



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.sa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE
IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**MONITORAGGIO DEL VULCANO ATTIVO
SAKURAJIMA (GIAPPONE)
CON DATI SAR SATELLITARI:
DALLA MISURA DEGLI SPOSTAMENTI
ALLA MODELLAZIONE E PREVISIONE
DELL'EVOLUZIONE**

Relatore: Prof. Mario Floris

Correlatori: Prof. Andrea Marzoli

Dott.ssa Giulia Tessari

Laureanda: Lisa Beccaro

ANNO ACCADEMICO 2017/2018

A Gioele.

*Perché ogni giorno mi ricordi di osservare il Mondo
con la meravigliosa curiosità di un bambino.*

Hai infinite possibilità di Sapere, non sprekarne nemmeno una.

Indice

Indice	1
Abstract	3
Introduzione	5
1. Inquadramento geografico e geologico	9
2. Il vulcano Sakurajima	11
2.1 Tipi di eruzioni	13
2.2 Tipi di terremoti e localizzazione delle camere magmatiche	17
2.3 Eruzioni storiche	22
2.3.1 Importanza dell'eruzione di Taisho per la valutazione attuale del rischio	23
2.3.2 Stratigrafia dei depositi dell'eruzione di Taisho	24
3. Metodologie	25
3.1 Il telerilevamento RADAR satellitare	25
3.2 Il telerilevamento con RADAR ad Apertura Sintetica (SAR)	34
3.3 Interferometria satellitare SAR (InSAR)	36
3.3.1 La geometria di acquisizione del SAR e la fase interferometrica	37
3.3.2 Trattamento preliminare dei dati SAR	39
3.3.3 Gli step del processamento interferometrico	40
3.4 Interferometria Differenziale (DInSAR)	45
3.4.1 Rimozione atmosferica tramite il software IDL	46
3.4.2 La tecnica SBAS: Small Baseline Subset	51
3.4.3 Analisi delle velocità dei punti GPS	56
3.5 Modelli analitici	60
3.5.1 Il modello di Okada (Okada, 1985)	60
3.5.2 Il modello di Mogi (1958)	62

4.	Risultati	65
4.1	Interferometria Differenziale	65
4.2	Modellazione	70
4.2.1	Applicazione del modello di Okada	70
4.2.2	Applicazione del modello di Mogi	75
5.	Discussione dei risultati	77
5.1	Interferometria Differenziale	77
5.2	Modellazione	84
5.2.1	Applicazione del modello di Okada	84
5.2.2	Applicazione del modello di Mogi	86
	Conclusioni	89
	Bibliografia	91
	Sitografia	95
	Allegati	

Abstract

The aim of this study is to validate the suitability of SAR Interferometric Time Series analysis based on several sensors and datasets for the monitoring of Sakurajima volcanic activity and the potential of defining adequate geophysical modelling leading to an operational forecasting tool.

Sakurajima volcano is located inside Kagoshima Bay, Japan, on the southern rim of the Aira caldera. The volcano is known for its irregular explosions, typically 1-2 a day, of Strombolian or Vulcanian type which often produce very high eruptive columns (over 4 km). Studies on the supply of the system and its behavior observations indicate the presence of a large magma chamber under the Aira caldera at an approximate depth of 10 km. Additionally, a more superficial reservoir would be located under the central cone of the volcano.

The recent activity of Sakurajima is particularly prominent. Several eruptions were registered in the last years, for example in 2016 a powerful eruption occurred on July 25th and in 2015 a rapid dike intrusion occurred on August 15th which generated strong deformations.

In this study the activity of Sakurajima volcano is defined through interferometric analysis of SAR data (ALOS Palsar-2, COSMO-SkyMed and Sentinel-1) to obtain the caldera displacement over the observed period, between November 2014 and March 2018. Displacement evolution is derived to investigate its correlation with eruptions and diking. The Time Series, calibrated through Global Navigation Satellite System (GNSS) measurements, are used to identify the most dramatic events affecting Sakurajima area since 2015. Moreover, modeling of the rapid intrusion occurred in August 2015 and the eruption in July 2016 through Okada (1985) and Mogi (1958) models are presented.

Introduzione

Negli ultimi vent'anni, l'utilizzo delle tecniche di telerilevamento RADAR satellitare per l'analisi dei rischi geologici è aumentato a causa dei numerosi vantaggi di queste metodologie e della crescente disponibilità dei dati satellitari. Essi sono largamente utilizzati per misurare le deformazioni della superficie terrestre (Rott, 2009) e stimare gli spostamenti causati da fenomeni come subsidenza (Tessari et al., 2017), terremoti (Moro et al., 2011), eruzioni vulcaniche (Biggs et al., 2014) e frane (Xie et al., 2016).

La misura delle deformazioni del suolo in aree vulcaniche è di estrema importanza in quanto queste sono spesso segnali precursori delle eruzioni o indice di un incremento dell'attività vulcanica. I primi satelliti utilizzabili a tale scopo hanno raccolto dati dagli anni '90, fornendo la possibilità di analizzare, con un dettaglio precedentemente impensabile, la storia deformativa dei vulcani negli ultimi decenni.

Le tecniche di telerilevamento RADAR permettono l'ottenimento di dati anche in caso di attività eruttiva e quindi di impossibilità ad accedere sulla superficie del vulcano. Esse affiancano le tecniche tradizionali che prevedono la raccolta manuale di dati tramite campagne di misura direttamente sull'edificio vulcanico o l'installazione di ricevitori GPS.

I principali limiti delle tecniche di telerilevamento RADAR sono da ricercarsi sia nella modalità di acquisizione non perpendicolare al suolo che crea deformazioni prospettiche a causa della topografia del terreno, sia nella variazione delle condizioni superficiali e atmosferiche tra le diverse acquisizioni.

La tecnica InSAR (*Synthetic Aperture RADAR Interferometry*), considera le variazioni di fase tra il segnale trasmesso e quello retrodiffuso che torna al ricevitore, restituendo accurate mappe di spostamento superficiale calcolate lungo la direzione di osservazione del satellite (*Line Of Sight*).

Per monitorare l'evoluzione completa degli spostamenti si utilizzano le tecniche di Interferometria Differenziale RADAR ad Apertura Sintetica (DInSAR) che si avvalgono delle informazioni derivanti da un certo numero di interferogrammi ottenuti a partire da molte immagini SAR.

I principali algoritmi proposti nell'ambito delle tecniche multi-temporali sono chiamati PS InSAR (*Persistent Scatterers*; Ferretti et al., 2001) e SBAS (*Small Baseline Subset*; Berardino et al., 2002).

Il progetto di questa tesi è finalizzato a valutare il potenziale dell'utilizzo delle tecniche multi-temporali di Interferometria SAR Differenziale, su una serie storica di dati ALOS Palsar-2, COSMO-SkyMed e Sentinel-1. I risultati, analizzati e validati con misure GPS disponibili, sono stati utilizzati per definire un modello geofisico attraverso tecniche di inversione dell'informazione di deformazione superficiale.

Inoltre, si sono esaminate le possibili correlazioni esistenti tra l'andamento delle deformazioni e il verificarsi di eventi eruttivi, al fine di valutare la possibilità di utilizzare tali dati per definire un sistema di allerta e per prevedere eventi futuri.

L'esecuzione del progetto è stata possibile grazie al lavoro svolto durante un periodo di stage della durata di tre mesi offertomi dall'azienda sarmap s.a. Essa ha sede a Purasca (Svizzera) ed è 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.

I dati a nostra disposizione sono stati processati con il software Sarscape che è sviluppato dai membri dell'azienda sarmap ed è operativo sulla piattaforma ENVI.

Nello specifico, utilizzando le più avanzate tecniche di telerilevamento per il processamento di dati RADAR satellitari ad Apertura Sintetica, si è voluto comprendere l'evoluzione delle deformazioni superficiali sul vulcano attivo Sakurajima, avvalendosi della disponibilità di dati acquisiti con diversi sensori.

Sono stati analizzati i dataset ottenuti durante le missioni spaziali ALOS Palsar-2, COSMO-SkyMed e Sentinel-1 tramite una tecnica avanzata di Interferometria Differenziale sviluppata nel 2002. La tecnica *Small Baseline Subset* ha permesso di avere la massima copertura spaziale dei risultati sull'area di interesse.

L'analisi dei dati con tale metodologia ha consentito di realizzare delle mappe di deformazione sull'area vulcanica, oltre a fornire le serie storiche degli spostamenti in corrispondenza delle porzioni coerenti del vulcano. Inoltre, è stato possibile identificare le parti dell'edificio vulcanico caratterizzate da anomalie rispetto

all'andamento delle deformazioni, come ad esempio accelerazioni, rilevando intervalli temporali in cui si sono verificati rigonfiamenti e subsidenze sulla superficie. Le serie storiche di deformazione sono state validate tramite misure continue GPS della rete GNSS distribuite dall'Autorità Giapponese GSI attraverso il sistema GEONET.

I risultati dei processamenti sono stati utilizzati per ricreare un modello geofisico della camera magmatica presente al di sotto del cono principale del vulcano: la localizzazione e le sue caratteristiche sono state stimate a partire dal campo di deformazione medio ottenuto dall'analisi interferometrica dei dati SAR.

Nello specifico, durante la fase di modellazione sono stati applicati due modelli esistenti in letteratura, Mogi e Okada, per modellare, non solo il comportamento della camera magmatica, ma anche quello di un'importante faglia esistente nei pressi dell'edificio vulcanico.

In generale, il processo di inversione si suddivide in due fasi, una prima fase di inversione non lineare, da cui vengono ricavate la posizione e la geometria delle sorgenti; una seconda fase di inversione lineare che fornisce la stima delle variazioni di volume e di pressione della camera magmatica a ridosso di un evento eruttivo o, nel caso di faglie, è possibile ottenere la distribuzione dello *slip* o dell'*opening* all'interno della sorgente individuata.

I risultati ottenuti dalle analisi interferometriche e dalla modellazione numerica sono stati considerati tenendo presente gli eventi che hanno caratterizzato la dinamica del Sakurajima negli ultimi 5 anni, con lo scopo di individuare le possibili correlazioni esistenti. Nello specifico, l'ultima fase del progetto è stata finalizzata ad individuare le relazioni tra il comportamento della camera magmatica e l'andamento delle deformazioni misurate per stabilire la possibilità di implementare un sistema di allerta e poter prevedere possibili eventi catastrofici.

1. Inquadramento geografico e geologico



Figura 1. Localizzazione geografica del Giappone. In figura sono riportate le principali isole che costituiscono il territorio giapponese e la posizione del vulcano è indicata da un triangolo giallo. tadashikoikezeno.it.

Il vulcano Sakurajima si trova nel Kyushu meridionale, una delle quattro isole principali che compongono l'arcipelago giapponese (Fig. 1).

Le quattro isole maggiori Honshu, Hokkaido, Kyushu e Shikoku costituiscono il 97 % dell'area totale del territorio che si presenta in prevalenza montuoso. La pianura più estesa è quella del Kanto, dove sorge la capitale Tokyo.

Il Giappone si trova in corrispondenza della famosa *Ring of Fire*, la cintura di fuoco del Pacifico estesa per 40 mila chilometri e caratterizzata da frequenti terremoti ed eruzioni vulcaniche. Essa è la diretta conseguenza dei movimenti reciproci tra le differenti placche che si incontrano nella regione (Fig. 2).

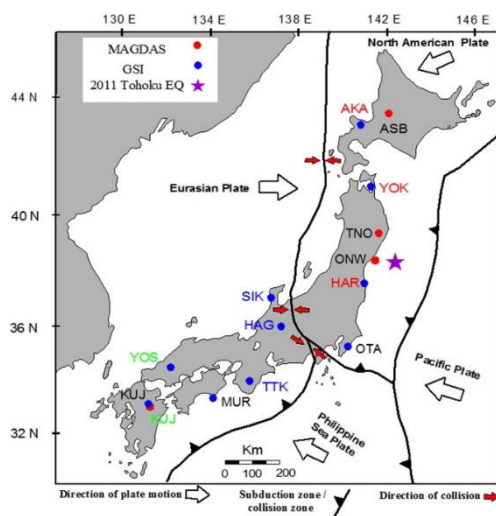


Figura 2. Localizzazione delle placche tettoniche in corrispondenza dell'arcipelago giapponese. La figura mostra anche la distribuzione delle stazioni geomagnetiche e l'epicentro del terremoto di Tohoku avvenuto nel 2011. Da Takla et al., 2013.

I vulcani del Giappone insistono su cinque archi vulcanici: *Kurile Arc*, *Northeast Honshu Arc*, *Southwest Honshu Arc*, *Izu-Bonin Arc* e *Ryukyu Arc* che si uniscono in una giunzione tripla sull'isola di Honshu (Fig. 3).

Un arco vulcanico è una catena di vulcani che si forma sopra una placca in subduzione. Nel caso specifico le placche oceaniche Pacifica e delle Filippine subducono al di sotto di quelle continentali Euroasiatica e Nordamericana. Difatti, l'arcipelago vulcanico sorge in corrispondenza dell'unione tra quattro placche: Pacifica, delle

Filippine, Nordamericana ed Euroasiatica. Il moto relativo di queste provoca l'accumulo di stress nella litosfera, il quale causa le deformazioni crostali osservabili tramite, ad esempio, sistemi geodetici.

La placca Pacifica si muove verso WNW con velocità di circa 8 centimetri all'anno, mentre la placca delle Filippine si muove verso N-W con una velocità pari a 5 centimetri ogni anno e la zona di subduzione si trova al di sotto del *Ryukyu Arc*, nel Giappone meridionale (Fig. 4). In quest'area il fronte vulcanico giace parallelo alla fossa di Ryukyu.



Figura 3. Distribuzione dei vulcani e degli archi vulcanici in Giappone. volcano.oregonstate.edu

In corrispondenza al vulcano Sakurajima la profondità dello *slab* di subduzione è di circa 120 km, profondità alla quale può avvenire la fusione parziale del mantello. L'angolo di inclinazione dello *slab* al di sotto del vulcano è di circa 50° e l'orientazione rispetto all'azimut è di 210° .

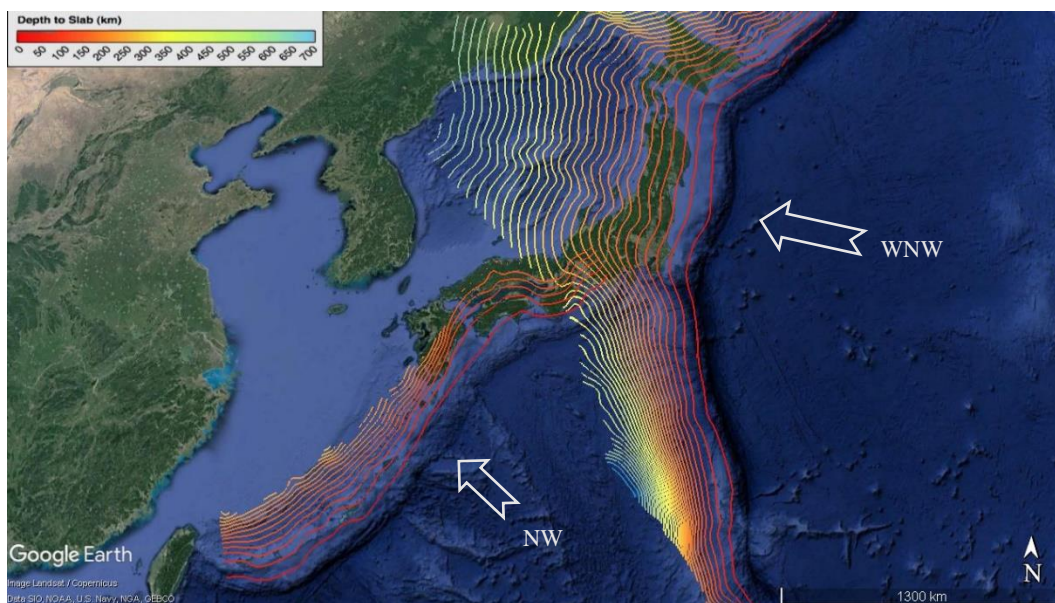


Figura 4. Posizione degli *slab* di subduzione della placca Pacifica e delle Filippine. Gli *shapefiles* sono scaricabili dal sito earthquake.usgs.gov.

2. Il vulcano Sakurajima



Figura 5. Localizzazione del vulcano Sakurajima nel Kyushu meridionale. Da Todde et al., 2017.

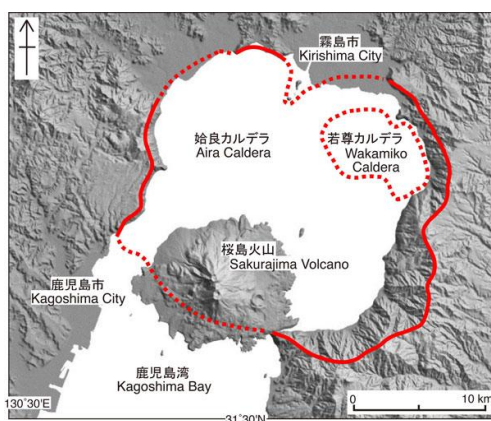


Figura 6. Il tratto rosso continuo indica il confine della Caldera Aira. Al suo interno, il tratteggio rosso indica la depressione di Wakamiko. gbank.gsj.jp.

Il Sakurajima è uno dei vulcani giapponesi più attivi e dista solamente quattro chilometri dalla città di Kagoshima, situata al centro dell'omonima baia che è localizzata nella parte meridionale dell'isola di Kyushu (Fig. 5). Il nome del vulcano, tradotto dal giapponese, significa "isola dei ciliegi" (*sakura*: ciliegio, *jima* o *shima*: isola) e testimonia l'abbondante presenza di questi alberi nel territorio. L'edificio vulcanico si trova sul bordo meridionale della Caldera Aira (Fig. 6). Questa struttura si è formata in seguito ad una catastrofica eruzione ignimbratica (VEI 7: *Volcanic Explosivity Index*), avvenuta 29.000 anni fa, che ha prodotto all'incirca 500 km³ di tefra (Biass et al., 2017). Gli studi petrologici indicano che il magma eruttato stazionava alla profondità di 11 - 18 km, ad una pressione di 0.3 - 0.5 GPa. Queste stime sono consistenti con le misure isotopiche Sr - Nd che indicano, come meccanismo di produzione del magma, la fusione parziale su larga scala della crosta superficiale e intermedia (Hickey et al., 2016).

La baia di Kagoshima è allungata in direzione N-S per 70 km e in direzione E-W per 20 km. Questa insenatura e l'area attorno al vulcano Kirishima si trovano nel graben di Kagoshima, formato in seguito alla subsidenza avvenuta nel Quaternario lungo faglie normali che si estendono da Nord a Sud.

Il vulcano Sakurajima è composto da due stratovulcani sovrapposti: Kitadake, il più antico e Minamidake, il più giovane che presenta Nakadake come apertura laterale (Fig. 7). L'attività alla sommità del Kitadake è terminata circa 4850 anni fa, successivamente le eruzioni hanno iniziato ad aver luogo al Minamidake. Sul fianco orientale di quest'ultimo si è formato il cratere di Showa nel 1939, in seguito ad un lungo periodo di attività eruttiva.

Generalmente gli stratovulcani hanno forma conica e alla sommità presentano crateri, depressioni calderiche o duomi. Essi sono formati dall'alternanza di strati di lava e spessi livelli di piroclastiti e sono caratterizzati da fianchi con una classica inclinazione di $35^\circ - 40^\circ$, angolo di riposo dei depositi piroclastici.

La sommità del vulcano Sakurajima si trova a 1117 metri s.l.m. e l'edificio si estende per 12 km in direzione E-W e per 9 km in direzione N-S. Inizialmente era un'isola ma al momento è collegato alla penisola di Osumi da un istmo formato da un flusso di lava prodotto durante l'eruzione del 1914. L'eruzione di Taisho è stato l'evento con intensità maggiore in Giappone nel ventesimo secolo. Attualmente la piccola penisola di Sakurajima in cui sorge l'omonimo vulcano ha una forma ovale irregolare e una circonferenza che misura circa 50 km.

Allegato 1. Mappa geologica del vulcano Sakurajima.



Figura 7. Morfologia superficiale e principali crateri sul vulcano Sakurajima. Kitadake (K), Nakadake (N), Minamidake (M) e Showa (S). Google Earth.

2.1 Tipi di eruzioni

I fattori che definiscono i diversi tipi di manifestazioni vulcaniche sono fondamentalmente le caratteristiche del magma e fattori esterni come, ad esempio, la presenza di acqua o neve. La temperatura e la composizione chimica del magma sono le proprietà che influenzano maggiormente il tipo di eruzione che si verifica. Magmi caldi, poco viscosi e basici che derivano dalla fusione del mantello sono generalmente associati ad effusioni poiché i gas riescono facilmente a liberarsi dalla frazione fluida. Al contrario, magmi più freddi, viscosi e acidi derivano dall'anatessi della crosta o sono differenziati di magmi basici e sono spesso associati a eruzioni esplosive. Il magma che deriva dalla fusione parziale delle rocce cristalline che contengono abbondanti minerali idrati è ricco in gas che, tuttavia, non riescono a separarsi in modo efficace dalla fase fluida.

I fattori che condizionano i vari tipi di eruzioni vulcaniche possono variare durante la storia evolutiva del vulcano o addirittura durante la stessa eruzione. Quindi ad un singolo edificio non è quasi mai associato solamente un tipo di attività eruttiva.

Il vulcano Sakurajima è conosciuto per le sue irregolari esplosioni, tipicamente 1 - 2 al giorno, di tipo stromboliano o vulcaniano che spesso producono colonne eruttive alte oltre 4 km. Durante queste esplosioni vengono rilasciati ceneri, lapilli e bombe che possono essere depositati anche molto lontano dal condotto a causa della grande energia cinetica che viene sviluppata durante le eruzioni. Le ceneri sono particelle di diametro inferiore ai 2 mm costituite da vetro, pomici e minerali. Esse vengono rilasciate durante le attività esplosive molto potenti. Infatti, nei magmi acidi il rilascio di gas è molto limitato dall'alta viscosità del fluido e, solo nel momento dell'esplosione, la componente gassosa riesce a svilupparsi vorticosamente frammentando il magma in piccolissime porzioni. I lapilli sono brandelli di tefra di dimensioni comprese tra 2 e 64 mm aventi una matrice prevalentemente vetrosa. Essi presentano numerose cavità vucolari che si formano in seguito alla fuoriuscita dei gas durante il lancio. Le bombe sono i prodotti piroclastici di dimensioni più grandi (diametro maggiore di 64 mm) e vengono classificate in base alla loro morfologia: bombe a nastro, a fuso, poligonali, a crosta di pane.

In generale, nella storia evolutiva del Sakurajima, si nota l'aumento del numero di eruzioni mentre decresce l'esplosività. Infatti, si passa da eruzioni di tipo pliniano, a eruzioni di tipo vulcaniano e infine, stromboliano.

Le eruzioni di tipo pliniano (Fig. 8) hanno esplosività molto elevata, producono alte colonne eruttive, spesso maggiori a 20 km; iniziano con il lancio di grandi quantità di pomice, ceneri e lapilli e proseguono con l'attenuazione di questi fenomeni. In seguito a questo tipo di eruzioni frequentemente si ha la formazione di flussi di prodotti piroclastici. Essi sono formati da una sospensione di tefra e, se costituiti principalmente da ceneri, vengono classificati come *ash-flows*.

Durante le eruzioni di tipo vulcaniano (Fig. 9) vengono emesse bombe, lapilli e nuvole di gas cariche di ceneri. All'interno di queste, o tra nuvola e terreno, si generano gli spettacolari fulmini: intensissimi flussi di elettricità tra zone in cui sono presenti cariche elettriche di segno opposto. Essi sono originati grazie alla differenza di potenziale elettrico che si genera tra le particelle di cenere durante l'eruzione quando esse, collidendo, si elettrizzano.

Spesso l'eruzione vulcaniana può evolvere in stromboliana con il manifestarsi di flussi laterali che scendono lungo il versante dell'edificio vulcanico a partire da fratture generate durante l'esplosione.

Le eruzioni di tipo stromboliano (Fig. 10) sono spesso caratterizzate dal lancio ritmico di scorie, lapilli e

bombe. I prodotti che impattano al suolo possono originare coni di scorie. Le eruzioni ritmiche possono distare tra loro solamente pochi minuti e possono durare mesi o anni e presentare locali attività di lancio più violente. L'attività eruttiva è interrotta da periodi di stasi in cui avviene la ricarica del sistema.



Figura 8. Eruzione pliniana. gmpe.it.

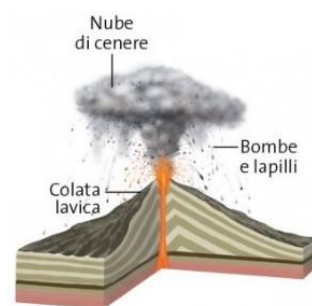


Figura 9. Eruzione vulcaniana. gmpe.it.

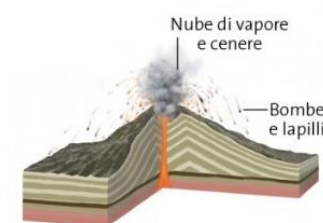


Figura 10. Eruzione stromboliana. gmpe.it.

L'attività semi-persistente del Sakurajima continua dal 1955 ma l'intensità e il ritmo variano molto nel tempo. La lava e il materiale piroclastico che vengono emessi dal vulcano consistono in una serie media in potassio, andesitico – dacitica con un contenuto di SiO_2 che varia tra 63.5 e 69.7 wt % (Todde et al., 2017). Tutte le unità rocciose che contraddistinguono i depositi del vulcano contengono fenocristalli di augite e ortopirosseno, plagioclasio (feldspato) e titanomagnetite (ossido).



Figura 11. Eruzione avvenuta nel gennaio del 2013 sul vulcano Sakurajima durante la quale, insieme all'emissione di lava e prodotti piroclastici, si sono generate le tipiche fiammate. Foto scattata da Martin Rietze.

Di seguito si riportano i principali processi, individuati attraverso osservazioni direttamente sul vulcano Sakurajima, che avvengono durante un'eruzione esplosiva. Essi testimoniano il movimento del magma all'interno del condotto che collega la base del cratere principale al *reservoir* di magma superficiale, localizzato tra 3 e 6 km di profondità sotto al cono principale del vulcano (Iguchi, 2013).

In figura 12 sono mostrate, oltre alle differenti fasi che caratterizzano un'eruzione esplosiva, le variazioni di pressione stimate. *Shallow* e *Deep* indicano rispettivamente i cambiamenti di pressione nella parte superiore del condotto, ossia a profondità minori al mezzo chilometro, e quelli che avvengono nella porzione profonda dello stesso.

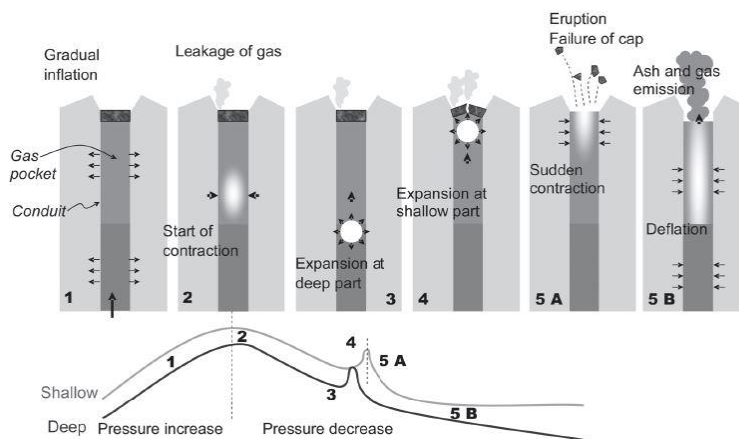


Figura 12. Processi durante un'eruzione esplosiva. Da Iguchi, 2013.

Immediatamente prima del verificarsi delle eruzioni esplosive estensimetri e tiltmetri registrano deformazioni estensionali e spostamenti verso l'alto nei pressi del cratere, relazionati alla risalita del magma attraverso il condotto. Il gas si accumula al di sotto del *volcanic plug* che funge da tappo confinante e provoca l'aumento di pressione nel condotto.

Quando la pressione del gas supera la resistenza del *volcanic plug* avviene il rilascio dei gas in superficie. L'inclinazione verso il basso registrata dagli inclinometri e lo sgonfiamento superficiale testimoniano l'inizio della contrazione nel condotto. La durata della seconda fase sul Sakurajima è molto breve: 1 - 2 minuti.

Conseguentemente, la riduzione della pressione nel condotto induce un improvviso degassamento del magma saturo che si trova nella parte basale dello stesso. Ciò provoca il graduale aumento della pressione e del volume del magma.

La quarta fase prevede l'aumento della pressione e del volume dei gas nella parte più superficiale del condotto. Le eruzioni esplosive iniziano così a manifestarsi e avviene il rilascio di prodotti piroclastici in seguito alla rottura del *volcanic plug* causata dall'espansione dei gas.

La deflazione del condotto è il risultato della diminuzione del volume e della pressione in seguito al rilascio di gas, ceneri, lapilli e bombe durante l'eruzione.

La fase di sgonfiamento si manifesta improvvisamente nella parte superficiale del condotto, mentre avviene gradualmente nella parte profonda.

2.2 Tipi di terremoti e localizzazione delle camere magmatiche

Nelle aree in cui sono presenti vulcani attivi si osservano diversi tipi di terremoti. In base alla natura dell'onda, Minakami (1974) ha classificato questi terremoti in quattro tipi: *A-type*, *B-type*, terremoti originati da esplosioni e tremori.

I terremoti di tipo A solitamente sono originati al di sotto del vulcano tra 1 e 20 chilometri di profondità. La forma dell'onda è simile a quella dei terremoti superficiali e le onde P ed S sono chiaramente riconoscibili. Al contrario, i terremoti di tipo B avvengono a profondità minori e gli arrivi delle onde S non sono facilmente identificabili.

Quest'ultimi sono classificati in terremoti di tipo BH e BL in base alla frequenza dominante (*BH-type*: 4 - 7 Hz, *BL-type*: 1 - 3 Hz).

I terremoti generati da esplosioni sono relazionati alle eruzioni di tipo vulcaniano mentre i tremori sono generalmente associati all'emissione continua di cenere vulcanica.

Sulla base del meccanismo con cui originano, Latter (1981) ha riclassificato i terremoti associati ai vulcani in due gruppi: *Volcanic-type* e *Tectonic-type*.

I terremoti vulcanici sono dovuti principalmente alla risalita del magma entro la crosta terrestre e nel camino vulcanico; il loro ipocentro è molto superficiale, si manifestano con sciami di piccole scosse e si risentono su aree limitate.

I terremoti tettonici sono dovuti alla brusca liberazione dell'energia meccanica accumulata gradualmente all'interno della crosta terrestre e nella parte superiore del mantello. L'energia viene immagazzinata durante fenomeni di piegamento e di dislocazione delle masse rocciose e la liberazione si verifica nel momento in cui viene superato il limite di rottura del materiale.

La prima categoria include i terremoti *B-type*, le esplosioni e i tremori considerati da Minakami. È stato proposto l'ulteriore termine "*volcano-tectonic*" per differenziare i terremoti di tipo tettonico che originano sul vulcano o ad una certa profondità sotto la sua superficie, da quelli che avvengono ad una certa distanza da esso. Questa categoria origina in rocce competenti in seguito ad una sollecitazione istantanea e comprende i terremoti di tipo A descritti da Minakami.

Generalmente, un segnale premonitore di un'eruzione è l'aumento della frequenza con cui avvengono i terremoti *volcano-tectonic* (V-T).

Gli studi sul rifornimento del sistema e sul suo comportamento, basati sulle osservazioni sismiche e geodetiche (livellamenti, misure GPS e applicazione modello di Mogi), indicano la presenza di una grande camera magmatica sotto la caldera Aira ad una profondità approssimativa di 10 km. Inoltre, un *reservoir* più superficiale, tra i 3 e i 6 km, si troverebbe sotto il cono centrale del vulcano e sarebbe direttamente relazionato all'attività eruttiva del cratere Minamidake. Infatti, la profondità della sorgente minore sembra essere fortemente correlata alle fasi di inflazione e deflazione che caratterizzano la normale attività eruttiva del vulcano. L'esistenza di un *reservoir* di magma supplementare sembra trovare conferma sia nei cambiamenti di *tilt* e *strain* associati alle eruzioni esplosive che si verificano dal cratere principale, sia nella forte attenuazione delle onde sismiche che si propagano al di sotto del Minamidake.

Grazie agli studi sismici effettuati sul vulcano è stato possibile riconoscere che il *reservoir* superficiale è collegato tramite un condotto al cratere principale.

Come suddetto, gli eventi sismici che originano nel vulcano Sakurajima sono stati convenzionalmente classificati in: terremoti di tipo A, di tipo B, terremoti generati da esplosioni e tremori. Il passaggio da un tipo di terremoto ad un altro suggerisce l'ascesa o la migrazione del magma all'interno del condotto.

Nello specifico, dalla distribuzione degli ipocentri dei vari tipi di terremoti (*A-type*, *B-type* ed esplosioni) si è ricavata un'immagine della struttura del condotto che connette il *reservoir* superficiale alla sommità del cratere. Gli ipocentri dei sismi di tipo BH e BL e i terremoti generati da esplosioni sono concentrati al di sotto del cratere, a profondità tra 1 e 3 km, in un'area avente raggio pari a 200 m. Questa zona indicherebbe la posizione e la struttura del condotto riempito da fluido.

In particolare, i terremoti di tipo BH e BL corrispondono a diversi stadi dell'intrusione del magma all'interno del condotto: si ritiene che i terremoti di tipo BH siano generati dall'intrusione di magma nella parte inferiore del condotto; quelli di tipo BL, invece, sarebbero associati alla risalita del fluido verso la base del cratere e sono accompagnati dall'effusione di magma e da un significativo degassamento.

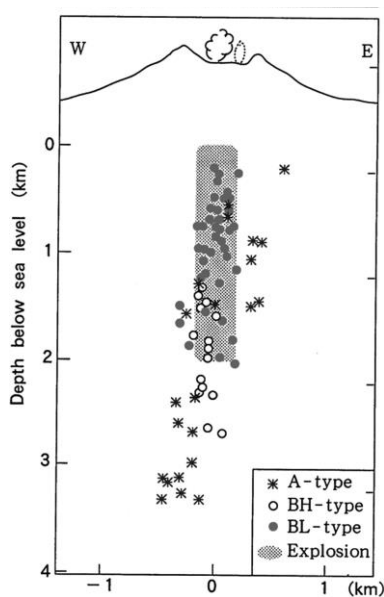


Figura 13. Distribuzione dei vari tipi di terremoti durante il periodo 1987-1988. Da Iguchi, 1994 in Iguchi, 2013.

Al contrario, gli ipocentri dei terremoti di tipo A, dovuti a movimenti lungo faglie, circondano la zona in cui si trovano gli ipocentri dei sismi sopracitati (Fig. 13). La separazione dei domini in base alla localizzazione degli ipocentri dei diversi tipi di terremoti suggerisce la distinzione tra il condotto riempito dal magma e la roccia circostante (Iguchi, 1994). Specificatamente, è stato possibile notare l'aumento del raggio del condotto con la profondità: nella parte superficiale si stima che il raggio sia 40 - 60 metri, mentre a 2 -3 km di profondità esso raggiunga i 200 metri (Iguchi, 2013).

