenti. In tale immagine, le aree rosse corrispondono a una deformazione pressoché nulla, mentre le aree blu, al centro della sorgente, raggiungono una deformazione massima associata ad uno spostamento di 0,029 m, sviluppatosi in 32 giorni.

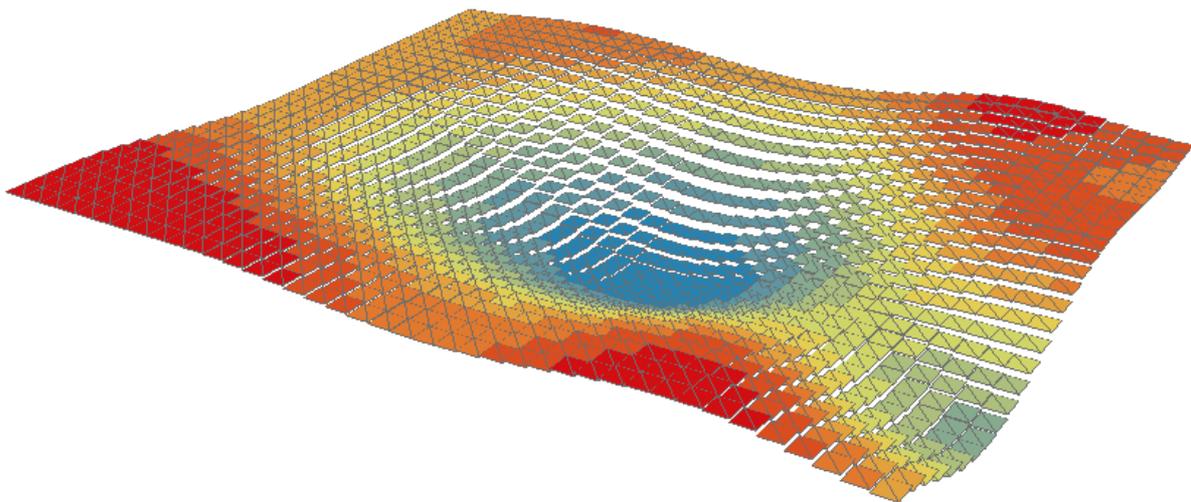
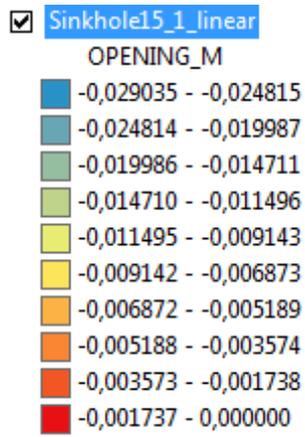
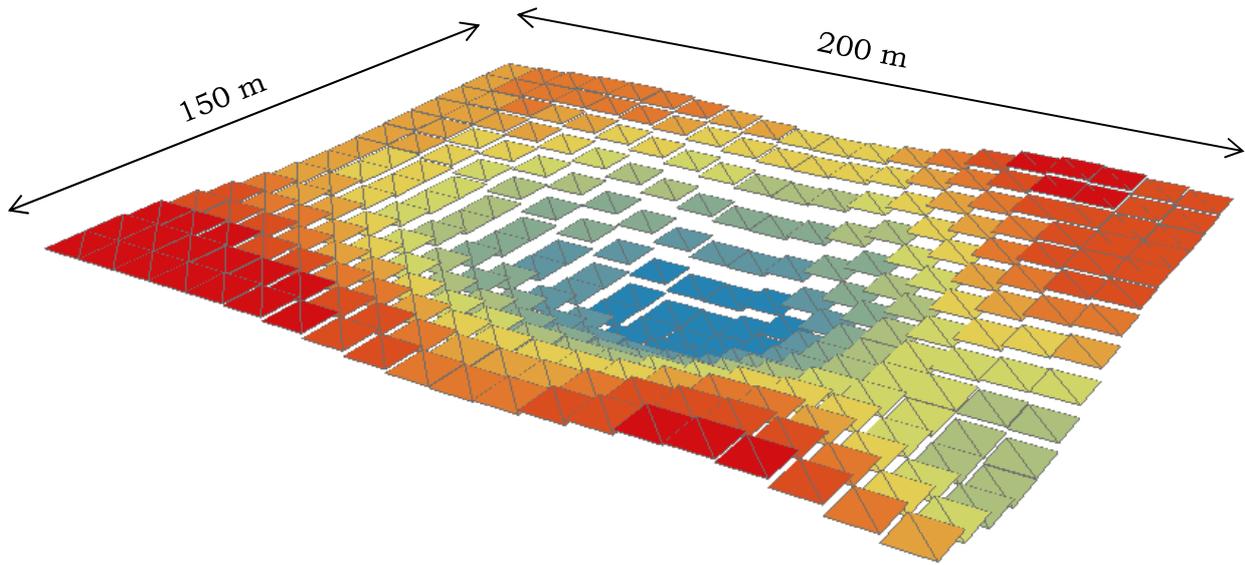


Figura 121 Campo di deformazioni della sorgente che simula il sinkhole, per discretizzazione di maglia 10 mx10m (sopra) o 5mx5m (sotto).

Una volta definita la sorgente, tramite gli step di inversione non lineare, ed inversione lineare, ottimizzata come descritto, si è proceduto allo step di *forward* del modello: questo step consiste nell'utilizzare la sorgente modellata, così come definita, per ricalcolare lo spostamento generato in superficie dalla stessa. In particolare si generano tre diversi files raster, contenenti le componenti di spostamento in direzione Nord, Est e verticale.

In Figura 122 si riporta il risultato degli spostamenti verticali calcolati a partire dalla sorgente.

