

Alma Mater Studiorum – Università di Bologna

DOTTORATO DI RICERCA IN
Scienze Geodetiche e Topografiche

Ciclo XXII

Settore scientifico-disciplinare di afferenza: ICAR06

TITOLO TESI

Interferometria SAR per lo studio di movimenti e generazione di modelli
digitali del terreno in Antartide

Presentata da: Dott. Andrea Lugli

Coordinatore Dottorato
Prof. Gabriele Bitelli

Relatore
Prof. Luca Vittuari

Esame finale anno 2010

Si ringrazia la SARmap SA per il supporto tecnico, la disponibilità e i consigli fornitimi

INDICE

| | | |
|-------------|--------------------------------------|--------|
| | Introduzione | p. 4 |
| Capitolo 1 | Inquadramento ambientale | p. 6 |
| Capitolo 2 | Ghiacciaio David-Dryglaski | p.15 |
| Capitolo 3 | VLNDEF | p. 18 |
| Capitolo 4 | Introduzione all'interferometria | p. 29 |
| Capitolo 5 | Risoluzione geometrica | p. 35 |
| Capitolo 6 | Speckle e multilooking | p. 39 |
| Capitolo 7 | Equazioni di range – Doppler | p. 42 |
| Capitolo 8 | Caratteristiche orbite satelliti ERS | p. 49 |
| Capitolo 9 | Timing annotations | p. 57 |
| Capitolo 10 | Punto di controllo | p. 63 |
| Capitolo 11 | Flattening | p. 68 |
| Capitolo 12 | Coerenza | p. 73 |
| Capitolo 13 | Coregistrazione | p. 79 |
| Capitolo 14 | Spectral shift | p. 96 |
| Capitolo 15 | Phase unwrapping | p. 103 |
| Capitolo 16 | DEM interferometrico | p. 109 |
| Capitolo 17 | Baseline | p. 122 |
| Capitolo 18 | Orbital refinement | p. 128 |
| Capitolo 19 | DEM | p. 132 |
| Capitolo 20 | SRA Satellite Radar Altimetry | p. 140 |
| Capitolo 21 | ICESat GLAS | p. 149 |
| Capitolo 22 | ICESat-SRA DEM | p. 155 |
| Capitolo 23 | Verifica accuratezza DEM | p. 157 |
| Capitolo 24 | Scelta immagini | p. 160 |
| Capitolo 25 | Mappe di deformazione | p. 168 |
| Capitolo 26 | Descrizione approccio | p. 178 |
| | Conclusioni | p. 190 |
| | Bibliografia | p. 192 |
| Appendice | Atmosfera | p. 204 |

Introduzione

Il monitoraggio della criosfera rappresenta un contributo di fondamentale importanza allo studio dei cambiamenti climatici che, imputabili o meno all'effetto serra, è ormai innegabile siano in atto da alcuni anni, come riconosciuto dalla quasi unanimità della comunità scientifica.

Si consideri infatti che un progressivo scioglimento delle calotte polari potrebbe comportare non solo l'innalzamento del livello medio dei mari ma anche la modifica delle correnti oceaniche che regolano il clima del pianeta, con effetti potenzialmente devastanti.

Per determinare il tasso di scioglimento dei ghiacci antartici è necessario calcolarne il bilancio di massa, cioè la differenza tra la massa di ghiaccio accumulatasi negli anni sull'intero continente e quella drenata a mare dai ghiacciai, possibile tramite il confronto di modelli digitali di elevazione (DEM) riferiti ad epoche diverse, attraverso il confronto delle variazioni gravitazionali rilevate da satellite, l'analisi della cinematica dei ghiacciai, l'analisi delle precipitazioni, dei processi di sublimazione e trasporto, ecc.

La stima del bilancio di massa dell'Antartide è tuttora affetto da un elevato livello di incertezza a causa di valutazioni non ancora sufficientemente precise dei modelli di accumulo nei bacini di drenaggio.

Recenti osservazioni effettuate lungo le traverse PNRA-ITASE hanno, ad esempio, mostrato che l'ablazione operata dal vento ha effetti rilevanti sul bilancio di massa superficiale.

Un quadro di riferimento aggiornato per una stima del bilancio di massa dell'Antartide può essere desunto dai risultati riportati in Rignot et al. 2008.

Le applicazioni del telerilevamento allo studio di queste aree remote sono, pertanto, molto importanti perché consentono di raccogliere informazioni non altrimenti acquisibili data la difficoltà ad effettuare rilievi diretti in situ.

La tecnica interferometrica SAR da satellite consente sia la generazione di DEM che di mappe di deformazione e negli anni si è dimostrata uno strumento in grado di raccogliere informazioni accurate a scala spaziale.

Questa tesi non ha chiaramente la pretesa di rappresentare una trattazione esaustiva della tecnica interferometrica, si approfondiranno comunque gli aspetti che si ritengono necessari alla comprensione delle tecniche descritte, con particolare attenzione a quelli inerenti la geometria dell'acquisizione.

Il dataset processato è stato reso disponibile dall'Agenzia Spaziale Europea (ESA) tramite un progetto Category-1, avviato nel 2007 dietro la presentazione di una proposta di ricerca inerente il confronto del dato interferometrico con la rete GPS VLNDEF istituita nella Terra Vittoria Settentrionale per lo studio della geodinamica e delle deformazioni crostali.

Il progetto VLNDEF (Victoria Land Network for DEFormation Control) si inserisce nell'ambito delle attività GIANT (Geodetic Infrastructures of ANTArctica) dello SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research).

Il Programma GIANT fu attivato nel 1992 per la determinazione del frame geodetico antartico (cioè di un sistema di riferimento comune nel quale fosse possibile esprimere le misure effettuate nei diversi datum locali) tramite l'integrazione e analisi di dati geofisici e

geodetici diversi: ad esempio osservazioni GPS iniziate nelle campagne di misura SCAR GPS Epoch, osservazioni gravimetriche sia relative che assolute, osservazioni VLBI, Doris, studio di osservazioni mareografiche requisizioni di parametri fisici ed immagini da telerilevamento.

Il coordinamento delle attività VLNDEF è interamente italiano e la rete stessa è stata realizzata grazie al finanziamento di uno specifico progetto di ricerca all'interno del PNRA (Progetto Nazionale di Ricerche in Antartide).

Il dato GPS è servito sia per la calibrazione di quello interferometrico che per la validazione dei prodotti interferometrici ottenuti.

L'interferometria consiste in una misura relativa disponibile a scala spaziale, la cui accuratezza, potenzialmente notevole, dipende dalla correttezza della modellizzazione e calibrazione della geometria d'acquisizione.

A seconda che s'intenda generare un DEM piuttosto che una mappa di deformazione questa misura relativa può essere rispettivamente interpretata come espressione di un dislivello piuttosto che di un movimento relativo.

Il GPS consente invece una misura "assoluta" della quota o dello spostamento di un punto (rispetto al datum nel quale la si esprime).

A livello concettuale si consideri che calibrare il dato interferometrico rispetto a quello GPS sostanzialmente consente di propagarne il contenuto informativo a tutti i pixel della matrice immagine rappresentata dall'interferogramma, in modo da ottenere un'informazione accurata a scala spaziale (caratteristica di notevole importanza per la descrizione di aree estese).

Analogamente al GPS si sono considerate nel processing le informazioni di altre tecniche come il radar altimetro, il laser altimetro e rilevazioni mareografiche.

L'integrazione di fonti di diversa natura ha comportato la necessità di implementare procedure ad hoc per la validazione in ambiente GIS dell'accuratezza sia dei dati ancillari utilizzati che dei prodotti interferometrici ottenuti.

Nonostante inizialmente l'intento fosse quello di effettuare una validazione incrociata del dato GPS dell'intera rete VLNDEF nel corso dei tre anni di dottorato le finalità della ricerca si sono via via spostate verso l'individuazione di una strategia che consenta una corretta modellizzazione del contenuto informativo della fase interferometrica in zone soggette a spostamenti veloci anche in un breve intervallo temporale.

In particolare si è preferito focalizzare l'attenzione al processing accurato della regione del ghiacciaio David-Drygalski, uno dei più importanti *ice streams* del continente antartico.

In sintesi i risultati del processing del dataset a disposizione consistono in un DEM interferometrico e in una mappa di deformazione del ghiacciaio David-Drygalski.

In particolare nella presente tesi si è preferito focalizzare l'attenzione rispetto allo studio degli aspetti metrici e metodologici legati all'analisi interferometrica, rispetto ad una lettura dei risultati in chiave glaciologica.

Capitolo 1

Inquadramento ambientale

Lineamenti fisiografici

La Terra Vittoria è convenzionalmente divisa in due regioni, settentrionale e meridionale, separate dalla Baia di Terra Nova: si tratta di un blocco continentale dell'Antartide orientale, compreso tra il Mare di Ross a est e la Terra di Wilkes a ovest.