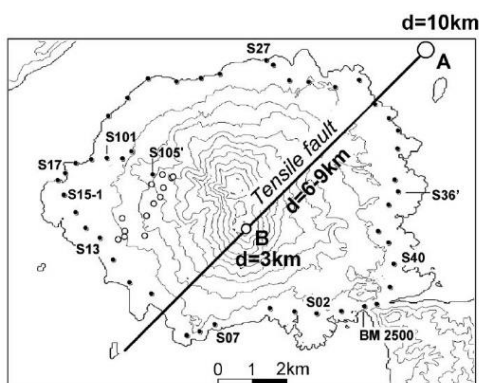
Solitamente i modelli analitici usati per spiegare le dinamiche esistenti tra i diversi serbatoi di magma nei pressi del vulcano si basano sull'ipotesi semplificata dell'esistenza di un semispazio omogeneo ed elastico.

In generale, i risultati delle modellazioni indicano una fonte di deformazione profonda tra 8 e 11 km sotto la caldera Aira e una fonte di deformazione superficiale tra 3 e 6 km sotto il cono principale del Sakurajima.

La connessione tra le sorgenti è stata modellata nel lavoro di Hidayati et al. (2007) come un dicco laterale (*tensile fault*) orientato NE-SW che porterebbe il magma dal *reservoir* principale al di sotto della caldera Aira fino al serbatoio più superficiale. La presenza di questa faglia sembra essere confermata da alcune evidenze geologiche. Innanzitutto, gli ipocentri dei terremoti V-T sono allineati, all'interno della baia di Kagoshima, lungo una zona orientata NNE-SSW. Lungo questa zona, in passato, sono avvenute significative attività vulcaniche: l'attività fumarolica in corrispondenza del vulcano sottomarino Wakamiko, l'eruzione sottomarina nella parte nord-orientale del Sakurajima durante l'eruzione del 1779 e un terremoto con magnitudo 7 associato all'eruzione del 1914 nel fianco sud-occidentale del vulcano. Inoltre, la zona corrisponde ad un'area tettonica geologicamente attiva che si estende per tutta la lunghezza della baia di Kagoshima.

Nello specifico, Hidayati et al., hanno cercato di spiegare gli spostamenti verticali, osservati e misurati con una precisa campagna di livellamenti durante il periodo 1978 - 1980, tramite un modello composito: hanno assunto due sorgenti di Mogi e una sorgente di Okada. È stato ipotizzato, basandosi sui risultati di Eto e Nakamura (1986), che le due sorgenti puntuali, A e B, si trovassero alle profondità, rispettivamente, di 10 e 3 km. La lunghezza della faglia è stata assunta 12 km e, considerando il range di profondità dei terremoti V-T che si manifestano a S-W del vulcano, è stato presupposto che le profondità minima e massima del dicco laterale siano, rispettivamente, 6 e 9 km (Fig. 14). Considerando questa configurazione, sono stati stimati gli altri parametri delle sorgenti. Gli spostamenti verticali calcolati in base al modello composito sono ben confrontabili con quelli osservati lungo il percorso di livellamento.

Figura 14. Posizione e profondità delle due camere magmatiche e della faglia modellate tramite il modello composito. La sorgente profonda è localizzata a 10 km di profondità (A), la sorgente superficiale si trova a 3 km di profondità (B). La linea nera continua indica la posizione del dicco laterale. Le profondità minima e massima del dicco sarebbero, rispettivamente, 6 e 9 km. (Hidayati et al., 2007).



La maggior parte dei modelli presenti in letteratura non tiene conto delle eterogeneità meccaniche presenti nella crosta e che nelle regioni vulcaniche possono avere un'importanza non trascurabile. Hickey et al. (2016), grazie allo sviluppo di un sofisticato modello che attribuisce grande importanza alle osservazioni geofisiche e geologiche, hanno dedotto la posizione, il volume, la frequenza, i tempi e il meccanismo di alimentazione del magma in corrispondenza della caldera Aira. Essi, infatti, hanno combinato la tomografia sismica, i dati topografici e i vincoli termomeccanici con le osservazioni di deformazione spaziale e temporale. In particolare, utilizzando un modello agli elementi finiti, hanno confermato la presenza delle due camere magmatiche a diversa profondità. La più profonda (circa 13 km) si troverebbe nella parte nordorientale della caldera, in corrispondenza della depressione di Wakamiko, e sarebbe individuata da una zona a bassa velocità delle onde sismiche.

La grande attenuazione di quest'ultime sarebbe spiegabile dalla presenza di materiale molto caldo (gradiente geotermico locale = 70 Kelvin/km) o fratturato che, dunque, non risponderebbe in maniera elastica. La minima differenza di temperatura tra la camera magmatica (1273 K) e la roccia ospitante (1200 K) permetterebbe il mantenimento dell'equilibrio termico del sistema, favorendo la crescita del *reservoir* attraverso le continue intrusioni di filoni. Probabilmente, la sorgente di deformazione profonda rappresenta un serbatoio di magma che fornisce calore e fluidi all'ambiente superficiale.

In accordo con il lavoro di Hidayati et al. (2007), il magma sfrutterebbe le debolezze strutturali della crosta per spostarsi, prima dell'eruzione, dal *reservoir* principale all'interno della caldera Aira ad un serbatoio minore sotto il Sakurajima. Ciò è stato confermato dalla grande differenza tra le misure degli spostamenti orizzontali osservati in corrispondenza delle due stazioni GPS (FUTG e KURG) più vicine al presunto percorso preferenziale del magma (Fig. 15). Sarebbe proprio il movimento del fluido a provocare pressurizzazione e, conseguentemente, verrebbero creati i

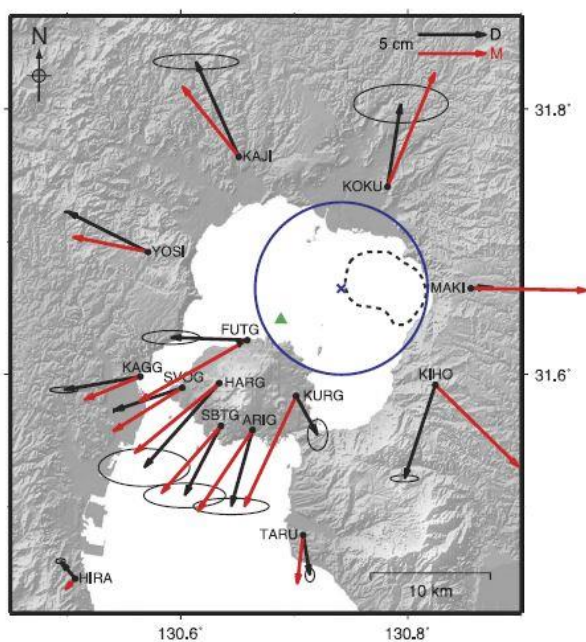


Figura 15. Le frecce nere indicano le misure GPS osservate per il periodo 1996-2007. Le frecce rosse indicano gli spostamenti orizzontali modellati. Il cerchio blu indica la proiezione in superficie della sorgente profonda modellata e la croce mostra il suo centro. Il triangolo verde indica la posizione del centro della sorgente modellata da Iguchi et al., 2008. (Hickey et al., 2016).

grandi spostamenti orizzontali osservati. Per stimare il tasso di rifornimento del magma di $1.15 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{anno}$ è stato supposto un tasso di approvvigionamento a lungo termine pressoché costante (magma immagazzinato ed eruttato nei 10 anni presi in considerazione nello studio: $0.014 \text{ km}^3/\text{anno}$) ed è stato sottratto il tasso di eruzione. Questo tasso di immagazzinamento implica un periodo di tempo di circa 130 anni all'accumulo di magma sufficiente per un'eruzione paragonabile a quella del 1914.

2.3 Eruzioni storiche

La più antica eruzione del vulcano Sakurajima risale all'anno 708 d.C. Da quel momento, si possono distinguere quattro principali eruzioni: Tenpyo-Hoji (764-766), Bunmei (1471-1476), An-ei (1779-1782), e Taisho (1914). Le testimonianze storiche per le prime due eruzioni sono frammentate, mentre per quella di An-ei esistono documenti più dettagliati. Per l'eruzione di Taisho sussistono documenti, testimoni oculari e analisi geofisiche. Le osservazioni sismologiche sono disponibili grazie al sismometro Gray-Milne-Ewing installato nella Stazione Meteorologica di Kagoshima dal 1888.

Gli eventi principali, avvenuti durante le eruzioni storiche di rilievo, possono essere riassunti come segue:

- Tenpyo-Hoji: formazione del cono piroclastico Nabeyama ed estrusione di lava dal fianco orientale.
- Bunmei: eruzione pliniana ed estrusione di lava dai fianchi NE e SW.
- An-ei: eruzione pliniana ed estrusione di lava dai fianchi orientale e meridionale nel 1779 ed eruzione sottomarina dal 1779 al 1782.
- Taisho: eruzione pliniana ed estrusione di lava dai fianchi orientale e occidentale.

Dopo l'eruzione del 1914 è iniziata una fase di quiete durata fino al 1939, quando si è formato il cratere di Showa in seguito ad un lungo periodo di emissioni piroclastiche. Da quest'ultimo, nel 1946 ci fu l'estrusione di lava.

Dal 1955 il vulcano Sakurajima è contraddistinto da un'attività semi-persistente che si manifesta con esplosioni quotidiane di tipo vulcaniano e stromboliano sia dal cratere Minamidake sia da quello di Showa. Dal 2006 il focus dell'attività si è spostato principalmente al cratere di Showa. Nel 2010 sono avvenute circa 900 esplosioni e nell'anno successivo quasi 1000. Molti eventi si sono registrati nell'ultimo decennio, i più intensi nell'agosto 2013, nell'aprile 2015, nel luglio 2016 e l'ultima eruzione è iniziata nella primavera del 2017.

2.3.1 Importanza dell'eruzione di Taisho per la valutazione attuale del rischio

Attualmente, il piano di gestione del rischio e di evacuazione per il vulcano Sakurajima si basa principalmente sul record storico dell'eruzione di Taisho.

Alcuni giorni prima del fenomeno è iniziata l'attività sismica sull'isola. Inoltre, si sono verificate frane e sono stati segnalati cambiamenti drastici nel sistema idrologico del sottosuolo relazionati a degassazioni attorno al vulcano. Il 12 gennaio 1914, dopo 35 anni di quiescenza, iniziò l'eruzione. Essa è stata caratterizzata da una complessa sequenza di eventi e diversi tipi di attività. Infatti, si sono alternate fasi esplosive ed effusive, in cui sono stati rilasciati flussi di lava, flussi piroclastici e ceneri da diverse aperture. Dopo l'eruzione, la subsidenza si è verificata concentricamente nella parte settentrionale della baia di Kagoshima, all'interno della caldera Aira. La subsidenza ha raggiunto il valore massimo di circa 1 m e nella città di Kagoshima sono stati osservati valori di 30 - 50 cm.

Recenti studi di Hickey et al. (2016) indicano che l'inflazione attuale della caldera Aira è il risultato dell'accumulo di magma a tassi di rifornimento più veloci delle eruzioni attuali; di conseguenza, il presente sollevamento della zona ha raggiunto livelli paragonabili a quelli precedenti l'eruzione del 1914.

Per la valutazione del rischio è innanzitutto necessario tenere presente che una futura eruzione esplosiva a grande scala produrrebbe volumi di materiale piroclastico molto maggiori di quelli prodotti durante l'attività vulcaniana attuale e che durante la deposizione dei materiali il vento giocherebbe un ruolo fondamentale. L'unico collegamento stradale con la penisola di Osumi si trova sull'asse principale di dispersione dei prodotti piroclastici da parte del vento, perciò l'evacuazione attraverso barche dovrebbe essere prevista nel piano d'emergenza. Non è da sottovalutare, inoltre, la variabilità negli stili eruttivi testimoniata dalle eruzioni storiche. Infatti, ad ogni stile è associato un certo grado di rischio in base ai fenomeni generati: terremoti, tsunami vulcanogenici o indotti sismicamente, lahars, flussi di lava e flussi piroclastici. In aggiunta a ciò, nessuna delle grandi eruzioni storiche ha avuto origine dalla stessa sorgente poiché si sono formati nuovi *vents* lungo sistemi di fessure e, nel caso dell'eruzione di An-ei, fino a quattro aperture sono state

simultaneamente attive durante la fase iniziale dell'eruzione. Di conseguenza, esiste un'ampia incertezza sul numero, sulla posizione e sulla geometria dei *vents* che verranno coinvolti nella prossima eruzione. Infine, per la valutazione del rischio non può essere tralasciata la probabilità che si verifichino eruzioni sottomarine, soprattutto nella fase finale del fenomeno.

Allegato 2. Mappa del rischio vulcanico per il Sakurajima.

2.3.2 Stratigrafia dei depositi dell'eruzione di Taisho

I depositi dell'eruzione di Taisho sono stati dispersi dai venti prevalenti soprattutto nella parte orientale del vulcano e si riconoscono fino a 40 km di distanza a partire dalla posizione di emissione. I depositi sono stati suddivisi in quattro unità litostratigrafiche: T1, T2, T3 e T4 (Fig. 16). Ogni unità è formata da due o più strati che differiscono soprattutto in termini di granulometria e caratteristiche tessiture. Le unità T1, T2 e T3 sono costituite principalmente da lapilli mentre l'unità T4 è formata soprattutto da cenere.

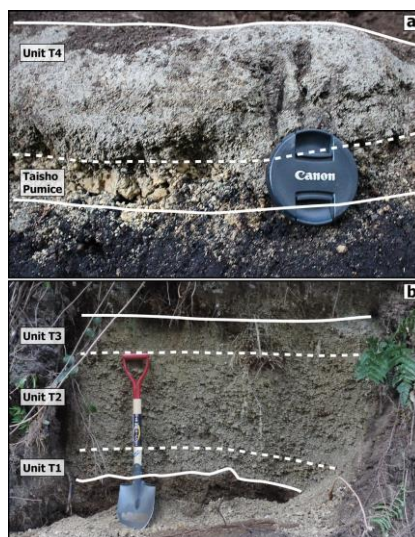


Figura 16. Stratigrafia dei depositi dell'eruzione di Taisho. Da Todde et al., 2017.

La ricostruzione dell'eruzione derivante dall'analisi stratigrafica delle diverse unità è consistente con le descrizioni e le testimonianze oculari disponibili.

L'unità T1 e la parte basale dell'unità T2 rappresentano le prime 13 ore di attività, la parte centrale dell'unità T2 testimonia il momento più intenso dell'eruzione, quando la colonna eruttiva ha raggiunto 15 km di altezza. La stima dell'altezza del *plume* è stata eseguita con il metodo di Carey e Sparks (1986), nel quale si considerano le isoplete basate sulle caratteristiche granulometriche dei grandi clasti che vengono emessi durante l'attività vulcanica. La porzione superiore dell'unità T2 e l'unità T3 possono essere ricondotte al progressivo declino dell'intensità dell'eruzione. Infine, l'unità T4 è interpretata come il risultato dell'accumulo di cenere durante l'attività poco intensa che si è sviluppata alla fine del fenomeno.

3. Metodologie

3.1 Il telerilevamento RADAR satellitare

In generale, il telerilevamento è l'insieme delle tecniche che permettono l'acquisizione di informazioni riguardanti oggetti sulla superficie terrestre o fenomeni ambientali, senza che lo strumento di acquisizione sia a contatto diretto con l'oggetto investigato.

Il telerilevamento consiste nella captazione da parte di apparecchiature di tipo ottico-meccaniche o elettriche, e nella registrazione, analogica o digitale, del segnale elettromagnetico riflesso o emesso da un oggetto o da un fenomeno. Tali segnali, provenienti dalla scena rilevata, sono quindi trasformati in un'immagine n-dimensionale, facilmente analizzabile.

I sensori per il telerilevamento possono essere attivi, se lo strumento emette l'onda elettromagnetica e ne riceve la frazione retrodiffusa dal bersaglio, o passivi se lo strumento riceve l'energia elettromagnetica diffusa naturalmente dall'oggetto osservato. I sensori sono installati su diverse tipologie di piattaforme che possono essere treppiedi, aerei o satelliti.

Questo lavoro è focalizzato sull'utilizzo di sensori RADAR, in particolare RADAR ad Apertura Sintetica (SAR) installati su piattaforma satellitare.

I RADAR (*Radio Detection And Ranging*) sono i sensori attivi più usati nel telerilevamento e il range di lunghezze d'onda in cui operano è compreso tra le microonde e le onde radio, con valori tra il millimetro e il metro (Fig. 17).

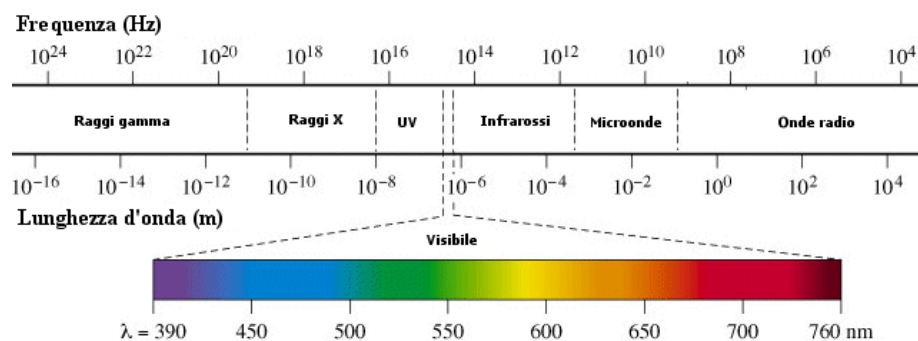


Figura 17. Spettro delle onde elettromagnetiche. buongiornoletina.it

I sensori RADAR lavorano su diverse bande, ognuna delle quali fornisce informazioni su differenti caratteristiche degli oggetti.

Le bande più utilizzate sono:

- banda X: $\lambda = 2.5 - 3.8$ cm; $f = 8 - 12$ GHz
- banda C: $\lambda = 3.8 - 7.5$ cm; $f = 4 - 8$ GHz
- banda L: $\lambda = 15 - 30$ cm; $f = 1 - 2$ GHz

Nella porzione dello spettro elettromagnetico corrispondente a queste lunghezze d'onda, ossia a frequenze comprese tra 1 e 12 GHz, la trasmissività atmosferica è vicina al 100 %. Dunque, il principale vantaggio dell'uso di dati RADAR satellitari per il monitoraggio delle deformazioni sulla superficie terrestre consiste nella possibilità di acquisire informazioni in qualsiasi momento della giornata, indipendentemente dalle condizioni meteorologiche e di luce, in presenza di nuvole, nebbia o precipitazioni, grazie al potere penetrante delle microonde. Un ulteriore vantaggio del telerilevamento RADAR è da ricercarsi nella possibilità di osservare grandi aree della superficie terrestre in breve tempo e con regolarità, in relazione al tempo di rivisitazione del satellite. Inoltre, grazie alla disponibilità di dati storici relativi all'area di interesse, è possibile ottenere informazioni pregresse, necessarie a ricostruire l'evoluzione dei fenomeni deformativi.

Gli svantaggi del telerilevamento RADAR sono legati sia al fatto che i risultati dovrebbero essere validati con misure puntuali di campagna, sia alle condizioni di acquisizione che influenzano la qualità del dato.

I satelliti spaziali dedicati al telerilevamento, ottico o RADAR, orbitano intorno alla Terra ad una distanza compresa tra 200 km e 36000 km a seconda del tipo di orbita che percorrono (polare, quasi-polare o equatoriale) e la loro capacità di monitoraggio è correlata ai parametri orbitali del satellite, quali altezza ed inclinazione.

I satelliti utilizzati per scopi meteorologici seguono solitamente orbite geosincrone posizionate sul piano equatoriale e aventi una forma all'incirca circolare. La velocità orbitale coincide con quella terrestre, pertanto il periodo orbitale dura 24 ore. Questi satelliti viaggiano ad un'altezza di 36000 km dalla superficie terrestre e i dati acquisiti sono caratterizzati da bassa risoluzione spaziale.

I satelliti comunemente usati per il telerilevamento seguono orbite ellittiche inclinate di circa 90° rispetto all'equatore; possono avere orbite polari se passano esattamente sopra i poli, o quasi-polari se esse si discostano leggermente dai poli. Tali satelliti viaggiano ad un'altezza dalla superficie terrestre compresa tra 600 e 800 km. Essendo posti a una quota minore rispetto ai satelliti geostazionari, devono avere una maggiore velocità per non essere attratti dalla gravità terrestre. Generalmente l'orbita di questi satelliti è eliosincrona in quanto viene stabilita con lo scopo che il satellite transiti sopra la stessa area alla medesima ora del giorno, in modo che le condizioni di illuminazione della superficie terrestre siano invariate. Questi satelliti 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 (Fig. 18).

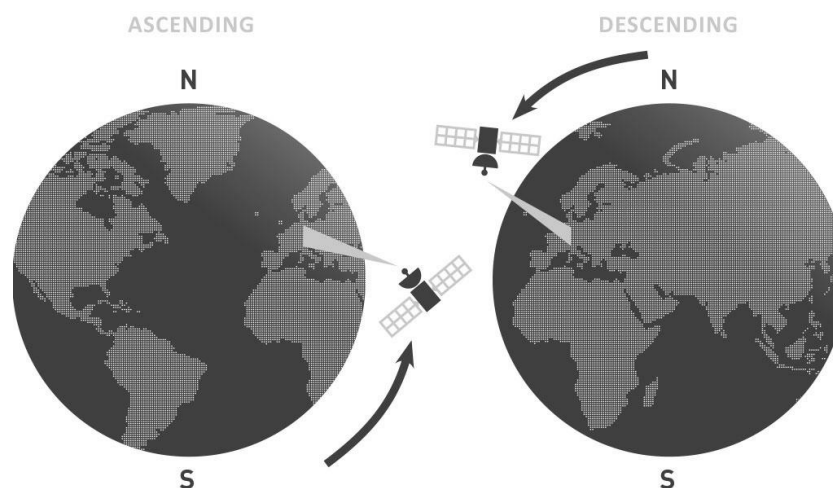


Figura 18. Orbita ascendente (a sinistra) e orbita discendente (a destra).
tre-altamira.com

Un dispositivo RADAR è costituito da un trasmettitore, un ricevitore, un'antenna e un registratore. Il trasmettitore genera un'onda elettromagnetica con forma diversa in base al tipo di monitoraggio a cui è destinato il satellite su cui è montato il dispositivo. Le onde emesse dal trasmettitore hanno una specifica durata t e sono caratterizzate da lunghezza d'onda e larghezza di banda definite. Il tempo che intercorre tra due impulsi successivi è chiamato *Pulse Repetition Frequency* (PRF).

L'antenna consente sia di trasmettere il segnale che viene propagato nello spazio, sia di raccogliere l'energia dell'eco prodotto dai bersagli colpiti. Il ricevitore filtra e amplifica i segnali deboli o rumorosi in modo da poter estrapolare le informazioni relative al *target* investigato. Il registratore permette di immagazzinare e memorizzare i dati ottenuti.

I dispositivi RADAR consentono quindi di individuare un bersaglio e valutare la distanza di questo dal sensore, considerando il ritardo temporale tra la trasmissione e la ricezione del segnale. Un RADAR monostatico è costituito da una sola antenna che si comporta sia da trasmettitore che da ricevitore. Un RADAR bi-statico comprende due antenne, una delle quali funge da trasmettitore, l'altra da ricevitore. La possibilità di un dispositivo di individuare un bersaglio dipende dalla potenza del segnale riflesso dal *target*. Nel caso di RADAR monostatico la quantità di potenza che torna all'antenna è data dall'equazione:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma$$

dove 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, λ è la lunghezza d'onda del segnale elettromagnetico trasmesso e σ è il coefficiente di *backscattering*, ossia la riflettività per unità di superficie della scena. Quest'ultimo parametro influenza la quantità di energia retro-diffusa dai bersagli e dipende da molti parametri, sia legati alle caratteristiche costruttive dei sistemi RADAR (frequenza, polarizzazione, geometria di acquisizione), sia alle caratteristiche dell'oggetto investigato (rugosità, contenuto di umidità e proprietà elettriche del *target*). La diffusione del segnale incidente è relazionata alla rugosità della superficie o agli oggetti presenti in essa. Si riconoscono diversi tipi di diffusione in base alle dimensioni degli oggetti o alle caratteristiche dell'area colpita (Fig. 19). Una superficie è considerata liscia se le dimensioni degli oggetti sono minori della lunghezza d'onda del segnale RADAR. Essa genera una riflessione speculare dell'onda incidente e la quantità di energia che torna al ricevitore è molto piccola, pertanto, in corrispondenza di quella porzione di superficie e per quella determinata lunghezza d'onda, l'immagine risulta nera.

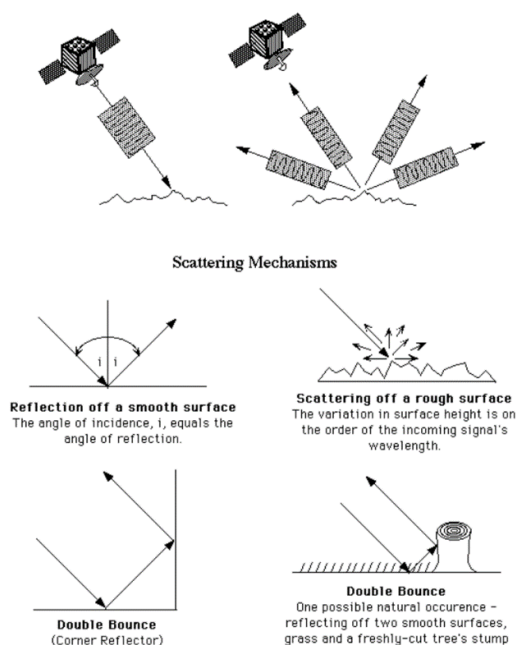


Figura 19. Meccanismi di riflessione dell'energia incidente in relazione alla rugosità del terreno, alla presenza di edifici o di specchi d'acqua. planetary.org

In presenza di vegetazione arbustiva le diverse lunghezze d'onda nel campo delle microonde generano delle retrodiffusioni molto diverse tra loro, poiché la capacità di penetrare la flora è molto variabile, in funzione anche della densità di quest'ultima. Il segnale retro-diffuso può essere causato da una riflessione dovuta alla parte superficiale degli arbusti, ad una riflessione multipla e volumetrica all'interno del fogliame o a una riflessione al suolo. Segnali con frequenze maggiori (banda X) sono meno penetranti e si riflettono principalmente sulla superficie della vegetazione arbustiva, mentre quelli con frequenze più basse (banda C e banda L) penetrano più facilmente (Fig. 20).

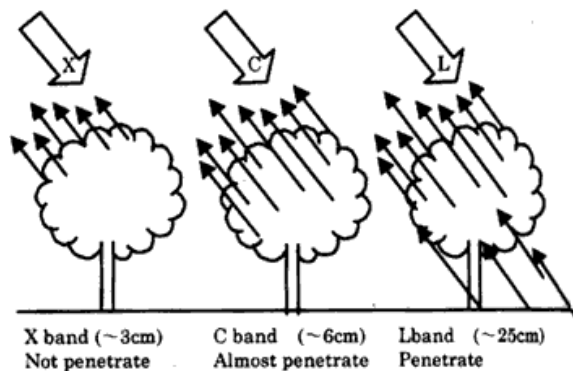


Figura 20. Lunghezza d'onda del segnale e propensione a penetrare la vegetazione. geospatialworld.net

In presenza di una superficie rugosa l'energia viene ri-diffusa in tutte le direzioni e una porzione significativa di energia ritorna al ricevitore, perciò l'immagine che si ottiene appare più luminosa.

In presenza di superfici tra loro perpendicolari si può avere un aumento dell'energia che torna al ricevitore in conseguenza ai rimbalzi multipli che compie il segnale. La riflessione angolare (*double-bounce* o *multi-bounce*) è un effetto tipico nelle aree urbane dove le superfici appaiono particolarmente luminose.

La presenza di acqua nel suolo ($\epsilon \sim 80$) implica un aumento della costante dielettrica in esso, impedendo la rifrazione del segnale e favorendo la riflessione. Dunque, superfici rugose e con alto contenuto d'acqua si presentano più luminose.

Il sensore RADAR montato sul satellite segue la traiettoria orbitale della piattaforma. La direzione corrispondente alla traiettoria di volo è detta *azimuth* o *along-track*, mentre la sua traccia a terra è definita *nadir line* o *ground track*. La direzione a terra perpendicolare alla traiettoria di volo è chiamata *ground range*. La distanza tra il sensore e l'oggetto a terra è detta *slant range* o distanza in portata, mentre la proiezione a terra di tale distanza è chiamata *across-track*. L'acquisizione RADAR più vicina alla *nadir line* è definita *near range* o distanza corta, mentre la massima distanza di acquisizione dal nadir è detta *far range* o distanza lunga. L'angolo compreso tra la verticale e la direzione del raggio incidente è chiamato angolo di incidenza o *off-nadir* (Fig. 21).

Bisogna tener presente che l'angolo di incidenza del sensore è diverso dagli angoli di incidenza locali che cambiano a seconda dell'inclinazione del terreno e vengono calcolati considerando la normale alla superficie.

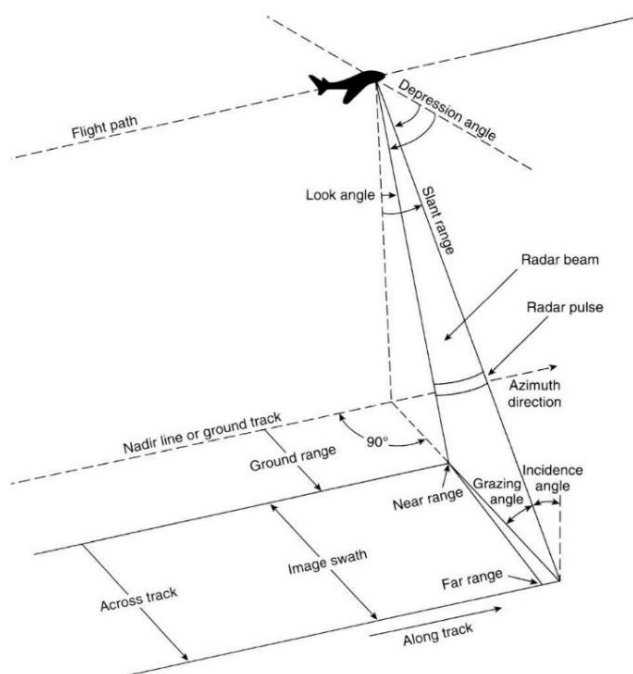


Figura 21. Geometria di acquisizione del sistema RADAR.
what-when-how.com

I sensori RADAR riescono a definire la distanza di un oggetto in relazione al tempo di ritorno del segnale e la geometria di acquisizione è di tipo laterale (*side-looking*). Infatti, un RADAR ad acquisizione nadirale non sarebbe in grado di distinguere due bersagli posti ad uguale distanza dal satellite ma localizzati uno a destra e uno a sinistra del nadir, in quanto un singolo fronte d'onda incidente illuminerebbe entrambi i punti nello stesso momento e i ritorni retro-diffusi da ambedue i punti arriverebbero contemporaneamente al sensore. Si creerebbe così un'ambiguità tra tutti i punti simmetrici a destra e sinistra rispetto al nadir.

La risoluzione spaziale del dato RADAR satellitare è la minima dimensione che il sensore rileva distintamente ed è relazionata alla geometria dell'antenna utilizzata: al crescere delle dimensioni di questa aumenta la risoluzione spaziale (Fig. 22).

La risoluzione spaziale in *range* è valutata lungo la direzione del fascio RADAR, ossia in *slant range*. Considerando c la velocità della luce nel vuoto (3×10^8 m/s) e t la durata dell'impulso trasmesso, la risoluzione spaziale in *range* è data da:

$$r_{ss} = \frac{c t}{2}$$

La proiezione di r_{ss} in *ground range* è ricavata in funzione dell'angolo di incidenza del fascio RADAR (θ).

$$r_{sg} = \frac{c t}{2 \sin\theta}$$

La risoluzione spaziale in azimuth corrisponde alla minima distanza a cui devono trovarsi due oggetti, lungo la direzione di volo del satellite, affinché appaiano separati. Considerando β l'apertura del fascio RADAR e R_0 la distanza tra il satellite e la superficie, la risoluzione spaziale in azimuth è data da:

$$r_{sa} = \beta R_0 \quad \text{dove} \quad \beta = \frac{\lambda}{L} \quad \text{e} \quad R_0 = \frac{h}{\cos\theta}$$

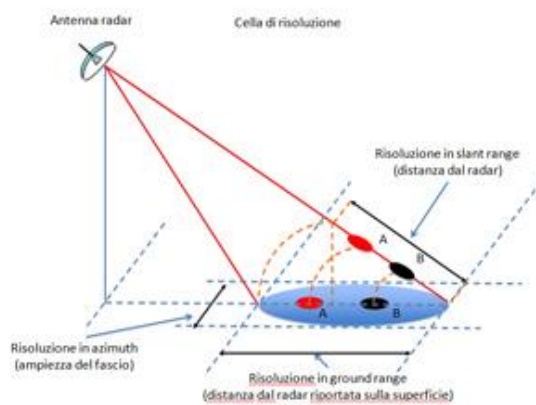


Figura 22. Risoluzione spaziale in azimuth, in slant range e in ground range. pcn.minambiente.it

Dunque, la risoluzione spaziale in azimuth per un sensore *Real Aperture RADAR* (RAR) montato su piattaforma satellitare, è direttamente proporzionale alla quota (h) e inversamente proporzionale alla lunghezza dell'antenna (L). Per ottenere una risoluzione spaziale accettabile, dell'ordine dei metri, è necessaria un'antenna lunga almeno un chilometro, non gestibile a bordo dei satelliti.

Questa grande limitazione è stata superata grazie alla tecnica SAR (*Synthetic Aperture RADAR*), di cui si parlerà in modo dettagliato nel paragrafo 3.2.

La modalità di acquisizione in *slant range*, non perpendicolare al suolo, provoca delle distorsioni geometriche se la topografia non è trascurabile.

Le deformazioni che si possono verificare sono: *foreshortening*, *layover* e *shadowing* (Fig. 23).

Il *foreshortening* è una distorsione prospettica che nelle immagini è individuabile attraverso un aumento della luminosità in corrispondenza dei rilievi, in quanto il ritorno del segnale di più punti viene compresso in pochi pixel. L'effetto è massimo quando la pendenza del terreno è perpendicolare alla congiungente sensore - bersaglio.

Il *layover* è il caso estremo del *foreshortening* perciò, anche in questo caso, le zone affette da scavalcamento appaiono molto luminose. L'effetto si verifica quando il segnale RADAR raggiunge la cima di un rilievo prima della sua base, ossia quando il terreno ha una pendenza superiore rispetto all'angolo di incidenza del segnale.

Lo *shadowing* è l'effetto che si verifica quando il fascio RADAR non riesce ad illuminare i versanti delle montagne orientati in direzione opposta al sensore. Queste aree nell'immagine appaiono nere in quanto non viene rilevato nessun contributo energetico retro-diffuso da esse.

L'effetto di *foreshortening* può essere corretto con l'utilizzo di un modello digitale del terreno (DEM), mentre gli altri due effetti possono essere solamente individuati ma non corretti.