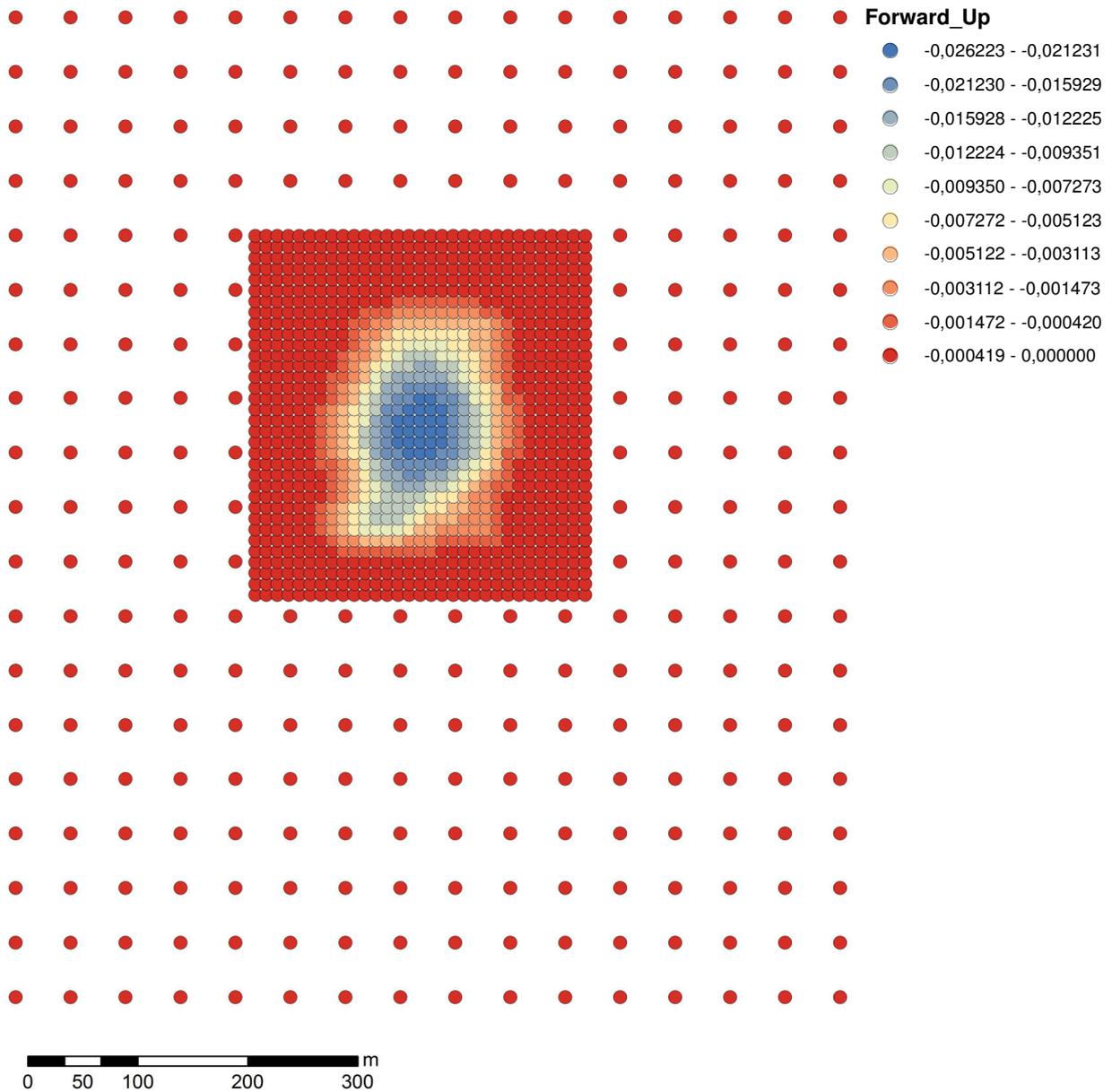


Figura 122 Mappa degli spostamenti superficiali in direzione verticale, calcolata a partire dalla sorgente modellata, tramite un processo di forward.

Il risultato dello step di forward ha riprodotto una mappa di spostamenti superficiali con spostamento verticale massimo in corrispondenza del centro del sinkhole, pari a 2,6 cm, risultato che rispecchia il valore ottenuto dal processamento dei dati interferometrici. Le componenti di spostamento in direzione nord ed est risultano trascurabili essendo inferiori allo spostamento verticale di almeno un ordine di grandezza.

## **6. CONCLUSIONI**

Lo studio di fenomeni geologici di instabilità è spesso difficoltoso a causa della carenza di dati ed informazioni, dovuta all'eccessivo costo dei monitoraggi diretti e all'impossibilità di reperire informazioni pregresse sull'evoluzione dei dissesti. La conoscenza dell'evoluzione spaziale e temporale di un evento è spesso fondamentale per capire come intervenire e se sia possibile mitigare gli effetti connessi al progredire del fenomeno.

Uno dei principali strumenti che viene utilizzato per analizzare un fenomeno di instabilità e capirne le dinamiche è costituito dalla modellazione numerica. Tra i principali vantaggi di queste applicazioni c'è la possibilità di investigare diversi scenari in un tempo relativamente breve. Senza dubbio, un modello robusto richiede la disponibilità di numerose informazioni geologiche e geotecniche sui materiali coinvolti, topografiche, idrologiche, che spesso non sono disponibili ed è quindi necessario un consapevole intervento da parte dell'operatore nel fare assunzioni che possano semplificare l'entità delle informazioni richieste, o ricondurre i parametri necessari a valori noti rilevati in situazioni analoghe.

Il presente lavoro ha indagato come l'utilizzo dei dati SAR satellitari possa fornire informazioni utili al fine di accrescere la conoscenza di un dissesto geologico e della sua evoluzione temporale, grazie anche all'archivio di dati storici a partire dal 1992.

Per valutare il possibile utilizzo dei dati SAR e come essi possano rientrare in una più ampia analisi di fenomeni di instabilità geologica, sono stati presi in considerazione tre casi studio. Due casi analizzati si riferiscono a fenomeni franosi localizzati nella zona pre-Alpina della Provincia di Vicenza. Il terzo caso si focalizza sulla subsidenza e sulla formazione di sinkholes che affliggono la costa del Mar Morto. In questo caso ci si è concentrati sulla porzione sudorientale del bacino, che ricade in Giordania.

La scelta di tali fenomeni, diversi tra loro per dinamica, esposizione, copertura del suolo, cause innescanti, comportamento evolutivo, ha permesso di testare l'utilizzo dei dati SAR in condizioni molto diverse tra loro. Le criticità dei casi scelti hanno permesso di valutare gli eventuali limiti nell'applicazione di tali dati, o di identificare particolari accorgimenti, per ottenere quante più informazioni possibili.

Un ulteriore differenza nei casi analizzati è stata la disponibilità di dati e la possibilità di effettuare sondaggi ed analisi ad hoc.

L'utilizzo di uno stack temporale di dati SAR per analizzare una frana, di ridotta estensione superficiale e caratterizzata da una copertura del suolo più o meno vegetata, è risultata problematica. In particolare, a causa della perdita di coerenza tra le diverse immagini SAR, dovuta all'alterazione stagionale della vegetazione, l'analisi degli spostamenti che interessano un versante in frana, nel caso specifico la frana in località Cischele, ha richiesto un'attenta calibrazione della soglia di coerenza e dei parametri di filtraggio per ottenere le informazioni ricercate.