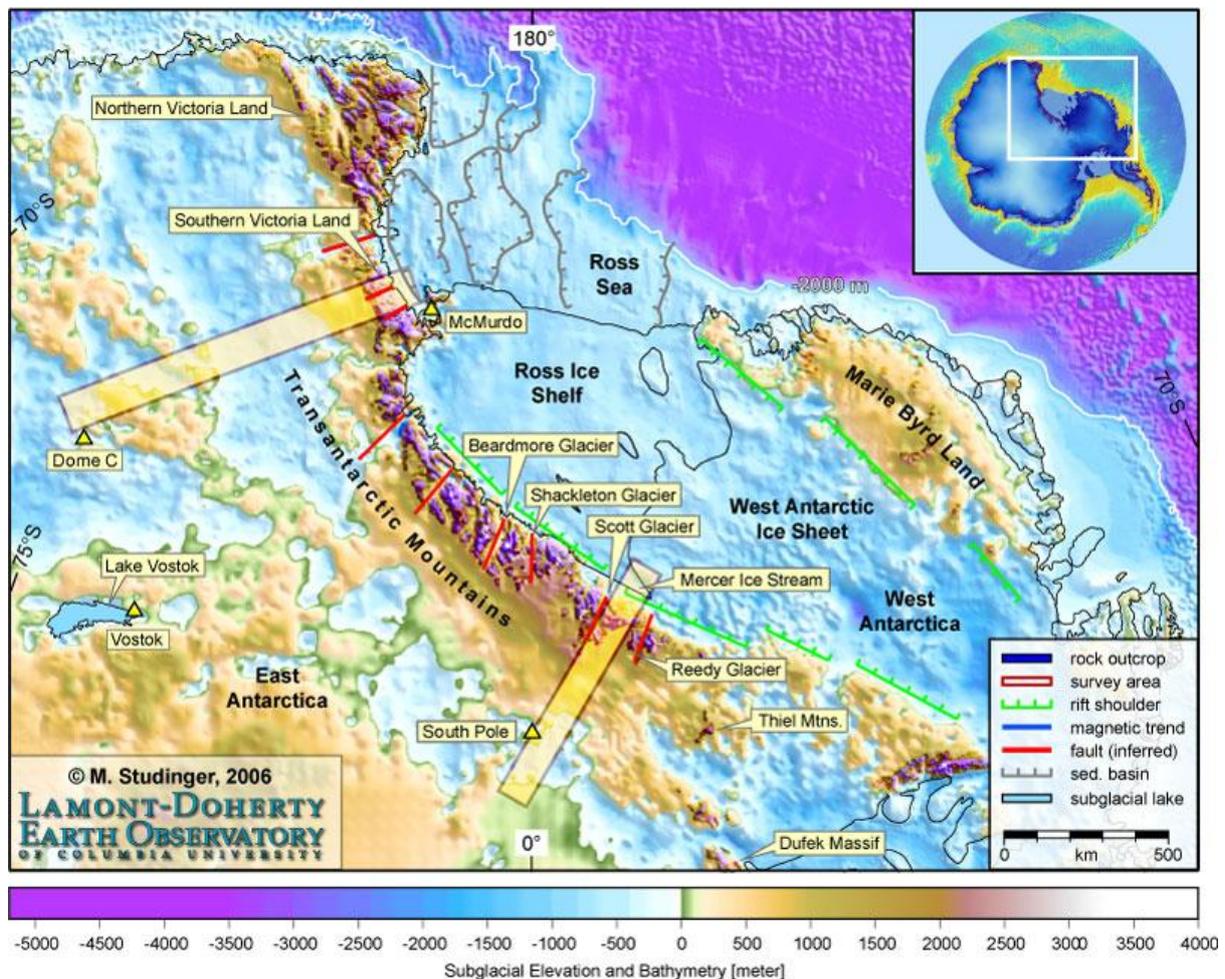


Fig 1.1 (<http://www.ldeo.columbia.edu/~mstudinger>): si noti come tutta la regione sia bordata dalla Catena Transantartica (Transantarctic Mountains TAM).

Baia di Terra Nova

La Baia di Terra Nova rappresenta l'elemento di separazione tra la Terra Vittoria Meridionale e quella Settentrionale: situata al margine dell'East Antarctic Ice Sheet (Calotta Estantartica, d'ora in avanti EAIS) è una fascia che si estende lungo la costa del Mare di Ross per circa 80 km tra la lingua glaciale del Drygalski a sud e il Monte Melbourne (più in

particolare Cape Washington, la propaggine meridionale del vulcano) a nord (ψ 74° 30' – 75° 15').

La regione della Baia di Terra Nova si estende verso l'interno per circa 40 km (λ 163° 30' – 165° 30' est), i diversi gruppi montuosi che rappresentano il limite occidentale della regione appartengono alla Catena Transantartica e sono tra loro separati da ghiacciai che scendono dall'EAIS o da ghiacciai minori.

La zona è scientificamente molto importante perché è per buona parte quasi costantemente deglaciata, peculiarità non frequente in Antartide, e quindi con una morfologia segnata dalle fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai si presta a considerazioni inerenti le risposte glaciali ai passati cambiamenti climatici (la comprensione del ruolo dei ghiacci antartici come elemento regolatore del clima mondiale trova una sua chiave interpretativa nel riscontro con le variazioni di volume avvenute in passato) (Di Nicola et al., 2009).

La costa è spesso a picco sul mare, con rilievi che si caratterizzano per una morfologia mammellonare, molto dolce, determinata sia dal glacialismo che dalla successiva azione degli agenti esogeni, in particolar modo dall'aloclastismo (azione di degenerazione chimica comportata dal sale marino) (Orombelli, 1991).

Da ricordare le Northern Foot Hills, tra Cape Russel e Mt Browning, per lunghi tratti caratterizzate da spiagge rialzate, fino a circa 30m quota, determinate dall'aggiustamento isostatico olocenico; altre spiagge rialzate sono presenti a Inexpressible Island e a ridosso del Monte Melbourne (Baroni e Orombelli, 1987).

In questa regione sono presenti molti dei ghiacciai più importanti del continente, tra cui quello di David con la lingua flottante Drygalski, che in seguito sarà oggetto di una diffusa trattazione.

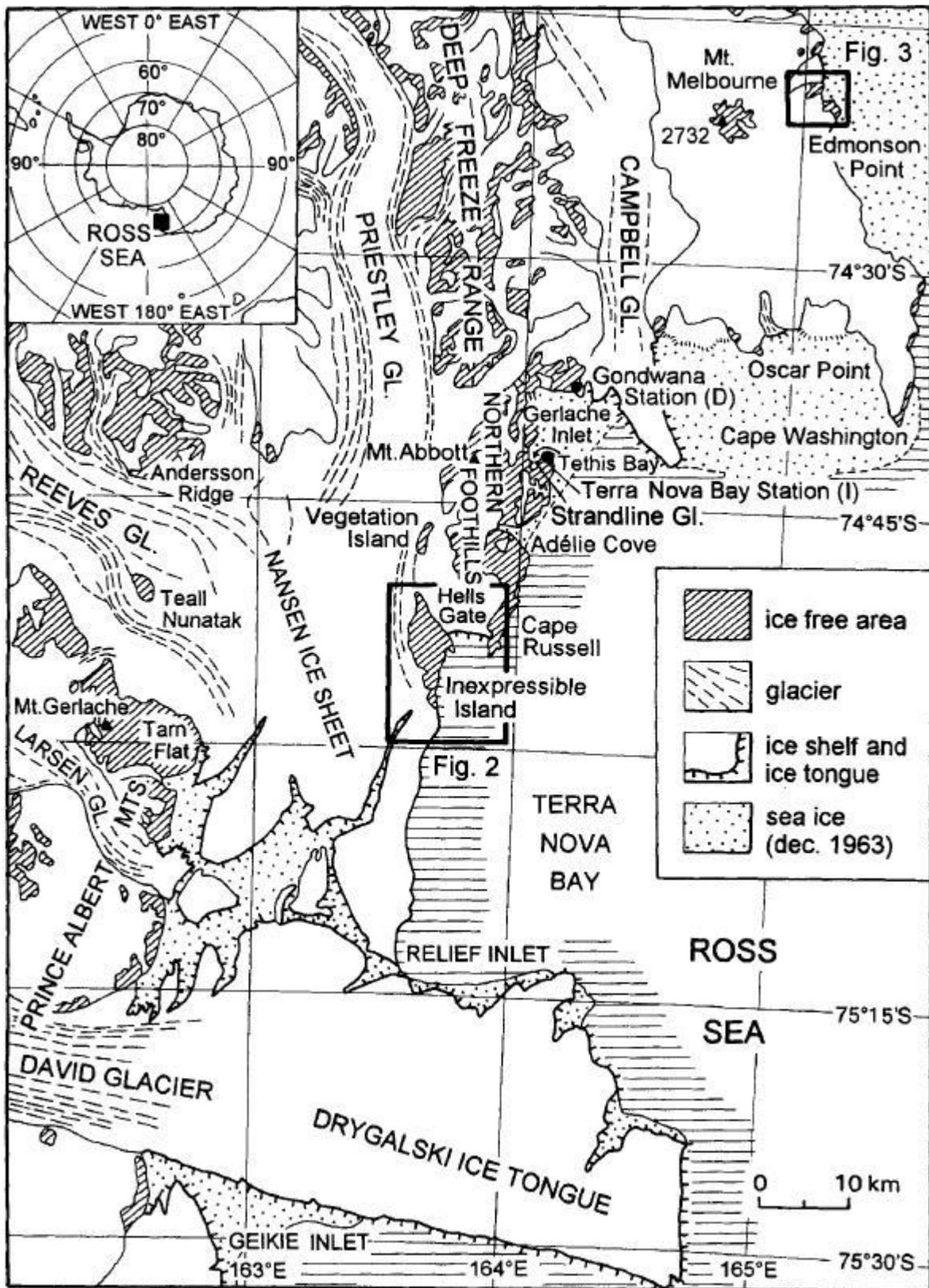
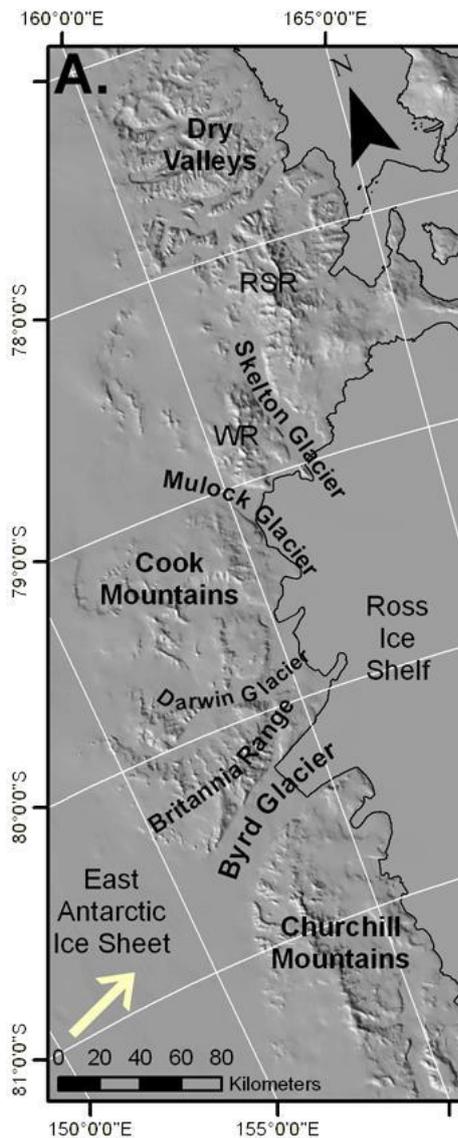


Fig. 1.2 (Baroni e Orombelli, 1994): estensione delle aree deglacciate nella regione prospiciente la Baia di Terra Nova.