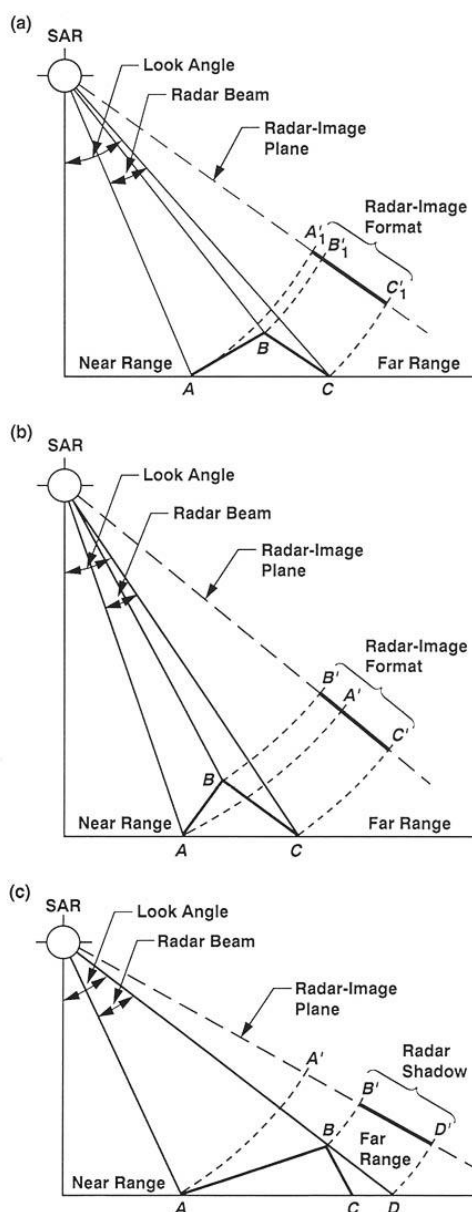


Figura 23. Distorsioni geometriche nelle immagini RADAR. *Foreshortening* (a), *layover* (b), *shadowing* (c). history.nasa.gov

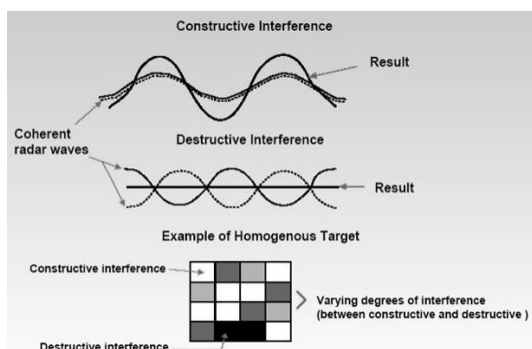


Figura 24. Interferenza costruttiva e distruttiva tra onde. slideplayer.com/slide/5932624

Le distorsioni geometriche sono relate a quelle radiometriche che influenzano la quantità di energia retro-diffusa che giunge al sensore (Fig. 24).

Infatti, l'energia di ritorno da un pendio soggetto a *foreshortening* viene immagazzinata in un'area minore della reale, trovandosi compressa in un numero di

pixel inferiore a quello atteso per una geometria in *ground range*.

Un fenomeno che provoca l'amplificazione o lo smorzamento del segnale di ritorno è lo *speckle*: una forma di rumore che degrada la qualità dell'immagine. Esso è prodotto dall'interferenza costruttiva o distruttiva delle onde elettromagnetiche che sono retro-diffuse a partire da bersagli diversi e che ricadono entro lo stesso pixel, provocando una *texture* tipo sale e pepe data da punti chiari e scuri distribuiti casualmente nell'immagine. Lo *speckle* può essere ridotto, a spese della risoluzione spaziale, ad esempio filtrando l'immagine.

Una delle proprietà fondamentali delle onde elettromagnetiche è la polarizzazione, ossia la direzione lungo la quale oscilla il campo elettrico durante la propagazione dell'onda. Per definire la direzione di polarizzazione si utilizza la lettera H (*horizontal*) per la polarizzazione orizzontale e V per quella verticale (*vertical*).

Quando le polarizzazioni del segnale trasmesso e ricevuto sono uguali (HH e VV) si parla di co-polarizzazioni, mentre HV e VH sono polarizzazioni incrociate, ossia segnali di trasmissione e ricezione ortogonali tra loro. Queste ultime provocano una dispersione multipla del segnale retro-diffuso dal bersaglio, che risulta quindi più debole se paragonato ai segnali co-polarizzati. Per questo motivo, generalmente, i satelliti montano RADAR con polarizzazioni HH e VV.

A seconda della polarizzazione dell'onda RADAR trasmessa e ricevuta, la radiazione interagisce in modo diverso con il bersaglio in relazione alle diverse modalità di retrodiffusione. Dunque, utilizzando immagini RADAR acquisite con differenti polarizzazioni si possono avere informazioni diverse e complementari sui bersagli indagati.

3.2 Il telerilevamento con RADAR ad Apertura Sintetica (SAR)

Come detto nel capitolo 3.1, per aumentare la risoluzione spaziale in azimuth bisognerebbe aumentare le dimensioni dell'antenna RADAR, ma questa sarebbe difficilmente gestibile a bordo di un satellite. Inoltre, se per aumentare la risoluzione spaziale si accorciasse la lunghezza d'onda del segnale, diminuirebbe la capacità di penetrazione delle nuvole e si perderebbe uno dei principali vantaggi del RADAR. Per superare questa limitazione è stato sviluppato il concetto di antenna RADAR ad Apertura Sintetica o 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 esso ricade all'interno dell'ampiezza del fascio. Durante il moto della piattaforma l'antenna reale registra, in diversi istanti temporali, gli echi provenienti dallo stesso oggetto in modo da ricostruire l'eco che verrebbe registrato da un'antenna sintetica (L_s), molto più lunga dell'antenna reale (D). Pertanto, considerando un satellite in moto orbitale lungo la direzione azimuthale con velocità v , dotato di un'antenna reale di lunghezza pari a D , è possibile definire la lunghezza dell'antenna sintetica, L_s , considerando l'intervallo temporale in cui gli impulsi, provenienti dalle diverse posizioni del sensore lungo l'orbita del satellite, colpiscono uno stesso bersaglio a terra (Fig. 25).

Nell'intervallo temporale $T = t_1 - t_0$ il satellite percorrerà una distanza:

$$L_s = v T = \frac{h \lambda}{D} \quad \text{dove } \frac{\lambda}{D} = \beta_s \text{ è l'apertura del SAR.}$$

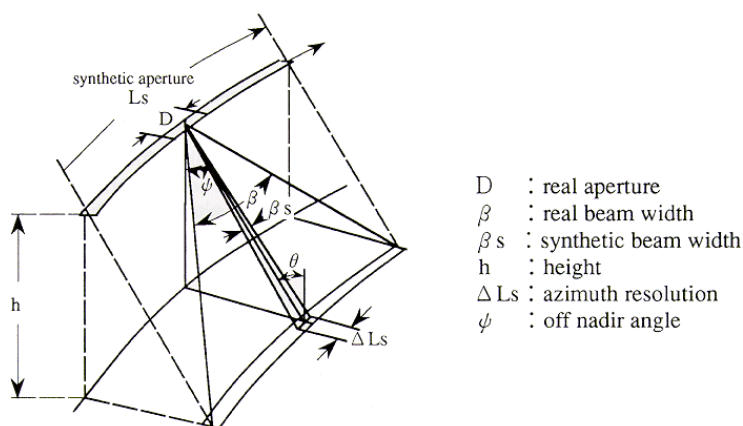


Figura 25. Relazione esistente tra RADAR ad apertura reale e RADAR ad apertura sintetica. Da SAR-Guidebook, Sarnap S.A.

La risoluzione dei dati SAR lungo l'azimuth sarà:

$$r_{az} = \frac{h \lambda}{2 L_s}$$

e, sostituendo nella formula precedente L_s , si ottiene:

$$r_{az} = \frac{h \lambda}{2 \frac{\lambda}{D} h} = \frac{D}{2}$$

Quindi, la risoluzione a terra nella direzione dell'azimuth è uguale alla metà della dimensione reale dell'antenna ed è indipendente dalla quota di volo del satellite.

La risoluzione lungo la direzione del *range* è stata definita precedentemente 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 questo valore, non potendo intervenire sulla velocità di propagazione del segnale, occorre minimizzare la durata dell'impulso. Per ottenere una risoluzione lungo il *range* di qualche metro, l'impulso dovrebbe avere una durata dell'ordine di 10^{-7} - 10^{-8} secondi, ma l'energia necessaria a trasmettere il segnale sarebbe troppo elevata, provocando un peggioramento del rapporto segnale - rumore e della risoluzione radiometrica.

Un'alternativa consiste nella trasmissione di un segnale *chirp* in cui la frequenza varia linearmente nel tempo (Fig. 26). La sovrapposizione dei ritorni può essere risolta separando i vari segnali in base alla diversa frequenza e attribuendoli al loro *ground target* originale. In questo caso, se si considera c la velocità della luce e b la banda del segnale, la risoluzione in *ground range* del segnale diventa:

$$r_{rg} = \frac{c}{2 b}$$

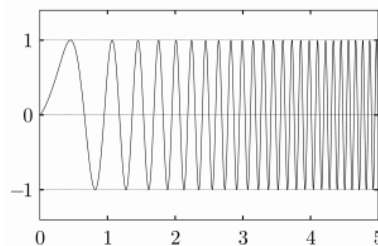


Figura 26. Segnale chirp. Wikipedia.org

3.3 Interferometria satellitare SAR (InSAR)

L'Interferometria SAR (InSAR) consiste nello studio della differenza di fase tra due immagini SAR, ottenute registrando i segnali retro-diffusi dalla stessa scena osservata da punti di vista diversi (Fig. 27). I due dati che si utilizzano in tale tecnica sono chiamati *master* e *slave*. Solitamente, l'immagine *master* viene acquisita temporalmente prima e la si assume come riferimento. Dal confronto di quest'ultima con l'immagine *slave* si ottiene un'interferogramma, ovvero una mappa che riproduce la differenza di fase tra le due acquisizioni SAR (Fig. 28). I due principali utilizzi dell'Interferometria SAR sono riferiti allo studio degli spostamenti di un *target* o di un'area più o meno estesa oppure alla creazione di modelli digitali di elevazione del terreno (DEM).

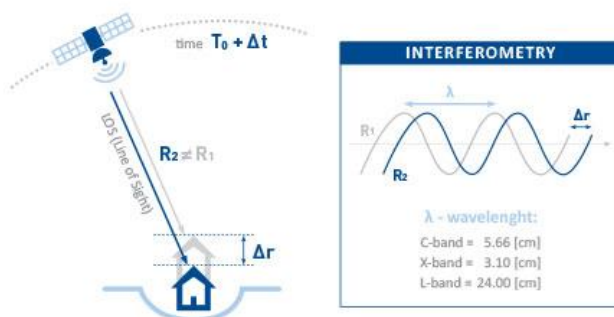


Figura 27. Interferometria SAR. tre-altamira.com

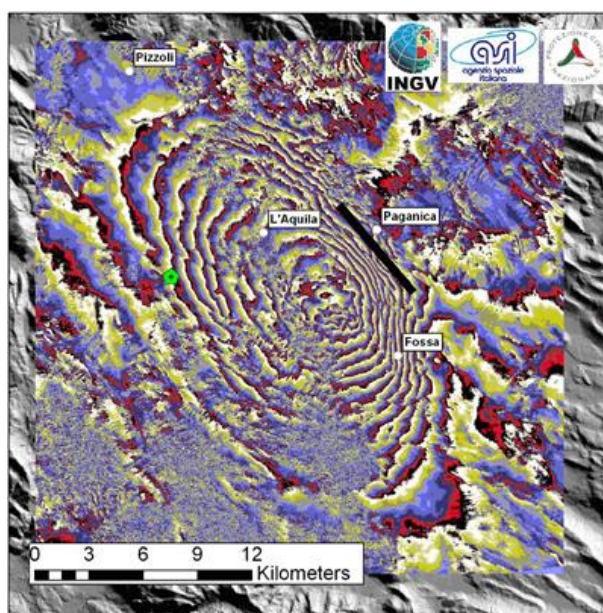


Figura 28. Interferogramma ottenuto in seguito alla deformazione del suolo causata dal terremoto avvenuto in Abruzzo il 6 aprile 2009. asi.it

3.3.1 La geometria di acquisizione del SAR e la fase interferometrica

L'acquisizione delle immagini SAR per la generazione di interferogrammi può avvenire attraverso due modalità: *single pass* o *dual pass*. Nel primo caso le acquisizioni avvengono contemporaneamente grazie alla presenza di due antenne, montate sulla stessa piattaforma, che guardano simultaneamente la medesima area.

Nel secondo caso le due immagini sono acquisite in istanti temporali diversi, in seguito alla rivisitazione di un satellite al di sopra della stessa area in due momenti differenti. Il tempo di rivisitazione dipende dalla piattaforma su cui il sensore è montato e la distanza tra le due orbite di acquisizione varia da alcuni metri fino ad un centinaio di metri.

Considerando la modalità di acquisizione *dual pass*, la baseline (B) è la distanza tra le due antenne al momento del rilievo. La *baseline* normale (Bn) è la distanza tra la posizione del satellite durante la prima acquisizione e la *line of sight* (LOS) dello stesso durante la seconda acquisizione (Fig. 29). La *baseline* temporale, valutata in giorni, è l'intervallo temporale che intercorre tra le due acquisizioni.

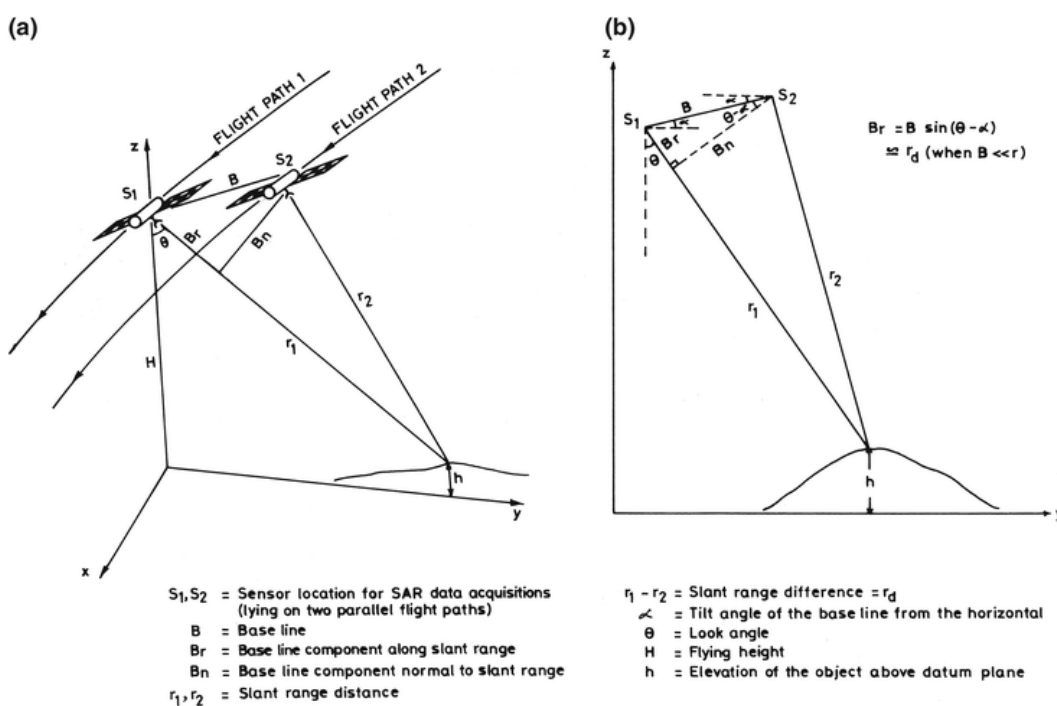


Figura 29. Geometria di acquisizione del SAR. Gupta R.P. (2018) SAR Interferometry. In: Remote Sensing Geology. Springer, Berlin, Heidelberg.

La differenza di fase interferometrica tra le due osservazioni successive dipende dalla differenza di percorso Δr ed è proporzionale al rapporto tra un ciclo di fase in radianti (2π) e la lunghezza d'onda (λ). Δr risulta essere $2r$ se si considera il percorso di andata e ritorno del segnale.

$$\Delta\varphi = \frac{2\pi \Delta r}{\lambda} = \frac{4\pi r}{\lambda}$$

A causa della natura periodica del segnale sinusoidale, valori di Δr che differiscono tra loro di un multiplo intero della lunghezza d'onda provocano un'analogia differenza di fase e non sono distinguibili tra loro.

Considerando la massima differenza di fase (2π) si ottiene:

$$r = \frac{\Delta\varphi \lambda}{4\pi} = \frac{2\pi \lambda}{4\pi} = \frac{\lambda}{2}$$

Quindi una frangia interferometrica equivale ad uno spostamento del *target* pari a metà della lunghezza d'onda del segnale utilizzato per la registrazione delle deformazioni.

La fase interferometrica è la somma di diversi contributi:

$$\Phi_{\text{int}} = \Phi_{\text{geom}} + \Phi_{\text{topo}} + \Phi_{\text{displ}} + \Phi_{\text{atm}} + \Phi_{\text{err}}$$

dove Φ_{geom} è il contributo dovuto alla differente geometria di acquisizione, Φ_{topo} contiene l'informazione topografica, Φ_{displ} è l'apporto dovuto all'eventuale movimento intercorso tra le due acquisizioni, Φ_{atm} è legata ai cambiamenti atmosferici tra le due registrazioni. Infatti, anche se solitamente si dichiara che le microonde non risentono della copertura nuvolosa e degli 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 l'accuratezza della fase interferometrica. I fattori che possono influire sulla propagazione dell'onda elettromagnetica, perturbando il segnale, sono l'umidità, la temperatura, la composizione e la pressione dell'aria. Infine, Φ_{err} è il contributo dovuto alle distorsioni radiometriche, ad errori di srotolamento della fase o ad errori orbitali.

La coerenza interferometrica è una misura del grado di omogeneità dell'area osservata nel tempo intercorso tra le due acquisizioni. Il valore di coerenza è compreso tra 0 e 1, dove 0 indica la minima coerenza mentre 1 rappresenta la massima correlazione tra le caratteristiche di riflettività del segnale durante le due registrazioni. La coerenza è quindi influenzata dalla decorrelazione spaziale e temporale tra le due immagini. La decorrelazione geometrica o spaziale è legata alla diversa geometria di acquisizione durante le due riprese della stessa scena. All'aumentare della *baseline*, aumenta la decorrelazione spaziale in quanto varia la risposta elettromagnetica dell'area investigata. Generalmente si definisce una *baseline* critica oltre la quale si ha una perdita significativa di informazioni:

$$Bc = \frac{\lambda r}{2 r_g \cos^2 \theta}$$

dove r è la distanza sensore - bersaglio in *slant range* e r_g è la risoluzione in *ground range*. La decorrelazione temporale è causata dalla variazione nel tempo della risposta elettromagnetica della superficie investigata. Fenomeni atmosferici, modificazioni antropogeniche o naturali, come semplicemente la crescita di una folta vegetazione, possono provocare una significativa perdita di coerenza.

3.3.2 Trattamento preliminare dei dati SAR

Dopo l'acquisizione dei dati SAR bisogna eseguire alcune procedure per poterli utilizzare nelle analisi complesse. I passaggi da eseguire sono: la focalizzazione del dato, il *multilooking* ed il filtraggio dello *speckle*. Spesso gli ultimi due procedimenti sono effettuati all'interno di specifici algoritmi di analisi del dato, mentre preliminarmente è necessario eseguire sempre la focalizzazione.

Nei dati grezzi l'energia del segnale di ritorno proveniente da un *target* puntuale, si trova dispersa nei pixel dell'immagine sia in direzione *range* che azimuth. Lo scopo del *focusing* è ricondurre l'energia dispersa all'interno del pixel associato al diffusore d'origine a terra. Le immagini focalizzate hanno un'estensione *.slc* (*Single Look Complex*) e in esse le risoluzioni in *range* e in azimuth sono diverse. Lo scopo

del *multilooking* è riportare l'immagine ad una geometria confrontabile con la realtà a terra, quindi creare una risoluzione in *ground range* con pixel quadrati.

Le immagini ottenute in seguito al processo di *multilooking* hanno un'estensione .pwr (*Power*). Questo processo comporta un primo filtraggio del rumore distribuito casualmente poiché la risoluzione lungo il *range* e l'azimuth viene mediata. Un altro modo per ridurre lo *speckle* è applicare dei filtri spaziali all'immagine.

3.3.3 Gli step del processamento interferometrico

Le figure presenti in questo capitolo, relative ai vari passaggi del processamento interferometrico, sono state ottenute attraverso il software Sarscape processando i dati a nostra disposizione e acquisiti in modalità discendente durante la missione COSMO-SkyMed.

Interferogram Generation

La differenza tra la distanza di un punto sulla Terra e la posizione del sensore durante le due acquisizioni può essere misurata con la differenza di fase tra due immagini SAR coregistrate, quindi rese perfettamente sovrapponibili attraverso la registrazione spaziale e, se esistono differenze nella dimensione dei pixel delle immagini, il ricampionamento.

L'interferogramma è generato moltiplicando l'immagine *master* con il complesso coniugato della *slave*.

$$\text{Phase } (\Phi) = \arctan \frac{\text{Imag}(I)}{\text{Real}(I)}$$

dove $\text{Imag}(I)$ e $\text{Real}(I)$ sono rispettivamente la parte immaginaria e reale dell'interferogramma. La differenza di fase così ottenuta è costituita da tutti i contributi legati alla geometria di acquisizione, alla topografia, all'atmosfera e ad eventuali spostamenti del terreno. Successivamente, il contributo della topografia presente nella fase dell'interferogramma viene rimosso attraverso l'utilizzo di un modello digitale di elevazione del terreno (DEM). Esso permette di valutare, partendo dalle quote altimetriche, un valore di fase da sottrarre all'interferogramma, pixel per pixel.

Maggiore è la risoluzione del *Digital Elevation Model* e migliore sarà la rimozione topografica. L'output finale di questo step (*flattening*) è un interferogramma “spianato”.

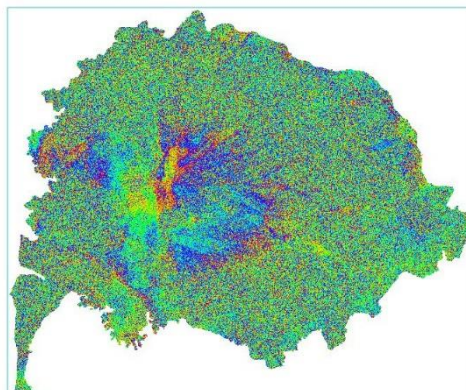


Figura 30. Output dell'Interferogram Generation:
_dint

Adaptive Filter and Coherence Generation

Questo step permette di ridurre il rumore della fase dell'interferogramma.

È possibile scegliere tra 3 metodi di filtraggio: *Adaptive*, *Boxcar* e *Goldstein*.

- *Adaptive*: i valori di coerenza sono usati per determinare la dimensione della finestra di filtraggio. Lo scopo del processo è quello di preservare le più piccole frange interferometriche.
- *Boxcar*: la frequenza delle frange locali è usata per ottimizzare il filtro passa banda. Anche in questo caso, il processo vuole preservare le più piccole frange interferometriche.
- *Goldstein*: la larghezza variabile del filtro, derivata direttamente dallo spettro di ampiezza delle frange, spiana in modo selettivo le frequenze rumorose e le frequenze caratterizzate da segnale. Per ottimizzare le prestazioni si può agire sul parametro *alpha* che rappresenta la potenza del filtro.

Un'accurata scelta dei parametri di filtraggio può portare ad aumentare l'estensione spaziale del risultato, soprattutto in aree caratterizzate da bassa coerenza. La coerenza o correlazione interferometrica è un indicatore della qualità della misura, varia tra 0 e 1 ed è in funzione della decorrelazione spaziale e di quella temporale tra le acquisizioni della *master* e della *slave*.

Zone molto coerenti hanno valori prossimi a 1 e sono associate a pixel più chiari rispetto alle aree incoerenti.

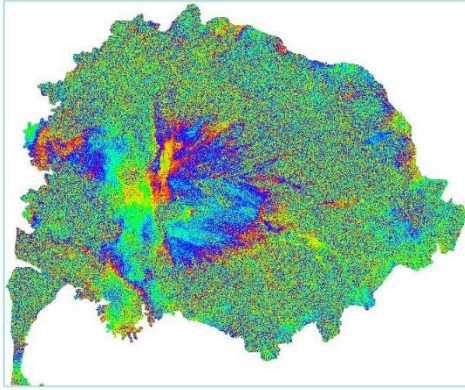


Figura 31. Output del Filtering and Coherence Generation: `_fint`

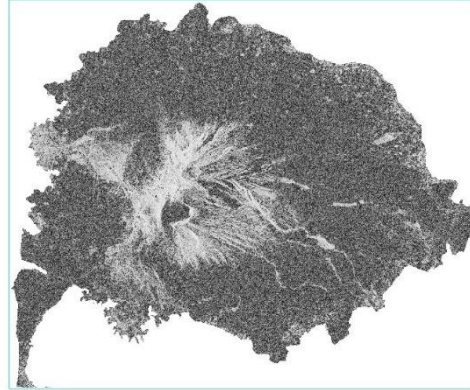


Figura 32. Output del Filtering and Coherence Generation: `_cc`

Phase Unwrapping

La fase dell'interferogramma è rappresentata tramite una serie di frange, ciascuna delle quali corrisponde ad un ciclo completo di 2π , che può variare tra $-\pi$ e π . A causa della natura periodica del segnale sinusoidale, valori di Δr che differiscono tra loro di un multiplo intero della lunghezza d'onda provocano la stessa differenza di fase e non risultano distinguibili tra loro. Il *phase unwrapping*, o srotolamento della fase, è il processo che risolve questa ambiguità restituendo un valore di fase univoco e assoluto ed esplicitando il coefficiente moltiplicativo di 2π .

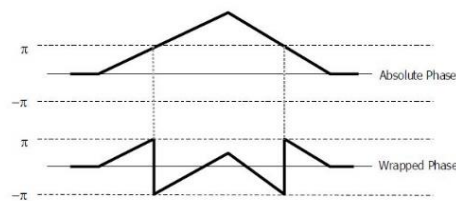


Figura 33. Fase arrotolata (in basso) e fase srotolata (in alto). SAR-Guidebook. Sarmap S.A.

Quando esistono molte aree a bassa coerenza è consigliato usare gli algoritmi *Minimum Cost Flow* o *Delaunay MCF* piuttosto del *Region Growing*. Per il primo si considera una griglia quadrata su tutti i pixel dell'immagine, mentre il secondo si avvale di una griglia triangolare solo in alcuni pixel. In quest'ultimo caso solo i punti con buona coerenza sono srotolati.

Due parametri sono da tenere in considerazione in quanto particolarmente importanti: l'*unwrapping decomposition level* e l'*unwrapping coherence threshold*.

- *Unwrapping decomposition level*: il processo è solitamente eseguito con il campionamento del pixel originale o con il minimo livello di decomposizione, ossia 1. L'aumento del livello di decomposizione serve per ridurre gli errori di *unwrap* (ad esempio in caso di bassa coerenza areale) e riduce il tempo di processamento. L'interferogramma è srotolato ad una risoluzione più bassa e poi ricostruito alla risoluzione originaria. Bisogna considerare che, aumentando il livello di decomposizione, le frange interferometriche più piccole vengono perse; solitamente il valore massimo imponibile è 3.
- *Unwrapping coherence threshold*: i pixel con valori di coerenza minori della soglia imposta non vengono srotolati.

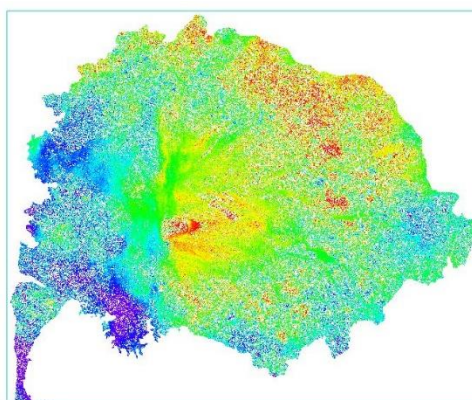


Figura 34. Output del Phase Unwrapping: *_upha*

Refinement and Reflattening

Questo step è cruciale per la corretta trasformazione della fase srotolata nell'informazione finale di altezza o spostamento. Permette di correggere le inesattezze delle orbite, di calcolare i valori assoluti della fase e di rimuovere possibili rampe residue. Per eseguire questo step è necessario creare un file contenente dei punti di controllo a terra, detti *Ground Control Points*. Questi devono essere punti fermi o dei quali si conosce il valore del loro spostamento (es. GPS) se si vuole ottenere una mappa di spostamenti; se invece si aspira ad ottenere informazioni sulle quote, bisogna considerare punti ad altezza nota. In generale, è 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 influenzare il risultato.

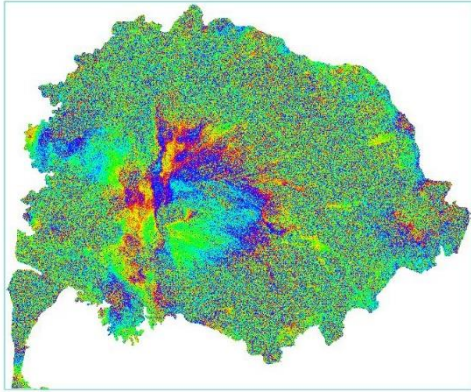


Figura 35. Output del Refinement and Reflattening: `_reflat_fint`

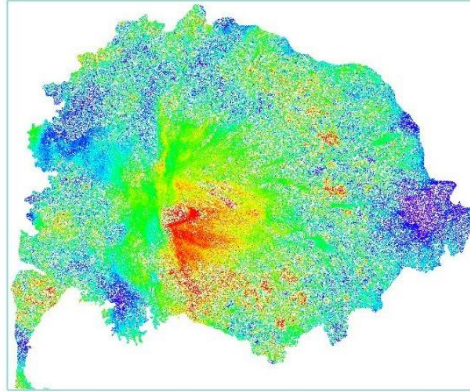


Figura 36. Output del Refinement and Reflattening: `_reflat_upha`

Phase to Displacement (or Height) Conversion and Geocoding

I valori della fase, una volta che essa è stata calibrata e srotolata, sono convertiti e geocodificati per produrre una mappa di spostamenti o di altezze in base all'analisi che si esegue. Dunque, partendo dalla fase assoluta ottenuta, viene determinato il valore del vettore Δr che rappresenta la differenza di percorso tra i vettori in *slant range* lungo i quali viaggia l'impulso elettromagnetico. Questa informazione è tradotta in una quota o in una velocità di spostamento tenendo presente che ogni ciclo 2π , quindi ogni frangia, corrisponde a mezza lunghezza d'onda di spostamento lungo la direzione di vista del satellite. La georeferenziazione è un'operazione che permette di convertire le coordinate in *slant range* delle immagini SAR, in coordinate riferite ad un sistema cartografico, ad esempio UTM o WGS84.

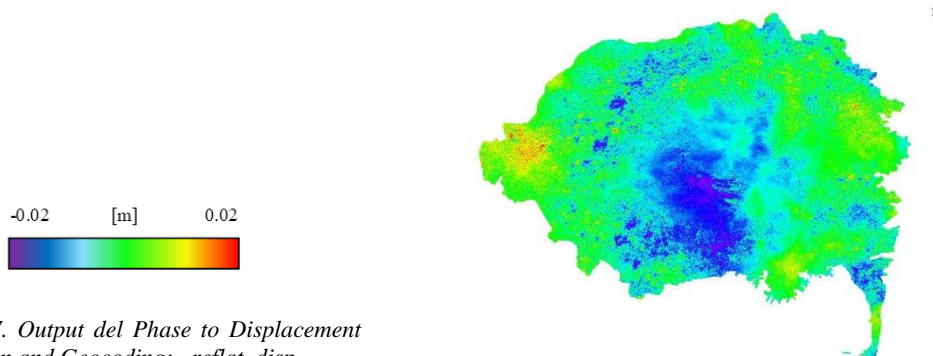


Figura 37. Output del Phase to Displacement Conversion and Geocoding: `_reflat_disp`

3.4 Interferometria Differenziale (DInSAR)

Le tecniche di Interferometria Differenziale (DInSAR, *Differential Interferometric Synthetic Aperture RADAR*) utilizzano una serie multi-temporale di immagini SAR (*stack*) per la descrizione dell'evoluzione temporale delle deformazioni. Le due principali tecniche sono note come *Persistent Scatterers* (PS) e *Small Baseline Subset* (SBAS). La prima è un approccio sviluppato dal Politecnico di Milano (Ferretti et al., 2000). Tramite questa metodologia si investigano gli spostamenti di bersagli che mantengono inalterata la firma elettromagnetica in tutte le immagini al variare della geometria di acquisizione e delle condizioni climatiche. Della tecnica SBAS, sviluppata da Berardino et al. nel 2002, si parlerà in modo più approfondito nel capitolo 3.4.2 in quanto è la metodologia che è stata sfruttata per l'analisi interferometrica dei dataset a nostra disposizione.

Avvalendosi di queste tecniche, che combinano assieme le informazioni provenienti da molte acquisizioni SAR relative alla stessa area ripresa dal medesimo sensore, è possibile descrivere temporalmente l'evoluzione degli spostamenti con un'accuratezza dell'ordine dei millimetri all'anno. Inoltre, l'utilizzo delle tecniche DInSAR permette di stimare e ridurre il contributo dell'atmosfera dai singoli interferogrammi differenziali, avvalendosi anche dell'utilizzo di filtri spaziali e temporali che limitano la presenza di fenomeni di decorrelazione.

Quando si studiano aree vulcaniche bisogna tener conto che la precisione delle mappe di deformazione derivate dall'Interferometria Differenziale SAR è ulteriormente limitata dalle condizioni atmosferiche. In particolare, bisogna prestare attenzione alle variazioni dell'indice di rifrazione lungo il profilo verticale della troposfera che avvengono tra le diverse acquisizioni dei dati RADAR. A causa della loro dipendenza con l'altitudine, tali variazioni possono produrre correlazioni topografiche che negli interferogrammi sono rappresentate da frange. Queste, se non attentamente analizzate, possono essere confuse con segnali di deformazione della superficie. Nel capitolo 3.4.1 vengono presentati alcuni dei tentativi eseguiti per rimuovere l'atmosfera nell'area del vulcano Sakurajima tramite il software IDL, considerando la proporzionalità diretta tra fase e altezza topografica.

3.4.1 Rimozione atmosferica tramite il software IDL

La rimozione dell'atmosfera nelle immagini acquisite con modalità discendente durante la missione Sentinel-1 è stata applicata dapprima ai file aventi estensione `.reflat_fint`, ossia agli interferogrammi filtrati e rispianati, poi ai `.reflat_upha` contenenti l'informazione della fase srotolata e rispianata, entrambi generati come output nello step *Refinement and Reflattening* durante il processamento della fase.

Dopo aver fissato un'area del raster su cui operare, si è analizzata la correlazione tra la fase dell'interferogramma e l'altezza topografica. L'informazione riguardante le quote è contenuta nel DEM in *slant range*.