Data la ridotta estensione spaziale della frana, circa 180m x 120m, l'utilizzo di dati in banda C (risoluzione spaziale di 25 m) o il banda L (risoluzione spaziale di 50 m), meno soggetti alle decorrelazioni dovute alla vegetazione, avrebbe ridotto l'area indagata a pochi pixels, limitando la possibilità di ottenere un'informazione sugli spostamenti di dettaglio.

L'utilizzo della banda x, ha avuto il duplice effetto di complicare l'analisi, vista la maggior sensibilità ai cambiamenti della vegetazione, e di fornire importanti informazioni riguardo il campo di velocità presenti nel versante e l'evoluzione temporale dello stesso.

L'eventuale disponibilità di un numero superiore di immagini SAR avrebbe facilitato la possibilità di applicazione della tecnica PS, oltre all'analisi SBAS effettuata, vista la presenza di edifici ed infrastrutture.

Nel caso della frana in località Val Maso non è stato possibile eseguire un'analisi interferometrica dei dati SAR, analizzando le variazioni di fase connesse con le deformazioni associate al dissesto franoso, a causa della rapida evoluzione del fenomeno e alla completa alterazione morfologica e di copertura del suolo. Tutto ciò infatti porta ad una completa perdita di coerenza del dato.

Nonostante ciò, utilizzando l'ampiezza del dato SAR anziché la fase, è stato possibile individuare le aree caratterizzate da evidenti variazioni di tale parametro e quindi perimetrare le zone interessate dall'evento franoso. Tale utilizzo del dato SAR permette quindi di generare in brevissimo tempo una mappa di localizzazione dell'evento, definendo inoltre l'estensione della superficie interessata da deformazione. Tali informazioni sono preziose nelle prime fasi di gestione dell'emergenza e forniscono importanti indicazioni alla protezione civile.

Le informazioni ottenute dai dati SAR possono essere utilizzate solo marginalmente nella generazione di un modello numerico del versante in frana. In particolare è possibile individuare con esattezza quale sia l'area interessata dal dissesto, la posizione del coronamento di frana e l'eventuale zona di accumulo del materiale, tutto ciò senza dover intervenire con rilievi ad hoc o sopralluoghi, che potrebbero risultare pericolosi se effettuati a ridosso dell'evento stesso.

L'utilizzo di immagini SAR a diversa risoluzione spaziale, per analizzare i dissesti che affiggono la costa sud-orientale del Mar Morto, ed in particolare la zona di Ghor Al Haditha, ha permesso di evidenziare il contributo dell'interferometria a diverse scale di indagine.

In particolare, l'analisi SBAS effettuata con dati ERS ed Envisat (entrambi caratterizzati da un segnale RADAR che opera in banda C), ha permesso di delineare il comportamento dell'area, di stimare l'entità della subsidenza che affligge la zona costiera, e di confermare la presenza del fenomeno durante tutto il periodo coperto dalle immagini storiche disponibili in archivio. I risultati hanno permesso di individuare le superfici dove i fenomeni incombono, rispetto ad altre superfici stabili.

La sovrapposizione temporale di queste due serie di dati SAR ha permesso di avere una duplice conferma sull'esito dell'analisi eseguita, dando maggior robustezza al risultato.

L'utilizzo di dati COSMO-SkyMed e il loro processamento con la tecnica SBAS ha permesso di ottenere maggiori informazioni, soprattutto grazie alla maggiore risoluzione spaziale di tali dati. La mappa degli spostamenti ottenuta è

caratterizzata da una miglior scala di dettaglio, permettendo quindi di isolare il comportamento dei singoli sinkhole dalla subsidenza complessiva che interessa l'area.

Dall'analisi dei singoli interferogrammi di fase è stato possibile individuare i singoli spostamenti ed in particolare identificare un sinkhole, isolato, per il quale non ci sono evidenti segnali di cedimento in situ. Gli spostamenti identificati rappresentano quindi dei segnali precursori del fenomeno di collasso.

Non disponendo di alcuna informazione specifica in merito a tale sito, si è ricostruito un modello analitico unicamente a partire dalla mappa di spostamenti osservati in superficie. Tale modello è finalizzato a stimare la geometria del sinkhole, ossia la sua estensione spaziale e la profondità a cui avviene la dissoluzione, oltre alla variazione di volume in profondità che ha causato i cedimenti superficiali.

Uno studio parametrico sulle variabili che definiscono la sorgente ha dimostrato che, grazie ad alcune assunzioni, questa può essere univocamente determinata.

La creazione di un modello a partire dagli spostamenti determinati da dati SAR, pur non disponendo delle numerose informazioni richieste da un modello numerico, mette in luce l'enorme potenziale che l'utilizzo di tali dati può esprimere. Ciò è stato possibile grazie alla qualità dei dati utilizzati, al breve tempo di acquisizione che intercorre tra le immagini, alla dinamica del fenomeno, che non va oltre i limiti di rilevabilità della tecnica, alla scarsa presenza di vegetazione, e quindi alta coerenza degli interferogrammi, alla morfologia pressoché pianeggiante della fascia costiera indagata.

I tre casi analizzati, hanno permesso di valutare il possibile utilizzo dei dati SAR, delle tecniche DInSAR o di diverse tipologie di analisi, in casi pratici, caratterizzati da diverse condizioni ambientali, topografiche e tecnologiche.

I limiti dell'interferometria e dell'utilizzo dei dati SAR in genere, condizionano anche la possibilità di estrarre informazioni più o meno dettagliate e la loro utilità nella fase di modellazione del fenomeno.

Ciò che è emerso dal presente lavoro può essere così riassunto:

- In presenza di fenomeni deformativi lenti, caratterizzati dalla presenza di aree vegetate, causa di decorrelazione temporale, le tecniche DInSAR possono essere applicate, permettendo di definire un campo di velocità e deformazione, informazione utile al fine della validazione di un modello numerico. Nel caso in cui sia possibile valutare l'entità

degli spostamenti con immagini relative ad acquisizioni secondo geometrie sia ascendenti che discendenti, sarà possibile definire con esattezza l'andamento vettoriale del campo di velocità, informazione particolarmente utile per la verifica delle soluzioni in un modello numerico, in modo specifico nel caso di modello in tre dimensioni.