Terra Vittoria Meridionale

Si estende dalla lingua del Drygalski al ghiacciaio Byrd (81° ψ) e rappresenta il bacino sedimentario che il ghiacciaio Taylor ha formato nel Mare di Ross.

Nonostante questa regione esuli dal tema della presente ricerca se ne danno comunque per completezza alcuni brevi cenni.



In questa regione l'EIAS costituisce il bacino di drenaggio dei ghiacciai che, dopo aver attraversato la Catena Transantartica, giungono al Mare di Ross (Di Nicola et al., 2009).

L'elemento protagonista del paesaggio è la Catena Transantartica, che qui presenta una morfologia di tipo alpino con cime che superano i 4000 m di quota (Mt Lister, 4025 m, nel gruppo Royal Society Range, comunque anche le cime circostanti sono elevate). Anche qui sono presenti estese aree deglacciate, come ad es. le Dry Valleys e le Denton Hills.

Differentemente dalle altre due regioni della Terra Vittoria qui il bacini di drenaggio dei ghiacciai è rappresentato esclusivamente dall'EIAS.

Dal punto di vista tettonico la Terra Vittoria Meridionale è interessata dal Terror Rift, di cui si darà qualche indicazione nel paragrafo successivo.

Terra Vittoria Settentrionale

Si tratta di una regione fisiograficamente molto diversa dalle precedenti, qui la Catena Transantartica assume una morfologia di tipo spiccatamente alpino e le valli glaciali presentano un reticolo dendritico per via del controllo tettonico.

Caratteristica distintiva è inoltre la differente alimentazione dei ghiacciai, con estesi bacini di drenaggio locali che non dipendono se non indirettamente dall'EIAS.

La costa si presenta frastagliata da profondi fiordi, occupati da lingue di ghiaccio galleggianti, formati in seguito alla propagazione per erosione progressiva delle valli glaciali verso l'interno (Orombelli et al., 1990).

Evoluzione tettonica della regione

La chiave di lettura dell'evoluzione tettonica della regione è rappresentata dalla presenza di un rift, tuttora attivo, che ha determinato sia l'apertura del Mare di Ross che la conseguente orogenesi (Salvini e Storti, 1999; Ferraccioli et al., 2009).

Si tratta del West Antarctic Rift System (WARS), una fossa tettonica distensiva attivatasi in età mesozoica, consistente in un assottigliamento della litosfera iniziato prima di 85 ma fa. Il WARS, estendendosi per oltre 3200 km, dal Mare di Ross fino al Mare di Bellingshausen, rappresenta la linea di separazione tra Antartide orientale e occidentale (Ferraccioli et al., 2009).

L'assottigliamento della litosfera comporta la risalita di porzioni profonde di mantello, che, al diminuire della pressione, tendono a fondere, alimentando nel Cenozoico un diffuso vulcanismo di tipo alcalino (Ferraccioli et al., 2009) (per i limiti cronologici delle ere geologiche fare riferimento alla tabella accanto, tratta e modificata dal sito del Sistema Museale di Ateneo dell'Università di Bologna).

La Catena Transantartica coincide in parte con la spalla del rift che insiste sul continente e attraversando trasversalmente l'Antartide quasi per intero (con un'estensione di circa 2500 km rappresenta il più esteso sistema di pianeta) a livello litosferico rappresenta il confine che divide il cratone dell'Antartide orientale dal mosaico dei blocchi crostali che costituiscono l'Antartide occidentale (Wilson, 1995).

L'orogenesi ha avuto inizio nel Cenozoico inferiore (55 ma), con un sollevamento che, nella Terra Vittoria Meridionale dove è stato maggiore, ha raggiunto i circa 6 km.

L'avvento del glacialismo nel Miocene medio (circa 15 ma) ha comportato una notevole diminuzione dell'erosione.

Nella Terra Vittoria lungo quasi tutta la Catena Transantartica è presente il penepiano sub-Beacon (anche detto penepiano Kukry), una superficie

| ERA | PERIODO | Mil. anni |
|------------------------------|-------------|-----------|
| PREZOICO | | 4600 |
| ARCHEOZOICO | | 3600 |
| CIAOZOICO | | 2500 |
| PROTEROZOICO | | 1600 |
| PALEOZOICO | Cambriano | 590 |
| | Ordoviciano | 505 |
| | Siluriano | 440 |
| | Devoniano | 410 |
| | Carbonifero | 360 |
| | Permiano | 285 |
| MESOZOICO | Triassico | 250 |
| | Giurassico | 215 |
| | Cretaceo | 145 |
| CENOZOICO | Paleocene | 65 |
| | Eocene | 58 |
| | Oligocene | 27 |
| | Miocene | 24 |
| | Pliocene | 5 |
| NEOZOICO o QUATERNARIO | Pleistocene | 2 |
| | Olocene | 0,01 |

erosionale paleozoica, pressoché orizzontale, che rappresenta il limite fisico e temporale dell'orogenesi (Salvini e Storti, 1999; Salvini e Storti, 1994).

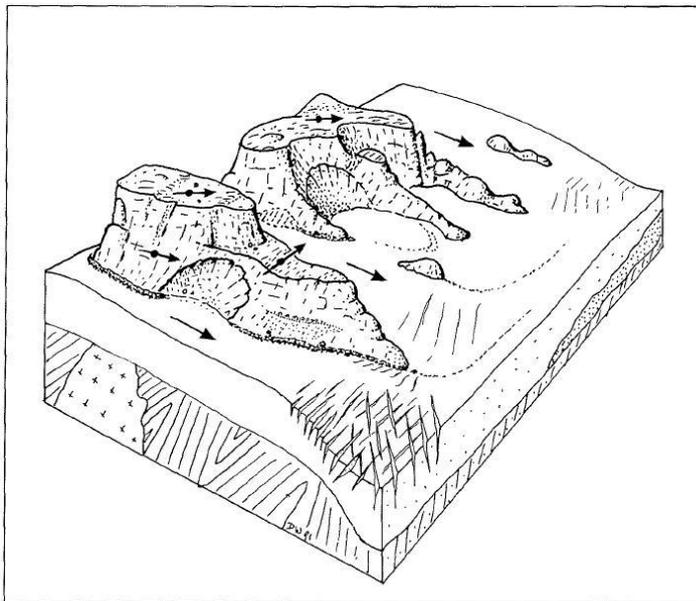


Fig. 1.3 (Van der Wateren e Verbers, 1990).

Nunataks risultanti dall'erosione differenziale del penepiano operata dai ghiacciai durante il Pleistocene Inferiore.

Con nunatak s'intende la sommità di un rilievo che emerge da un ghiacciaio, con versanti si caratterizzano per essere spesso notevolmente frastagliati per via dell'azione degli agenti esogeni.

Le forme allungate dei nunataks si

prestano molto bene all'individuazione di punti di controllo, anche nelle immagini SAR, quando non presentino dislivelli troppo bruschi, per i motivi che saranno spiegati nel capitolo Punto di controllo.

Da un punto di vista strutturale la regione trova origine dalla giunzione di più terranes proterozoici avvenuta nell'Eocene (Cenozoico Inferiore) contestualmente all'orogene di Ross.

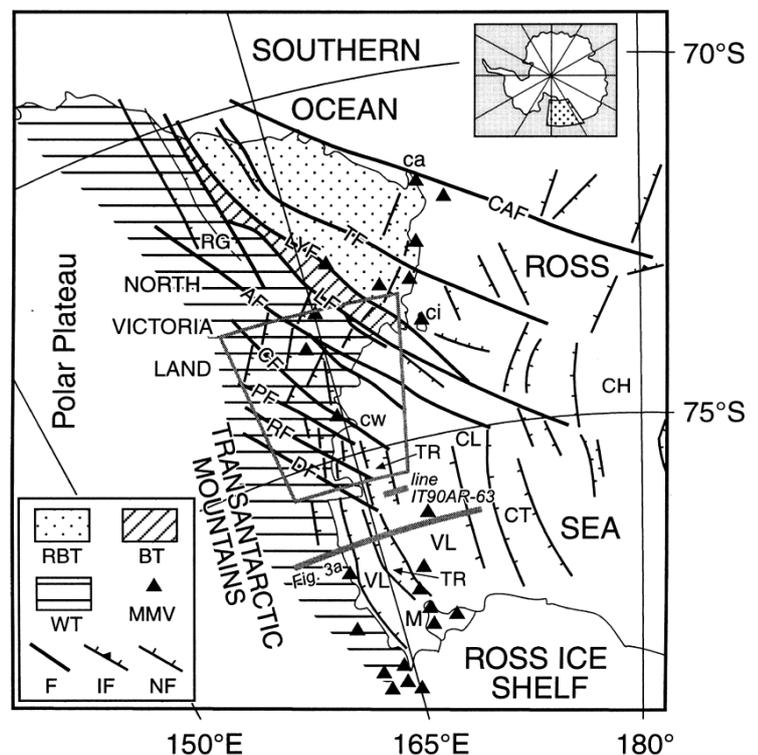
I tre terranes maggiori sono il Robertson Bay, il Bower e il Wilson, separati dalle faglie Lanterman e Leap Year (per la disposizione reciproca si veda la fig. 1.4) che si ritiene ne rappresentino le linee di sutura.