Tramite la funzione *poly-fit* si sono calcolati i due coefficienti della regressione lineare che servono per sottrarre alla fase dell'interferogramma iniziale quella dell'interferogramma sintetico a cui sono state tolte le frange generate dalla topografia e che contiene il residuo atmosferico.

$$\Phi_{\text{out}} = \Phi_{\text{in}} - \Phi_{\text{sint}}$$

$$\Phi_{\text{in}} = \arctan \frac{\text{Imag}(I)}{\text{Real}(I)}$$

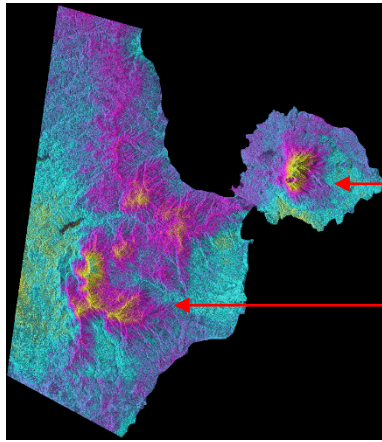
$$\Phi_{\text{sint}} = \text{coeff}_0 + \text{coeff}_1 * \text{srдем}$$

La coerenza (γ) è un parametro fondamentale da tenere in considerazione. Inizialmente funge da maschera: si ritengono validi solamente i pixel che hanno coerenza sopra la soglia posta. Successivamente, tramite la conversione della coerenza in *standard deviation* (SD), si può avere il controllo sull'errore di misura.

$$SD = \sqrt{1 - \gamma^2} / 2\gamma^2$$

La scelta degli interferogrammi ai quali applicare la rimozione dell'atmosfera è avvenuta tenendo in considerazione le coppie di immagini temporalmente consecutive e gli interferogrammi con alta coerenza che presentassero frange sia sul vulcano sia sul monte Ontake, con lo scopo di stabilire se quest'ultime fossero effetti atmosferici da rimuovere per non commettere errori di interpretazione.

Esempio di rimozione atmosferica avvenuta in maniera esemplare



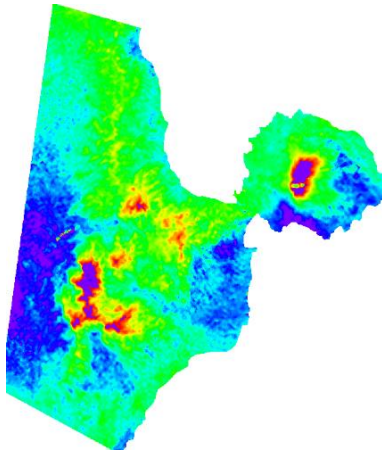
Scelta Interferogramma:

IS_20170226_m_39_20170310_s_40_fint

vulcano Sakurajima

monte Ontake

Figura 38. Interferogramma filtrato ottenuto come output nello step Filtering and Coherence Generation durante il processamento interferometrico.



Prima della rimozione atmosferica:

IS_20170226_m_39_20170310_s_40_reflat_fint

coeff₁ = 0.00332530

coeff₀ = -0.565456

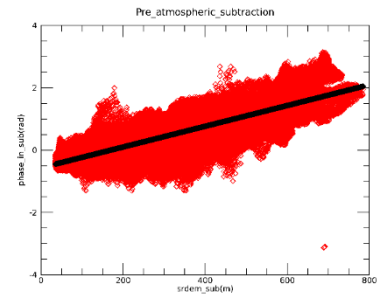
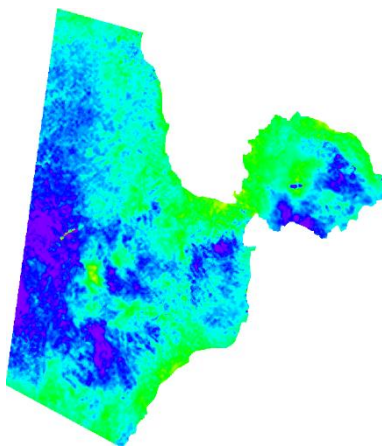


Figura 39. Interferogramma filtrato e rispianato prima della rimozione atmosferica e relativo scatterplot in cui è visibile il trend lineare che rappresenta la proporzionalità tra fase e altezza topografica.



Dopo la sottrazione atmosferica:

IS_20170226_m_39_20170310_s_40_reflat_fint

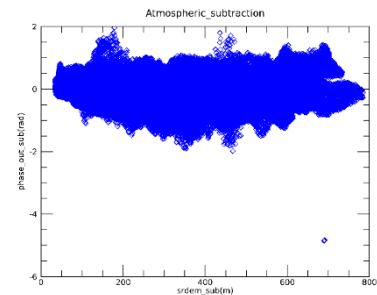


Figura 40. Interferogramma filtrato e rispianato dopo la rimozione atmosferica e relativo scatterplot.

La rimozione atmosferica sembra essere avvenuta in maniera corretta (Fig. 40).

In questo caso, anche considerando come input l'interferogramma in cui non sono presenti salti di fase (IS_20170226_m_39_20170310_s_40_reflat_upha), la rimozione dell'atmosfera è avvenuta correttamente e gli *scatterplots* eseguiti considerando due aree del raster di dimensioni diverse mostrano una chiara correlazione tra fase e altezza.

Scatterplots eseguiti per m39_s40_reflat_upha considerando un'area del raster ristretta, prima (Fig. 41) e dopo (Fig. 42) la sottrazione atmosferica.

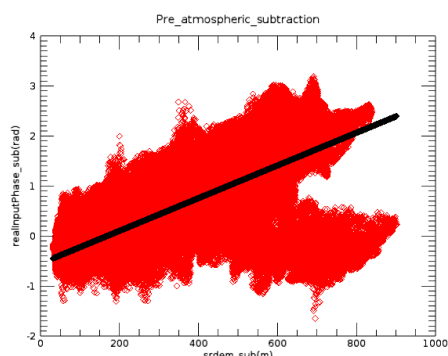


Figura 41. Scatterplot eseguito per l'interferogramma contenente l'informazione della fase srotolata e rispianata, prima della rimozione atmosferica.

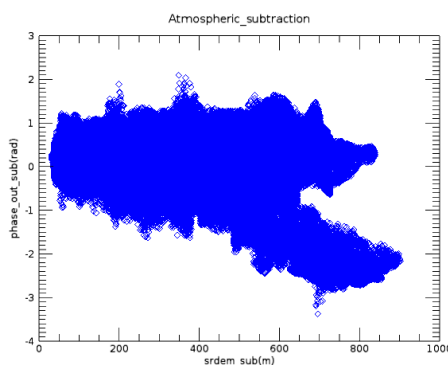


Figura 42. Scatterplot eseguito per l'interferogramma contenente l'informazione della fase srotolata e rispianata, dopo la rimozione atmosferica.

Scatterplots eseguiti per m39_s40_reflat_upha considerando un'area del raster estesa, prima (Fig. 43) e dopo (Fig. 44) la sottrazione atmosferica.

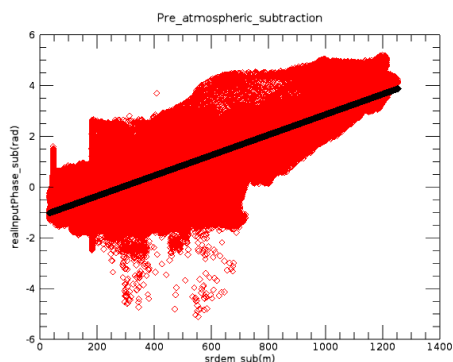


Figura 43. Scatterplot eseguito per l'interferogramma contenente l'informazione della fase srotolata e rispianata, prima della rimozione atmosferica.

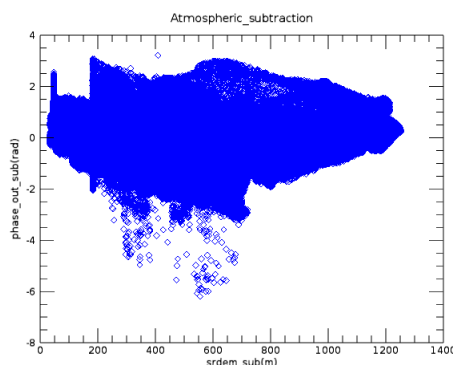
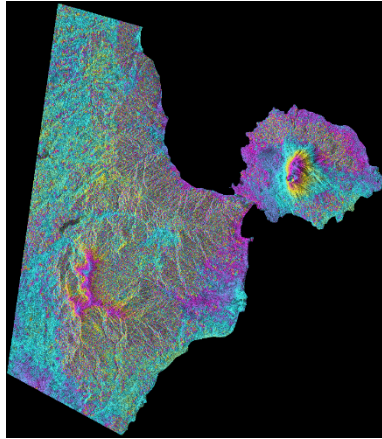


Figura 44. Scatterplot eseguito per l'interferogramma contenente l'informazione della fase srotolata e rispianata, dopo la rimozione atmosferica.

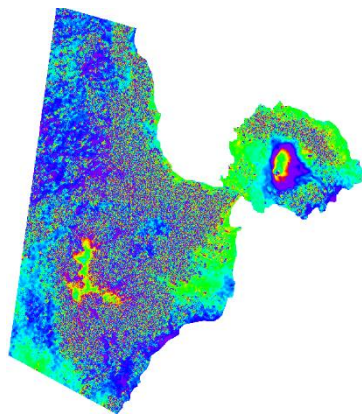
Esempio di rimozione atmosferica non avvenuta nel modo sperato e successiva correzione della fase manualmente tramite il software IDL



Scelta Interferogramma:

IS_20170403_m_42_20170322_s_41_fint

Figura 45. Interferogramma filtrato ottenuto come output nello step Filtering and Coherence Generation durante il processamento interferometrico.



Prima della rimozione atmosferica:

IS_20170403_m_42_20170322_s_41_reflat_fint

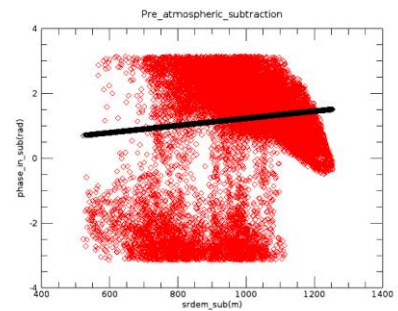
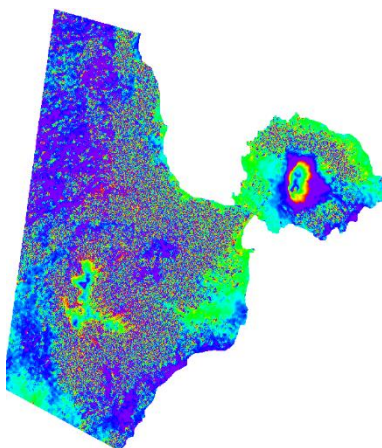


Figura 46. Interferogramma filtrato e rispianato prima della rimozione atmosferica e relativo scatterplot.



Dopo la sottrazione atmosferica:

IS_20170403_m_42_20170322_s_41_reflat_fint

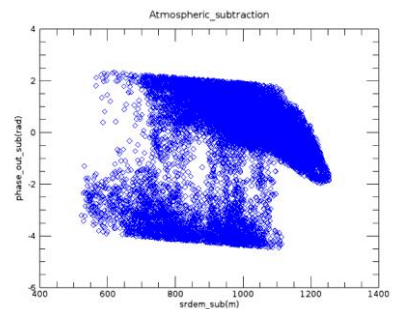


Figura 47. Interferogramma filtrato e rispianato dopo la rimozione atmosferica e relativo scatterplot.

Dopo la sottrazione atmosferica le frange non vengono rimosse (Fig. 47), poiché è errata la stima del trend lineare nello *scatterplot* iniziale (Fig. 46).

Tramite il software IDL è stata corretta la fase dell'interferogramma, sottraendo 2.6 radianti, in modo che nello *scatterplot* visualizzato prima della rimozione atmosferica la stima del trend lineare risulti corretta (Fig. 48).

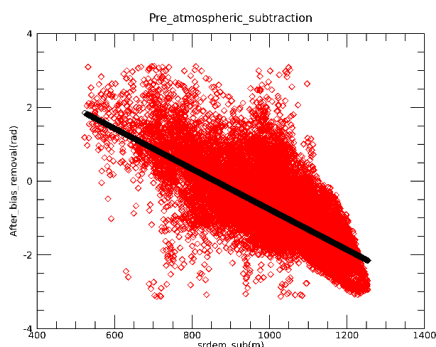


Figura 48 Scatterplot eseguito per l'interferogramma filtrato e rispianato, dopo aver corretto la sua fase, prima della rimozione atmosferica.

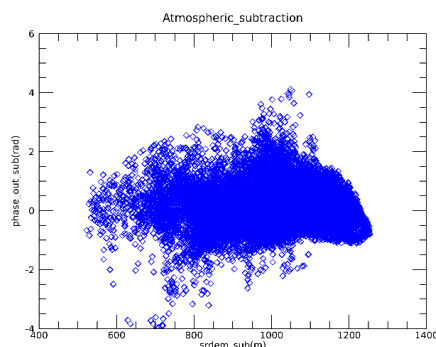


Figura 49. Scatterplot eseguito per l'interferogramma filtrato e rispianato, dopo aver corretto la sua fase, dopo la rimozione atmosferica.

Dopo la correzione della fase e la sottrazione atmosferica:
IS_20170403_m_42_20170322_s_41_reflat_fint

Anche se non è immediato da affermare a causa del cambio della scala dei colori, sembra che, dopo la correzione manuale della fase e la sottrazione dell'atmosfera, ci sia una riduzione delle frange topografiche (Fig. 50).

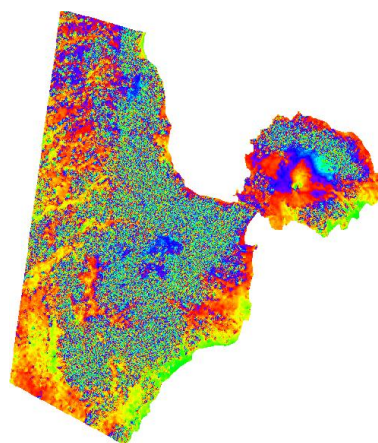


Figura 50. Interferogramma filtrato e rispianato dopo la correzione manuale della fase e la rimozione atmosferica

Allegato 3. Viene riportato lo *script* realizzato tramite il software IDL per la rimozione atmosferica eseguita negli interferogrammi filtrati e rispianati e in quelli contenenti l'informazione della fase srotolata e rispianata.

3.4.2 La tecnica SBAS: Small Baseline Subset

Il processamento SBAS è composto da molti step, schematizzati in figura 51 e descritti di seguito uno per volta.

Grafico delle connessioni (*Connection Graph*)

Vengono importate le immagini di input, già focalizzate, con il fine di determinare le possibili connessioni tra esse e definire il numero di interferogrammi che si creeranno. Le immagini che vengono collegate a coppie rispettano 2 valori di soglia posti dall'operatore. Con la *baseline* spaziale (*normal baseline*) si ha il controllo sulla geometria di acquisizione. Solitamente per evitare problemi di decorrelazione geometrica e temporale si considerano piccole *baseline* spaziali; gli interferogrammi sono dunque ottenuti a partire da dati satellitari acquisiti con orbite vicine. Con la *baseline* temporale (*temporal baseline*) si tiene conto del tempo di rivisitazione del satellite: più breve è l'intervallo temporale considerato e minore è la decorrelazione tra le immagini.

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

Le connessioni create sono plottate in due grafici: il primo riporta la distanza delle varie immagini dalla *supermaster* in funzione delle date di acquisizione (*time-position plot*), l'altro mostra sull'asse y il valore di *baseline* normale e sull'asse x le date di acquisizione (*time-baseline plot*).

Nel caso in cui ci siano molte immagini con poche connessioni si possono modificare le soglie per recuperare il numero massimo di collegamenti.

Generazione degli interferogrammi

Si definisce la soglia di coerenza (*coherence threshold*): minore è questo parametro e maggiore sarà la copertura spaziale negli interferogrammi. Bisogna considerare che valori troppo bassi potrebbero includere zone rumorose nell'analisi, generando risultati poco affidabili. Nei nostri processamenti non è mai stata posta una soglia inferiore a 0.3.

Le coppie di immagini sono utilizzate per generare gli interferogrammi attraverso gli step del processamento interferometrico descritti nel capitolo 3.3.3 (coregistrazione, creazione degli interferogrammi attraverso la sottrazione delle fasi nelle immagini, spianamento, filtraggio e srotolamento della fase).

Prima editazione dei dati

Si osservano gli interferogrammi srotolati e vengono eliminate le coppie che presentano copertura spaziale molto ridotta o errori di fase, al fine di non compromettere il risultato finale.

Refinement and Reflattening

Si correggono i parametri orbitali definendo dei punti di controllo a terra chiamati *Ground Control Points* (GCP) ai quali si attribuisce una velocità di spostamento nulla o un valore, nel caso in cui sia in corso un monitoraggio sul luogo e quindi si abbiano informazioni puntuali.

Prima Inversione

Questa fase permette di ottenere una prima stima degli spostamenti superficiali e delle altezze. I valori di altezza sono usati per rispianare gli interferogrammi e ripetere lo step di *phase unwrapping* per ottenere degli interferogrammi srotolati con meno errori.

Seconda editazione dei dati

Si osservano nuovamente gli interferogrammi per decidere se eliminare i risultati che presentano poca copertura spaziale ed errori di fase ancora presenti.

Seconda inversione

Questa fase permette di valutare e ridurre il contributo dell'atmosfera. Vengono ricalcolati gli spostamenti e stimate le altezze topografiche.

Geocodifica

I risultati ottenuti vengono geocodificati per convertire le coordinate in *slant range* in coordinate riferite ad un sistema cartografico.

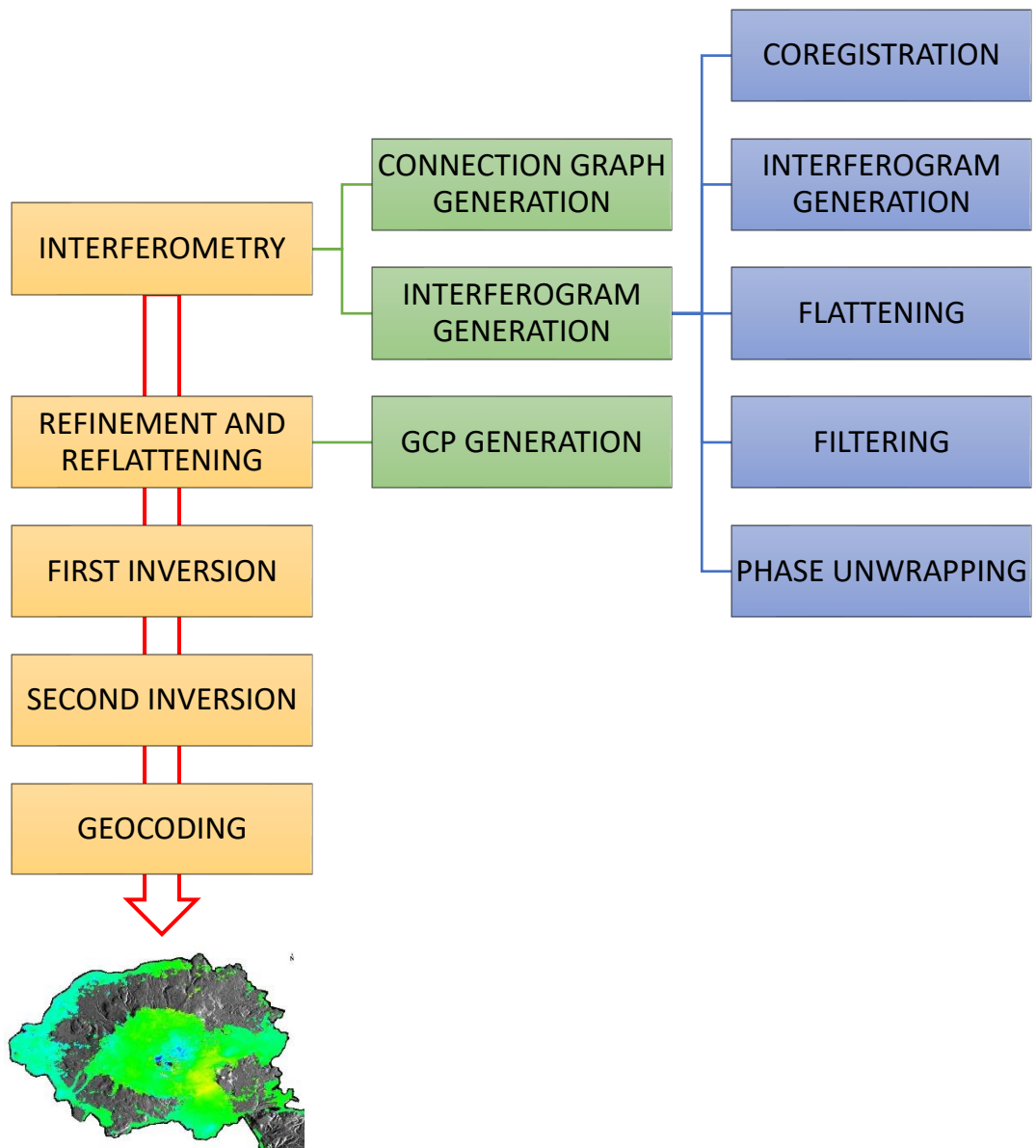


Figura 51. Step del processamento SBAS. Il risultato finale è una mappa della velocità media.

In questo lavoro per l'analisi interferometrica sono stati sfruttati i dataset acquisiti nelle missioni spaziali ALOS Palsar-2, COSMO-SkyMed e Sentinel-1. Per quest'ultimo dataset l'analisi è stata estesa ad entrambe le geometrie di acquisizione, ascendente e discendente, per osservare, non solo la misura lungo la *Line of Sight* del satellite, ma anche per ricostruire le componenti dello spostamento E-W e verticale. Lo studio non è stato incentrato solamente nell'estrazione dei tassi medi di spostamento poiché si è ambito alla ricostruzione dell'evoluzione temporale delle

deformazioni per investigare la correlazione con eventi come eruzioni e intrusioni di magma. Le serie temporali sono state validate sfruttando misure continue GPS della rete *Global Navigation Satellite System* (GNSS) distribuite dall’Autorità Giapponese GSI attraverso il sistema GEONET. L’analisi preliminare di queste misure, spiegata in modo dettagliato nel capitolo 3.4.3 ha permesso di discriminare i movimenti locali relazionati essenzialmente all’influsso delle camere magmatiche da quelli regionali legati alla forte dinamica tettonica di cui si è già discusso nel capitolo di inquadramento geografico e geologico.

Nella tabella sottostante (Tab. 1) sono presentate le caratteristiche dei dataset disponibili per l’analisi degli spostamenti sul vulcano Sakurajima che è stata eseguita con la tecnica SBAS descritta precedentemente.

<i>Mission</i>	<i>Time period</i>	<i>N° images</i>	<i>Acquisition geometry</i>	<i>Incidence angle (°)</i>	<i>Resolution (m)</i>	<i>Band</i>
<i>Palsar-2</i>	<i>Feb 2015 - Nov 2017</i>	32	<i>Descending</i>	36.17	3	<i>L</i>
<i>COSMO</i>	<i>Feb 2015 - Oct 2016</i>	95	<i>Ascending</i>	46.14	3	<i>X</i>
<i>SkyMed</i>	<i>Aug 2015 and Apr 2017</i>	5	<i>Descending</i>	35.5		
<i>Sentinel-1</i>	<i>May 2015 - Mar 2018</i>	60	<i>Ascending</i>	43.89	15	<i>C</i>
	<i>Nov 2014 - Mar 2018</i>	72	<i>Descending</i>	39.28		

Tabella 1. Caratteristiche dei dati SAR a nostra disposizione acquisiti durante missioni diverse.

Il sensore Palsar-2 opera in banda L e si trova a bordo del satellite ALOS-2 che è stato lanciato dall’Agenzia Spaziale Giapponese (JAXA) nel 2014.

Nella tabella sottostante (Tab. 2) sono riportati i parametri usati nel processamento SBAS eseguito con i dati acquisiti dal sensore Palsar-2.

Parametri usati nel processamento SBAS	
<i>Normal baseline (%)</i>	0 - 45
<i>Temporal baseline (giorni)</i>	0 - 200
<i>Coherence Threshold</i>	0.3
<i>Data Resolution (m)</i>	3
<i>Processing Resolution (m)</i>	50

Tabella 2. Parametri usati nel processamento SBAS per i dati acquisiti con il sensore Palsar-2.

Sviluppato dall'Agenzia Spaziale Italiana, COSMO-SkyMed si basa su una costellazione di quattro satelliti identici, dotati di RADAR ad Apertura Sintetica che lavorano in banda X. Il sistema è in grado di acquisire fino a 1800 immagini RADAR al giorno e può operare in modalità *spotlight* (viene ripresa un'area di pochi km quadrati con risoluzione fino a 1 metro), *stripmap* (viene osservata una striscia continua di superficie terrestre) o *scanSAR* (si copre una regione di 200 km di lato). Nella tabella sottostante (Tab. 3) sono riportati i parametri usati nel processamento SBAS eseguito a partire dai dati acquisiti durante la missione COSMO-SkyMed.

Parametri usati nel processamento SBAS	
<i>Normal baseline (%)</i>	0 - 20
<i>Temporal baseline (giorni)</i>	0 - 20
<i>Coherence Threshold</i>	0.3
<i>Data Resolution (m)</i>	3
<i>Processing Resolution (m)</i>	10

Tabella 3. Parametri usati nel processamento SBAS per i dati acquisiti nella missione COSMO SkyMed.

Sentinel-1 è una missione dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) inserita all'interno del programma COPERNICUS. Esso si basa su una serie di sei tipologie di satelliti, chiamati Sentinelle, specializzati in precise applicazioni. La missione Sentinel-1 è composta da una costellazione di due satelliti: Sentinel-1A è stato lanciato il 3 aprile 2014 e Sentinel-1B il 25 aprile 2016.

Nella tabella sottostante (Tab. 4) sono riportati i parametri usati nel processamento SBAS eseguito con i dati acquisiti durante la missione Sentinel-1.

Parametri usati nel processamento SBAS	
<i>Normal baseline (%)</i>	0 - 3
<i>Temporal baseline (giorni)</i>	0 - 80
<i>Coherence Threshold</i>	0.35
<i>Data Resolution (m)</i>	15
<i>Processing Resolution (m)</i>	15

Tabella 4. Parametri usati nel processamento SBAS per i dati acquisiti nella missione Sentinel-1.

3.4.3 Analisi delle velocità dei punti GPS

Nel lavoro di Takayama e Yoshida (2007) vengono analizzate le velocità delle stazioni GPS nell'isola di Kyushu dal 1998 al 2002.

Nel Kyushu nord-orientale si registrano movimenti verso WNW ma i vettori cambiano direzione gradualmente nella parte centrale e meridionale dell'isola (Fig. 52). Il movimento verso S-E nella parte meridionale è una caratteristica ormai nota ma l'origine del moto è ancora materia di discussione. Per i dati a loro disposizione, dapprima sono state corrette le variazioni annuali, successivamente si sono esaminate le differenze spaziali nella velocità di spostamento rispetto alla placca Amur, sottraendo la velocità di questa a quelle registrate dalle stazioni GPS (Fig. 53).

La Placca Amur (*Amurian Plate*) è una placca tettonica della litosfera terrestre situata nell'est del continente Euroasiatico. È generalmente associata alla ben più nota Placca Euroasiatica poiché non è ancora chiaro se sia effettivamente una placca indipendente. Se così fosse occuperebbe parte della Siberia e della Mongolia, la Manciuria, la Corea, il Mar Giallo e la parte meridionale del Giappone.

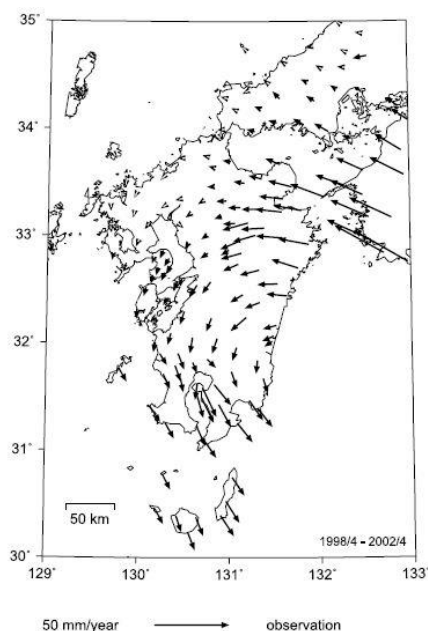


Figura 52. Tasso di spostamento orizzontale per anno calcolato per le stazioni GPS dal 1998 al 2002. Da Takayama e Yoshida, 2007.

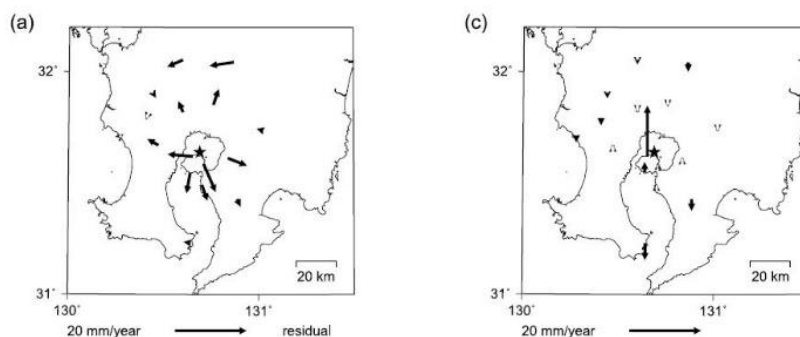


Figura 53. (a) Distribuzione dei tassi di spostamento orizzontale sul Sakurajima dopo la sottrazione degli spostamenti di background. (c) Distribuzione del tasso di spostamento verticale nell'area attorno al vulcano. Da Takayama and Yoshida, 2007.

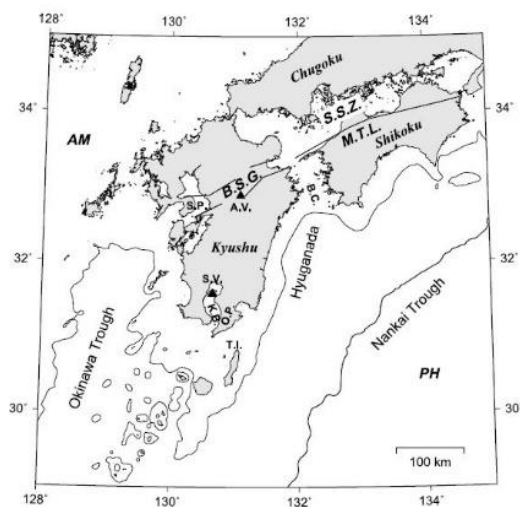


Figura 54. Tettonica dell'isola di Kyushu: B.S.G., Beppu-Shimabara graben; M.T.L., Median Tectonic Line; S.S.Z., Setouchi Shear Zone; B.C., Bungo Channel; A.V., Aso volcano; S.V., Sakurajima volcano; S.P., Shimabara Peninsula; O.P., Osumi Peninsula; K.B., Kagoshima Bay; T.I., Tanegashima Island; AM, Amurian plate; PH, Philippine Sea plate. Da Takayama and Yoshida, 2007.

Lo studio della velocità condotto con metodi sismici da Nakamura et al. (2003) sotto l'Arco di Ryukyu ha messo in evidenza, a circa 50 km di profondità, una zona a bassa velocità delle onde P ed S in corrispondenza della depressione di Okinawa (Fig. 54) che testimonierebbe la produzione di nuova crosta oceanica, ovvero magma ultrabásico molto caldo proveniente dal mantello sottostante. Questo bacino sarebbe generato dall'arretramento del fronte di subduzione della placca delle Filippine (Fig. 55). I movimenti verso S-E registrati nel Kyushu meridionale sarebbero quindi da imputare al trascinamento della crosta nella direzione del moto mantellico sottostante.

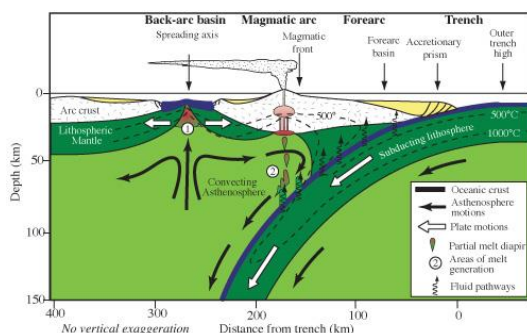


Figura 55. Subduction zone. wikipedia.org.

Per quanto riguarda i nostri dati, l'analisi preliminare delle misure GPS è stata di fondamentale importanza per discriminare i movimenti locali relazionati all'influsso delle camere magmatiche da quelli regionali dovuti ai movimenti relativi tra le placche che si congiungono nel territorio giapponese.

Dapprima si sono analizzate le velocità registrate dalle stazioni GPS nel lungo periodo, ossia dal 2003 al 2017, per confrontare le misure a nostra disposizione con quelle presenti negli studi eseguiti da altri autori ma riguardanti la stessa area di interesse. Dopo aver valutato la loro correttezza, si è voluto concentrarsi nell'analisi delle misure GPS registrate dal 2015 al 2017, essendo il periodo temporale corrispondente all'acquisizione delle immagini.

Nella figura 56 sono visibili i vettori, plottati in ArcMap (versione 10.4.1), rappresentanti il tasso di spostamento orizzontale annuale registrato dalle stazioni GPS nell'area attorno al vulcano Sakurajima.

Riguardo alle componenti orizzontali dello spostamento, per ogni punto GPS è stata sottratta la media di tutte le velocità con lo scopo di rimuovere la componente regionale della velocità derivante dal movimento delle placche. Dall'analisi delle componenti Est-Ovest e Nord-Sud della velocità risultante dalla sottrazione, è stato calcolato il modulo e la rotazione del vettore che rappresenta il tasso medio di spostamento annuale per ogni stazione GPS.

La figura 57 mostra i vettori rappresentanti le velocità medie annuali per ogni stazione GPS, private della componente a grande scala dovuta ai movimenti tettonici.

Le componenti verticali delle velocità registrate dai GPS sono state raramente usate come informazione rilevante all'interno delle pubblicazioni scientifiche. Infatti, esse sono più sensibili all'effetto atmosferico rispetto alle componenti orizzontali che presentano, generalmente, meno rumore.



Figura 56. Velocità media annua registrata dalle stazioni GPS.



Figura 57. Velocità media annua dei punti GPS dopo aver rimosso la componente regionale della velocità.

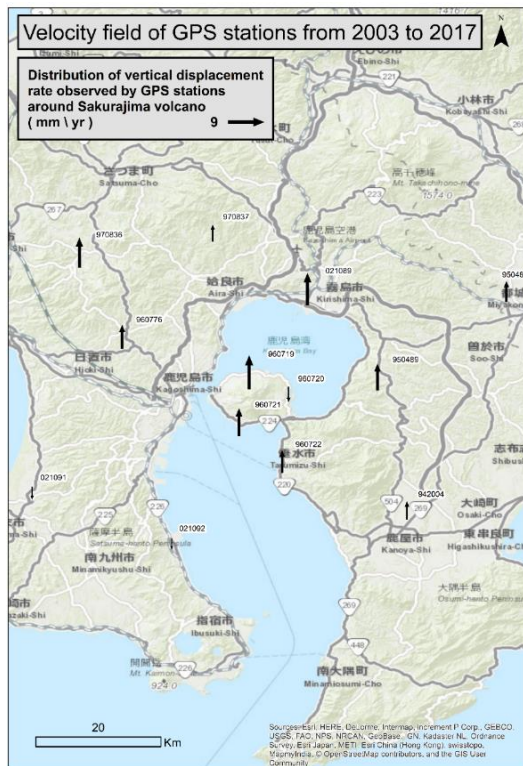


Figura 58. Tasso di spostamento verticale dei punti GPS sul vulcano e sull'area circostante.