- Lo studio di fenomeni particolarmente rapidi, che presentano variazioni evidenti della copertura superficiale, non può essere effettuato analizzando i cambiamenti di fase, a causa della totale decorrelazione dei dati. In questo caso, l'analisi delle variazioni di ampiezza dei dati ha permesso di individuare la porzione di versante interessata dal dissesto di rapida evoluzione. Queste informazioni, se raccolte e fornite in breve tempo, possono supportare l'eventuale mobilitazione dei servizi di protezione civile ed aiutare le operazioni di mappatura di dissesti che comportano grandi variazioni morfologiche e vegetative. L'informazione ottenuta non è in grado di dare indicazioni sulla dinamica del fenomeno, ma solo sulla sua estensione spaziale. Tale dato potrà essere utilizzato solo in modo marginale come supporto al modello numerico del versante.
- Nel caso di fenomeni caratterizzati da velocità rilevabili con le tecniche DInSAR, anche in relazione alla risoluzione spaziale del sensore utilizzato, e che non presentino problemi di decorrelazione temporale o di distorsioni geometriche, è possibile ottenere una mappa di spostamenti molto accurata, in cui si riescono a determinare le diverse dinamiche anche a scala locale. In queste condizioni ottimali, la mappa di spostamenti ottenuta dal dato SAR può essere utilizzata per ricreare un modello analitico del fenomeno, ottenendo le caratteristiche geometriche e la distribuzione delle deformazioni della sorgente.

## **BIBLIOGRAFIA**

AA.VV., 2009. Linee guida per l'analisi di dati interferometrici satellitari in aree soggette a dissesti idrogeologici. Edito da: Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare – Direzione Generale per la Difesa del Suolo. Piano straordinario di telerilevamento ambientale. Dicembre 2009.

Abelson M, Yechieli Y, Crouvi O, Baer G, Wachs D, Bein A, Shtivelman V., 2006. Evolution of the Dead Sea sinkholes. *Geol Soc Am Spec Pap*; 40 241–253.

Abou Karaki N., Closson D., Salameh E., de Schoutheete de Tervarent M., Barjous M., 2005. Natural, induced and environmental hazards along the Dead Sea coast, Jordan. *Hydrogeologie und Umwelt*, v.33, pp. 1-25.

Akawwi E., Kakish M., Hadadin N., 2009. Geological model and groundwater aspects of the area surrounding Eastern shores of Dead Sea (DS) – Jordan. *Wseas transactions on information science and applications*. Vol. 6, (4).

Amelung F., Jonsson S., Zebker H., Segall P., 2000. Widespread uplift and "trapdoor" faulting on Galapagos volcanoes observed with RADAR interferometry, *Nature*, 407, 993-996.

Askne J., 2003. Remote Sensing using microwaves. Available on web: [www.chalmers.se/en/](http://www.chalmers.se/en/).

Atzori S., Salvi S., 2014. SAR data analysis in solid earth geophysics: from science to risk management. *Land applications of RADAR remote sensing*, InTech 2014, chapter 9, pp. 261 – 279.

Ayele A., Jacques E., Kassim M., Kidane t., Omar a., Tait S., Nercessian A., J.B. de Chabaliere, King G., 2007. The volcano–seismic crisis in Afar, Ethiopia, starting September 2005. *Earth and Planetary Science Letters*, 255, pp. 177–187.

Baer G., Nof R., Avni Y., Shviro M., Atzori S., 2014. Sinkhole precursors and formation mechanism along the Dead Sea Shorelines, Israel, analyzed by InSAR, field mapping, water analysis and elastic modeling. Proceedings, AGU 2014.

Bamler R., Just. D., 1993. Phase statistics and decorrelation in SAR interferograms. Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1993, IGARSS93 Better Understanding of Earth Environment, 18-21 pp 980-984.

Bartov Y., Stein M., Enzel Y., Agnon A., Reches Z., 2000. Lake levels and sequence stratigraphy of Lake Lisan, the late Pleistocene precursor of the Dead Sea. Quaternary Research, 57, 9 – 21.

Battazza F., Ciappa A., Coletta A., Covello F., Manoni G., Pietranera L., Valentini G., 2009. COSMO-SkyMed Mission: a set of X-band SAR application conducted during 2008. Italian Journal of Remote Sensing, 41 (3), 7-21.

Berardino P., Fornaro G., Lanari R., Sansosti E., 2002. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential interferograms. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 40, No. 11, pp. 2375–2383.

Berardino P., Casu G., Fornaro R., Lanari R., Manunta M., Manzo M., Sansosti E., 2004. A quantitative analysis of the SBAS algorithm performance. International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Anchorage, Alaska, 20–24 September 2004, pp. 3321–3324, 2004.

Bertolino A., 2010. Evento alluvionale Novembre 2010, dissesto in località Val Maso, Quartiere Val Maso. Indagini in sito: geofisiche e sondaggi. Relazione tecnica, Committente Provincia di Vicenza.

Biggs J., Anthony E.Y., Ebinger C.J., 2009. Multiple inflation and deflation events at Kenyan volcanoes, East African Rift. *Geology*; v. 37; no. 11; p. 979–982; doi: 10.1130/G30133A.1

Bisson A., Cola S., Tessari G., Floris M. Floating anchors in landslide stabilization: the Cortiana case in North-Eastern Italy. *Engineering Geology for Society and Territory*, Vol. 2, 2014.

Blatz J.A., Ferreira N.J., Graham J., 2004. Effects of near-surface environmental conditions on instability of an unsaturated soil slope. *Can. Geotech. J.* Vol. 41: 1111-1126.

Box G. E. P., Draper N. R., 1987. *Empirical Model-Building and Response Surfaces*, p. 424, Wiley. ISBN 0-471-81033-9.

Calò F., Ardizzone F., Castaldo R., Lollino P., Tizzani P., Guzzetti F., Lanari R., Angeli M.G., Pontoni F., Manunta M., 2014. Enhanced landslide investigations

through advanced DInSAR techniques: The Ivancich case study, Assisi, Italy. *Remote Sensing of Environment*, 142, pp 69-82. doi:10.1016/j.rse.2013.11.003.

Calvo R., Bartov Y., 2001. Hazeva Group, southern Israel: New observation, and their implications for its stratigraphy, paleogeography, and tectono-sedimentary regime. *Isr. J. Earth Sci.*, 50, pp. 71 – 99.

Campbell J.B., 2002. Introduction to remote sensing. The Guilford Press, pp. 280.