Si ricorda che un terrane consiste in un frammento di crosta formatosi nell'ambito di una certa placca tettonica ma che poi, una volta separatosi da questa, viene trasportato passivamente sulla crosta oceanica e raggiunta la zona di subduzione viene "impilato" al margine continentale per via della bassa densità.

Fig. 1.4 (Salvini e Storti, 1999):

LYF: LeapYear Fault

LF: Lanterman Fault



Le linee di sutura continuano a costituire delle discontinuità crostali che rappresentano zone di debolezza per le fasi tettoniche successive (Salvini et al., 1997).

Queste faglie appartengono a quello che nella Terra Vittoria si presenta come il sistema di faglie dominante, caratterizzato da un'orientazione NO-SE, a cui tendono ad allinearsi in modo sub-parallelo i ghiacciai maggiori (le faglie hanno generato lunghe fasce più facilmente erodibili lungo le quali si è insediato il flusso dei ghiacciai).

Si consideri che le orientazioni sono indicative, corrispondono infatti ad un azimuth (angolo formato in un punto dalla faglia con la tangente al meridiano passante per quel punto) medio mentre il valore vero può variare da punto a punto per la vicinanza al polo sud (Salvini et al., 1997).

Di seguito l'elenco da NE a SO delle sette faglie di rilevanza regionale di questo sistema:

- Cape Adare Fault
- Tucker Fault
- Leap Year Fault
- Lanterman Fault
- Aviator Fault
- Campbell Fault
- Priestley Fault

Si tratta di faglie trasformati intraplacca che, come precedentemente accennato, si ritiene debbano considerarsi ereditate dal processo di suturazione dei terranes.

Nella regione sono presenti altri due sistemi di faglie, di seguito descritti per ordine di importanza.

Il secondo sistema è costituito da faglie normali e presenta un'orientazione NE-SO/NNE-SSW, si differenzia da quello precedentemente descritto per una tendenza alla segmentazione.

Quest'orientazione è quasi parallela alla linea di costa e quindi anche alla separazione tra la crosta continentale della Terra Vittoria e la più sottile crosta del Mare di Ross, constatazione che potrebbe rappresentare un elemento per affermare che questo sistema si sia sviluppato nel contesto della tettonica estensiva che intorno ai 105 ma. ha determinato l'apertura del Mare di Ross e l'inizio del sollevamento della Catena Transantartica (Salvini e Storti, 1999).

Questo sistema, che troverebbe quindi origine con carattere estensionale nel mesozoico superiore o nel paleozoico inferiore, sarebbe stato riattivato dal primo nel Cenozoico in senso transtensionale.

Infine un terzo sistema, molto comune nella Baia di Terra Nova e nella Terra Vittoria meridionale, di età mesozoica (quindi più antico rispetto ai precedenti), consiste invece in depressioni tettoniche con orientazione N-S a carattere estensionale o transtensionale.

Spesso queste depressioni si trovano comprese tra faglie adiacenti del primo sistema e nella regione costiera, dove si concentra l'attività vulcanica della regione, ne inducono ramificazioni probabilmente per via dei cambiamenti nello spessore della litosfera e nella reologia comportati dall'avvicinarsi al mare

Dove le faglie NO-SE tagliano le depressioni N-S si determinano condizioni favorevoli alla fuoriuscita di magma profondo e questo spiegherebbe la presenza di numerosi edifici e

intrusioni vulcaniche proprio in corrispondenza delle intersezioni (ad esempio i due maggiori vulcani attivi della Terra Vittoria settentrionale, il M. Melbourne e il M. Overlord, lungo l'Aviator Fault); a livello morfologico questa dinamica trova riscontro nei bruschi cambiamenti di direzione presentati dai ghiacciai Aviator, Campbell e Priestley.

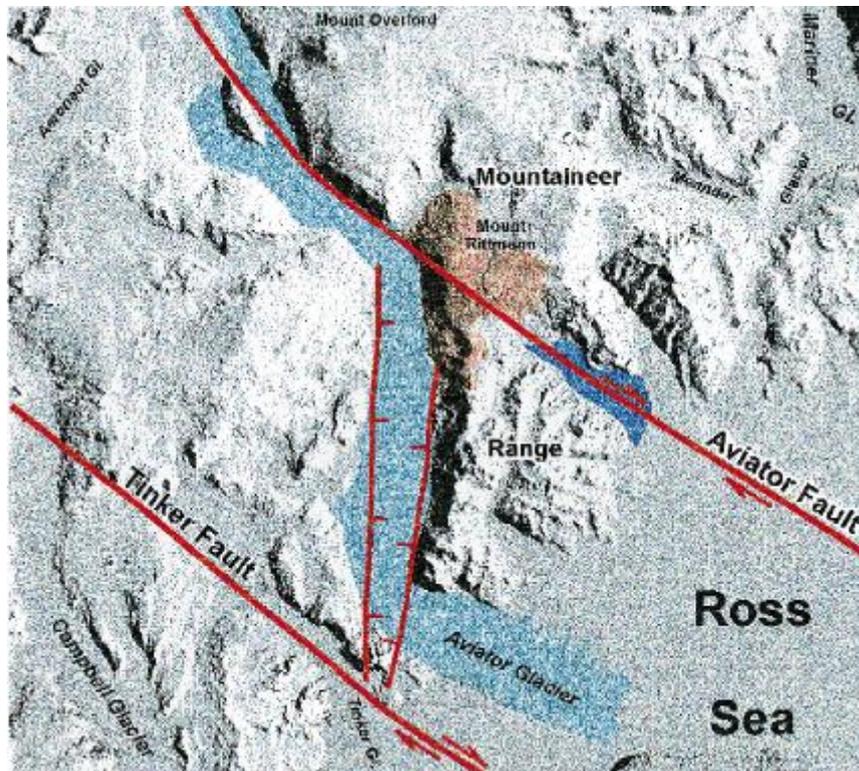


Fig. 1.5: controllo tettonico del ghiacciaio Aviator: mentre il corso superiore segue l'andamento NW – SE dell'omonima faglia quello inferiore si incanala all'altezza del vulcano M.Rittman nella trappola tettonica costituita dalla depressione Nord-Sud.

Tracce del paleo-ghiacciaio sono ancora riconoscibili in una corta lingua di larghezza sproporzionata rispetto alla lunghezza e al bacino di drenaggio (in azzurro più scuro) (Salvini e Storti, 1999).

In mare nella Baia di Terra Nova queste faglie costituiscono la terminazione settentrionale del Terror Rift all'altezza di Cape Washington.

Il terror Rift è uno stretto bacino estensionale probabilmente apertosi in reazione alle faglie trasformati cenozoiche

In definitiva le relazioni di taglio fra i diversi sistemi descritti e le datazioni delle rocce consentono di stabilirne una cronologia relativa: più antico attivo per lungo tempo è quello NE-SO, poi quello N-S infine NW-SE tuttora attivo con tettonica transtensionale.

Il primo sistema avrebbe riattivato nel Cenozoico il secondo e questo a sua volta avrebbe riattivato il terzo.

Come tutto il continente anche la Terra Vittoria è interessata dagli aggiustamenti isostatici olocenici (GIA glacial isostatic adjustment).

L'isostasia è un principio sostanzialmente analogo a quello di Archimede, descrive la tendenza della crosta terrestre a raggiungere uno stato di equilibrio gravitazionale attraverso il galleggiamento sul mantello.

Quindi quando la superficie è gravata da una massa, come ad esempio il peso dei ghiacci durante una glaciazione, la crosta sprofonda nel mantello, quando quest'azione viene meno la crosta lentamente risale.

Gli aggiustamenti isostatici sono caratteristici di tutti i periodi interglaciali, chiaramente quello d'interesse per la geodinamica attuale è quello relativo alla fine dell'ultimo glaciale. Da tenere presente che negli aggiustamenti isostatici nonostante la componente prevalente sia quella verticale non è comunque trascurabile neanche quella planimetrica.

Per lo studio della geodinamica e degli aggiustamenti isostatici è stata approntata una rete GPS, denominata VLNDEF, per la descrizione della quale si rimanda allo specifico capitolo che le è stato dedicato.

Capitolo 2

Ghiacciaio David - Drygalski

Nonostante inizialmente l'obiettivo fosse quello di confrontare le misure GPS dell'intera rete VLNDEF con il dato interferometrico, per diversi motivi pratici, quali ad esempio l'indisponibilità di coppie di immagini adatte per effettuare interferometria per numerose aree, non è stato possibile processare accuratamente l'intero dataset acquisito e si è limitata l'analisi, nell'ambito della tesi, al solo ghiacciaio David-Drygalski.

Il David è il ghiacciaio di sbocco (*outlet glacier*, ghiacciaio che cioè arriva fino al mare) più importante, sia per dimensioni che velocità della Terra Vittoria Settentrionale: si consideri che drena un'area di 224000 km² del plateau antartico orientale.

Occupava una profonda valle che attraversa le montagne Transantartiche dal bacino del mare di Ross al bacino interno subglaciale Wilkes e arriva al mare con la lingua flottante denominata Drygalski (in onore dell'esploratore e geografo tedesco Erich von Drygalski) e, dato che gran parte del suo bacino rimane al di sotto del livello del mare, è considerato un ghiacciaio di tipo marine-based.

Il ghiacciaio è alimentato da due flussi principali: un flusso meridionale, il più significativo, proveniente dall'area di plateau che culmina a Dome C e uno settentrionale alimentato dal bacino di alimentazione che arriva a Talos Dome.