Nel lavoro di Aoki e Scholz (2003) sono state usate le componenti verticali della velocità dei GPS per discriminare i movimenti delle placche meccanicamente rigide dal comportamento nei punti di contatto tra esse. Dal loro studio non si evince un chiaro sollevamento sulla costa Pacifica dell'isola di Kyushu. Ciò indica che l'*interplate coupling* tra la placca Euroasiatica e quella delle Filippine in corrispondenza al vulcano Sakurajima è debole o assente. Per questo motivo alla componente verticale delle velocità dei GPS usati nei nostri processamenti non è stata sottratta la componente di spostamento a grande scala.

Nella figura 58 sono raffigurati i vettori che riproducono il tasso di spostamento verticale annuale registrato dalle stazioni GPS installate sul Sakurajima e sull'area limitrofa.

Dunque, le serie storiche di deformazione ottenute con tutti i dataset a nostra disposizione sono state validate tramite le misure GPS importate nella *Second Inversion* durante ogni processamento per il periodo temporale in comune all'acquisizione delle immagini, ossia dal 2015 al 2017. Le componenti orizzontali di tali misure sono state manualmente raffinate affinché non fossero affette dagli spostamenti prodotti dalle dinamiche a grande scala. In particolare, dopo l'*import* dei dati e il *fitting* lineare si è sottratta, per la componente della velocità nella direzione Est-Ovest e Nord-Sud, la media nei tre anni considerati calcolata rispettivamente per le velocità in direzione Est-Ovest e Nord-Sud.

Negli allegati 4 e 5 sono mostrati i tassi di spostamento corretti manualmente e quelli verticali registrati dalle stazioni GPS per il periodo 2015-2017.

3.5 Modelli analitici

Per lo studio dell'attività vulcanica sul Sakurajima sono stati applicati due modelli: il modello di Okada (1985) è il più adeguato nella riproduzione del comportamento di faglie e dicchi, il modello di Mogi (1958) è generalmente utilizzato per lo studio delle camere magmatiche.

Per poter stimare le caratteristiche della sorgente ricercata, a partire da una mappa di deformazione superficiale, è necessario innanzitutto campionarla con una densità di punti adeguata alla variabilità spaziale degli spostamenti. La fase di inversione non lineare consiste nella minimizzazione ai minimi quadrati della differenza tra i dati geodetici calcolati e stimati. Questa fase permette di prevedere la posizione della sorgente e le sue caratteristiche: dimensioni, profondità e il meccanismo che la caratterizza. Una volta definiti i parametri, l'output della prima inversione viene utilizzato nella successiva fase di inversione lineare per definire la distribuzione delle tensioni e delle deformazioni sulla sorgente localizzata in profondità. In generale infatti, per entrambi i modelli analitici considerati, i parametri geometrici che caratterizzano la posizione e le dimensioni della sorgente hanno una dipendenza non lineare con gli spostamenti superficiali. Contrariamente, i parametri che caratterizzano l'intensità del fenomeno, come la dislocazione di una faglia o il valore di *opening*, dipendono linearmente dallo spostamento superficiale.

3.5.1 Il modello di Okada (Okada, 1985)

Il modello di Okada è costituito da una sorgente di deformazione sub - superficiale di forma rettangolare posizionata in un semispazio elastico e omogeneo (Fig. 59). Essa corrisponde ad una distorsione di taglio o a una frattura di tipo elastico caratterizzata da

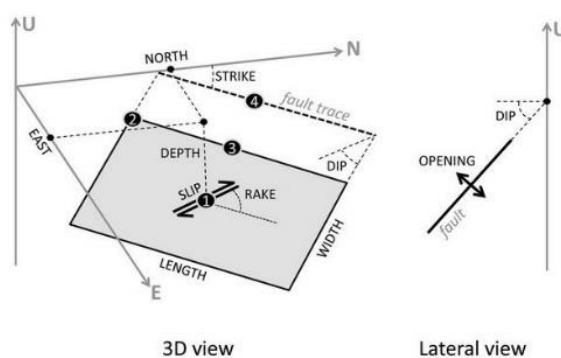


Figura 59. Parametri richiesti nel modello di Okada. (Atzori et al., 2014)

posizione, lunghezza, larghezza, profondità, orientazione lungo l'azimut (*strike*), angolo di immersione (*dip*), direzione della deformazione (*rake*), dislocazione di taglio sul piano (*slip*) e dislocazione perpendicolare al piano (*opening*).

Per quanto riguarda il punto di riferimento, nel descrivere la posizione e la profondità della sorgente è possibile scegliere fra 4 alternative (Fig. 60):

- le coordinate Est e Nord del centro della sorgente, proiettate verticalmente in superficie.
- le coordinate Est e Nord riferite al vertice sinistro superiore della sorgente.
- le coordinate Est e Nord riferite al centro del lato superiore della sorgente.
- le coordinate Est e Nord riferite alla proiezione in superficie del punto centrale del lato superiore della faglia.

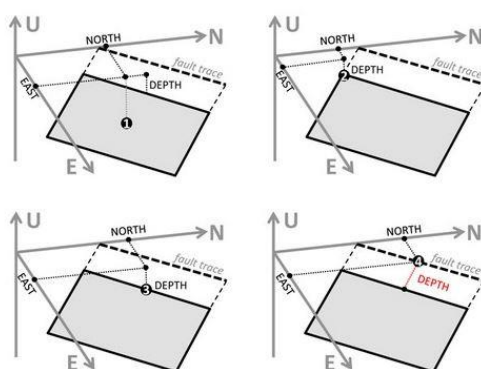


Figura 60. Punti di riferimento possibili per descrivere la posizione della sorgente. (Atzori et al., 2014).

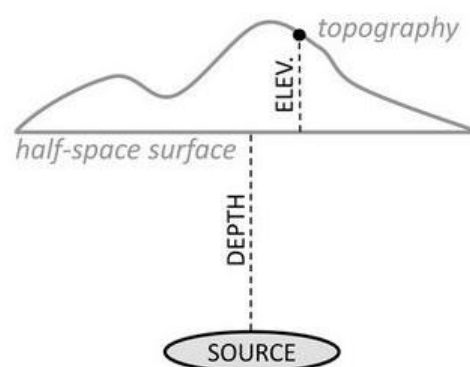


Figura 61. Profondità della sorgente considerando la componente topografica. (Atzori et al., 2014).

Per aree con una topografia accentuata, ad esempio i vulcani, è necessario eseguire la correzione topografica per considerare la reale profondità della sorgente, calcolata a partire dalla superficie del semispazio che si assume a livello 0 (Fig. 61).

Durante l'inversione non lineare vengono ipotizzati i parametri geometrici della sorgente e fatti variare in modo da rendere minima la differenza tra spostamenti osservati e spostamenti predetti a partire dalla sorgente supposta. Tale minimizzazione avviene attraverso un approccio ai minimi quadrati. I risultati ottenuti in questa fase sono utilizzati come input nell'inversione lineare per calcolare la distribuzione degli spostamenti e delle tensioni sulla sorgente stessa.

Nell'inversione lineare si suddivide la sorgente in *patches*, in modo da poter riprodurre una rottura o un'apertura in modo variabile sulla superficie, con il fine ultimo di descrivere e rappresentare il fenomeno nel modo più realistico possibile (Fig. 62). Per fornire la continuità spaziale tra le *patches*, si può modificare un fattore di *smoothing* che è chiamato *damping factor*.

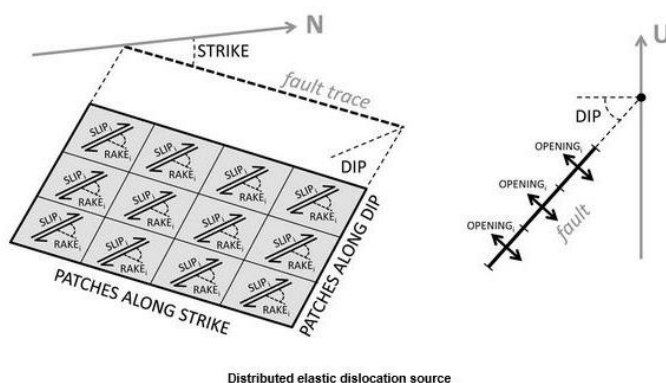


Figura 62. Sorgente composta, riferita al modello di Okada, finalizzata alla modellazione di componenti di scivolamento o apertura distribuite lungo la superficie. (Atzori et al., 2014).

3.5.2 Il modello di Mogi (1958)

Il modello è usato per prevedere lo spostamento superficiale indotto da una variazione di pressione in un punto sepolto in un semispazio elastico (Fig. 63).

È un modello molto utilizzato, sebbene la sua semplicità, per modellare le deformazioni indotte dall'attività delle camere magmatiche, dall'estrazione o dall'iniezione di fluidi e gas nel sottosuolo.

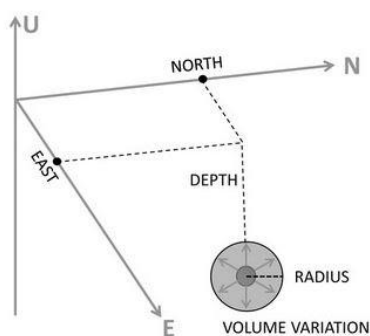


Figura 63. Sorgente nel modello di Mogi. (Atzori et al., 2014).

Il modello analitico che considera una sorgente di dilatazione (o contrazione) puntuale è comunemente chiamato *Mogi model* dopo che Kiyoo Mogi, ha stabilito che il cambiamento dell'elevazione misurata geodeticamente e gli spostamenti orizzontali associati alle eruzioni del vulcano Sakurajima in Giappone e del Kilauea alle Hawaii, sono il risultato dell'inflazione e della deflazione dei corpi di magma situati al di sotto dei vulcani (Mogi, 1958).

Avvalendosi della teoria dell'elasticità, Mogi ha suggerito che la deformazione superficiale misurata prima e dopo l'attività eruttiva può essere riprodotta da una sorgente di pressione sferica sepolta in un semispazio elastico.

In questo modello variazioni di pressione (ΔP) o di volume (ΔV) all'interno di una camera magmatica (avente raggio a) localizzata ad una certa profondità (d) possono provocare spostamenti verticali (U_z) e orizzontali (U_r) in superficie.

L'intensità degli spostamenti modellati diminuisce radialmente con la distanza (r) dal centro della sorgente (Fig. 64) e il modello è valido solamente quando il raggio della sorgente è minore della profondità alla quale essa si trova ($a \ll d$).

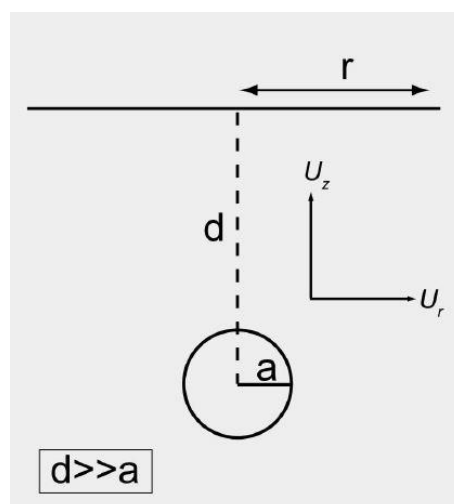


Figura 64. Localizzazione sorgente nel modello di Mogi. Da Peter LaFemina, 2007 (SSAC-pv2007.QE522.PL1.1).

Le formule seguenti rappresentano la relazione tra lo spostamento superficiale e la variazione di pressione per una sorgente sferica in un semispazio elastico avente modulo di taglio G (Mogi, 1958).

$$\textit{Vertical Displacement (uplift or subsidence): } U_z = \frac{3 a^3 \Delta P d}{4G (d^2 + r^2)^{1.5}}$$

$$\textit{Horizontal Displacement: } U_r = \frac{3 a^3 \Delta P r}{4G (d^2 + r^2)^{1.5}}$$

Dalle formule che considerano la variazione di pressione si ottengono quelle che legano gli spostamenti superficiali alla variazione di volume della sorgente, semplicemente considerando le seguenti relazioni:

$$\Delta V = \frac{\pi a^3 \Delta P}{G} \qquad a^3 \Delta P = \frac{G \Delta V}{\pi}$$

Le formule seguenti rappresentano la relazione tra lo spostamento superficiale e la variazione di volume per una sorgente sferica in un semispazio elastico (Mogi, 1958).

$$\textit{Vertical Displacement (uplift or subsidence): } U_z = \frac{3 \Delta V d}{4\pi (d^2 + r^2)^{1.5}}$$

$$\textit{Horizontal Displacement: } U_r = \frac{3 \Delta V r}{4\pi (d^2 + r^2)^{1.5}}$$

Si noti che in esse non compare il raggio della sfera, in quanto la sorgente iniziale è assunta puntiforme e lo spostamento superficiale risultante dalla modellazione è generato solamente dalla variazione di volume distribuita radialmente con forma sferica a partire dalla sorgente considerata.

4. Risultati

4.1 Interferometria Differenziale

Le analisi DInSAR effettuate sul vulcano Sakurajima tramite la tecnica SBAS hanno riguardato tre diverse serie temporali di dati SAR. Le 32 immagini Palsar-2 acquisite in modalità discendente sono state processate cercando di includere nella zona di interesse la posizione della maggior parte delle stazioni GPS presenti nell'area limitrofa al vulcano. Le 95 immagini COSMO-SkyMed e le 60 immagini Sentinel-1 acquisite in modalità ascendente sono state processate concentrandosi unicamente sul vulcano Sakurajima, come altresì eseguito per le 72 immagini Sentinel-1 acquisite in modalità discendente.

Palsar-2 dataset

In figura 65 viene mostrato il grafico delle connessioni ottenuto per il dataset Palsar-2 all'inizio del processamento SBAS. In Figura 66 si riporta la mappa di velocità conseguita al termine del processamento SBAS da cui si evince il marcato rigonfiamento della superficie in corrispondenza del fianco orientale del vulcano.

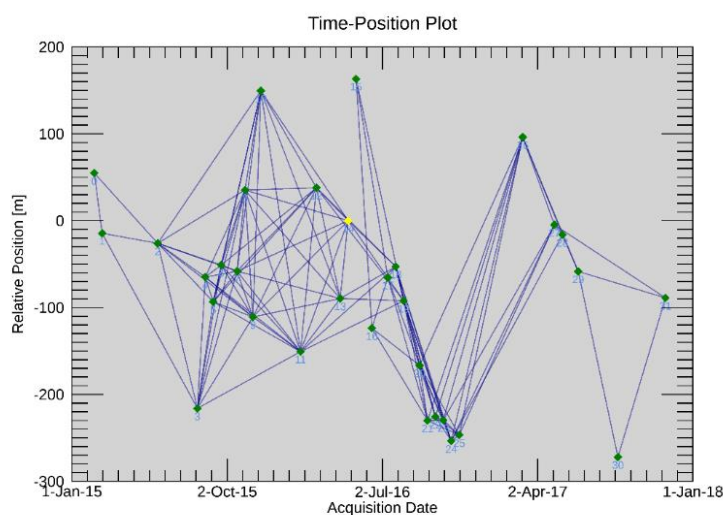


Figura 65. Time-Position Plot per il processamento del dataset Palsar-2 in cui sono raffigurati i collegamenti fra le immagini (in verde le diverse immagini acquisite, in giallo l'immagine scelta automaticamente come supermaster).

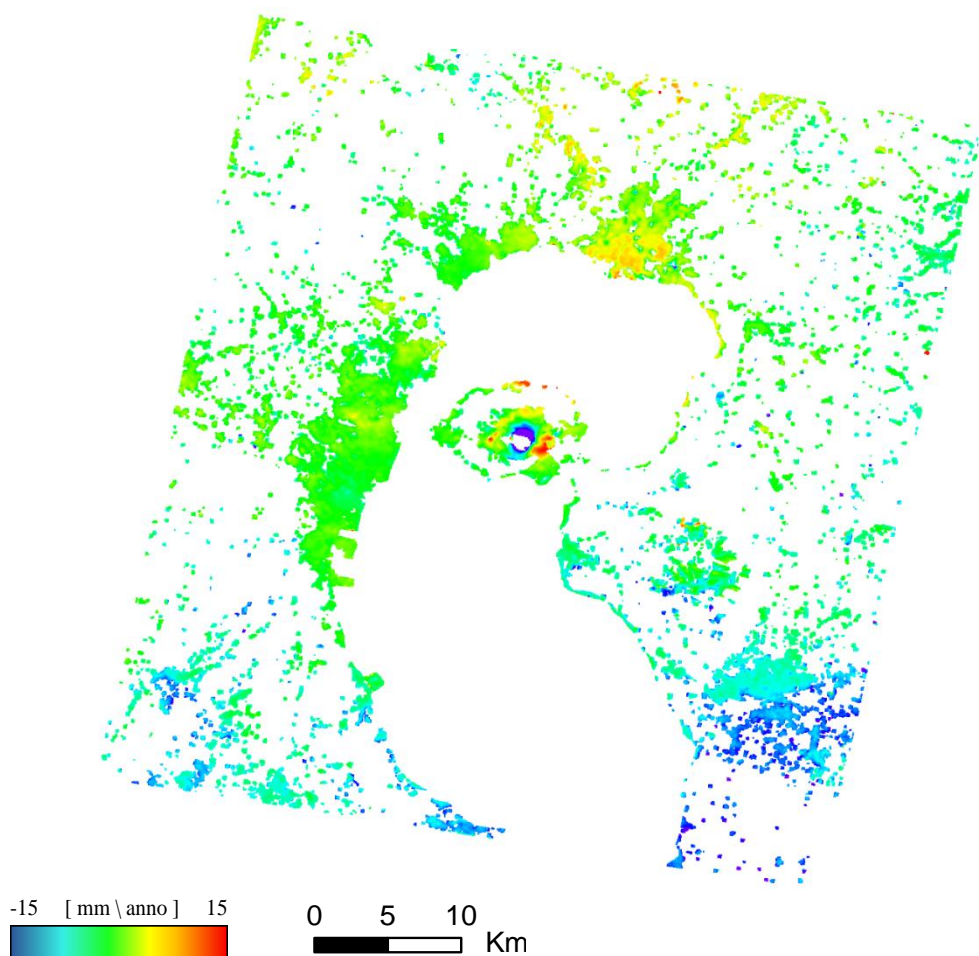


Figura 66. Risultato dell'analisi SBAS effettuata con dati Palsar-2 acquisiti in modalità discendente. Mappa delle velocità relative al periodo 2015-2017.

COSMO-SkyMed dataset

In figura 67 è riportato il grafico delle connessioni ottenuto per il dataset COSMO-SkyMed all'inizio del processamento SBAS. Durante la prima fase di editazione dei dati, dopo la generazione degli interferogrammi, sono state rimosse le immagini che presentavano coerenza molto bassa ed errori di fase. Le immagini rimosse sono simboleggiate nel *Time-Position Plot* da punti rossi. Durante il processamento è stata attivata l'opzione *Allow Disconnected Blocks* per evitare di scartare i gruppi di immagini separate e permettere di mantenere piccole *baseline* temporali e spaziali. In Figura 68 è mostrata la mappa di velocità conseguita al termine del processamento SBAS.

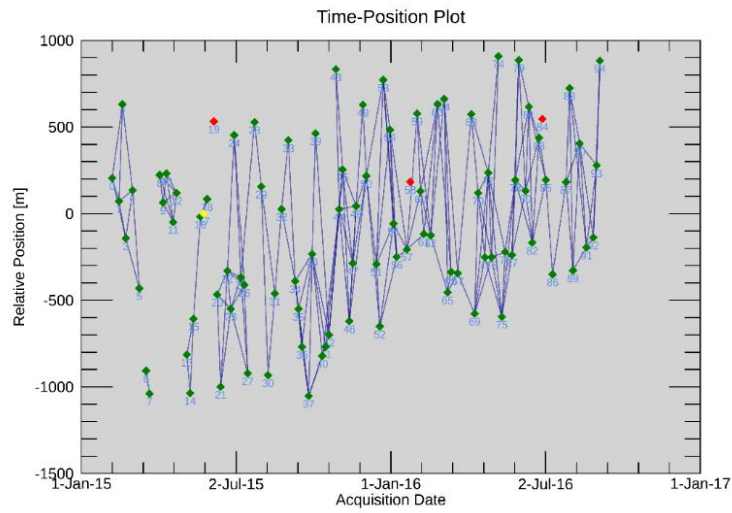


Figura 67. Time-Position Plot per il processamento del dataset COSMO-SkyMed in cui sono raffigurati i collegamenti fra le immagini. In verde le diverse immagini acquisite, in giallo l'immagine scelta automaticamente come supermaster, in rosso le immagini che sono state rimosse dopo la generazione degli interferogrammi per evitare quelle con bassa coerenza e con errori di fase.

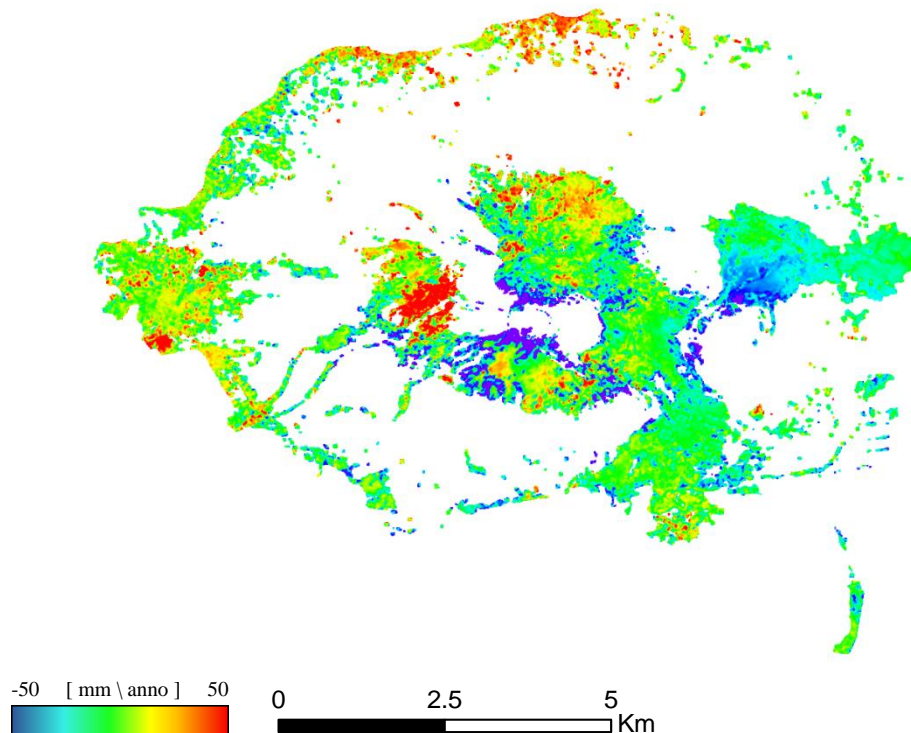


Figura 68. Risultati dell'analisi SBAS effettuata con dati COSMO-SkyMed acquisiti in modalità ascendente. Mappa delle velocità relativa al periodo 2015-2016.

Sentinel-1 dataset

Nelle figure 69 e 70 sono riportati i grafici delle connessioni ottenuti, rispettivamente, per il dataset ascendente e discendente Sentinel-1. Successivamente vengono mostrate le mappe di velocità medie realizzate tramite il processamento SBAS per il dataset ascendente (Fig. 71) e discendente (Fig. 72).

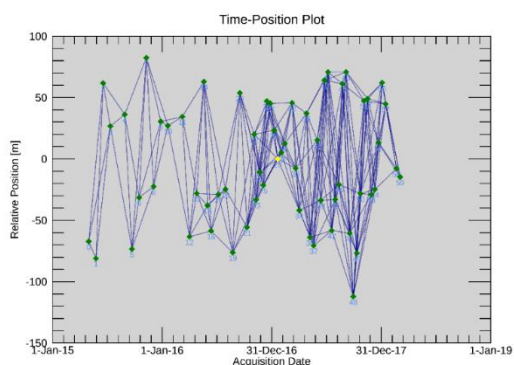


Figura 69. Time-Position Plot per il processamento del dataset ascendente Sentinel-1 in cui sono raffigurati i collegamenti fra le immagini (in verde le diverse immagini acquisite, in giallo l'immagine scelta automaticamente come supermaster).

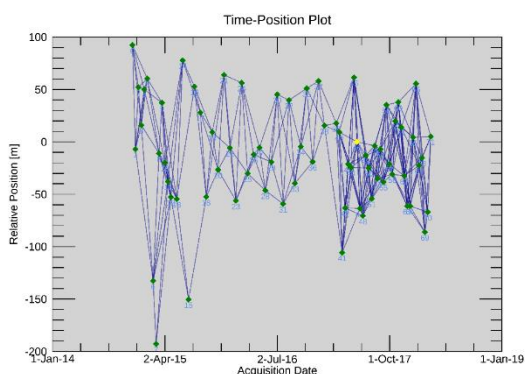


Figura 70. Time-Position Plot per il processamento del dataset discendente Sentinel-1 in cui sono raffigurati i collegamenti fra le immagini (in verde le diverse immagini acquisite, in giallo l'immagine scelta automaticamente come supermaster).

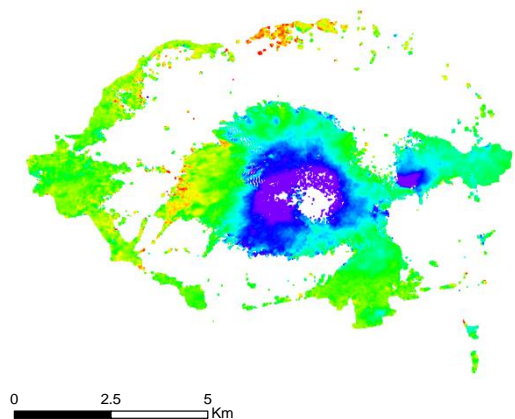


Figura 71. Risultati dell'analisi SBAS effettuata con dati Sentinel-1 acquisiti in modalità ascendente. Mappa delle velocità relative al periodo 2015-2018.

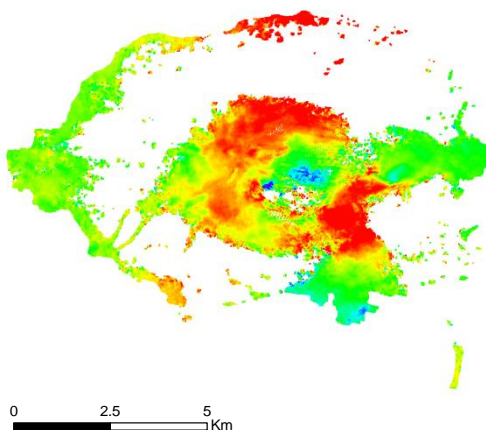
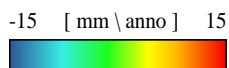


Figura 72. Risultati dell'analisi SBAS effettuata con dati Sentinel-1 acquisiti in modalità discendente. Mappa delle velocità relative al periodo 2014-2018.



Attraverso lo strumento implementato in Sarscape “*Displacement Decomposition from Asc and Desc geometries*” è stato possibile calcolare le componenti verticale ed Est-Ovest dello spostamento avendo a disposizione, per la stessa area di interesse, le geometrie di acquisizione ascendente e discendente. Le componenti risultanti dalla composizione coprono il periodo temporale in comune per le due modalità di acquisizione e rappresentano lo spostamento cumulativo totale nelle due direzioni. L’immagine 73 mostra la componente orizzontale della velocità. Per convenzione, il colore rosso indica movimenti verso Est, mentre il colore blu individua spostamenti verso Ovest. Sembra che l’area occupata dai crateri principali sia affetta da spostamenti verso Est.

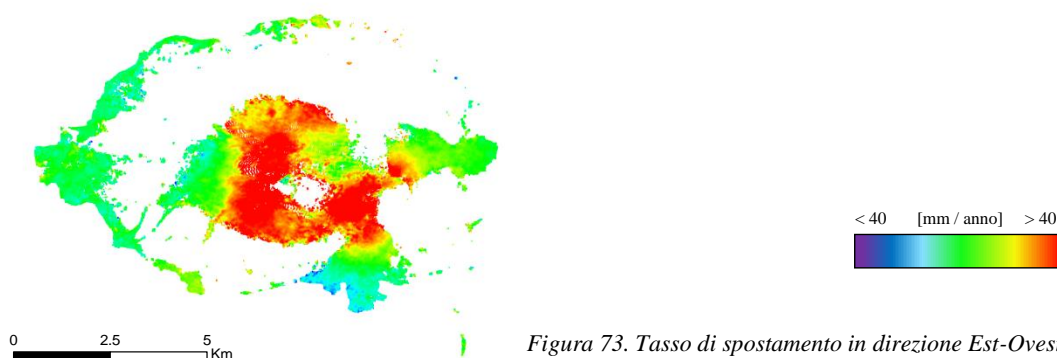


Figura 73. Tasso di spostamento in direzione Est-Ovest.

L’immagine 74 rappresenta la componente verticale della velocità. La convenzione designa il colore rosso per indicare un sollevamento della superficie, il colore blu per l’abbassamento della stessa. Si nota che l’area affetta da subsidenza coincide con la zona in cui sono presenti i crateri principali, mentre si individua un chiaro *uplift* in relazione alla parte settentrionale della penisola e nel fianco orientale dell’edificio vulcanico.

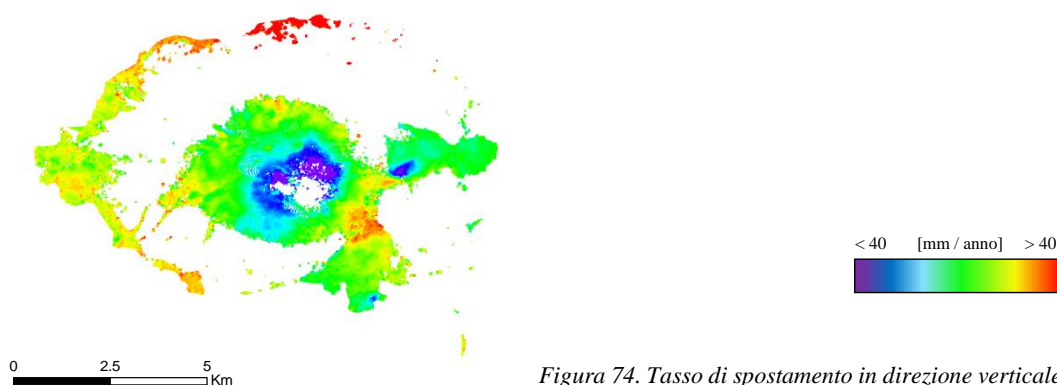


Figura 74. Tasso di spostamento in direzione verticale.

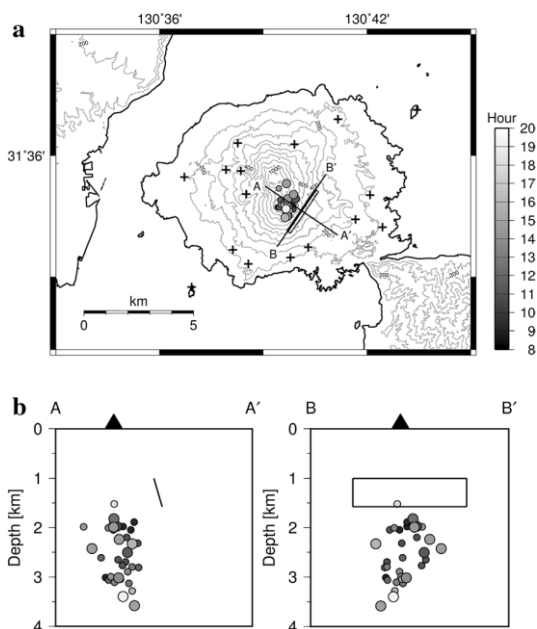
4.2 Modellazione

4.2.1 Applicazione del modello di Okada

Dal 14 al 16 Agosto 2015 è avvenuta una rapida deformazione sul fianco orientale del vulcano per l'apertura di una frattura generata dall'intrusione di un dicco con *strike* NNE-SSW al di sotto del cratere di Showa (Fig. 75).

La deformazione è stata accompagnata da 887 terremoti con massima magnitudo 2.3 rispetto alla scala Richter.

Figura 75. Localizzazione della frattura (a) e identificazione degli ipocentri dei terremoti (b). Da Hotta et al., 2016.



Il modello inverso è stato applicato alla deformazione osservata in corrispondenza alla rapida intrusione di magma avvenuta il 15 Agosto 2015. Tramite il modello di Okada, essendo il più adeguato nella riproduzione del comportamento di faglie e dicchi, dapprima si è identificata la posizione e la geometria della sorgente attraverso l'inversione non lineare dei tassi di spostamento; successivamente l'inversione lineare ha fornito una stima della distribuzione lungo la faglia del valore di *opening* indotto dalla penetrazione del magma.

L'intrusione è stata modellata considerando lo spostamento ottenuto da tre coppie interferometriche: la coppia di immagini acquisita in modalità discendente il 10.08.2015 e il 24.08.2015 dal sensore Palsar-2, la coppia acquisita in modalità discendente il 31.07.2015 e il 24.08.2015 durante la missione Sentinel-1, la coppia acquisita in modalità ascendente il 12.07.2015 e il 29.08.2015 anch'essa nella missione Sentinel-1. Nelle immagini sottostanti (Fig. 76) sono rappresentati gli interferogrammi filtrati ottenuti usando dati: Palsar-2 in modalità discendente (A), Sentinel-1 in modalità discendente (B) e Sentinel-1 in modalità ascendente (C).