Casagli N., Dapporto S., Lbsen M.L., Tofani V., Vannocci P., 2006. Analysis of the landslide triggering mechanism during the storm of 20th-21th November 2000, in Northern Tuscany. *Landslides*. Vol. 3: 13-21.

Cascini L., Gulla G., Sorbino, G., 2006. Groundwater modelling of a weathered gneissic cover, *Can. Geotech. J.* Vol. 43: 1153-1156.

Cascini L. Fornaro G, Peduto D., 2010. Advanced low- and full-resolution DInSAR map generation for slow-moving landslide analysis at differential scales. *Engineering and Geology*, v.112 (1-4), pp. 29-42.

Casu F., Manzo M., and Lanari R. (2006): "A quantitative assessment of the SBAS algorithm performance for surface deformation retrieval from DInSAR data", *Remote Sensing of Environment*, 102, 3-4, pp. 195-210, doi: 10.1016/j.rse.2006.01.023.

Casu F., Manconi A., Pepe A., Lanari R., 2011. Deformation time-series generation in areas characterized by large displacement dynamics: the SAR amplitude pixel-offset SBAS technique. *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 49 (7), pp. 2752-2763.

Chen R.H., Chen H.P., Chen K.S., 2009. Simulation of a slope failure induced by rainfall infiltration. *Environ. Geol.*, vol. 58, pp 943-952.

Chleborad A.F., 2000. Preliminary method for anticipating the occurrence of precipitation-induced landslides in Seattle, Washington. USGS Open-File, vol. 00-469.

Closson D., LaMoreaux P.E., Abou Karaki N., al-Fugha H., 2007. Karst system developed in salt layers of the Lisan Peninsula, Dead Sea, Jordan. *Environmental Geology*; 52(1) 155-172.

Closson D and Abou Karaki N., 2009. Human-induced geological hazards along the Dead Sea coast. *Environmental Geology*; 58(2) 371–380.

Closson D., Abou Karaki N., 2014. Dikes stability monitoring versus sinkholes and subsidence, Dead Sea Region, Jordan. Land application of RADAR remote sensing, InTech 2014, chapter 10, pp. 281-307.

Coletta A., Valentini G., Caltagirone F., De Carlo M., De Luca G., Battazza F., Covello F., 2008. Il programma COSMO-SkyMed: Descrizione della missione e del sistema e primi risultati. Rivista italiana di Telerilevamento, v.40 (2), pp. 5-13.

Colesanti C., Wasowski J., 2006. Investigated landslide with space-borne Synthetic Aperture RADAR (SAR) interferometry. Engineering Geology, v. 88, pp. 173-199.

Costantini M., 1998. A novel phase unwrapping method based on network programming. Geoscience and Remote Sensing. Vol. 36, Issue 3, pp. 813 – 821.

Cruden D.M., Varnes D.J., 1994. Landslide types and processes. In Turner A.K., Shuster R.L., Landslides: Investigation and Mitigation. Transp Res Board, Spec Rep 247, pp. 36-75.

Curlander J.C., Mc Donough R.N., 1991. Synthetic Aperture RADAR, Systems and Signal Processing, Ed. John Wiley & Sons.

Darteni G.F., 2011. Intervento di drenaggio e consolidamento di un centro abitato in prossimità della S.P. 246 in località Cischele nel Comune di Recoaro Terme. Relazione su incarico della Provincia di Vicenza, Area Lavori Pubblici, Settore Lavori Pubblici, Maggio 2011.

De Agostini A., 2014. L'utilizzo dell'interferometria RADAR satellitare nella caratterizzazione dei fenomeni franosi a diverse scale d'indagine. Tesi di dottorato. Scuola di dottorato in scienze della terra, ciclo XXVI, Università degli Studi di Padova.

Duchossois G., Martin P., 1995. ERS-1 and ERS-2 Tandem Operations. ESA Bulletin, No. 83, August 1995, pp. 54-60.

ESA DUP SLAM2 Report, 2002. Final Report. Integration of remote sensing techniques with statistical methods for Landslide Monitoring and Risk Assessment. pp. 42.

Ezersky M. G., Eppelbaum L. V., Al-Zoubi A., Keydar S., Abueladas A., Akkawi E., Medvedev B., 2013. Geophysical prediction and following development sinkholes in two Dead Sea areas, Israel and Jordan. Environmental Earth Sciences; 70 1463-1478.

Ferretti A., Prati C., Rocca F., 1999. Monitoring terrain deformation using multitemporal SAR images. In Proc. CEOS SAR Workshop, ESA-CNES, Toulouse, France.

Ferretti A., Prati C., Rocca F., 2000. Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 38, no. 5, pp. 2202–2212.

Ferretti A., Prati C., Rocca F., 2001. Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. V. 39 (1), pp. 8-20.

Ferretti A., Novali F., Burgmann R., Hilley G., Prati C., 2004. InSAR Permanent Scatterer Analysis Reveals Ups and Downs in San Francisco Bay Area. *EOS*, 85(34), 1-3.

Ferretti A., Monti-Guarnieri A., Prati C., Rocca F., Massonnet D., 2007. *InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation*, ESA-TM 19, ESA Publication, The Netherlands, pp.230.

Ferretti A., 2014. Satellite InSAR data: reservoir monitoring from space. Oil and gas applications. *EAGE 2014*, chapter 5, pp. 101 – 156.

Fielding E. J., Blom R. G., Goldstein R.M., 1998. Rapid subsidence over oil fields measured by SAR interferometry, *Geoph. Res. Lett.*, 25(17), 3215-3218.

Floris M., Bozzano F., 2008. Evaluation of landslide reactivation: a modified rainfall threshold model based on historical records of rainfall and landslides. *GEOMORPHOLOGY*, vol. 94, p. 40-57, ISSN: 0169-555X, doi: 10.1016/j.geomorph.2007.04.009

Floris M., D'Alpaos A., De Agostini A., Stevan G., Tessari G., Genevois R., 2012. A process-based model for the definition of hydrological alert systems in landslide risk mitigation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, pp. 3343-3357, ISSN: 1561-8633, doi: 10.5194/nhess-12-3343-2012.

Floris M., D'Alpaos A., De Agostini A., Tessari G., Stevan G., Genevois R., 2013. Variation in the occurrence of rainfall events triggering landslides. In: *Landslide Science and Practice: Global Environmental Change*. vol. 4, pp. 131-138, Springer.