Il flusso meridionale è formato dalla convergenza di tre ice streams (flussi di ghiaccio veloce, letteralmente "torrenti di ghiaccio") a valle della cascata di ghiaccio (*icefall*) denominata David Cauldron (d'ora in avanti semplicemente Cauldron).

Il toponimo Cauldron, che letteralmente significa "calderone", si spiega considerando la brusca rottura di pendenza rappresentata dalla cascata, circa 200m.

Questi tre flussi sono delimitati da creste (ridges) e separati da zone di taglio (shear zones) altamente fratturate.

Il ghiacciaio presenta una cinematica (velocità di scorrimento) differenziale, più veloce al centro rispetto ai lati, con accelerazioni in corrispondenza delle convergenze con i flussi laterali e delle rotture di pendenza (cfr. cap. Mappe di deformazione).

A valle del Cauldron il ghiacciaio assume una morfologia che può essere considerata analoga a quella di un fiordo e dopo circa una trentina di chilometri riceve l'apporto del flusso settentrionale.

La zona in cui il ghiacciaio inizia ad essere flottante sul mare è detta linea di disancoraggio (*grounding line*).

Il valore del flusso del ghiacciaio calcolato in corrispondenza della grounding line è particolarmente significativo per la stima del bilancio di massa (differenza tra la neve accumulata nel bacino di drenaggio e il ghiaccio scaricato a mare) perché a valle lo spessore tipicamente decresce rapidamente (cfr. fig. 2.1) (Schmeltz, 2002).

Indicativamente si identifica la grounding line in corrispondenza del limite rispetto al quale si verifica l'effetto tidale (movimento della lingua flottante comportato dalle maree): negli anni

sono state avanzate diverse ipotesi, a seconda della tecnica di misura utilizzata (GPS, InSAR, clinometri, etc.), per una sintesi è possibile considerare Rignot, 2002 e Schmelz et al., 2002.

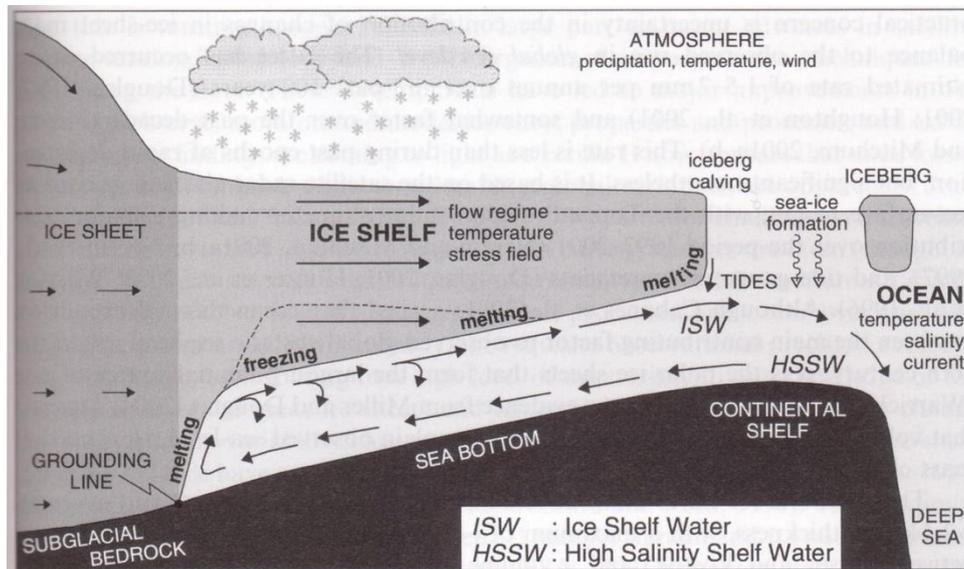


Fig. 2.1 (Grosfeld e Sandhäger, 2004): sezione bidimensionale semplificata del sistema ghiacciaio/lingua flottante/oceano; in prossimità della grounding zone il tasso di scioglimento (melting) nella cavità subglaciale è elevato.

L'effetto tidale (per quel che riguarda la descrizione del carattere delle maree nel mare di Ross si veda il capitolo Descrizione approccio) non consiste unicamente in un movimento verticale ma comporta anche una migrazione della grounding line tra alta e bassa marea, la cui entità è inversa rispetto alla pendenza locale del substrato roccioso (*bedrock*) e può arrivare anche a qualche centinaia di metri (Schmelz, 2002).

La fascia compresa a cavallo della grounding line, detta tidal flexure zone, ampia qualche chilometro, rappresentando la cerniera tra lingua flottante e ghiacciaio, si presenta fortemente crepacciata.

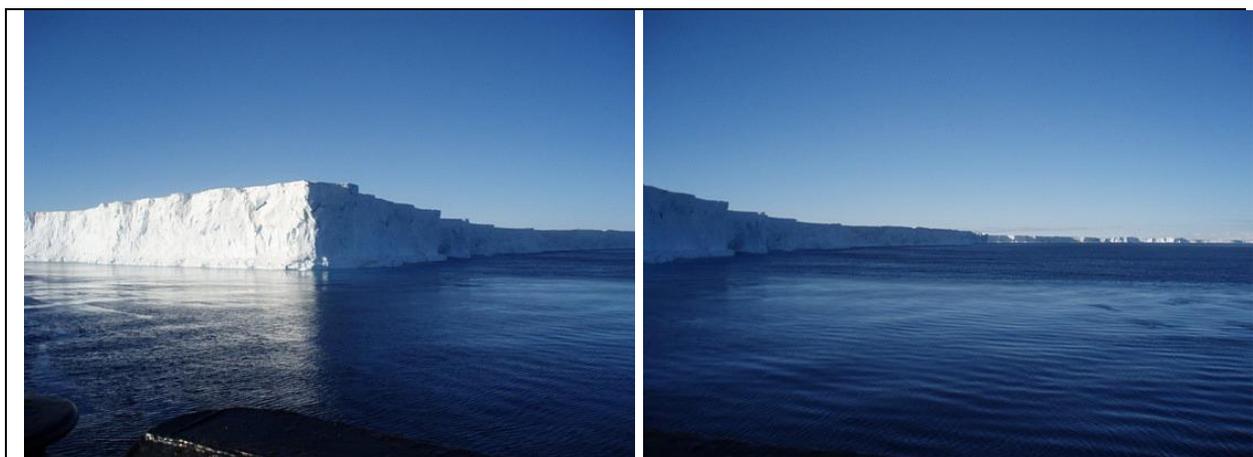


Fig. 2.2: alcune fotografie del Drygalski (<http://www.travelpod.com/travel-blog-entries/conrad.bear/1/1228447260/tpod.html>): si noti la potenza del ghiaccio che emerge rispetto al livello del mare, che, considerandone il galleggiamento in condizioni di equilibrio idrostatico, consente di inferire lo spessore della lingua flottante.

Per lo studio della variazione della morfologia della lingua galleggiante Drygalski, sono state confrontate immagini telerilevate acquisite a partire dal 1996, da allora il Drygalski è cambiato, sia per il processo di continuo accrescimento che per il distacco di iceberg nell'area che ha causato una collisione con la parte più esterna della lingua galleggiante. L'evento più significativo si è verificato il 15 aprile 2005, quando l'iceberg denominato B-15A andò a collidere con il Drygalski, provocando il distacco di una massa di 62 km².

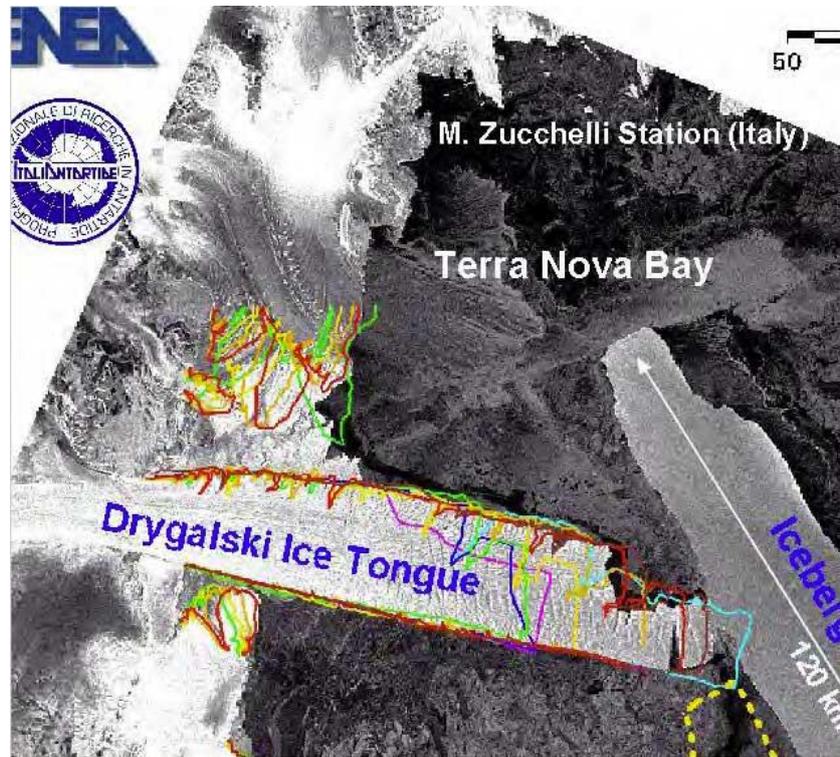


Fig. 2.3 (<http://www.ugis.it/a080505-iceberg.html>)

Pochi mesi prima, il 21 febbraio si era già distaccato autonomamente un altro iceberg, di dimensioni di poco ridotte, 52 km.



Fig. 2.4
(<http://earthobservatory.nasa.gov>):
immagine ENVISAT acquisita il 22 febbraio si noti nella propaggine settentrionale della lingua, alla sinistra del flusso del ghiacciaio, l'iceberg distaccatosi il giorno prima.