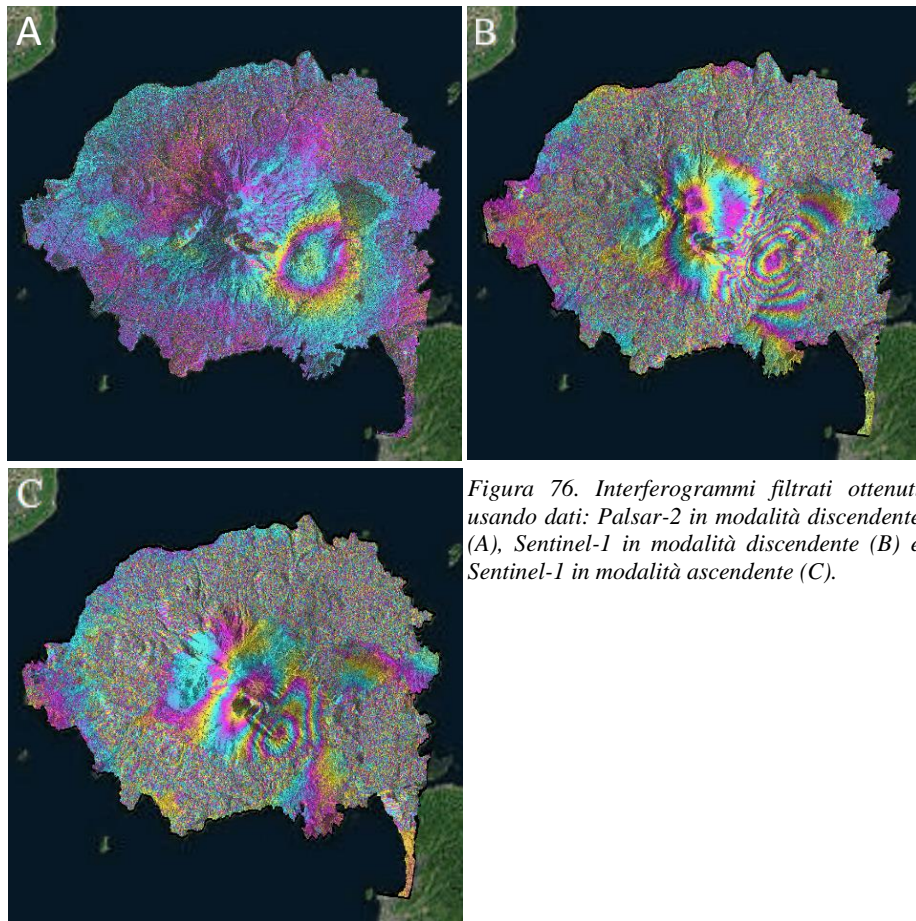
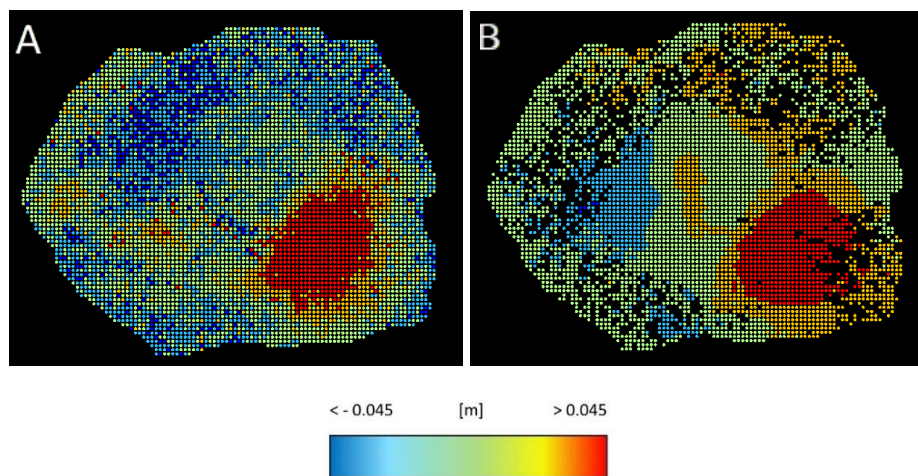


Figura 76. Interferogrammi filtrati ottenuti usando dati: Palsar-2 in modalità discendente (A), Sentinel-1 in modalità discendente (B) e Sentinel-1 in modalità ascendente (C).

Tramite l'*Image Subsampling* è stata attribuita una risoluzione allo *shapefile* di punti creato per discretizzare la zona di interesse. In particolare, è stata fissata una risoluzione di 100 metri per l'intera area di studio. Le immagini che seguono (Fig. 77) mostrano il *sub-sampled displacement* osservato con dati: Palsar-2 (A), Sentinel-1 in modalità discendente (B) e Sentinel-1 in modalità ascendente (C).



Il processo di inversione non lineare viene eseguito per trovare i parametri che caratterizzano la sorgente che ha prodotto lo spostamento superficiale evidenziato dai dati SAR. L'inversione non lineare è basata sull'algoritmo di Levemberg-Marquardt che, tramite una *Cost Function*, cerca di minimizzare la differenza tra dati osservati e predetti. È stato definito un range di valori per ogni parametro

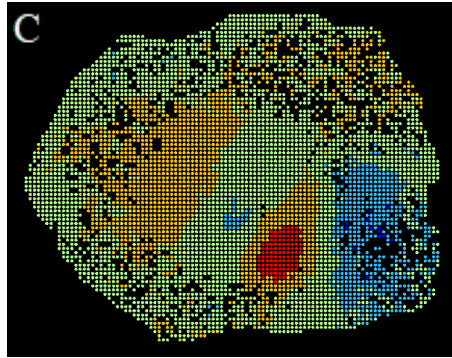


Figura 77. Spostamento sotto-campionato osservato con dati: Palsar-2 (A), Sentinel-1 in modalità discendente (B), Sentinel-1 in modalità ascendente (C).

della faglia che ha provocato il *displacement* e, come punto di riferimento per descrivere la posizione e la profondità della sorgente, sono state scelte le coordinate Est e Nord del centro della sorgente, proiettate verticalmente in superficie.

I parametri di output dell'inversione non lineare sono riportati nella tabella sottostante (Tab. 5).

Nella fase di inversione non lineare la sorgente è stata posizionata al di sotto del cratere di Showa, ad una profondità di circa 600 metri.

La sorgente è larga circa 300 metri e lunga 1400 metri, lo *strike*, il *dip* e il *rake* sono rispettivamente 32°, 70° e 92°. Il valore medio di apertura è 2.9 metri, ma la discretizzazione della sorgente eseguita durante l'inversione lineare ha fornito la distribuzione dell'*opening* su di essa.

<i>PARAMETER</i>	<i>OUTPUT</i>
<i>Lenght (m)</i>	1410
<i>Width (m)</i>	296
<i>Depth (m)</i>	590
<i>Dip (°)</i>	70
<i>Strike (°)</i>	32
<i>Est (UTM)</i>	658371.7
<i>North (UTM)</i>	3495037.7
<i>Rake (°)</i>	92
<i>Slip (m)</i>	0
<i>Opening (m)</i>	2.9

Tabella 5. Parametri di output dell'inversione non lineare che definiscono la posizione e la geometria della sorgente.

Per l'inversione lineare è stata considerata una sorgente di dimensioni maggiori rispetto a quelle derivate dalla prima inversione affinché queste non influenzassero la distribuzione finale dell'*opening*. Dopo aver esteso le dimensioni della sorgente a 2000 x 1000 metri, sono state definite *patches* quadrate di dimensioni 50 x 50 metri. Il *damping factor* fissato è stato 0.01 e come *reference point* si sono considerate le coordinate Est e Nord riferite al centro del lato superiore della sorgente.

Attraverso un algoritmo di inversione ai minimi quadrati che cerca di minimizzare la distanza tra i dati osservati e modellati è stata stimata la distribuzione dell'*opening* lungo la sorgente (Fig. 78, 79, 80).

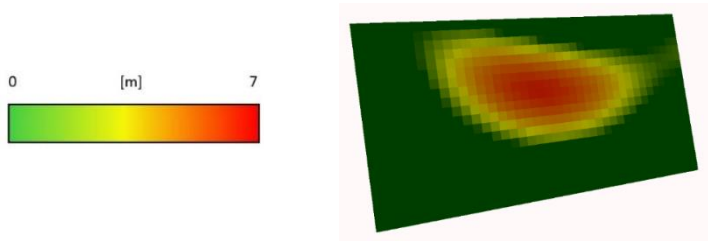


Figura 78. Distribuzione dell'*opening* lungo la sorgente.

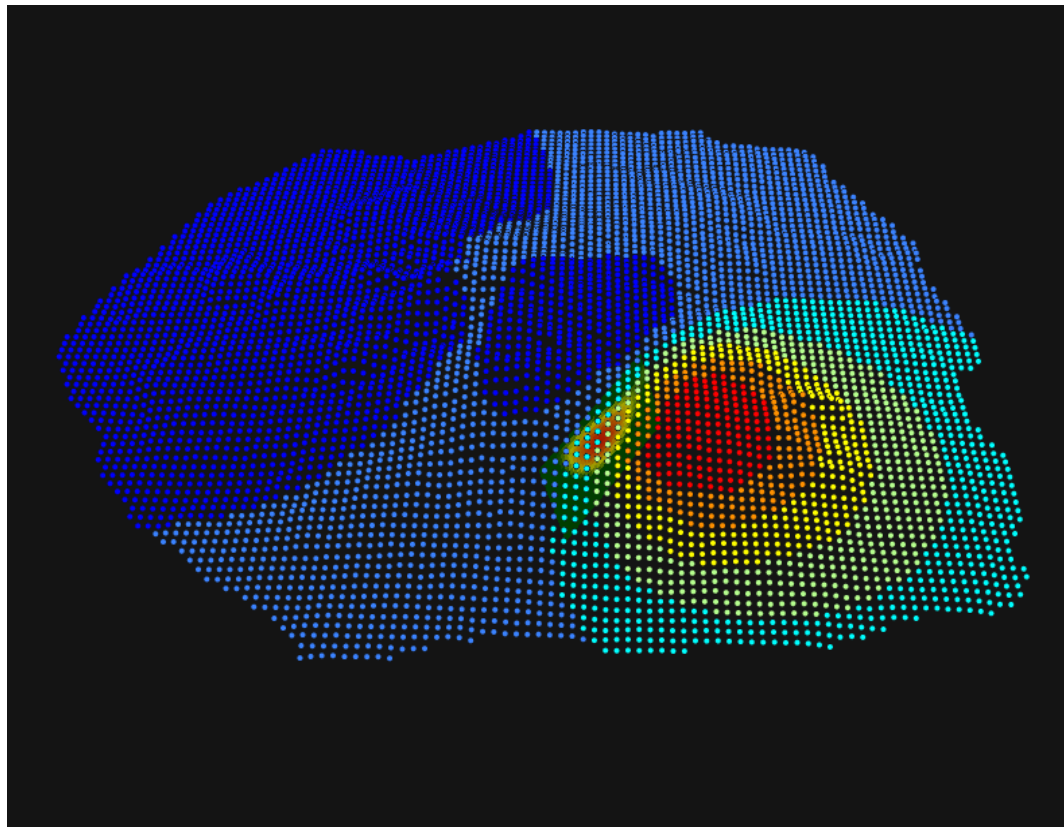
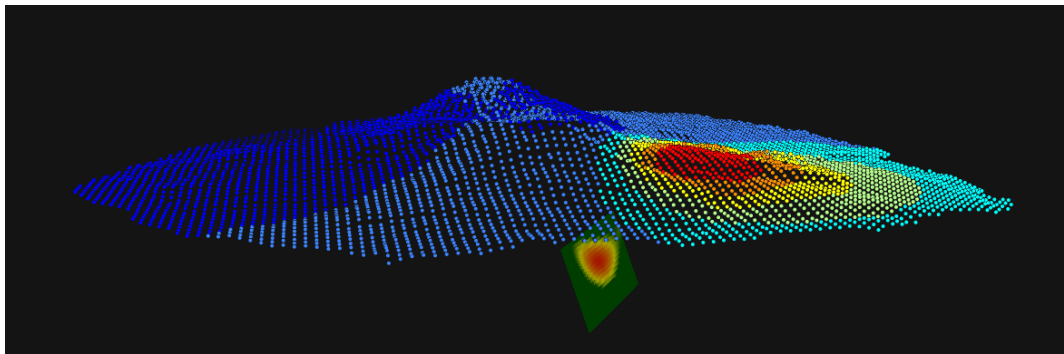
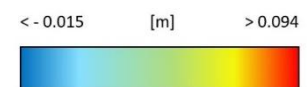


Figura 79 e 80. Displacement modellato considerando i dati acquisiti con il sensore Palsar-2, localizzazione della sorgente e distribuzione dell'*opening* in essa.



Infine, con il *Forward Modeling*, si è riprodotto il *displacement* superficiale che verrebbe generato dalla sorgente modellata (Fig. 81).

Le immagini sottostanti mostrano il risultato del modello diretto: componente nord dello spostamento (A), componente est dello spostamento (B), componente verticale dello spostamento (C).

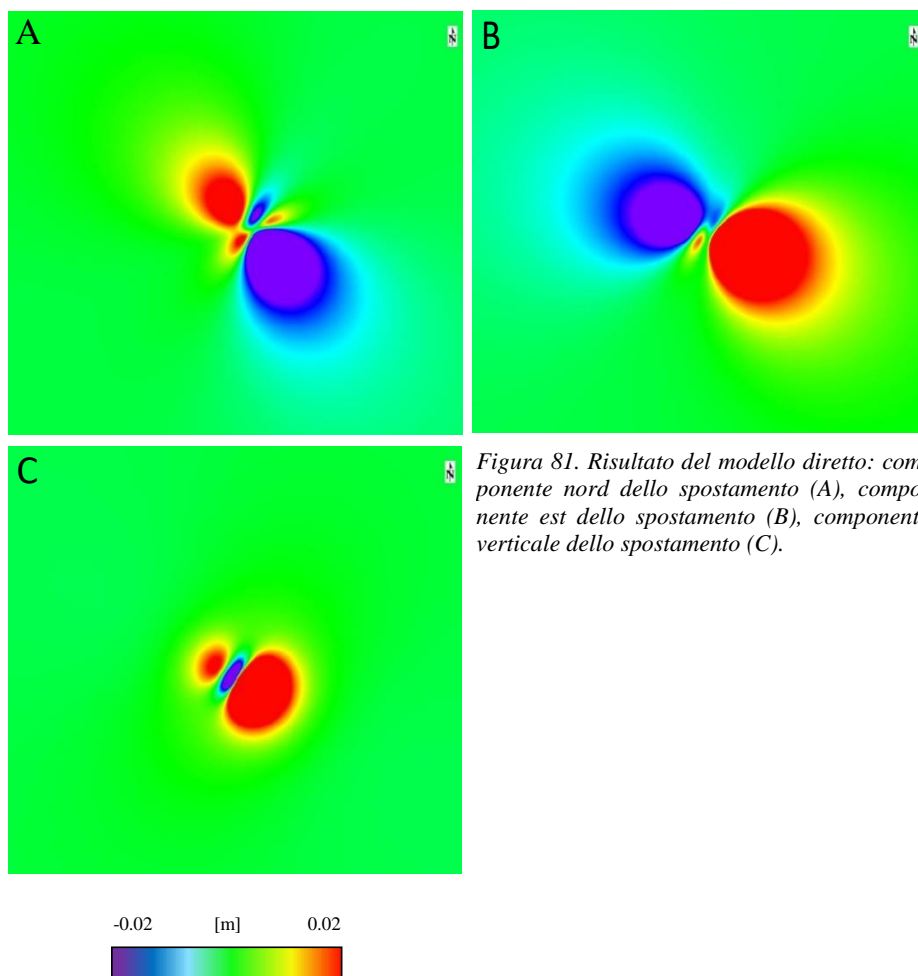


Figura 81. Risultato del modello diretto: componente nord dello spostamento (A), componente est dello spostamento (B), componente verticale dello spostamento (C).

4.2.2 Applicazione del modello di Mogi

È stato eseguito un primo modello di Mogi considerando solamente il rigonfiamento osservato prima dell'eruzione avvenuta il 25 luglio 2016 (Fig. 83), un secondo modello di Mogi è stato realizzato per studiare la subsidenza post-eruzione (Fig. 84). Il comportamento del vulcano pre- e post-eruzione è stato osservato nelle serie temporali di spostamento ottenute al termine del processamento SBAS per il dataset Sentinel-1 (Fig. 82).

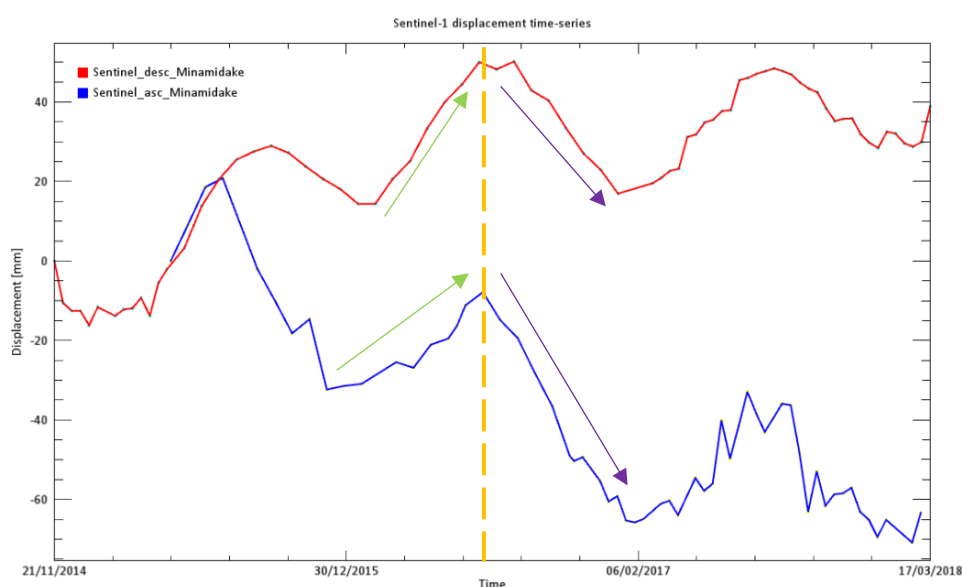


Figura 82. Serie temporale di spostamento per il dataset Sentinel-1 (ascendente in blu e discendente in rosso) plottata in corrispondenza del cratere principale Minamidake. La freccia verde rappresenta il periodo di ricarica della camera magmatica, prima dell'eruzione. In giallo il momento in cui è avvenuta l'eruzione. La freccia viola simboleggia il periodo in cui avviene la subsidenza della superficie a causa dello svuotamento della sorgente, in seguito all'eruzione.

Per entrambi i modelli eseguiti, tramite l'inversione non lineare si è definita la posizione della camera magmatica usando gli *shapefile* sottocampionati per entrambe le geometrie di acquisizione. Successivamente, con l'inversione lineare si è determinata la variazione di volume della sorgente considerata. Infine, con il *CFF Stress Transfer* si è visto quanto la variazione di volume influisce sulla faglia modellata precedentemente tramite il modello di Okada. Un valore negativo del CFF indica un detensionamento, quindi un decremento delle tensioni nel semispazio elastico relazionabile alla diminuzione del volume della camera magmatica dopo l'eruzione. I parametri ottenuti al termine della modellazione sono riportati nella tabella 6.

PARAMETRO	PRE-ERUZIONE	POST-ERUZIONE
Coordinate UTM	657409.58 E	657409.58 E
della camera magmatica	3494933.23 N	3494933.23 N
Profondità (m s.l.m.)	1180	1725
ΔV (m ³)	1.63×10^5	$- 3.54 \times 10^5$
CFF (MPa)	0.022	- 0.0294

Tabella 6. Posizione delle sorgenti, variazione di volume e CFF prima e dopo l'eruzione.

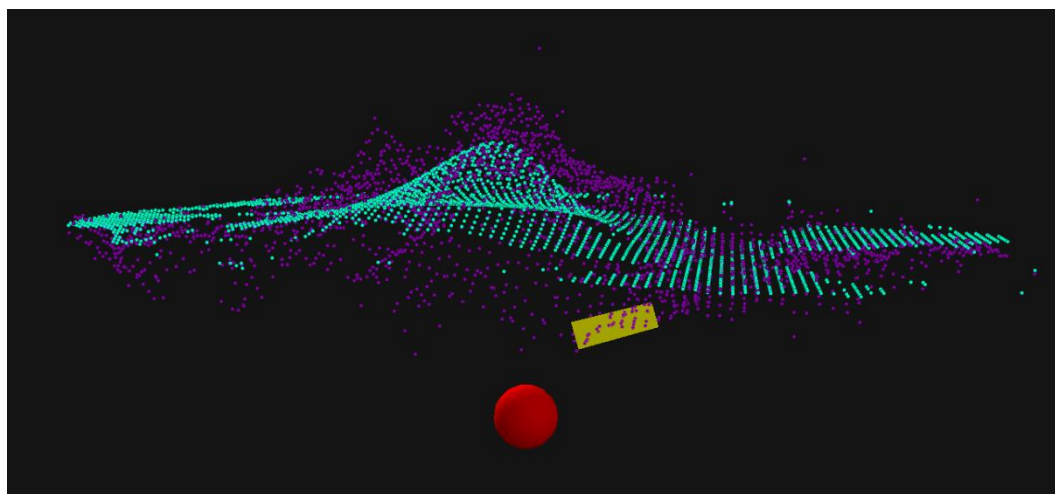


Figura 83. Modello di Mogi prima dell'eruzione del 25 luglio 2016.

- Spostamento osservato
- Spostamento modellato
- Camera magmatica
- Faglia

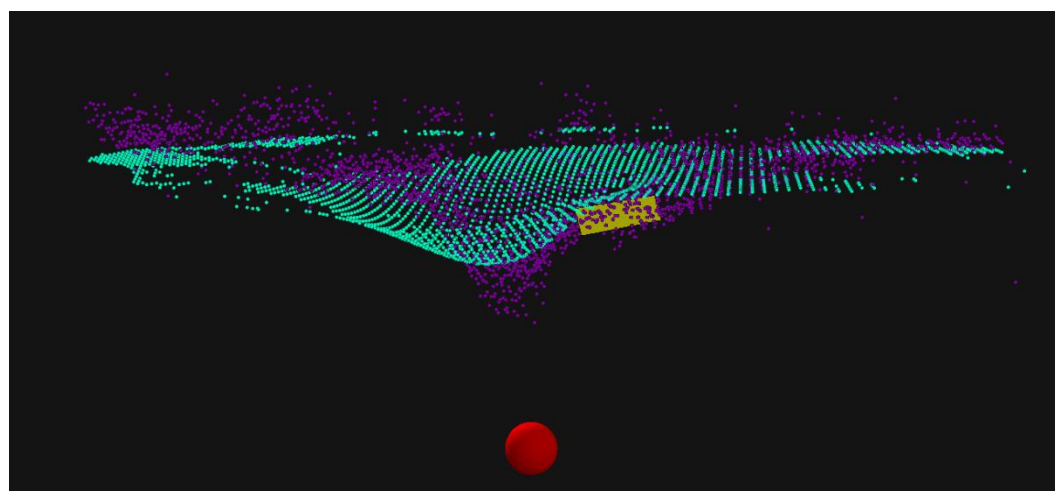


Figura 84. Modello di Mogi dopo l'eruzione del 25 luglio 2016.

5. Discussione dei risultati

5.1 Interferometria Differenziale

Bisogna tener presente che gli eventi di maggior rilevanza durante il periodo studiato sono:

- Intrusione di magma avvenuta nell'agosto del 2015 (modellata tramite i dataset Palsar-2 in modalità discendente e Sentinel-1 considerando entrambe le geometrie di acquisizione)
- Potente eruzione esplosiva che ha prodotto una colonna eruttiva alta più di 6 km, avvenuta il 25 luglio 2016 (modellata con i dataset Sentinel-1 acquisiti in modalità ascendente e discendente)
- Eruzione del 28 aprile 2017 (colonna eruttiva > 4 km)

Considerando come raster di riferimento le mappe di velocità medie ottenute con la tecnica multi-temporale SBAS, tramite lo strumento *Time Series Analyzer* si sono plottate le serie temporali di deformazione in corrispondenza di alcune posizioni peculiari sul vulcano, quali ad esempio le aree attorno ai crateri principali e la porzione di superficie corrispondente alla frattura generata dall'intrusione di magma avvenuta il 15 agosto 2015 e studiata nel dettaglio in questo lavoro tramite il modello di Okada.

Palsar-2 dataset

Utilizzando come raster di partenza la mappa di velocità ricavata per il dataset Palsar-2, si è analizzata l'entità degli spostamenti dapprima in corrispondenza ai punti GPS presenti nell'area di studio, successivamente si sono indagate specifiche posizioni sul vulcano per esaminare al meglio le relazioni esistenti tra la deformazione del suolo e l'attività vulcanica del Sakurajima.

In generale le serie temporali di spostamento per i GPS 960719 e 960720 mostrano, nel periodo precedente agli eventi sopracitati, un rigonfiamento della superficie, fenomeno in accordo con l'accumulo di magma nel *reservoir* superficiale che provoca l'*uplift* dell'area interessata dalle dinamiche del vulcano.

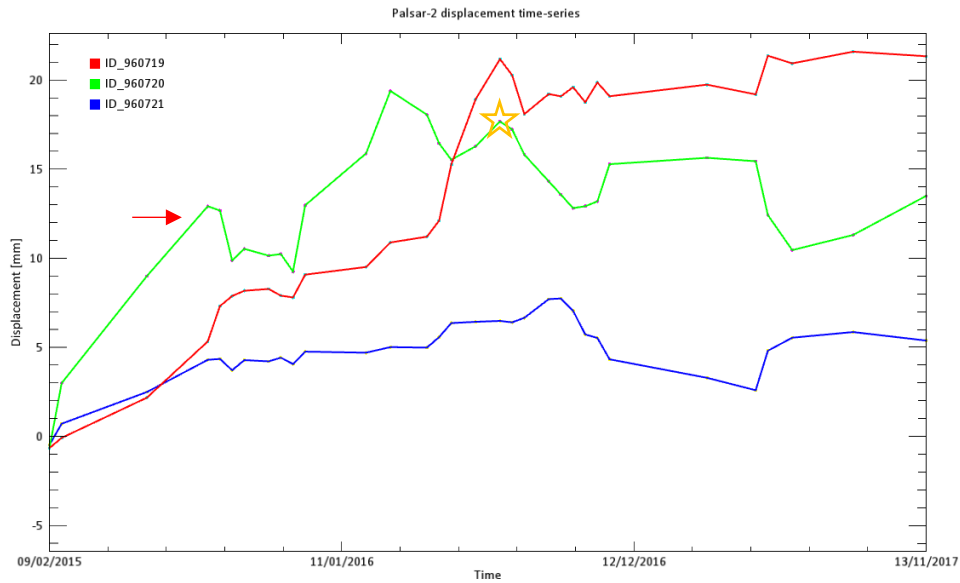


Figura 85. Serie temporale di spostamento per il dataset Palsar-2 in corrispondenza dei punti GPS che insistono sul vulcano.

In seguito alla potente eruzione avvenuta nel luglio del 2016 (indicata dalla stella gialla in figura 85), si nota una drastica subsidenza, fenomeno spiegabile con lo svuotamento della camera magmatica e dei gas accumulati in essa durante l'attività esplosiva del vulcano.

Per le eruzioni con colonne eruttive minori di 6 km, ad esempio l'evento avvenuto il 28 aprile 2017, non si nota sempre un forte abbassamento della superficie. Ciò potrebbe indicare una rapida ricarica della camera magmatica oppure potrebbe testimoniare che essa, durante le esplosioni "giornaliere", non venga svuotata completamente. Inoltre, non è da escludere il fatto che non si riescano a discriminare le deformazioni più repentine a causa del tempo di rivisitazione troppo grande tra le acquisizioni dei satelliti.

Per quanto riguarda la rapida deformazione (freccia rossa in figura 85) sul fianco orientale del vulcano causata dall'apertura di una frattura generata dall'intrusione di un dicco al di sotto del cratere di Showa, non si nota un abbassamento improvviso della superficie del vulcano. Per l'evento di intrusione, infatti, è ben visibile che la deformazione rimane all'incirca costante, in accordo con le osservazioni superficiali e con gli studi di Hotta et al. (2016). Questi studi indicano che il *tilt* e lo *strain* dopo il 17 agosto 2015 non sono tornati ai livelli precedenti all'evento di

deformazione: il magma intruso è infatti rimasto al di sotto del cono principale del Sakurajima senza che al fenomeno sia susseguita attività eruttiva. Gli spostamenti in corrispondenza al GPS 960721, posizionato nella parte meridionale del vulcano, sono minori e non indicano dei chiari trend di *uplift* e subsidenza che testimoniano, rispettivamente, la fase pre- e post-eruttiva. In generale, questi spostamenti inferiori potrebbero essere dovuti alla posizione in cui esso si trova, ossia lontano dal percorso che compie il magma per giungere dal serbatoio principale, localizzato nella parte nord-orientale della caldera Aira, al *reservoir* superficiale.

Per quanto riguarda gli spostamenti nell'area attorno al vulcano (Fig. 86), questi sono paragonabili a quelli misurati sul Sakurajima solamente in corrispondenza al punto GPS 021089 che si trova nella parte più settentrionale del confine della caldera Aira, in prossimità della depressione di Wakamiko. La dinamica della camera magmatica profonda può quindi influire in maniera considerevole nell'*uplift* che avviene in prossimità della città di Kirishima.

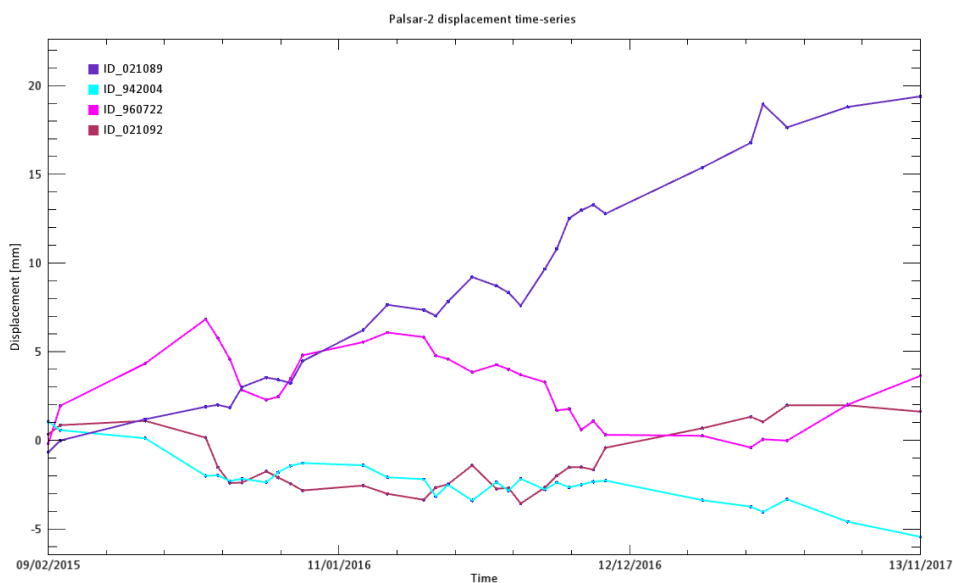


Figura 86. Serie temporale di spostamento per il dataset Palsar-2 in corrispondenza ai punti GPS nell'area che circonda il vulcano.

Nella serie temporale riportata in figura 87 è visibile l'entità degli spostamenti sia in corrispondenza del cratere principale Minamidake (in blu), sia della frattura generata dall'intrusione di magma avvenuta il 15 agosto 2015 (in viola).

Il *plot* per quest'ultimo evento mostra il marcato *uplift* nel periodo fine luglio – fine agosto 2015 (indicato con la freccia rossa) che testimonia la rapida intrusione del magma nel fianco orientale del vulcano.

Il *plot* in corrispondenza del cratere principale mostra, per l'eruzione avvenuta nel luglio 2016 (stella gialla), il classico comportamento: *uplift* pre-eruzione (freccia verde) e sgonfiamento post-eruzione (freccia viola).

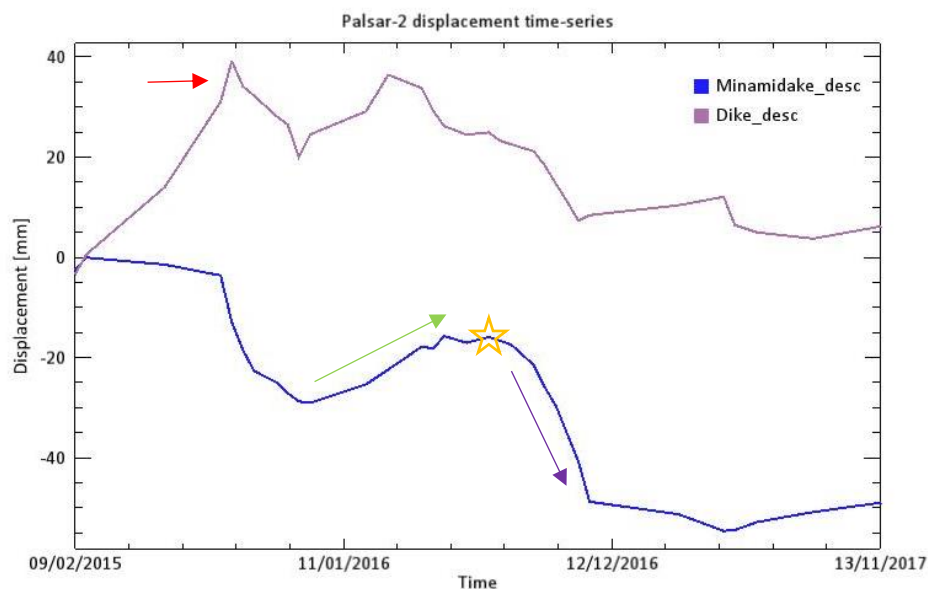


Figura 87. Serie temporale di spostamento per il dataset Palsar-2 in corrispondenza del cratere principale Minamidake e della frattura generata dall'intrusione di magma avvenuta nell'agosto del 2015.

COSMO-SkyMed dataset

La serie temporale per il dataset COSMO-SkyMed (Fig. 88) mostra gli spostamenti in corrispondenza del cratere principale Minamidake (in rosso), del cratere di Showa (in verde) e della frattura generata dal *diking* (in viola).

In tutti i *plots* è visibile il marcato *uplift* all'inizio del mese di agosto 2015 (tratteggio rosso) che testimonia la repentina intrusione del magma. In seguito a questo evento non si nota un abbassamento della superficie del vulcano; la deformazione è rimasta significativa poiché il magma, non essendo stato eruttato, è rimasto al di sotto della superficie del vulcano.

Nel *plot* in corrispondenza al cratere principale è indicato, tramite il cerchio giallo, il comportamento normale registrato per l'eruzione avvenuta nel luglio 2016.

È visibile il sollevamento della superficie precedentemente all'eruzione e lo sgonfiamento in conseguenza alla fuoriuscita dei gas e del magma contenuti nella sorgente.

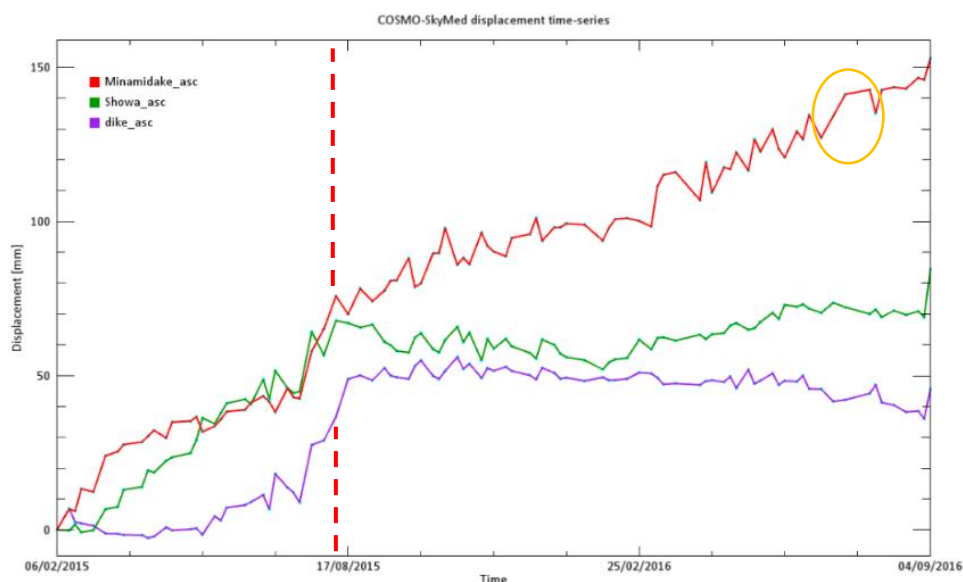


Figura 88. Serie temporale di spostamento per il dataset COSMO-SkyMed in corrispondenza al cratere principale Minamidake, al cratere di Showa e alla frattura generata dall'intrusione di magma avvenuta nell'agosto del 2015.