Fredlund D.G., 2000. The 1999 R.M. Lecture: The implementation of unsaturated soil mechanics into geotechnical engineering, R.M. Hardy Address. *Can. Geotech.*, vol. 37, pp 963-986.

Fruneau B., Rudant J.P., Obert D., Raymond D., 1999. Small displacements detected by SAR interferometry on the city of Paris (France). Proceedings of IGARSS, Hamburg, Germany.

Funning G.J., Parsons B., Wright T.J., 2005. Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture RADAR imagery. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, B09406, doi:10.1029/2004JB003338.

Gabriel A.K., Goldstein R.M., Zebker H.A., 1989. Mapping small elevation changes over large areas: differential RADAR interferometry. *J. Geophys. Res.*, v.94, pp. 9138-9195.

Gasmo J.M., Rahardjo H., Leong E.C., 2000. Infiltration effects on stability of residual soil slope. *Computer and Geotechnics*, Vol. 26: 145-165.

Gavin K., Xue J.F., 2008. A simple method to analyze infiltration into unsaturated soil slope. *Computers and Geotechnics*, vol. 35, pp. 223-230.

Ge L., Chang H., Rizos C., Omura M., 2004. Mine subsidence monitoring: a comparison among Envisat, ERS, and JERS-1. Proceedings of 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg.

GEO-SLOPE International Ltd, 2010. Seep modelling with SEEP/W 2007, an engineering methodology. 4<sup>th</sup> edition, pp. 307.

Giordan D., Allasia P., Manconi A., Baldo M., Santangelo M., Cardinali M., et al., 2013. Morphological and kinematic evolution of a large earthflow: The Montaguto landslide, southern Italy. *Geomorphology*, 187, pp. 61-79.

Glade T., 1998. Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand. *Environmental Geology* 35, 160-174.

Glade T., Anderson M.G., Crozier M.J., 2005. *Landslide hazard and risk*. Chichester. Wiley.

Goldstein R.M., Zebker H.A., 1987. Interferometric RADAR measurement of ocean surface current. *Nature*, v. 328, pp. 707-970.

Goldstein R.M., Zebker H., Werner C., 1988. Satellite RADAR interferometry: two-dimensional phase unwrapping, *Radio Science* Vol. 23(No. 4): pp. 713-720.

Goldstein R.M., Engelhardt R., Kamp B., Frolich R.M., 1993. Satellite RADAR interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream. *Science*, v. 262, pp.1525-1530.

Goldstein R.M., Werner C.L., 1998. RADAR Interferogram Filtering for Geophysical Applications. *Geophys. Res. Lett.*, 25(21), pp. 4035–4038.

Graham L.C., 1974. Synthetic interferometer RADAR for topographic mapping. *Proc. IEEE*, v.62, pp. 763-8.

Gray A. L., Mattar K. E., Vachon P. W., Bindenschadler R., Jezek K.C., Forster R., Crawford J. P., 1998. InSAR results from the RADARSAT Antarctic Mapping Mission data: estimation of glacier motion using a simple registration procedure, *IGARSS Proceedings, IEEE Int.*, 3, pp. 1638-1640.

Gutierrez F., Galve J.P., Lucha P., Castañeda C., Bonachea J., Guerrero J., 2011. Integrating geomorphological mapping, trenching, InSAR and GPR for the identification and characterization of sinkholes: a review and application in the mantled evaporite karst of the Ebro Valley (NE Spain). *Geomorphology*, 134, pp. 144-156.

Hagberg J.O., Ulander L.M.H., Askne J., 1995. Repeat-pass SAR interferometry over forested terrain. *I.E.E.E.T. Geosci. Remote.* 33(2). Pp. 331-340.

Hanssen R., Usai S., 1997. Interferometric phase analysis for monitoring slow deformation processes. *Proc. Of 3rd ERS Symposium Space at the Service of our Environment*, Firenze.

Hanssen R., 2001. *RADAR Interferometry. Data interpretation and error analysis.* Kluwer Academic Publisher, New York, pp.327.

Hilley G. E., Burgmann R., Ferretti A., Novali F., Rocca F., 2004. Dynamics of Slow-Moving Landslides from Permanent Scatterer Analysis, *Science*, v. 34, pp. 1952-1955.

Holecz F., Pasquali P., Milisavljević N., Closson D., 2014. Preface. *Land applications of RADAR remote sensing, InTech 2014*

Iisaka, J., 1998. *Synthetic aperture RADAR image handbook.* Asakura, Tokyo, pp 164-165.

Jacobs A., Sandwell D., Fialko Y., Sichoix L., 2002. The 1999 (Mw7.1) Hector Mine, California, Earthquake: Near-Field Postseismic Deformation from ERS Interferometry. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4), 1433-1442.

Kampes B., Adam N., 2005. The STUN algorithm for Persistent Scatterer Interferometry. *FRINGE 2005 Workshop Procs.*, Frascati, Italy, 28. Nov. - 2 Dec., 2005.

Keefter D.K., Wilson R.C., Mark R.K., Brabb E., Brown III W.M., Ellen S.D., Harp E.L., Weczorek G.F., Alger C.S., Zatkun R.S., 1987. Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science* 238, 921–925.

Lanari R., Casu F., Manzo M., Zeni G., Berardino P., Manunta M., Pepe A., 2007. An overview of the Small Baseline Subset algorithm: A DInSAR Technique for surface deformation analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 164, 647-661.

Leong E.C., He L., Rahardjo H., 2002. Factors affecting the filter paper method for total and matric suction measurements. *Can. Geotech.*, vol. 25, pp 321-332.

Lo H., Hsu S., Chi S., Ku C., 2010. Coupled Stability Analyses of Rainfall Induced Landslide: A Case Study in Taiwan Piedmont Area. *Geoenvironmental Engineering and Geotechnics*: pp. 1-8. doi: 10.1061/41105(378)1

Luckman, A. J., Kuplich, T.M., Yanasse, C.C.F., and Frery, A.C., 1997. A study of the Relationship between RADAR backscatter and regenerating forest biomass for spaceborne SAR instruments. *Remote Sensing and Environment*. 60, pp.1-13.

Luino F., 2005. Sequence of instability processes triggered by heavy rainfall in the northern Italy. *Geomorphology* 66, 13–39.