Capitolo 3

VLNDEF

Per lo studio della geodinamica e delle deformazioni crostali nel 1999 è stata estesa a tutta la Terra Vittoria Settentrionale la rete GPS precedentemente installata per il controllo delle deformazioni nell'area di Baia Terra Nova e in particolare per lo studio delle deformazioni dell'edificio vulcanico del Mt. Melbourne.

La nuova rete così istituita, VLNDEF (Victoria Land Network for DEFormation Control), consiste in una stazione permanente e in 28 stazioni episodiche, cioè rilevate periodicamente. Il progetto VLNDEF si inserisce nell'ambito delle attività GIANT (Geodetic Infrastructure of ANTarctica) dello SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research).

Il Programma GIANT fu attivato nel 1992 per la determinazione del frame geodetico antartico (cioè di un sistema di riferimento comune nel quale fosse possibile esprimere le misure effettuate nei diversi datum locali) tramite l'integrazione e analisi di dati geofisici e geodetici diversi: ad esempio osservazioni GPS iniziate nelle campagne di misura SCAR GPS Epoch, osservazioni gravimetriche sia relative che assolute, osservazioni VLBI, Doris, studio di osservazioni mareografiche, acquisizioni di parametri fisici e immagini telerilevate. Dato che i movimenti che interessano su larga scala la crosta terrestre non sono determinati solo dalla tettonica delle placche ma, soprattutto per quel che riguarda la componente verticale, anche dalla risposta crostale alle diverse condizioni di carico governate ad esempio dagli effetti di glacial rebound (Glacial Isostatic Adjustment - GIA).

Alle finalità principali del progetto VLNDEF si aggiunge, quindi, quella di fornire informazioni metriche che consentano di vincolare i modelli di GIA (Ekholm et al., 2002).

Il coordinamento delle attività VLNDEF è interamente italiano e la rete stessa è stata realizzata grazie al finanziamento di uno specifico progetto di ricerca all'interno del PNRA (Progetto Nazionale di Ricerche in Antartide).

VLNDEF è stata progettata garantendo una parziale sovrapposizione con un'altra rete GPS, denominata TAMDEF (TransAntarctic Mountains DEFormation), che ricopre l'area più meridionale della Terra Vittoria.

TAMDEF è gestita dall'USGS (United States Geological Service) in collaborazione con la Ohio University (OSU), e ha come finalità la misura dei movimenti del Terror Rift e più in generale delle Montagne Transantartiche nella terra Vittoria Meridionale.

TAMDEF è stata rilevata per la prima volta nel 1996 e le campagne si sono poi da allora ripetute ogni anno: dato che i periodi delle campagne di acquisizione di TAMDEF sono sostanzialmente analoghi a quelli VLNDEF le due reti sono state collegate nel 2001 tramite misure GPS simultanee su vertici di entrambe.

Il collegamento tra le due reti corrisponde ad un'area estesa circa 1100 km, praticamente tutta la Terra Vittoria, e consente quindi una migliore comprensione del comportamento regionale dei fenomeni indagati.

VLNDEF copre un'area di 700 km di lunghezza per 300 km di larghezza, dalla base “Mario Zucchelli” fino alla Oates Coast sull'Oceano Pacifico, indicativamente compresa tra le latitudini 71°S e 76°S e le longitudini 160°E e 170° E:

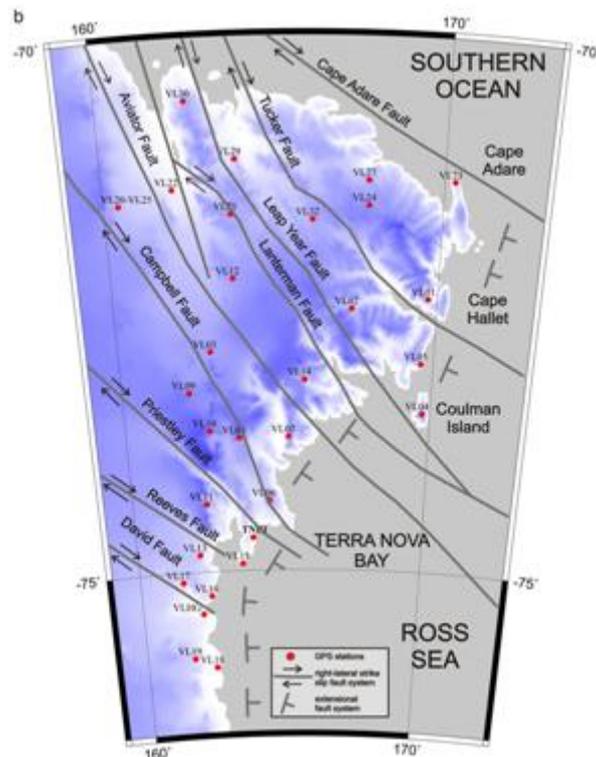


Fig. 3.1 (Zanutta et. al., 2008): rete VLNDEF, si noti come i punti siano solitamente disposti a cavallo delle faglie (sia del sistema principale che di quello secondario) in modo da evidenziarne i movimenti relativi. L'interpretazione geodinamica della quale si cerca conferma è quella proposta da Salvini e Storti (Salvini e Storti, 1999), descritta nel precedente capitolo “Inquadramento ambientale”.

La stazione permanente, denominata TNB1 (Terra Nova Bay 1) come codice ITRF, è ubicata nella Baia di Terra Nova presso la stazione italiana “Mario Zucchelli Station - MZS”, materializzata in un affioramento granitico ben conservato.

I dati di TNB1 sono ritenute molto affidabili sia per la stabilità della monumentazione sia perché presenta serie temporali ininterrotte dal 1998.

TNB1 non dispone di una connessione che consenta di effettuare il download dei dati in tempo reale o in modo sistematico da connessioni internet remote e non può quindi essere inserita tra le stazioni permanenti della rete IGS.

Da ricordare che nella Terra Vittoria sono presenti anche altre stazioni permanenti, tra le quali, DUM1, ROB1 e MCM4, quest'ultima, presso la base statunitense di MacMurdo, ha iniziato ad acquisire nel 1995 ed è quella che presenta una delle serie temporali più lunghe. La materializzazione dei vertici della rete VLNDEF consiste in cilindretti pieni di acciaio inossidabile infissi nella roccia, con l'estremità superiore filettata per il montaggio dell'antenna.

La verticalità del caposaldo è stata ottenuta al momento della materializzazione tramite una livella sferica, in modo da non dover ogni volta mettere in stazione l'antenna.

Questo centramento forzato 3D è stato ritenuto più adatto rispetto ad altri tipi di monumentazione perché consente di riposizionare ogni volta l'antenna esattamente nella stessa posizione (sia verticale che orizzontale), condizione molto importante per lo studio dei movimenti verticali.

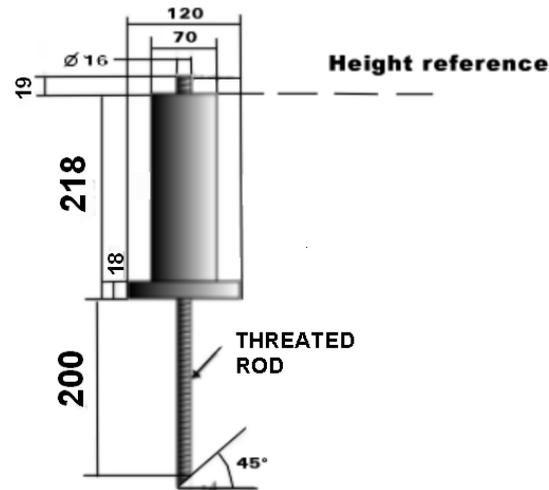


Fig. 3.2: vertice della rete VLNDF, le misure sono espresse in cm: la parte inferiore dello stelo è filettata per consentire l'alloggiamento nel foro praticato nella roccia con un trapano.

Per la rete TAMDEF sono usati sistemi di centramento regolabili tramite due piastrine in acciaio, una delle quali (quella superiore) è resa orizzontale mediante piccoli tiranti filettati.



Fig. 3.3: materializzazione dei punti della rete TAMDEF.

I vertici si trovano nel raggio di 460km da TNB1, con una lunghezza media delle basi di circa 70-80 km.

Per la stima delle posizioni e delle velocità dei punti della rete sono stati proposti diversi approcci di calcolo, sia differenziati che indifferenziati (PPP), mediante l'impiego dei principali software scientifici di analisi dati GPS (Bernese GPS, Gamit/GlobK, Gipsy/Oasis II)

Al fine di studiare sia i movimenti di placca, sia i movimenti intraplacca, sono state stimate le velocità nel sistema di riferimento ITRF e alle velocità di placca sono state sottratte le velocità di rotazione attorno al polo euleriano della placca antartica (procedimento descritto nel seguito).