Sentinel-1 dataset

La serie temporale per il dataset Sentinel-1 (Fig. 89) mostra gli spostamenti in corrispondenza al cratere principale Minamidake (blu: geometria di acquisizione discendente, azzurro: geometria di acquisizione ascendente) e alla posizione nel fianco orientale del vulcano correlata alla frattura originata in seguito alla penetrazione del magma a livelli crostali superficiali (viola: geometria di acquisizione discendente, rosa: geometria di acquisizione ascendente).

Nei *plots* in corrispondenza a quest'ultimo evento (tratteggio rosso) è visibile il significativo *uplift* all'inizio del mese di agosto 2015 che testimonia la rapida intrusione del magma al di sotto del cono principale del vulcano.

I *plots* in corrispondenza al cratere principale mostrano, per l'eruzione avvenuta nel luglio 2016 (stelle gialle), l'*uplift* prima dell'attività vulcanica e la subsidenza della superficie in seguito all'evento.

Per quanto riguarda il 2017, sembra ci sia una progressiva subduzione, indicata dalla freccia marrone, a partire dal mese di luglio. Questo fenomeno potrebbe testimoniare un periodo in cui la fase di ricarica del *reservoir* superficiale è interrotta continuamente dalle numerose, ma non molto potenti, esplosioni giornaliere caratterizzate da colonne eruttive abbastanza basse (altezza circa 2 km).

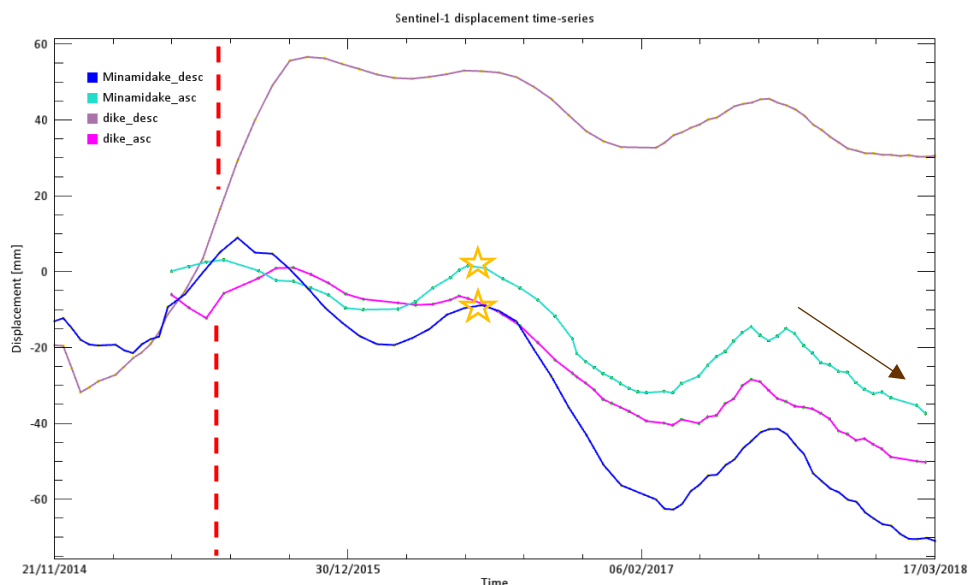


Figura 89. Serie temporale di spostamento per il dataset Sentinel-1 (geometria di acquisizione ascendente e discendente) in corrispondenza al cratere principale Minamidake e alla frattura generata dall'intrusione di magma avvenuta nell'agosto del 2015.

Per il dataset Sentinel-1 è stato possibile ricostruire l'evoluzione temporale degli spostamenti verticali e orizzontali grazie alla disponibilità delle due geometrie di acquisizione discendente e ascendente.

I *plots* sottostanti sono riferiti agli spostamenti verticali e in direzione E-W cumulati nel periodo in comune alle due acquisizioni, ossia da maggio 2015 a marzo 2018, in corrispondenza al cratere Minamidake (in verde) e alla frattura nel fianco orientale del vulcano generata in seguito all'intrusione di magma avvenuta nell'agosto del 2015 (in blu).

Nella serie temporale che mostra gli spostamenti verticali (Fig. 90) sono chiaramente osservabili i principali eventi che testimoniano l'attività del vulcano durante il periodo studiato.

Il *plot* in corrispondenza alla frattura mostra in maniera inequivocabile il sollevamento della superficie fino a 8 centimetri avvenuto nell'estate del 2015 (freccia rossa). Questo è geologicamente ben spiegato dall'intrusione di magma avvenuta il 15 agosto e studiata nel dettaglio in questo progetto tramite il modello di Okada. Il *plot* in corrispondenza al cratere principale evidenzia il rigonfiamento della superficie prima della potente eruzione esplosiva del 25 luglio 2016 (stella gialla) e la subsidenza avvenuta successivamente al fenomeno che è stato modellato tramite il modello di Mogi. Questo comportamento non è riconoscibile per l'eruzione del 28 aprile 2017. Probabilmente, come detto in precedenza per gli spostamenti osservati lungo la LOS, eventi meno significativi, aventi quindi colonne eruttive di altezza inferiore ai 6 km, non provocano un evidente *displacement* superficiale. Questo, essendo relazionato alla variazione di volume delle camere magmatiche, potrebbe non essere visibile sia a causa della rapida ricarica da parte del magma, sia dal mancato svuotamento della sorgente in seguito alle esplosioni minori.

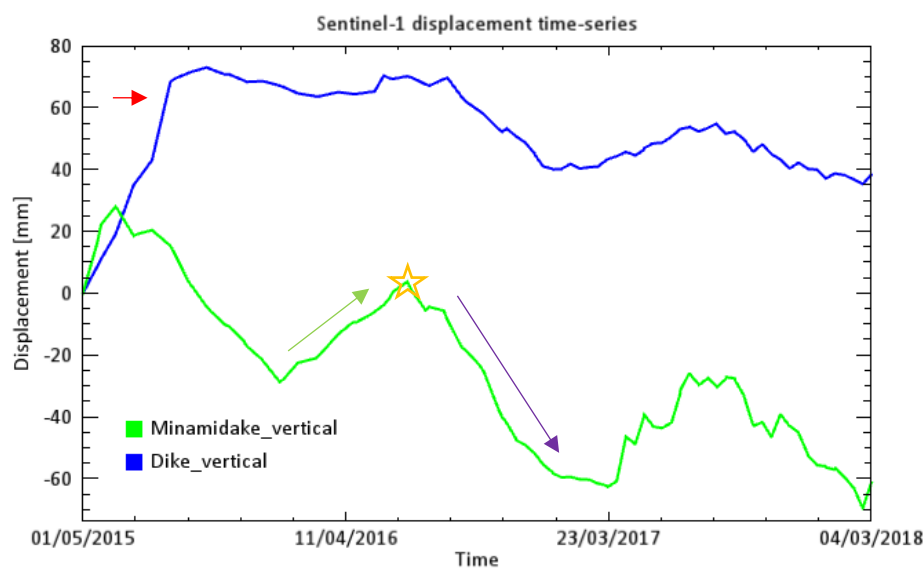


Figura 90. Serie temporale di spostamento per il dataset Sentinel-1 che mostra gli spostamenti verticali in corrispondenza del cratere principale Minamidake e della frattura generata dall'intrusione di magma avvenuta nell'agosto del 2015.

Nella serie temporale che mostra gli spostamenti orizzontali (Fig. 91) si nota una forte accelerazione solamente in corrispondenza all'evento di intrusione del magma sul fianco orientale dell'apparato vulcanico (freccia rossa). Ciò testimonia che il

fenomeno avvenuto nell'agosto del 2015 non ha provocato unicamente un grande *uplift* ma anche il *displacement* in direzione E-W è stato significativo.

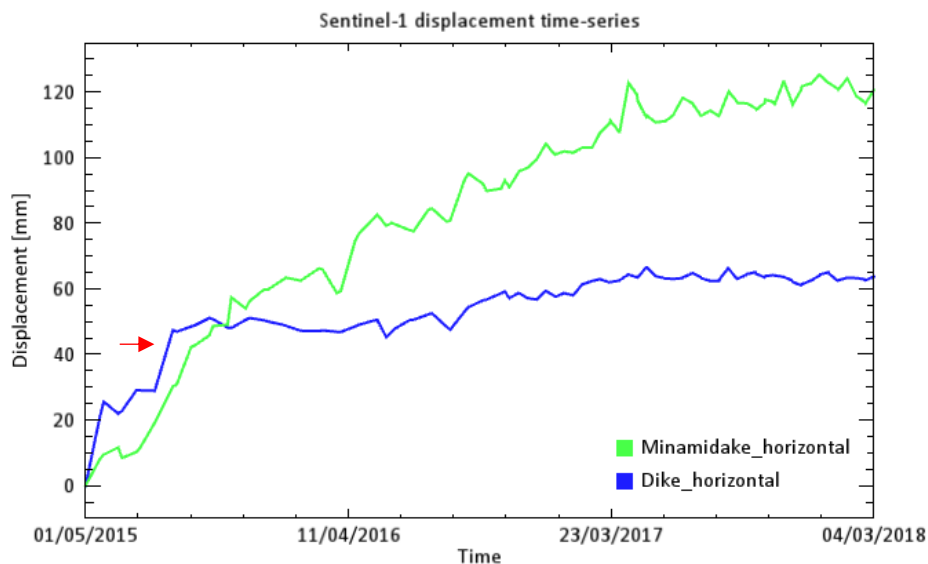


Figura 91. Serie temporale di spostamento per il dataset Sentinel-1 che mostra gli spostamenti orizzontali in corrispondenza del cratere principale Minamidake e della frattura generata dall'intrusione di magma avvenuta nell'agosto del 2015.

5.2 Modellazione

5.2.1 Applicazione del modello di Okada

L'inversione non lineare ha permesso di individuare la posizione della faglia estensionale al di sotto del cratere di Showa. Essa avrebbe *strike* e *dip* rispettivamente pari a 32° e 70° . Morishita et al. (2016) hanno indicato come *strike* e *dip* della faglia, posizionata sotto al cratere di Showa alla profondità tra 0.4 e 1.2 km, valori simili a quelli trovati in questo lavoro, ossia rispettivamente, 36° e 81° . Il risultato dell'inversione lineare corrisponde ad un aumento del volume totale di circa $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, valore paragonabile a quello ottenuto da Morishita et al. (2016) pari a $1.7 \times 10^6 \text{ m}^3$. Tramite il *Forward Modeling*, si è riprodotto il *displacement* superficiale che verrebbe generato dalla sorgente modellata. I risultati del modello diretto riproducono bene lo spostamento osservato con i tre dataset invertiti.

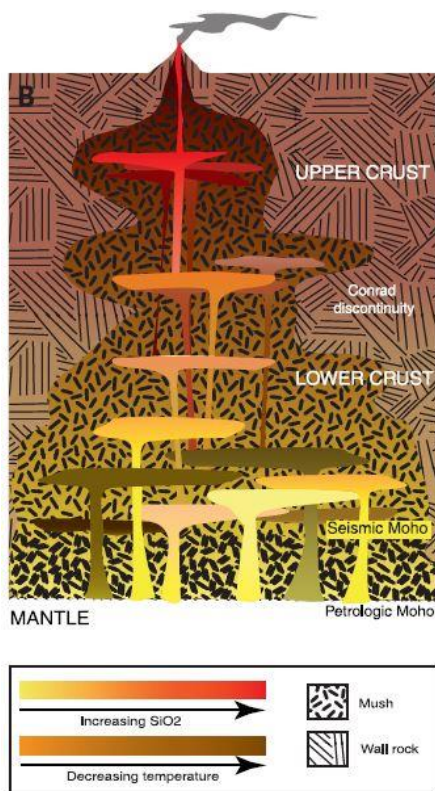


Figura 92. Sistema magmatico transcrostale dove è evidenziata la produzione del fuso nella crosta profonda e il trasporto di questo nelle parti più superficiali tramite la destabilizzazione successiva di lenti di magma. Da Cashman et al. 2017.

In generale, i tassi di generazione del magma sono regolati dalla tettonica a placche e dai moti convettivi del mantello, e sono modulati dalla segregazione del fuso e dal trasporto di questo all'interno del mantello o della crosta. A partire da questi, i fusi basaltici primitivi vengono forniti in modo incrementale ai livelli superiori (Fig. 92). Il loro destino iniziale è determinato dai vincoli termici e dai processi fisici dipendenti dalla temperatura. Se le singole intrusioni di magma sono sufficientemente piccole, durante la loro messa in posto si equilibrano termicamente con l'ambiente circostante: possono solidificare completamente, formare roccia parzialmente fusa (*mush*: sistema formato da cristalli e fuso in cui i cristalli formano una struttura attraverso la quale il fuso è distribuito) o rappresentare magma potenzialmente eruttibile.

Nei livelli superficiali le temperature delle intrusioni possono essere mantenute al di sopra del solidus solo quando i tassi di intrusione sono sufficientemente alti o i volumi di intrusione sono abbastanza grandi. In queste circostanze si può formare una camera magmatica con magma potenzialmente eruttibile. Inoltre, bisogna tenere in considerazione che il tasso di raffreddamento dipende sia dal volume di magma, sia dalla geometria con cui esso intrude nella crosta superficiale.

Le ampie intrusioni possono raffreddarsi rapidamente se si accumulano e si mescolano con fusi più freddi preesistenti o assimilano rocce parzialmente fuse. Le piccole intrusioni possono essere troppo sottili per instaurare moti convettivi, ma possono perdere calore rapidamente per conduzione. Le velocità di raffreddamento sono quindi massimizzate quando il contrasto di temperatura tra il magma che intrude e la roccia ospitante è grande.

L'evento di intrusione del magma al di sotto del cratere di Showa avvenuto nell'agosto del 2015 ha provocato una significativa deformazione sul fianco orientale del vulcano, ma l'avvenimento non è stato seguito dall'emissione di lava. Il grande volume di magma che è stato modellato usando il modello di Okada (circa $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$) esclude l'ipotesi che il tasso di intrusione non sia stato sufficientemente alto da mantenere la temperatura del magma al di sopra del *solidus*. La mancata eruzione potrebbe quindi essere spiegata dall'elevata differenza di temperatura esistente tra il magma derivante da grandi profondità e la roccia in cui è avvenuta la messa in posto dell'intrusione con la conseguente apertura della frattura estensionale. La velocità di raffreddamento del fuso sarebbe stata talmente elevata da solidificare completamente o generare *mush* non eruttibile.

5.2.2 Applicazione del modello di Mogi

Lo spostamento modellato riproduce abbastanza bene il *displacement* osservato ma bisogna tenere in considerazione che quello di Mogi è un modello molto semplificato in quanto gli effetti della camera magmatica sono attribuibili unicamente alla variazione di volume distribuita radialmente con forma sferica a partire da una sorgente puntiforme.

Attraverso il modello la sorgente di deformazione è stata posta al di sotto del cratere Minamidake. Durante la fase di *uplift*, prima dell'eruzione, è stata localizzata alla profondità di 2300 metri rispetto alla superficie topografica del vulcano mentre, considerando la fase di deflazione dopo l'evento eruttivo, la sorgente è stata posizionata a 2850 metri.

Le profondità modellate possono essere confrontate con quelle ricavate da Hotta et al. (2016). Nell'articolo è stato presentato un modello a tre sorgenti sferiche di pressione per l'inflazione del suolo avvenuta in corrispondenza ad un periodo di forte attività eruttiva dal cratere di Showa (Ottobre 2011 - Marzo 2012).

Il modello ha fornito la posizione e i volumi delle tre sorgenti: la più profonda sarebbe localizzata a circa 10 km sotto la caldera Aira. La seconda, che corrisponderebbe a quella modellata con i dati a nostra disposizione, è stata posizionata a circa

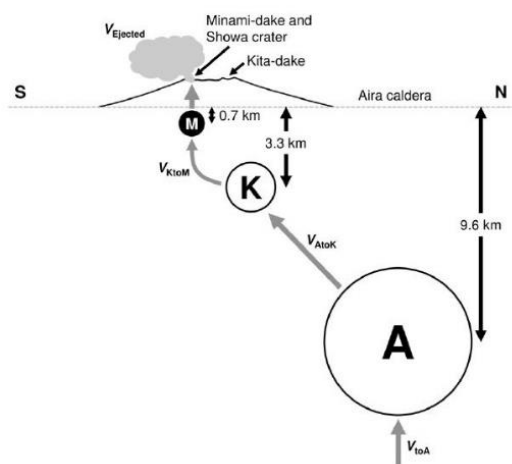


Figura 93. Localizzazione delle camere magmatiche che influenzano l'attività eruttiva del Sakurajima. (Hotta et al., 2016).

3 km sotto al cratere Kitadake. Infine, la terza sorgente più superficiale si troverebbe sotto al Minamidake e rappresenterebbe la parte più alta del condotto che porta il magma dal *reservoir* al di sotto del Sakurajima alla sommità dei crateri Minamidake e Showa (Fig. 93).

Bisogna considerare che per poter applicare il modello con molteplici sorgenti è stata fatta un'assunzione non trascurabile geologicamente; il fatto che le tre sorgenti non interagiscono tra loro è una congettura poco realistica.

Per quanto riguarda i nostri risultati, il *displacement* osservato dai satelliti non è sicuramente prodotto unicamente dalle dinamiche della camera magmatica superficiale poiché, come visto in precedenza, essa è relazionata alla camera magmatica profonda localizzata nella parte nord-orientale della caldera Aira.

Attualmente, però, non siamo riusciti a discriminare l'esatto contributo delle due camere magmatiche principali e la loro influenza sull'attività eruttiva del vulcano. Per riuscire a far ciò servirebbe una completa comprensione dei tassi di rifornimento, dei volumi di magma che condizionano la dinamica del Sakurajima e bisognerebbe avere il controllo sui parametri termomeccanici dell'area in studio.

Probabilmente, per riprodurre in maniera migliore il comportamento della camera magmatica superficiale prima e dopo l'attività eruttiva, sarebbe opportuno inserire nel modello molteplici sorgenti al fine di simulare una camera magmatica con una forma più realistica. Un'alternativa a ciò potrebbe essere considerare una sorgente di forma oblata che rappresenterebbe un insieme di lenti di magma o una struttura costituita da *sills* o *dicchi*.

Recenti studi (Cashman et al., 2017) hanno infatti rivoluzionato la classica concezione delle camere magmatiche *melt-dominated* considerando *crystal-rich mushes*, ossia sistemi multifase in cui il fuso e i fluidi sono distribuiti all'interno di una

matrice cristallina deformabile. Il modello concettuale che viene considerato generalmente per la formazione delle camere magmatiche prevede l'intrusione ripetuta di magma in una porzione della crosta ad una velocità sufficientemente elevata da generare il corpo magmatico. Questi modelli che si basano sullo sviluppo graduale delle camere magmatiche non riescono a spiegare perché spesso i processi vulcanici avvengono più velocemente del tempo necessario allo sviluppo dei corpi magmatici. Un possibile meccanismo alternativo prevede la redistribuzione del fuso in un'unica camera magmatica a partire da lenti di magma che vengono destabilizzate e che sono distribuite verticalmente all'interno della matrice cristallina. La destabilizzazione delle lenti di magma, causata dalla risalita a partire da profondità maggiori di fusi aventi composizione chimica diversa, è probabilmente un fenomeno comune e potrebbe essere responsabile della rapida ascensione dei magmi evoluti verso i *reservoir* crostali superficiali.

Il lavoro presentato in questa tesi è contenuto nel poster (allegato 6) esibito durante il convegno IGARSS (*International Geoscience and Remote Sensing Symposium*), tenutosi a Valencia (Spagna) dal 22 al 27 luglio 2018.

Conclusioni

La tecnica multi-temporale di interferometria SAR differenziale applicata in questo lavoro si è dimostrata assolutamente adeguata alla registrazione delle deformazioni causate dall'attività del vulcano attivo Sakurajima. La disponibilità di tre differenti dataset acquisiti con diversi sensori ha permesso di analizzare, con un certo grado di sicurezza, la correlazione tra l'andamento delle deformazioni e i principali fenomeni legati alle dinamiche del vulcano che sono avvenuti durante il periodo temporale studiato. L'intrusione di magma avvenuta il 15 agosto 2015 che ha generato una frattura estensionale al di sotto del cratere di Showa ha creato una deformazione superficiale verso l'alto di circa 8 centimetri. Essa è stata registrata da tutti i sensori e gli spostamenti significativi sono chiaramente visibili nelle serie temporali di deformazione relative a tutti i dataset a nostra disposizione. Inoltre, tramite il modello di Okada è stata ricavata la distribuzione del valore di apertura per la frattura posizionata a circa 600 metri di profondità rispetto alla superficie del vulcano.

Il Sakurajima è caratterizzato da un'attività molto intensa che prevede anche più di un'esplosione giornaliera. Nelle serie temporali di deformazione, solamente per l'eruzione più potente avvenuta il 25 luglio 2016 si è notato inequivocabilmente sia il rigonfiamento della superficie prima dell'eruzione, relazionato al periodo di ricarica della sorgente, sia la subsidenza post-eruzione in conseguenza allo svuotamento della camera magmatica. Al contrario, le serie storiche di deformazione non mettono in evidenza i fenomeni giornalieri ossia le esplosioni minori. Ciò potrebbe essere dovuto alla rapida ricarica della camera magmatica, al fatto che il condotto non venga svuotato completamente o semplicemente al fatto che i satelliti non riescano a registrare le deformazioni più repentine a causa del tempo di rivisitazione tra le acquisizioni maggiore rispetto al verificarsi degli eventi vulcanici.

Sebbene le tecniche multi-temporali generalmente riescano a stimare e rimuovere i contributi di fase legati ai cambiamenti atmosferici che avvengono durante le diverse acquisizioni, le aree vulcaniche per questi fenomeni necessitano di una maggiore attenzione. Infatti, bisogna tener presente che durante l'intervallo temporale in cui viene ripresa l'area di interesse possono avvenire variazioni dell'indice di

rifrazione lungo il profilo verticale della troposfera. A causa della loro dipendenza con l'altitudine, tali cambiamenti possono produrre correlazioni topografiche che negli interferogrammi sono rappresentate da frange. Queste, se non attentamente analizzate, possono essere confuse con segnali di deformazione della superficie. La rimozione manuale tramite il software IDL del residuo atmosferico osservabile in interferogrammi selezionati è possibile, ma bisognerebbe trovare un metodo efficace per applicare automaticamente la correzione alle coppie di immagini che lo richiedono, in modo da poter utilizzare nei processamenti multi-temporali il numero massimo di immagini ed escludere la possibilità di commettere errori di interpretazione dovuti a questa ambiguità.

Prevedere un'eruzione non è semplice in quanto i fenomeni naturali difficilmente si possono modellare considerando tutte le variabili che caratterizzano un complesso sistema naturale. I modelli presenti in letteratura e quelli utilizzati in questo lavoro prevedono, inevitabilmente, alcune assunzioni non realistiche dal punto di vista geologico. Ad esempio, nei modelli che provano a ricostruire la migrazione del magma attraverso i diversi *reservoirs* si assume che il magma sia un fluido incompressibile privo di componente volatile. Questo problema potrebbe essere risolto se fossero disponibili dati sulla variazione temporale del volume dei gas vulcanici emessi dal Sakurajima. I modelli analitici applicati in questo progetto riescono comunque a rappresentare in modo convincente e significativo il comportamento delle camere magmatiche e delle strutture tettoniche presenti al di sotto dell'edificio vulcanico ma sicuramente non bastano per comprendere completamente le dinamiche che avvengono in un sistema così articolato.

Per prepararsi ad una potente eruzione futura del Sakurajima servirebbero dati puntuali più precisi. In particolare, sarebbero necessari rilievi sismici e geodetici più densi, un'indagine sulla struttura interna del vulcano e sul suo cambiamento prima e dopo l'eruzione e un monitoraggio in tempo reale del materiale emesso dal Sakurajima. Inoltre, per definire un sistema di allerta e per prevedere eventi futuri servirebbe una completa comprensione dei tassi di rifornimento e dei volumi di magma coinvolti durante la migrazione del fuso dalla camera magmatica profonda al *reservoir* localizzato al di sotto del cono principale del vulcano Sakurajima.

Bibliografia

Aoki, Y. and Scholz, C. H. (2003). Vertical deformation of the Japanese islands, 1996 - 1999. *Journal of geophysical research*. Vol. 108. No. B5. 2257.

Atzori, S. and Salvi, S. (2014). SAR Data Analysis in Solid Earth Geophysics: From Science to Risk Management. Land applications of RADAR remote sensing. In-Tech. Chapter 9.

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. and 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.

Biasi, S. et al. (2017). Potential impacts of tephra fallout from a large-scale explosive eruption at Sakurajima volcano. *Japan. Bull Volcanol*. 79:73.

Biggs, J. and Pritchard, M. E. (2017). Global Volcano Monitoring: What Does It Mean When Volcanoes Deform? *Elements*. Vol. 13. pp. 17 - 22.

Biggs, J. et al. (2014). Global link between deformation and volcanic eruption quantified by satellite imagery. *Nature Communications*. 5:3471.

Cashman, K. V. et al. (2017). Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. *Science* 355.

Dzurisin, D. (2006). *Volcano Deformation. Geodetic Monitoring Techniques*. Springer Praxis Books. 469 pp.

Ferretti, A., Prati, C. and Rocca, F. (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. V. 39, pp. 8 - 20.

Gudmundsson, A. (2012). Magma chambers: Formation, local stresses, excess pressures, and compartments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 237 - 238. pp. 19 - 41.

Hickey, J., Gottsmann, J., Nakamichi, H. and Iguchi, M. (2016). Thermomechanical controls on magma supply and volcanic deformation: application to Aira caldera, Japan. *Nature, Scientific Reports*. 6:32691.

Hidayati, S. et al. (2007). Volcano - tectonic Earthquakes during the Stage of Magma Accumulation at the Aira Caldera, Southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*. Vol. 52, No. 6, pp. 289 - 309.

Hotta, K. et al. (2016). Multiple-pressure-source model for ground inflation during the period of high explosivity at Sakurajima volcano, Japan. Combination analysis of continuous GNSS, tilt and strain data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 310. pp. 12 - 25.

Hotta, K., Iguchi, M. and Tameguri, T. (2016). Rapid dike intrusion into Sakurajima volcano on August 15, 2015, as detected by multi-parameter ground deformation observations. *Earth, Planets and Space*. 68: 68.

Kurniawan, I. A. et al. (2017). Petrological studies of volcanic ash from Sakurajima volcano in 2013, Southern Kyushu, Japan. *IOP Conf. Series: E. Envir. Science* 71.

Iguchi, M. (2013). Magma Movement from the Deep to Shallow Sakurajima Volcano as Revealed by Geophysical Observations. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*. Vol. 58, No. 1, pp. 1 - 18.

Iguchi, M. et al. (2008). Mechanism of explosive eruption revealed by geophysical observations at the Sakurajima, Suwanosejima and Semeru volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178. pp. 1 - 9.

Miyazaki, S. (2001). Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision. *Journal of geophysical research*. Vol. 106. No. B3. pp. 4305 - 4326.

Mogi, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surface around them. *Bull. Earthquake Res. Inst.* Vol. 36, pp. 99-134.

Morishita, Y., Kobayashi, T. and Yarai, H. (2016). Three-dimensional deformation mapping of a dike intrusion event in Sakurajima in 2015 by exploiting the right and left-looking ALOS-2 InSAR. *Geophysical Research Letters* 43. pp. 4197 - 4204.

Moro, M., Chini, M., Saroli, M., Atzori, S., Stramondo, S. and Salvi, S. (2011). Analysis of large, seismically induced, gravitational deformations imaged by high-resolution COSMO-SkyMed synthetic aperture RADAR. *Geology* 39:527–530.

Nakamura, M. et al. (2003). Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Ryukyu arc. *Tectonophysics* 369. pp. 121 - 143.

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 75, No. 4, pp. 1135 - 1154.

Pasquali, P., Cantone, A., Riccardi, P., Defilippi, M., Ogushi, F., Gagliano, S. and Tamura, M. (2014). Mapping of ground deformations with interferometric stacking techniques. Land applications of RADAR remote sensing. InTech. Chapter 8.

Remy, D. et al. (2003). Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from SAR interferometry data: application to Sakurajima volcano (Japan). *Earth and Planetary Science Letters* 213. pp. 299 - 310.

Rott, H. (2009). Advances in interferometric synthetic aperture radar (InSAR) in earth system science. *Progress in Physical Geography* 33(6) pp. 769 - 791.

Sagiya, T. (2004). A decade of GEONET: 1994 – 2003. The continuous GPS observation in Japan and its impact on earthquake studies. *Earth Planets Space*, 56.

SAR-guidebook (2009). Synthetic Aperture RADAR and SARscape. Sarmap (Svizzera), 274 pp.

Takayama, H. and Yoshida, A. (2007). Crustal deformation in Kyushu derived from GEONET data. *Journal of geophysical research*. Vol. 112.

Takla, E. M. et al. (2013). The signature of the 2011 Tohoku mega earthquake on the geomagnetic field measurements in Japan. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics* Volume 2, Issue 2, pp. 185-195.

Tessari, G. Caratterizzazione e modellazione di fenomeni geologici di instabilità attraverso tecniche di telerilevamento satellitare e simulazioni numeriche. Tesi di Dottorato. A.A. 2013-2014. Università degli studi di Padova. 227 pp.

Tessari, G. et al. (2017). Monitoring of sinkholes and subsidence affecting the Jordanian coast of the Dead Sea through Synthetic Aperture Radar data and last generation Sentinel-1 data. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 19, 2017 EGU.

Todde, A., Cioni, R., Pistolesi, M., Geshi, N. and Bonadonna, C. (2017). The 1914 Taisho eruption of Sakurajima volcano: stratigraphy and dynamics of the largest explosive event in Japan during the twentieth century. *Bull. Volcanol.* 79: 72.

Xie, M., Huang, J., Wang, L., Huang, J. and Wang, Z. (2016). Early landslide detection based on D-InSAR technique at the Wudongde hydropower reservoir. *Environ. Earth Science* 75:717.

Yamamoto, K. et al. (2013). Vertical Ground Deformation Associated with the Volcanic Activity of Sakurajima Volcano, Japan during 1996-2010 as Revealed by Repeated Precise Leveling Surveys. *Bull. Volcanol. Soc. Japan.* Vol. 58. No. 1. pp. 137-151.

Sitografia

Agenzia Spaziale Europea; <http://www.esa.int/ESA>

Agenzia Spaziale Italiana; <https://www.asi.it/>

Agenzia Spaziale Giapponese; <http://global.jaxa.jp/>

Earthquake Hazards Program; <https://earthquake.usgs.gov/>

Geological Survey of Japan; <https://www.gsj.jp/>

Geoportale Nazionale; <http://www.pcn.minambiente.it/>

Global Volcanism Program; <http://volcano.si.edu/>

Nuclear Waste Management Organization of Japan; <https://www.numo.or.jp/en/>

Sarmap SA; <http://www.sarmap.ch/wp/>

Volcanic Ash Advisory Centre; <https://ds.data.jma.go.jp/svd/vaac/data/index.html>

Volcano Discovery; <https://www.volcanodiscovery.com/>

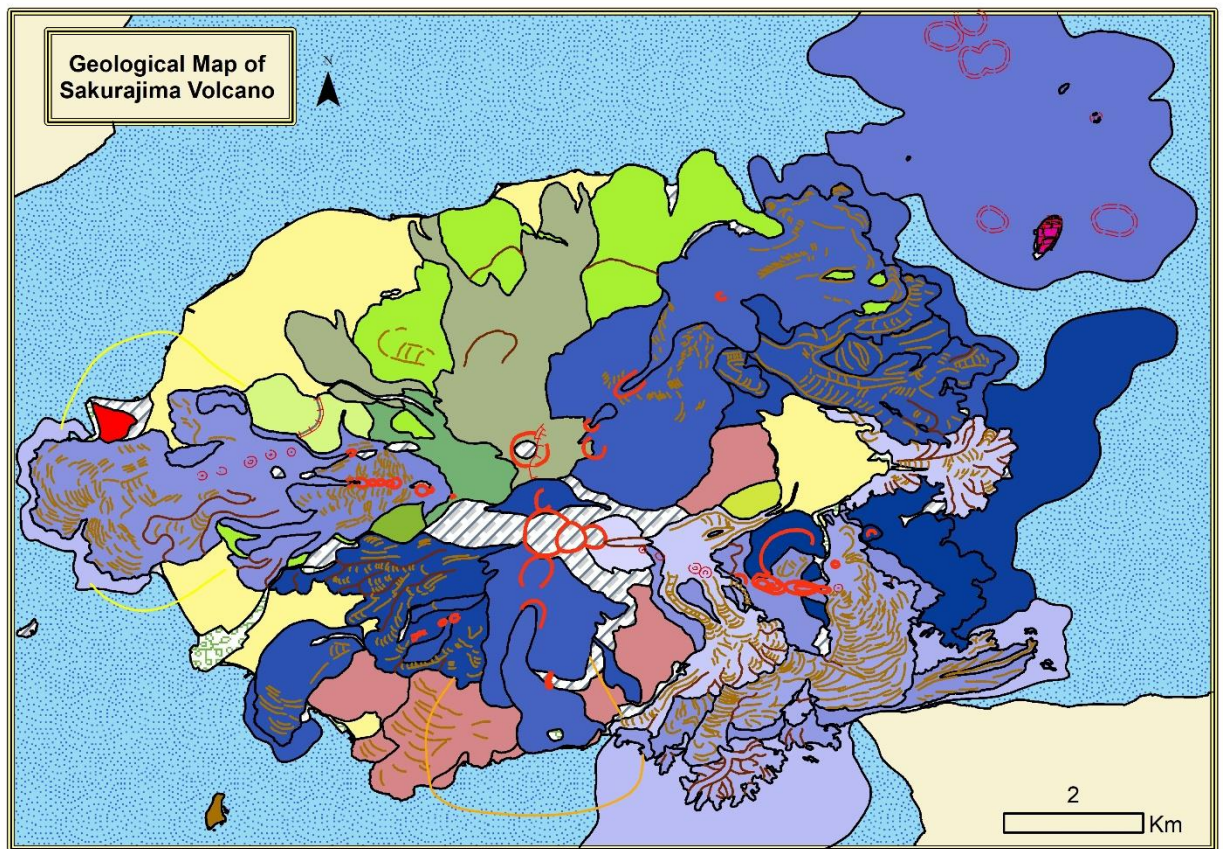
*Vorrei ringraziare la società sarmap s.a., in particolare
Paolo Pasquali per avermi dato la preziosa opportunità di
conoscere metodologie avanzate indispensabili all'osservazione
dei fenomeni geologici da una nuova ed interessante prospettiva
e Giulia Tessari per essere stata l'essenziale punto di
riferimento durante lo sviluppo del progetto.*










ありがとうございます

Allegato 1. Mappa geologica del vulcano Sakurajima e relativa legenda. Gli shapefiles sono scaricabili dal sito: gbank.gsj.jp/volcano/Act_Vol/sakurajima.