Luzi G., 2010. Ground Based SAR Interferometry: a Novel Tool for Geoscience. *Geoscience and Remote Sensing New Achievements*, Pasquale Imperatore and Daniele Riccio (Ed.), ISBN: 978-953-7619-97-8, InTech, DOI: 10.5772/9090. Available from: <http://www.intechopen.com/books/geoscience-and-remote-sensing-new-achievements/ground-based-sar-interferometry-a-novel-tool-for-geoscience>

Manconi A., Casu F., Ardizzone F., Bonano M., Cardinali M., De Luca C., Gueguen E., Marchesini I., Parise M., Vennari C., Lanari R., Guzzetti F., 2014. Brief communication: Rapid mapping of landslide events: the 3 December 2013 Montescaglioso landslide, Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14, 1835 – 1841.

Manunta M., Marsella M., Zeni G., Sciotti M., Atzori S., Lanari R., 2008. Two-scale surface deformation analysis using the SBAS-DInSAR technique: A case study of the city of Rome, Italy. *International Journal of Remote Sensing*, 29(6), 1665-1684.

Marquardt D., 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, *SIAM J. Appl. Math.*, 11, pp. 431 – 441.

Massonet D., Rossi M., Carmona C., Adragna F., Peltzer G., Feigl K., Rabaute T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by RADAR interferometry. *Nature* 364. pp. 138–142.

Massonnet, D., Briole P., Arnaud A., 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne RADAR interferometry. *Nature*, 375, 567-570.

McCandless S.W., Jackson C. R., 2004. Principles of Synthetic Aperture RADAR. *Synthetic Aperture RADAR Marine User's Manual*, cap. 1, pp.24.

Menke W., 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, San Diego.

Miao F., Yan M., Qi X., Ye C., Wang B., Liu R., Chen J., 2008. Application of DInSAR and GIS for underground mine subsidence monitoring. *Int. Arch. Photogramm. Remote. Sens. Spat. Inf. Sci.*, 37, pp. 251-256.

Michel R., Avouac J.P., 1999. Measuring ground displacement from SAR amplitude images: application to the Landers earthquake. *Geophysical Research Letters*, vol. 26 (7), pp. 875-878.

Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2009. Piano Straordinario di Telerilevamento Ambientale (PST-A) Lotto 2 – Linee guida per l'analisi dei dati interferometrici satellitari in aree soggette a dissesti idrogeologici.

Moghaddam M., 2009. Polarimetric SAR phenomenology and inversion techniques for vegetated terrain. *The SAGE handbook of Remote Sensing*, Cap. 6, 78-91.

Mogi K., 1958. Relations between eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surface around them, *Bull. Earth Res. Inst.*, 36, pp. 99-134.

Mora O., Mallorquí J. J., Broquetas A., 2003. Linear and nonlinear terrain deformation maps from a reduced set of interferometric SAR images. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41, pp. 2243-2253.

Moro M., Chini M., Saroli M., Atzori S., Stramondo S., Salvi S., 2011. Analysis of large, seismically induced, gravitational deformations imaged by high-resolution COSMO-SkyMed synthetic aperture RADAR. *Geology*, 39, 527-530, doi:10.1130/G31748.1

Nezry E., 2014. Adaptive Speckle Filtering in RADAR Imagery. Land applications of RADAR remote sensing, *InTech 2014*, chapter 1, pp. 3 – 55.

Nof R.N., Baer G., Ziv A., Raz E., Atzori S., Salvi S., 2013. Sinkhole precursors along the Dead Sea, Israel, revealed by SAR interferometry. *Geology*, 41(9), pp. 1019-1022

Novellino A., De Agostini A., Di Martire D., Ramondini M., Floris M., Calcaterra D., 2014. Using Data from Multiple SAR Sensors in Landslide Characterization: Case Studies from Different Geomorphological Contexts in Italy. *Engineering Geology for Society and Territory - Vol 2*. 2015, pp 395-398

Okada Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75, pp. 1135 – 1154.

Okada Y., Yamamoto E., 1991. Dyke intrusion model for the 1989 seismovolcanic activity off Ito, central Japan. *J. Geophys. Res.*, 96(B6), 10361-10376, doi: 10.1029/91JB00427.

Okada Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82 (2), pp. 1018 – 1040.

Pasquali P., Cantone A., Riccardi P., Defilippi M., Ogushi F., Gagliano S., Tamura M., 2014. Mapping of ground deformations with interferometric stacking techniques. *Land applications of RADAR remote sensing, InTech 2014*, chapter 8, pp. 234 – 259.

Peduto D., 2008. Analysis of ground deformations related to subsidence and landslide phenomena via DInSAR techniques. *Tesi di Dottorato di Ricerca in Ingegneria Civile per l'Ambiente ed il Territorio, Università di Salerno*, 230 pp.

Petley D.N., Mantovani F., Bulmer M.H., Zannoni A., 2005. The use of surface monitoring data for the interpretation of landslide movement patterns. *Geomorphology*, 66, pp. 133-147.

Plank S., Singer J., Minet C., Thuro K., 2012. Pre-survey suitability evaluation of the differential synthetic aperture RADAR interferometry method for landslide monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, v. 33 (20), pp. 6623-6637.

Prati C., 2008. Introduction to SAR and InSAR. *IV Conférence canadienne sur les géorisques: des cause à la gestion, Université Laval*.

Prati C., Ferretti A., Perissin D., 2010. Recent advances on surface ground deformation measurement by means of repeated space-borne SAR observation. *Journal of Geodynamics*, v. 49, pp.161-170.

Quennell A.M., 1958. The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea rift. *Quarterly Jour. Geol. Soc. Of London*, 114, 1-24.

Quennell A. M., 1959. Tectonics of the Dead Sea rift. *Int. Geol. Congress, 20<sup>th</sup>*, 385-405.

Nof R. N., 2012. Current ground movements in the Dead-Sea area and their implications for crustal rheology and infrastructure instability: a Synthetic Aperture RADAR Interferometry (InSAR) study. Tesi di dottorato, Università Ben-Gurion del Negev.

Raucoules D., Maisons C., Carnec C., Le Mouelic S., King C., Hosford S., 2003. Monitoring of slow ground deformation by ERS RADAR interferometry on the Vauvert salt mine (France). *Remote Sens. Environment*, 88, pp. 468-478.

Reichenbach P., Galli M., Cardinali M., Guzzetti F., Ardizzone F., 2005. Geomorphological mapping to assess landslide risks: Concepts, methods and applications in the Umbria region of Central Italy. In T.W. Glade T., Anderson M.G., Crozier M.J. *Landslide hazard and risk*. Pp. 429-468. Wiley.