Tabella 3.1 (Capra et al., 2008): coordinate compensate in ITRF2000 dei vertici della rete VLNDEF (epoca 2003.0) ottenute con il software Globk, successivamente al processo di stabilizzazione delle campagne GPS episodiche 1999-2006:

| nome punto | X [m] | Y [m] | Z [m] |
|------------|----------------------|--------------------|----------------------|
| TNB1 | -1623858.4330±0.0004 | 462478.1236±0.0004 | -6130048.9910±0.0010 |
| VL01 | -1898355.0800±0.0007 | 344131.5863±0.0006 | -6059589.6060±0.0016 |
| VL02 | -1871176.6890±0.0008 | 419007.1132±0.0007 | -6064822.2280±0.0020 |
| VL03 | -1793824.6430±0.0007 | 550947.6454±0.0006 | -6077986.3050±0.0018 |
| VL04 | -1786676.3870±0.0010 | 323127.1064±0.0008 | -6095659.6060±0.0026 |
| VL05 | -1833378.6500±0.0004 | 336084.8323±0.0004 | -6079754.0680±0.0010 |
| VL06 | -1665381.7120±0.0006 | 455889.0620±0.0005 | -6122163.3580±0.0015 |
| VL07 | -1731871.0240±0.0006 | 451786.7872±0.0005 | -6103456.3830±0.0017 |
| VL08 | -1717947.9210±0.0008 | 501076.6108±0.0006 | -6104184.8650±0.0022 |
| VL09 | -1747656.6850±0.0008 | 562141.0966±0.0006 | -6090108.2550±0.0024 |
| VL10 | -1716963.1570±0.0006 | 532520.4202±0.0004 | -6101777.8110±0.0012 |
| VL11 | -1644838.3660±0.0006 | 517300.7526±0.0005 | -6122511.0520±0.0019 |
| VL12 | -1870330.3750±0.0005 | 545966.3580±0.0004 | -6054921.0880±0.0011 |
| VL13 | -1592717.3230±0.0009 | 511213.2602±0.0007 | -6135756.5370±0.0029 |
| VL14 | -1791154.8190±0.0005 | 449717.6398±0.0004 | -6086636.3350±0.0011 |
| VL15 | -1596323.9990±0.0008 | 466324.0257±0.0007 | -6136835.4870±0.0026 |
| VL16 | -1555858.1900±0.0006 | 489202.5783±0.0005 | -6145734.3440±0.0018 |
| VL17 | -1561179.2630±0.0007 | 521189.6953±0.0006 | -6142166.0410±0.0018 |
| VL18 | -1487512.5310±0.0007 | 466337.4738±0.0006 | -6164019.9360±0.0024 |
| VL19 | -1490548.0460±0.0006 | 490597.3336±0.0006 | -6162196.0300±0.0018 |
| VL20 | -1909089.5270±0.0026 | 677740.0542±0.0023 | -6029108.8750±0.0052 |
| VL21 | -1932100.1100±0.0009 | 563780.2380±0.0007 | -6033962.4280±0.0023 |
| VL22 | -1938968.3240±0.0009 | 628496.5050±0.0007 | -6023703.1720±0.0023 |
| VL23 | -2017366.1650±0.0010 | 344665.3744±0.0008 | -6021793.9340±0.0020 |
| VL27 | -1999402.0870±0.0029 | 432212.5283±0.0024 | -6022817.4420±0.0062 |
| VL29 | -1985915.1840±0.0009 | 573344.5532±0.0006 | -6015394.1980±0.0021 |
| VL30 | -2027440.4130±0.0012 | 638271.5411±0.0009 | -5994964.3110±0.0028 |
| VL32 | -1947613.4120±0.0006 | 479657.0799±0.0005 | -6036111.4620±0.0016 |

| nome punto | Vx [mm/anno] | Vy [mm/anno] | Vz [mm/anno] |
|------------|--------------|--------------|--------------|
| TNB1 | 7.3±0.5 | -12.5±0.5 | -4.5±0.7 |
| VL01 | 7.6±0.7 | -13.8±0.6 | -2.5±1.1 |
| VL02 | 6.5±0.6 | -12.2±0.6 | -2.4±1.2 |
| VL03 | 6.0±0.6 | -13.1±0.6 | -4.3±1.1 |
| VL04 | 7.8±1.0 | -10.9±0.8 | -2.8±2.1 |
| VL05 | 8.3±0.7 | -12.7±0.6 | -0.8±1.0 |
| VL06 | 5.3±0.7 | -11.0±0.7 | -5.0±1.5 |
| VL07 | 8.5±0.6 | -11.6±0.5 | -1.1±1.1 |
| VL08 | 6.0±0.6 | -12.8±0.6 | -4.2±1.4 |
| VL09 | 6.2±0.6 | -12.8±0.6 | -4.8±1.3 |
| VL10 | 5.6±0.6 | -12.9±0.6 | -4.8±1.1 |
| VL11 | 6.1±0.7 | -12.2±0.6 | -1.0±1.4 |
| VL12 | 7.4±0.6 | -11.9±0.6 | -4.9±1.0 |
| VL13 | 5.7±0.7 | -11.6±0.6 | -3.9±1.6 |
| VL14 | 7.6±0.6 | -13.4±0.5 | -0.4±1.0 |
| VL15 | 6.8±0.7 | -10.0±0.6 | -4.0±1.5 |
| VL16 | 5.7±0.6 | -13.2±0.6 | -4.4±1.3 |
| VL17 | 6.3±0.6 | -9.8±0.6 | -6.3±1.3 |
| VL18 | 7.6±0.7 | -10.8±0.6 | -5.2±1.6 |
| VL19 | 4.8±0.7 | -10.0±0.6 | -4.1±1.5 |
| VL20 | 7.5±2.0 | -15.1±1.5 | -6.6±5.1 |
| VL21 | 8.4±0.7 | -5.5±0.6 | -6.0±1.6 |
| VL22 | 6.3±0.7 | -13.9±0.6 | -5.1±1.3 |
| VL23 | 7.4±1.0 | -13.8±0.9 | -4.5±1.8 |
| VL27 | 12.2±2.6 | -14.0±1.6 | -2.0±6.3 |
| VL29 | 5.3±0.8 | -13.7±0.6 | -8.7±1.6 |
| VL30 | 5.0±0.8 | -12.8±0.6 | -5.2±1.6 |
| VL32 | 7.2±0.7 | -14.1±0.6 | -4.3±1.4 |

Per l'inserimento entro il frame ITRF2000 sono state adottate differenti strategie, quali ad esempio un approccio globale mediante l'integrazione delle soluzioni di rete VLNDEF con quelle prodotte dalle agenzie geodetiche internazionali, piuttosto che attraverso soluzioni a minimi vincoli basate sulle velocità stimate in modalità indifferenziata per la stazione permanente di TNB1.

E' stato possibile adottare questa strategia grazie ad un'opzione resa disponibile dalla release 5 del software Bernese (BSW50) che consente di determinare con una soluzione ai minimi vincoli i parametri necessari per l'inquadramento di una rete locale rete entro un frame di stazioni permanenti caratterizzate da posizioni e velocità note.

Con questa opzione è quindi possibile connettere una rete locale (VLNDEF) al sistema ITRF stimando le traslazioni (le rotazioni per l'inquadramento in un sistema globale come ITRF sono poste uguali a zero) del baricentro delle coordinate ottenute da una serie di stazioni permanenti di riferimento, o addirittura stimando in questo caso in particolare le sole tre traslazioni (minimi vincoli) utilizzando la stazione (TNB1) per la definizione del datum di posizione e di velocità entro l'ITRF2000.

L'inquadramento di VLNDEF è stato ottenuto tramite una soluzione PPP applicata sull'intera serie temporale disponibile per la stazione TNB1 (oltre sette anni), il datum di posizione e di velocità è stato poi esteso alle stazioni della rete VLNDF mediante un classico approccio differenziato, seguito da una compensazione ai minimi quadrati (vedi oltre).

Quest'approccio ha permesso di stimare con una ottima precisione i movimenti verticali, in quanto la lunghezza delle baseline è stata molto contenuta, e non hanno risentito in questo modo della inevitabile propagazione degli errori, che si sarebbe presentata collegandosi a stazioni di riferimento poste a svariate migliaia di chilometri di distanza.

Quest'approccio si è affermato rispetto al tradizionale inquadramento a vincoli sovrabbondanti perché consente sia la determinazione delle velocità ITRF assolute che lo studio di quelle residuali relative ai movimenti intraplacca (la geometria e l'orientazione intrinseche della rete non vengono deformate per essere adattate al rispetto di vincoli esterni che, per i diversi motivi che di seguito saranno spiegati, sono da ritenere potenzialmente meno precisi).

Un ulteriore elemento a favore è rappresentato dal fatto che, come precedentemente accennato, al momento i dati di TNB1 sono i più affidabili tra quelli disponibili nell'area di studio, essendo materializzata la stazione su di un affioramento granitico ben conservato. La compensazione a vincoli sovrabbondanti, inquadrando la rete VLNDEF in quella IGS delle stazioni periantartiche, avrebbe comportato una propagazione nella stima dei movimenti locali del rumore associato al calcolo delle baseline che, per VLNDEF, sono piuttosto lunghe (Zanutta et al., 2008).

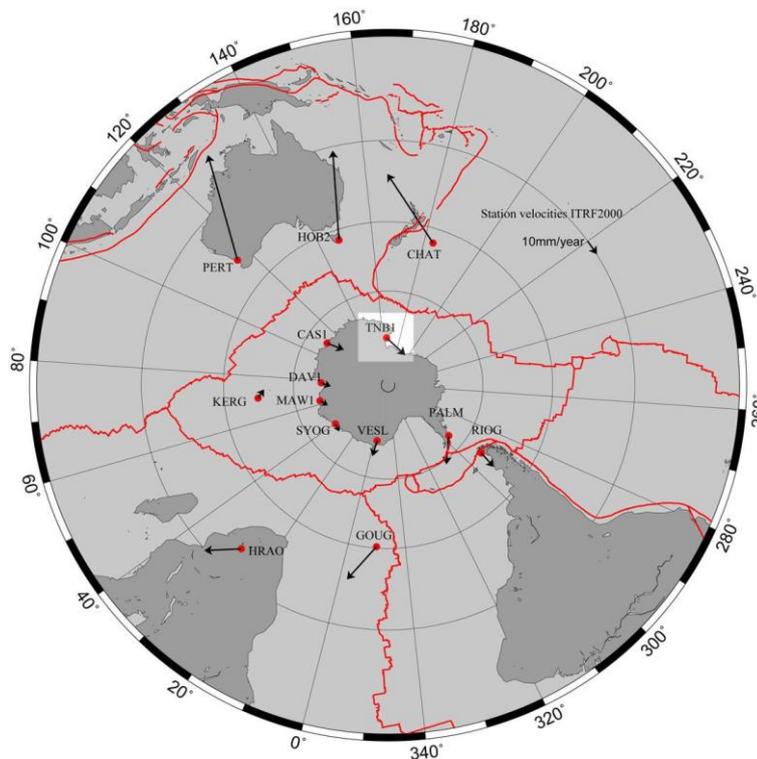


Fig. 3.4 (Zanutta et al., 2008): disposizione delle stazioni periantartiche.