Legend

 all other values	 7,T2'	 14,Ae	 21,Nk	 28,Mkn	 35,Kg
 1,r	 8,T2	 15,As	 22,O	 29,Mm	 36,K
 2,a	 9,T1'	 16,A	 23,Ngs	 30,M	 37,Ss
 3,f	 10,T1	 17,Ap	 24,Ng	 31,Kt	 38,Sj
 4,Hp	 11,Tp	 18,Bs	 25,Nb	 32,Kl	 39,Pf
 5,S	 12,Al	 19,B2	 26,Mkr	 33,Khr	 40,Or
 6,Ts	 13,Ai	 20,B1	 27,Ma	 34,Khk	 88,w



 Fault	 Concealed Crater
 Geologic boundary	 Crater
 Map frame	 Flow-unit boundary
	 Marked wrinkle and step on lava and pyroclastic deposits
	 Pyroclastic surge (Pyroclastic surge of An-ei eruption)
	 Pyroclastic surge (Pyroclastic surge of Taisho eruption)

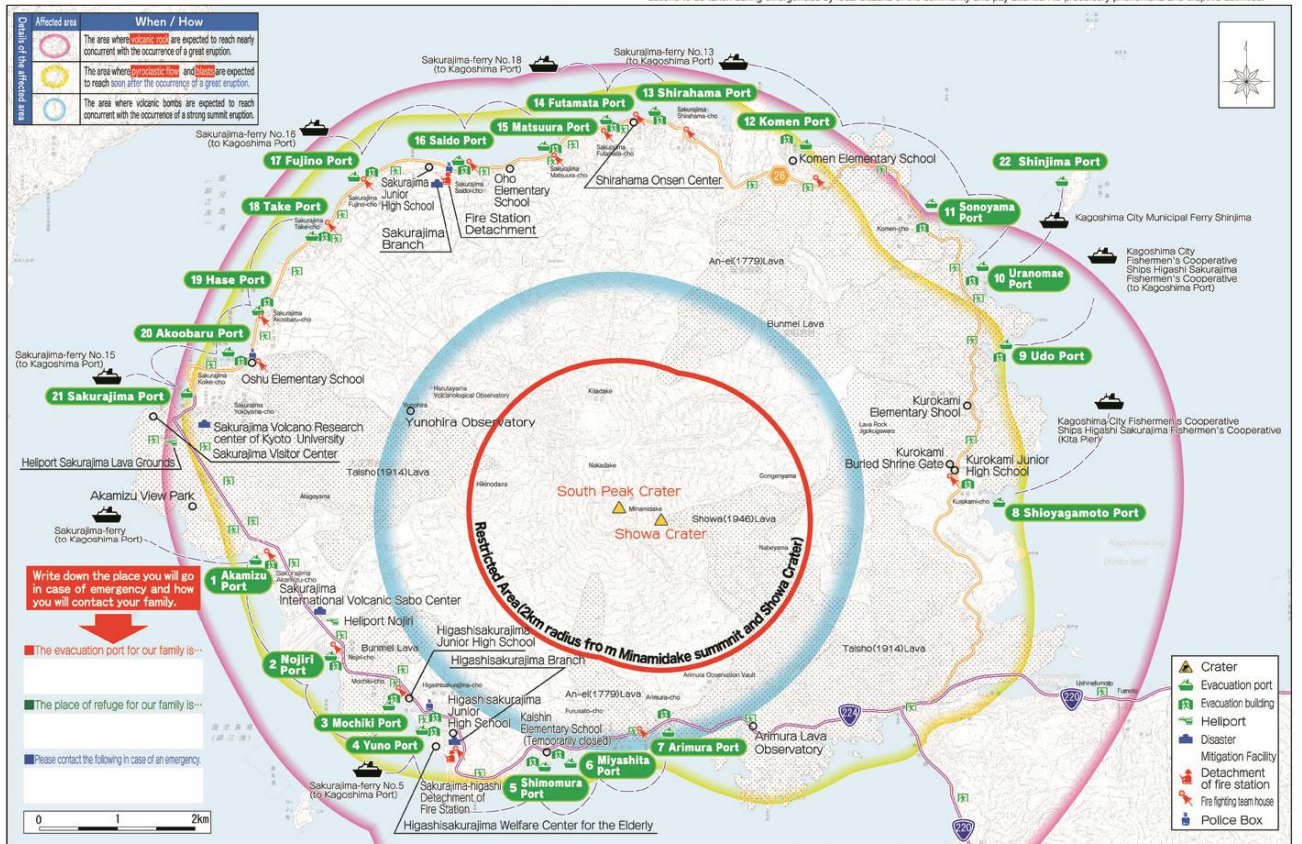
MAJOR_CODE	SYMBOL	LEGEND
1	r	Reclaimed land
2	a	Alluvium, talus and recent ejecta
3	f	Volcanic fan deposits
4	Hp	Products of Younger Minamidake Volcano
5	S	Products of Younger Minamidake Volcano
6	Ts	Products of Younger Minamidake Volcano
7	T2'	Products of Younger Minamidake Volcano
8	T2	Products of Younger Minamidake Volcano
9	T1'	Products of Younger Minamidake Volcano
10	T1	Products of Younger Minamidake Volcano
11	Tp	Products of Younger Minamidake Volcano
12	Al	Products of Younger Minamidake Volcano
13	Ai	Products of Younger Minamidake Volcano
14	Ae	Products of Younger Minamidake Volcano
15	As	Products of Younger Minamidake Volcano
16	A	Products of Younger Minamidake Volcano
17	Ap	Products of Younger Minamidake Volcano
18	Bs	Products of Younger Minamidake Volcano
19	B2	Products of Younger Minamidake Volcano
20	B1	Products of Younger Minamidake Volcano
21	Nk	Products of Younger Minamidake Volcano
22	O	Products of Younger Minamidake Volcano
23	Ngs	Products of Younger Minamidake Volcano
24	Ng	Products of Younger Minamidake Volcano
25	Nb	Products of Younger Minamidake Volcano
26	Mkr	Products of Older Minamidake Volcano
27	Ma	Products of Older Minamidake Volcano
28	Mkn	Products of Older Minamidake Volcano
29	Mm	Products of Older Minamidake Volcano
30	M	Alluvium, talus and recent ejecta
31	Kt	Products of Younger Kitadake Volcano
32	Kl	Products of Younger Kitadake Volcano
33	Khr	Products of Younger Kitadake Volcano
34	Khk	Products of Younger Kitadake Volcano
35	Kg	Products of Younger Kitadake Volcano
36	K	Products of Younger Kitadake Volcano
37	Ss	Marine sediments in Shinjima
38	Sj	Shinjima Pyroclastic Flow Deposit
39	Pf	Aira-Tn Tephra, Kekura Formation
40	Or	Okogashima Rhyolite
88	w	Water

Allegato 2. Mappa del rischio per il vulcano Sakurajima. Essa è stata redatta per aiutare gli abitanti della penisola nel caso in cui sia necessaria l'evacuazione immediata. La mappa è scaricabile dal sito: city.kagoshima.lg.jp.

Sakurajima Volcano Hazard Map

The purpose of the map

This Sakurajima Volcano Hazard Map is intended to provide help to local citizens in the case of immediate evacuation during emergencies and also is used for encouraging daily preparedness by providing them with information to familiarize themselves with the aftermath of previous major eruptions of Sakurajima as well as future dangers expected to be occur during volcanic disasters. Please post this sign in plain view. It is advisable to discuss actions to be taken during emergencies by local citizens of the community and pay attention to precursory phenomena and eruptive activities.



Precursory Phenomena

- Frequent earthquakes throughout a day
- Underground rumbling
- Water level and temperature of well-water and hot springs differ from ordinary days
- Fumes, rising ground temperature, ground fissures
- Standing plants and trees have died

When abnormal phenomena are detected, please contact the following.

contact

Kagoshima City	Sakurajima Branch Higashisakurajima Branch Crisis-Management Division	099-293-2345 099-221-2111 099-216-1213
Fire Station	119 Sakurajima-nishi Detachment Sakurajima-higashi Detachment	099-245-2099 099-221-3119
Police Office	110 Higashisakurajima Police Box Nishisakurajima Police Box	099-221-2053 099-293-2702 099-293-2071
Observations and Forecast Division		099-250-9916

Dissemination of Volcanic Warnings

Volcanic Alert Levels	Level 4		Level 5
	Type	Information to Prepare to Evacuate	Warning to Evacuate / Evacuation Order
Information from the City	Disaster is expected to occur. Prepare to evacuate from the area.	Disaster is now expected and danger is approaching. Evacuate from the area.	Disaster occurrence is assured and imminent danger is approaching. Or, a great disaster has occurred. Evacuate immediately.
Information provided by emergency broadcast systems, announcement by fire-engines, TV, radio, E-mail, etc.	Prepare to evacuate. Check the emergency preparedness kit. Confirm the location of your family. Confirm place of evacuation. Let disabled persons (elderly, people with disabilities, etc.) evacuate early.	Secure the house, extinguish any fires and turn out lights. Walk to the evacuation port with your emergency preparedness kit and evacuation card. Evacuate to safe areas by ship. Pay attention to city information for evacuation from the restricted areas of Sakurajima.	

Evacuation Procedures

Evacuation from Sakurajima (All area)

Check the number of evacuees and the number of emergency family cars.

Evacuation ports/Refuge Spots

Area	Evacuation port	Refugee spot
1 Sakurajima Akamizu-cho	Akamizu Port	Kagoshima Gyoiku Junior and Senior High School
2 Nojiri-cho	Nojiri Port	Kagoshima Chuoh Senior High School
3 Mochiki-cho	Mochiki Port	Shirahama Port
4 Higashisakurajima-cho	Yuno Port	Chuo Community Center
5 Furusato-cho Nishi	Shimomura Port	Yamashita Elementary School
6 Furusato-cho Higashi	Myayashi Port	Matsubara Elementary School
7 Arimura-cho	Arimura Port	Shoyagamo Port
8 Kurokami-cho Shoyagamo	Shoyagamo Port	Jonan Elementary School
9 Kurokami-cho Udo	Udo Port	
10 Komen-cho Uranomae	Uranomae Port	
11 Komen-cho Komen	Komen Port	
12 Komen-cho Komen	Komen Port	
13 Sakurajima Shirahama-cho	Shirahama Port	
14 Sakurajima Futamata-cho	Futamata Port	
15 Sakurajima Matsuura-cho	Matsuura Port	
16 Sakurajima Saado-cho	Saado Port	
17 Sakurajima Fulin-cho	Fulin Port	
18 Sakurajima Take-cho	Take Port	
19 Sakurajima Akobaru-cho	Akobaru Port	
20 Sakurajima Kake-cho	Kake Port	
21 Sakurajima Hase-cho	Hase Port	
22 Shinjima-cho	Shinjima Port	

Evacuation on Sakurajima (limited area) (Fire fighting team)

Refuge spots (on Sakurajima): Arimura area - Elderly Care Center Higashi-Sakurajima; Shoyagamo Area - Shirahama Onsen Center.

Daily preparedness: Refuge period may be prolonged. Daily preparedness is always recommended.

Emergency preparedness kit: Helmet, Flashlight, Emergency provisions, Radio, etc.

Volcanic Alert Levels and Disaster Preventive Countermeasures

Levels & Keywords	Expected Volcanic Activity	Actions to be Taken by Residents and Citizens
5 (Evacuate)	Eruption or imminent eruption causing significant damage to residential areas	Evacuate from the danger zone
4 (Prepare to evacuate)	Forecast of eruption causing significant damage to residential areas (increased probability).	Those within the alert area should prepare for evacuation. Those requiring protection in the event of a disaster must be evacuated.
3 (Do not approach the volcano)	Eruption or prediction of eruption causing significant damage to areas near residential areas (entering area is life threatening).	Residents can go about daily activities as normal. When necessary, evacuation preparations should be performed for those requiring protection in the event of a disaster. Access restrictions for dangerous areas, including mountain climbing and motor access prohibitions, etc.
2 (Do not approach the crater)	Eruption or prediction of eruption affecting area around crater (entering area is life threatening).	Residents can go about daily activities as normal. Access to crater area restricted, etc.
1 (Normal)	Little or no volcanic activity. Volcanic ash may be emitted within the crater as a result of volcanic activity (entering area is life threatening).	Access to interior of area around crater restricted as necessary, etc.

4 Major Historic Eruptions and Recent Activities

- Lava flow areas**: Burumeli eruption (1476), An-eri eruption (1775), Taisho eruption (1914), Showa eruption (1946).
- Burumeli eruption (1476)**: Lava flowed from the NE side in 1471 and formed Onosaki (Kurokami). An explosive eruption occurred in 1476 followed by the lava flow from the SW resulting in the formation of Meazaki (Nojiri) area.
- An-eri eruption (1775)**: Flank eruptions occurred on the S and NE sides accompanied by lava flow 146 dead. Submarine eruption occurred to the NE of Sakurajima and created Shirahama and other islands.
- Taisho eruption (1914)**: Eruption occurred on the E and W flanks of Sakurajima. Lava flow connected Sakurajima with Osumi peninsula. Volcanic ash reached Kametaki and Ogawara island. An earthquake with a magnitude of 7.1 on the Richter scale occurred on the Satsuna peninsula. 58 people died or went missing.
- Showa eruption (1946)**: Eruption occurred on the E side (Showa crater). Lava flow reached the shoreline of Kurokami and Arimura and created Kurokami-jyokko-gawara. 1 person died.

Eruptions since 1955: In 1955 the summit crater of Minamidake erupted. In 1963, 1969 and 1985 Sakurajima erupted more than 400 times a year. Volcanic ash, lapilli and debris have given grave damage to local people. In 2006, Showa crater erupted for the first time in 58 years. The activity has gradually increased.

After the major eruptions of Sakurajima, new craters were created on the flanks and respective lava flow areas differ from eruption to eruption. It is considered that craters have great potential to be dually created on opposite flanks of the summit.

Predicting the position of new craters is considered difficult.

When a large scale eruption is about to happen, the entire area of Sakurajima will be in danger. It is important to evacuate from Sakurajima prior to a great volcanic eruption.

Volcanic Disasters of Sakurajima

During an eruption: Fragmented rocks and pumice fly off from the crater. Many are projected as far as a few kilometers radius from the crater. Sometimes boulders with diameters of 1 meter or more are blasted out.

Prophetic flow (debris flow): Lava overflowing from a crater moves down along the slope. Though the flowing speed is slow, inundation area is completely burned down and buried. (Photo: Inoue, 1989)

Mixture of high temperature gas, ash and rocks falls down along the mountain slope at speed of 100km/hour or faster.

When volcanic ash is deposited on a mountain slope, a debris flow readily occurs after a heavy rainfall.

Volcanic ash falls according to the wind and deposits. The volcanic ash layer may become as thick as 1 meter with a radius of 20 km from the crater in case of a great eruption.

After a large-scale eruption, a strong earthquake of intensity level 6 may occur in Kagoshima City and its neighboring areas.

Sakurajima Monitoring Camera <http://www.qsr.mlit.go.jp/osumi/>

Images taken from the Sakurajima monitoring camera are available from the website of Osumi Office of Rivers and National Highways.

NTT Disaster Evacuation Message Dial 112, 119, 110, 118, 117, 116, 115, 114, 113, 112, 111, 110, 109, 108, 107, 106, 105, 104, 103, 102, 101, 100, 99, 98, 97, 96, 95, 94, 93, 92, 91, 90, 89, 88, 87, 86, 85, 84, 83, 82, 81, 80, 79, 78, 77, 76, 75, 74, 73, 72, 71, 70, 69, 68, 67, 66, 65, 64, 63, 62, 61, 60, 59, 58, 57, 56, 55, 54, 53, 52, 51, 50, 49, 48, 47, 46, 45, 44, 43, 42, 41, 40, 39, 38, 37, 36, 35, 34, 33, 32, 31, 30, 29, 28, 27, 26, 25, 24, 23, 22, 21, 20, 19, 18, 17, 16, 15, 14, 13, 12, 11, 10, 9, 8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1, 0

For more information on this map, please contact: Crisis Management Division, Kagoshima City, Tel.099-216-1213

Photo provided Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kagoshima Local Meteorological Observatory, Osumi Office of River and National Highways

NTT Disaster Evacuation Message Dial 112, 119, 110, 118, 117, 116, 115, 114, 113, 112, 111, 110, 109, 108, 107, 106, 105, 104, 103, 102, 101, 100, 99, 98, 97, 96, 95, 94, 93, 92, 91, 90, 89, 88, 87, 86, 85, 84, 83, 82, 81, 80, 79, 78, 77, 76, 75, 74, 73, 72, 71, 70, 69, 68, 67, 66, 65, 64, 63, 62, 61, 60, 59, 58, 57, 56, 55, 54, 53, 52, 51, 50, 49, 48, 47, 46, 45, 44, 43, 42, 41, 40, 39, 38, 37, 36, 35, 34, 33, 32, 31, 30, 29, 28, 27, 26, 25, 24, 23, 22, 21, 20, 19, 18, 17, 16, 15, 14, 13, 12, 11, 10, 9, 8, 7, 6, 5, 4, 3, 2, 1, 0

Printed in March 2013

Allegato 3. Script eseguito con il software IDL per rimuovere il residuo atmosferico dagli interferogrammi generati durante il processamento interferometrico attraverso il software Sarscape.

```
pro atmospheric_flattening, xmin, xmax, ymin, ymax, cc_threshold, rootName,
complexFlag

  nCol = 21181
  nRow = 24441
  ;atmospheric_flattening, 4501, 6471, 13971, 18681, 0.3,
"P:\Sakurajima_Volcano\IDL\Atmosphere\IS_20160327_m_26_20160303_s_25", 1 (1 se
complesso, 0 se flt)

;distinzione tra funzione complessa e non complessa.
coherence = FLTARR(nCol, nRow)
srdem = FLTARR(nCol, nRow)
if (complexFlag eq 1) then begin
  phaseInput = COMPLEXARR(nCol, nRow)
  inputName = rootName + "_reflat_fint"
endif else begin
  phaseInput = FLTARR(nCol, nRow)
  inputName = rootName + "_reflat_upha"
endelse

openr, 1, inputName
readu, 1, phaseInput
close, 1

openr, 1, rootName + "_cc"
readu, 1, coherence
close, 1

openr, 1, "P:\Sakurajima_Volcano\IDL\IS_srdem"
readu, 1, srdem
close, 1

;definisco il box.
coherence_sub = coherence[xMin:xMax, yMin:yMax]
srdem_sub = srdem[xMin:xMax, yMin:yMax]
inputPhase_sub = phaseInput[xMin:xMax, yMin:yMax]

;definisco quali sono i pixel validi ponendo gli indici.
if (complexFlag eq 1) then begin
  index1 = where(real_part(inputPhase_sub) ne 0.0 or imaginary(inputPhase_sub) ne
0.0)
endif else begin
  index1 = where(FINITE(inputPhase_sub))
endelse
index2 = where(FINITE(srdem_sub[index1]))
index3 = where(FINITE(coherence_sub[index1[index2]])) and
coherence_sub[index1[index2]] gt cc_threshold)
valid = index1[index2[index3]]
if (complexFlag eq 1) then begin
  realInputPhase_sub = atan(imaginary(inputPhase_sub[valid]),
real_part(inputPhase_sub[valid]))
endif else begin
  realInputPhase_sub = inputPhase_sub[valid]
endelse
std = sqrt( (1.0 - (coherence_sub[valid]*coherence_sub[valid])) / (2.0 *
(coherence_sub[valid]*coherence_sub[valid])) )
srdem_sub = srdem_sub(valid)

;calcola i coefficienti della regressione lineare che servono per sottrarre alla
fase iniziale la fase del sint.
coeff = poly_fit(srdem_sub, realInputPhase_sub, 1, MEASURE_ERRORS = std)
print, coeff

;begin plot
if (complexFlag eq 1) then begin
```

```

    index1 = where(real_part(inputPhase_sub) ne 0.0 or imaginary(inputPhase_sub) ne
0.0)
    endif else begin
        index1 = where(FINITE(inputPhase_sub))
    endelse
    index2 = where(FINITE(srdem_sub(index1)))
    valid = index1[index2]
    phaseSint_sub_tmp = coeff[0] + srdem_sub(valid) * coeff[1]
    if (complexFlag eq 1) then begin
        realInputPhase_sub_tmp = atan(imaginary(inputPhase_sub[valid]),
real_part(inputPhase_sub[valid]))
    endif else begin
        realInputPhase_sub_tmp = inputPhase_sub[valid]
    endelse

    realPhaseOut_sub_tmp = realInputPhase_sub_tmp - phaseSint_sub_tmp
    srdem_sub_tmp = srdem_sub(valid)

    graphic = scatterplot(srdem_sub_tmp, realInputPhase_sub_tmp, SYM_COLOR = 'r', XTITLE
= 'srdem_sub(m)', YTITLE = 'realInputPhase_sub(rad)', TITLE =
'Pre_atmospheric_subtraction')
    graphic = scatterplot(srdem_sub_tmp, phaseSint_sub_tmp, OVERPLOT = 1)
    graphic = scatterplot(srdem_sub_tmp, realPhaseOut_sub_tmp, SYM_COLOR = 'b', XTITLE
= 'srdem_sub(m)', YTITLE = 'phase_out_sub(rad)', TITLE = 'Atmospheric_subtraction')
;end plot

;rimozione atmosferica.
;calcola la fase del sint conoscendo i coefficienti ricavati nel poly_fit e srdem
che non sia NaN.
    if (complexFlag eq 1) then begin
        index1 = where(real_part(phaseInput) ne 0.0 or imaginary(phaseInput) ne 0.0)
    endif else begin
        index1 = where(FINITE(phaseInput))
    endelse
    index2 = where(FINITE(srdem(index1)))
    valid = index1[index2]
    phase_sint = coeff[0] + srdem(valid) * coeff[1]
    if (complexFlag eq 1) then begin
        re_sint = 1.0 * cos(phase_sint)
        im_sint = 1.0 * sin(phase_sint)
        re_flat = (real_part(phaseInput(valid)) * re_sint) +
(imaginary(phaseInput(valid)) * im_sint)
        im_flat = (imaginary(phaseInput(valid)) * re_sint) -
(real_part(phaseInput(valid)) * im_sint)

        phaseOutput = COMPLEXARR(nCol, nRow)
        phaseOutput(valid) = complex(re_flat, im_flat)
    endif else begin
        phaseOutput = FLTARR(nCol, nRow)
        phaseOutput[*] = !VALUES.F_NAN
        phaseOutput(valid) = phaseInput(valid) - phase_sint
    endelse

;write out
    if (complexFlag eq 1) then begin
        outputName = rootName + "_reflat_no_atm_fint"
    endif else begin
        outputName = rootName + "_reflat_no_atm_upha"
    endelse
    openw, 1, outputName
    writeu, 1, phaseOutput
    close, 1
    file_copy, inputName + ".hdr", outputName + ".hdr"

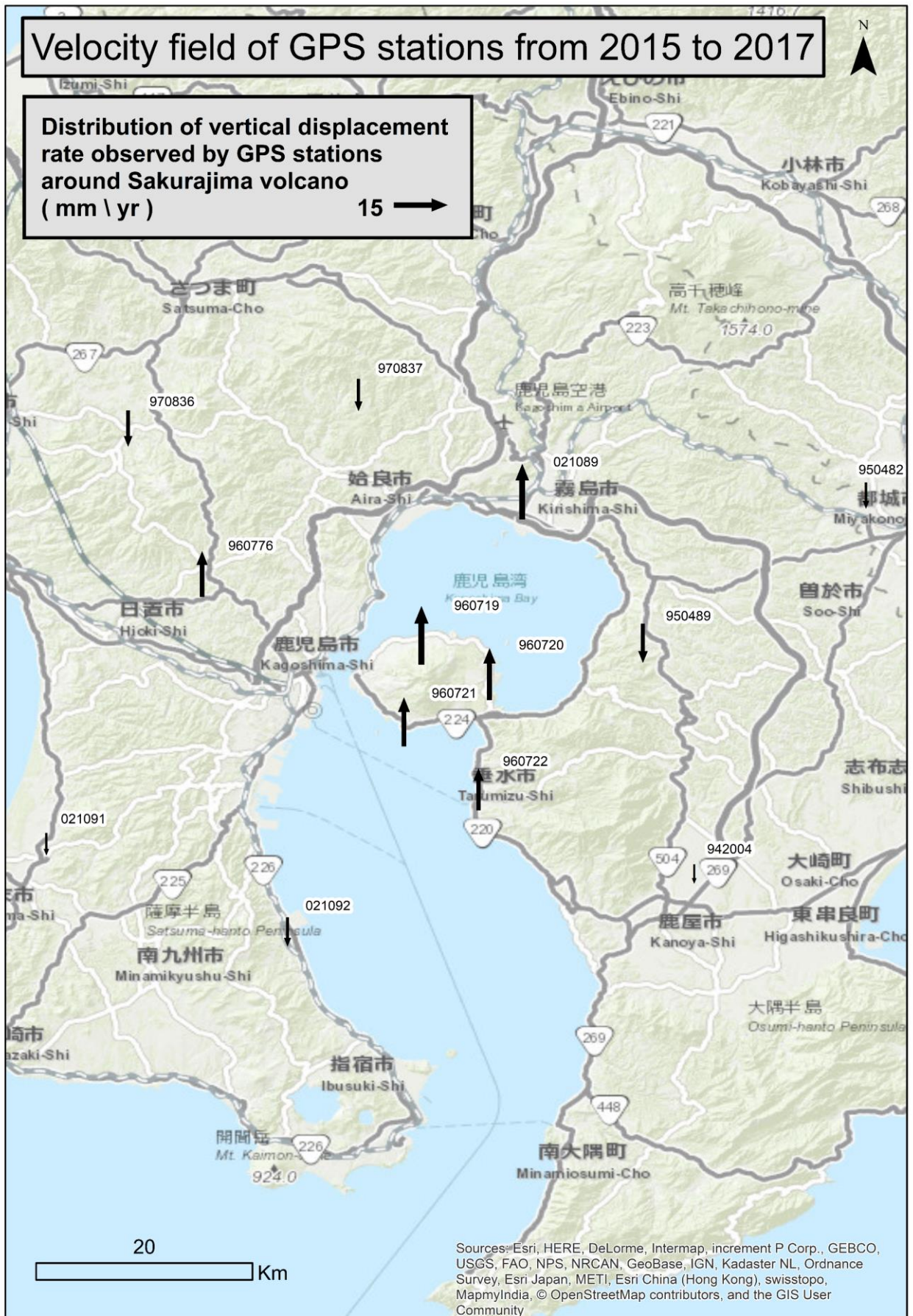
```

end

Allegato 4. I vettori, plottati in ArcMap (v. 10.4.1), indicano le velocità medie annuali per ogni stazione GPS presente sul vulcano Sakurajima e nell'area limitrofa, private della componente regionale della velocità dovuta al movimento delle placche.



Allegato 5. I vettori raffigurano il tasso di spostamento verticale annuale registrato dalle stazioni GPS installate sul vulcano e nell'area attorno ad esso.





UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA



SAPIENZA
UNIVERSITÀ DI ROMA

HARRIS

sarmap
your information gateway

Monitoring of Sakurajima volcano, Japan, with SAR data: from small displacement measurements to modelling and forecast

G. Tessari⁽¹⁾, L. Beccaro⁽²⁾, S. Ippoliti⁽³⁾, P. Riccardi⁽¹⁾, M. Floris⁽²⁾, A. Marzoli⁽²⁾, F. Ogushi⁽⁴⁾, P. Pasquali⁽¹⁾

(1) sarmap SA, Cascine di Barico, 6989, Purasca, Switzerland- giulia.tessari@sarmap.ch, (2) Department of Geosciences, University of Padova, Italy; (3) Department of Geosciences, University La Sapienza, Roma, Italy; (4) Harris Japan, Tokyo, Japan

INTRODUCTION

Sakurajima volcano is located inside Kagoshima Bay, Japan, on the southern rim of the Aira caldera. The Sakurajima volcano is known for its irregular explosions, typically 1-2 a day, of Strombolian or Vulcanian type which often produce very high eruptive columns (over 4 km). Studies on the supply of the system and its behavior observations indicate the presence of a large magma chamber under the Aira caldera at an approximate depth of 10 km. Furthermore, a more superficial reservoir (3 - 6 km) would be located under the central cone of the volcano. The recent activity of Sakurajima is still particularly prominent. Several eruptions were registered in the last years, for example in 2016 a powerful eruption occurred on July 25th and in 2015 a rapid dike intrusion occurred on August 15th which generated strong deformations.

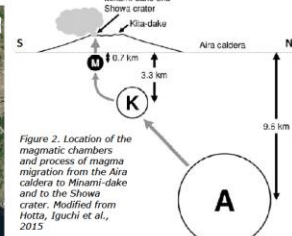
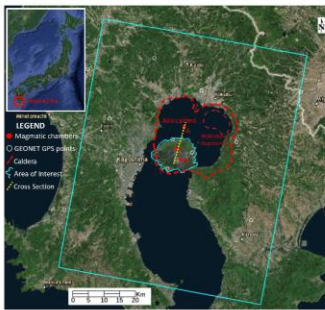


Figure 1. Localization of Sakurajima volcano, the perimeter of Aira Caldera. Yellow section is shown in Fig. 2. White circles indicate GPS of the GNSS net location. Blue polygon around the volcano corresponds to the area of interest of the processed SAR data, while the blue rectangle refers to the study area of Palsar-2 dataset.

METHODS

The activity of Sakurajima volcano is defined through interferometric analysis of SAR data, ALOS Palsar-2 and Sentinel-1, to obtain the caldera displacement over the observed period, between November 2014 and March 2018. Displacement evolution is derived to investigate its correlation with eruptions and diking. The time series, calibrated through global navigation satellite system (GNSS) measurements, are used to identify the most dramatic events affecting Sakurajima area since 2015. Moreover, modeling of a rapid intrusion occurred in August 2015 and an eruption in July 2016 through Okada (1985) and Mogi (1958) models are presented.

DATA

Space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR data) data acquired from different missions, as reported on the following table:

Dataset	Band	Period	Geometry	N. Scenes
Palsar-2	L	Feb 2015 - Nov 2017	Ascending	32
Sentinel-1	C	May 2015 - Mar 2018	Descending	60
Sentinel-1	C	Nov 2014 - Mar 2018	Descending	72

11 GPS points (3 located on the volcano) from GEONET Earth Observation Network have been used (Fig 1).

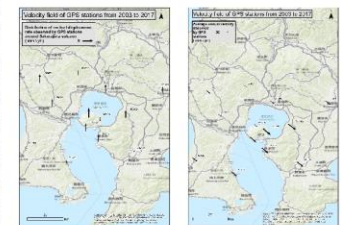


Figure 3. Vertical and horizontal velocity rate of the GNSS stations between 2003 and 2017

MULTI-TEMPORAL INTERFEROMETRY RESULTS

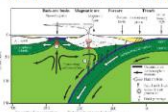


Figure 4. Sketch of Philippine plate subduction (Wikipedia.org)



Figure 5. GNSS station horizontal velocity purified from the regional component.

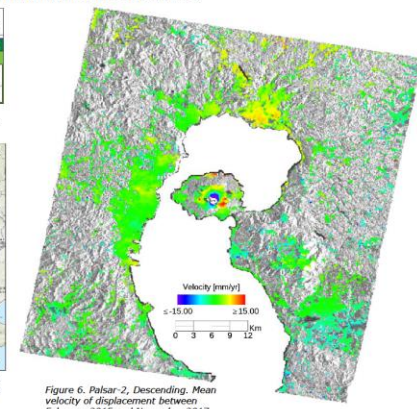


Figure 6. Palsar-2, Descending. Mean velocity of displacement between February 2015 and November 2017

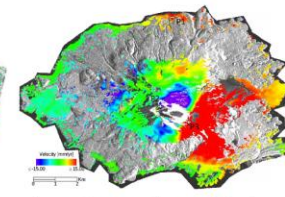


Figure 7. Palsar-2, Descending. Mean velocity of displacement between February 2015 and November 2017

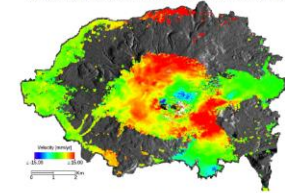


Figure 8. Sentinel-1, Descending. Mean velocity of displacement between October 2014 and March 2018

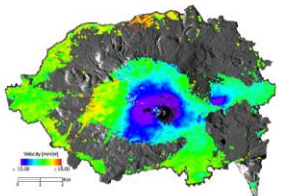


Figure 9. Sentinel-1, Ascending. Mean velocity of displacement between May 2015 and March 2018

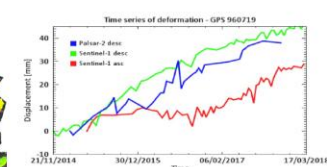


Figure 10. Time series of deformation in P1 (Figure 7), where a GPS station is located, obtain from Palsar-2 descending data (blue line), Sentinel-1 descending data (green line) and Sentinel-1 Ascending data (red line).



Figure 11. Time series of deformation in the dike intrusion, obtain from Palsar-2 descending data (blue line), Sentinel-1 descending data (green line) and Sentinel-1 Ascending data (red line). The orange dashed line highlight the time when the dike intrusion occurred (15 August 2015)



Figure 12. Time series of deformation in P2 (Figure 7), on Midamidake's peak, obtain from Palsar-2 descending data (blue line), Sentinel-1 descending data (green line) and Sentinel-1 Ascending data (red line). The light blue dashed line correspond to a strong eruption occurred the 25 July 2016 and orange dashed line highlight the time when the dike intrusion occurred (15 August 2015).

MODELING RESULTS

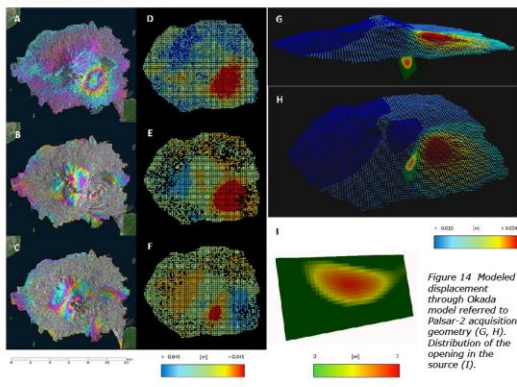


Figure 13. Filtered interferogram obtained using Palsar-2 data in descending mode (A), Sentinel-1 data in descending mode (B), Sentinel-1 data in ascending mode (C). Sub-sampled displacement observed using Palsar-2 data (D), Sentinel-1 desc. data (E), Sentinel-1 asc. data (F).

REFERENCES

- Hotta K., Iguchi M., Ohkura T., Yamamoto K., 2016. Multi-pressure-source model for ground inflation during the period of high explosivity at Sakurajima volcano, Japan - Combination analysis of continuous GNSS, tilt and strain data-. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 310, pp 12- 25. doi: doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.017
- Okada Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull. Seismol. Soc. Am., 75(4), 1135-1154
- Mogi K., 1958. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of ground surfaces around them. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 36, 99-134.