Richards J.A., 2009. *Remote Sensing with imaging RADAR*. Springer Series on Signals and Communication Technology. 373 pp.

Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics* 1, 318-333.

Riedel B., Walther A., 2008. InSAR processing for the recognition of landslides. *Advances in Geosciences*, 14, pp. 189-194.

Rogers A.E.E., Ingalls R.P., 1969. Venus: mapping the surface reflectivity by RADAR interferometry. *Science*, 165: 797 - 799.

Rosen P.A., Hensley S., Zebker H.A., Webb F. H., Fielding E.J., 1996. Surface deformation and coherence measurements of Kilauean Volcano, Hawaii, from SIR-C RADAR interferometry, *Journal Geophysical Research*, 101:23109-23125.

Rott H., Nagler T., 2006. The contribution of RADAR interferometry to the assessment of landslide hazards. *ADVANCES IN Space Research*, 37, pp. 710-719.

Sabins, F.F. 1997. *Remote Sensing and Principles and Image Interpretation*. WH Freeman, New York.

Sansosti E., Casu F., Manzo M., Lanari R., 2010. Space-borne RADAR interferometry techniques for the generation of deformation time series: An advanced tool for Earth's surface displacement analysis. *Geophysical Research Letters*, vol. 37, L20305, doi:10.1029/2010GL044379, 2010.

SARscape guide book, 2008. *Synthetic Aperture RADAR and SARscape®*. ©Sarmap, Svizzera, 268 pp.

Singleton A., Li Z., Hoey T., Muller J.P., 2014. Evaluating sub-pixel offset techniques as an alternative to D-InSAR for monitoring episodic landslide movements in vegetated terrain. *Remote Sensing of Environment*, 147, pp. 133-144.

Skolnik M., 2008. An Introduction and overview of RADAR. *RADAR Handbook*. Mc Graw Hill. Pp 1352.

Strozzi T., Wegmiller U., Werner C., Wiesmann A., 2000. Measurement of slow uniform surface displacement with mm-year accuracy. *Proceedings of Geoscience and Remote Sensing Symposium*, v. 5, pp. 2239-2241.

Strozzi T., Wegmüller U., Tosi L., Bitelli G., Volker Spreckels V., 2001. Land Subsidence Monitoring with Differential SAR Interferometry. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Vol. 67, pp. 1261-1270.

Tami D., Rahardjo H., Leong E.C., 2004. Effects of hysteresis in steady-state infiltration in unsaturated slopes. *J. Geotech Geoenviron. Eng.*, vol. 130 (9), pp 956-967.

Taqieddin S.A., Abderahman N.S., Atallah M., 2000. Sinkhole hazards along the eastern Dead Sea shoreline area, Jordan: a geological and geotechnical consideration. *Environmental Geology*, 39 (11), pp. 1237 – 1253.

Tebaldini S., Monti Guarnieri A., 2010. Methods and Performances for Multi-Pass SAR Interferometry, *Geoscience and Remote Sensing New Achievements*, Pasquale Imperatore and Daniele Riccio (Ed.), ISBN: 978-953-7619-97-8, InTech, Available from: <http://www.intechopen.com/books/geoscience-and-remote-sensing-new-achievements/methods-and-performances-for-multi-pass-sar-interferometry>

Thieu N.T.M., Fredlund M.D., Fredlund D.G., Vu H.Q., 2001. Seepage modeling in a saturated-unsaturated soil system Assessment of unsaturated soil properties for seepage modeling through tailings and mine wastes. *Proc. Int. Conf. on Management of the land and water resources*. Hanoi, Vietnam, pp. 49-56.

Tomas R., Marquez Y., Lopez-Sanchez J.M., Delgado J., Blanco P., ... Mulas J., 2005. Mapping ground subsidence induced by aquifer overexploitation using advanced Differential SAR Interferometry: Vega Media of the Segura River (SE Spain) case study. *Remote Sens. Environ.*, 98, pp. 269-283.

Triglia D.S., 2010. Applicazioni di interferometria RADAR da satellite per la generazione di mappe di spostamento nell'analisi di fenomeni dinamici. Tesi di laurea specialistica, Dip. Ing. Trasp. Acq. Rilev. Terr. (DISTART), Bologna. 141 pp.

Ulaby, F. T., et al. (1982), *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, vol. 2, *RADAR Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*, 609 pp., Addison-Wesley, Reading, Mass.

U.S.G.S. – United States Geological Survey, 1998. *Overview of Middle East Water Resources*, pp 44.

Wada Y., Shibasaki R., 1999. Estimation of forest biomass density in Kalimantan Island using JERS-1 SAR data. *ACRS 1999 (Asian Conference of Remote Sensing) proceedings Papers PS299-1*.

Weston J., Ferreira A., Funning G.J., 2011. Global compilation of interferometric synthetic aperture RADAR earthquake source models: 1. Comparisons with seismic catalogs. *J. Geophys. Res.*, 116, B08408, doi:10.1029/2010JB008131.

Werner, C., Wegmüller U., Strozzi, T., Wiesmann, A. (2003). Interferometric Point Target Analysis for deformation mapping. In *IGARSS '03*, vol. 7., pp. 4362-4364.

Wright T.J., Lu Z., Wicks C., 2003. Source model for the  $M_w$  6.7, 23 October 2002, Nenana Mountain Earthquake (Alaska) from InSAR. *Geophys. Res. Lett.*, 30(18), doi: 10.1029/2003GL018014.

Wright T.J., Ebinger C., Biggs J., Ayele A., Yirgu G., Keir D., Stork A., 2006. Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature*, Vol 442. doi:10.1038/nature04978

Yerro A., Corominas J., Monells D., Mallorquí J.J., 2014. Analysis of the evolution of ground movements in a low densely urban area by means of DInSAR technique. *Engineering Geology*, 170, pp. 52-65.

Zak I., Freund R., 1981. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift. *Tectonophysics*, 80, pp. 27 – 38.

Zebker H.A., Goldstein R.M., 1986. Topographic mapping from interferometric synthetic aperture RADAR observations. *J. Geophys. Res.* 91, 4993- 4999.

Zebker H. A., Werner C. L., Rosen P., Hensley S., 1994. Accuracy of Topographic Maps Derived from ERS-1 Interferometric RADAR, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, (4), 823.

Zhong W., Tan Z., Wang X., Wang J., Hu T., 2014. Numerical Simulation of Stability Analyzing for Unsaturated Slope with Rainfall Infiltration. *Journal of networks*, vol. 9, (5).