Tra l'altro l'assenza nell'Oceano Pacifico Meridionale di terre emerse prospicienti l'Antartide Orientale determina una disomogeneità nella distribuzione delle stazioni permanenti periantartiche (alcune anche molto lontane dall'area di studio) e quindi una non ottimale geometria della rete (Ekholm et al., 2002).

Dato che a vincoli sovrabbondanti inquadrare una rete GPS in un datum significa fissarne le effemeridi e i parametri di orientamento terrestre in relazione all'inclusione di alcune stazioni di riferimento IGS nella rete di stazioni permanenti, l'arbitrarietà nella scelta di queste stazioni (solitamente si considerano come parametri di qualità la lunghezza e la linearità delle velocità desunte dalle serie temporali) comporta una possibile aleatorietà delle soluzioni: considerando stazioni differenti si ottengono, infatti, soluzioni leggermente diverse perché, oltre ai differenti errori casuali di misura, la stima delle coordinate ITRF2000 e in particolare la rappresentatività delle velocità di riferimento stimate potrebbe non essere del tutto aderente alla realtà (Zanutta et al., 2008).

Si ricorda che le coordinate di un punto espresse in determinato datum sono riferite all'epoca della realizzazione di quel datum e che quindi il corretto inquadramento di una rete locale in una realizzazione ITRFyy tramite le stazioni IGS avviene solo includendo nel calcolo anche le velocità di queste ultime.

Inquadrando rispetto a TNB1 è invece possibile sfruttare pienamente l'accuratezza dei parametri IGS (clock e orbite precise) senza inficiarli introducendo nel calcolo della rete rotazioni e fattori di scala dovuti all'inconsistenza tra il datum ITRF e le stazioni IGS utilizzate (Zanutta et al., 2008).

La posizione di TNB1 è stata calcolata in Precise Point Positioning (PPP), tecnica che utilizza un solo ricevitore invece che ricorrere alla differenziazione dei dati ottenuti da due ricevitori come nel tradizionale metodo alle doppie differenze.

In PPP il datum è fissato introducendo nel calcolo effemeridi precise e stime accurate del clock degli orologi e in questo modo è possibile evitare di dover scegliere quali stazioni di riferimento utilizzare per l'inquadramento (la distanza tra le stazioni è irrilevante), notevole vantaggio dato che le stazioni problematiche o molto lontane "sporcano" la qualità di quelle vicine.

La rete VLNDEF è stata invece calcolata in relativo statico con il metodo alle doppie differenze.

Sia in PPP che nel metodo alle doppie differenze si utilizza la frequenza sintetica L3 (detta ionofree), ottenuta dalla combinazione lineare delle due portanti L1 ed L2, non sensibile all'effetto ionosferico (per la trattazione della propagazione dei segnali nella ionosfera si rimanda all'appendice "Atmosfera"):

$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 + f_2^2 L_2)$$

Per quanto riguarda i movimenti orizzontali la ripetibilità e il trend delle serie di coordinate calcolate sono stati valutati considerando per ogni stazione di misura i residui giornalieri ottenuti dalla sottrazione del valore medio derivato dall'analisi delle serie alle coordinate giornaliere.

In generale si può affermare che le rete riflette in media un trend di placca caratterizzato da valori omogenei di orientazione (con direzione sud-est dominante) e moduli in linea con quelli della stazione permanente TNB1.

Come conseguenza del teorema di Eulero (“lo spostamento di un corpo rigido con un punto fisso è equivalente ad una rotazione rispetto ad un asse opportuno passante per quel punto”) si ha che per definire il moto relativo tra due placche è sufficiente la separazione angolare attorno a un polo di movimento relativo noto appunto come polo euleriano.

Polo euleriano e velocità angolare della placca antartica sono stati valutati tramite l’inversione dei movimenti desunti dalle misure GPS di tutti i punti VLNDEF insieme alle sette stazioni permanenti IGS ubicate in Antartide.

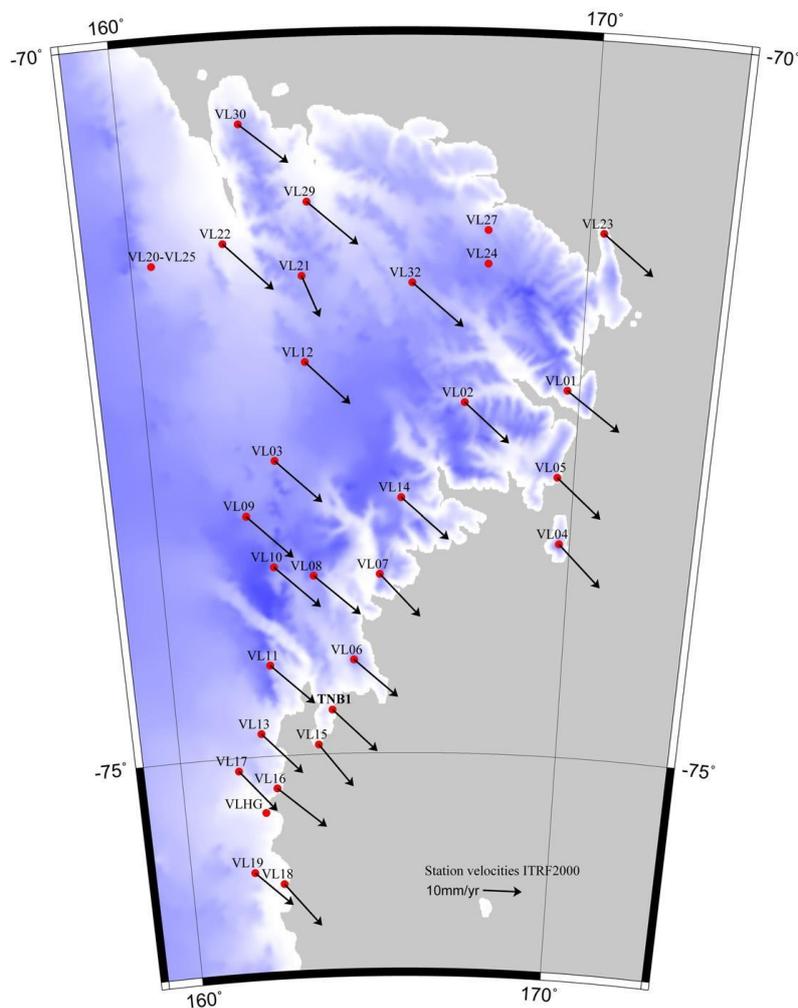


Fig. 3.5 (Zanutta et al., 2008): componente orizzontale delle velocità assolute dei vertici VLNDEF nel sistema ITRF.

La velocità di placca così calcolata è stata sottratta alle velocità assolute (assimilando il comportamento della placca a quello di un corpo rigido) in modo da ottenere le velocità relative degli spostamenti intraplacca.

Per individuare quali vertici della rete presentano velocità relative significative si sono confrontati queste differenze di velocità con i rispettivi livelli di confidenza.

I punti VL20, VL27, VLHG sono stati esclusi perché misurati solo due volte con pochi giorni di acquisizione in una sola campagna.

Considerando una soglia di 3σ (σ deviazione standard, 3σ in una distribuzione non normale per il teorema di Tchebycheff corrisponde ad un livello di confidenza dell'89%) associata alle velocità solo sette punti mostrano movimenti significativi (VL01, VL16, VL19, VL21, VL22, VL29, VL32): questo significa che sono solo questi sette punti a presentare un comportamento non in linea con il trend della placca, probabilmente per via di una deformazione locale o regionale.

I movimenti relativi evidenziati, nonostante siano particolarmente piccoli e soprattutto di poco superiori al livello di confidenza, consentono comunque di avanzare alcune ipotesi per spiegare un'eventuale relazione tra campo di velocità residuale e contesto tettonico.

Iniziando dal punto situato più a nord est, il movimento a est presentato da VL01 di $1,77 \pm 0.4$ mm/anno potrebbe essere compatibile con una complicazione comportata dalla riattivazione di faglie estensionali Nord-Sud del modello di movimento trasforme destro della faglia Tucker.

I vertici VL29 e VL32 mostrano leggeri tassi di sollevamento, rispettivamente di 6.6 ± 0.6 e di 2.8 ± 0.5 mm/anno che potrebbe riflettere il movimento nord ovest – sud est del sistema di faglie Leap Year.

Mentre il vertice VL22 sembra indicare un movimento Nord-Ovest/Sud-Est del sistema di faglie Aviator, VL21 è l'unico vertice della rete che presenta un significativo movimento verso ovest ($V_{est} -7.4 \pm 0.4$ mm/anno).

Questo trend potrebbe essere considerato in accordo con l'ipotetica presenza nella regione della faglia Lanterman Range di un sistema di faglie maggiore che, determinando una flessione locale in senso antiorario, comporta un movimento trascorrente Ovest-NordOvest/Est-SudEst (Zanutta et al., 2008; Salvini e Storti, 1999).

VL16, ubicato nel sistema della faglia David mostra un movimento a est ($V_{est} = 2.3 \pm 0.3$, $V_{nord} = 0.38 \pm 0.3$, $V_z = 2.96 \pm 0.5$) che potrebbe essere ricondotto alla presenza sul continente di faglie estensionali nord – sud che produrrebbero un movimento di immersione a Est.

VL19 invece evidenzia un movimento Sud-Est/Nord-Ovest nella direzione opposta al trend regionale trasforme ma si trova in un'area troppo scarsamente studiata per consentirne la corretta interpretazione.

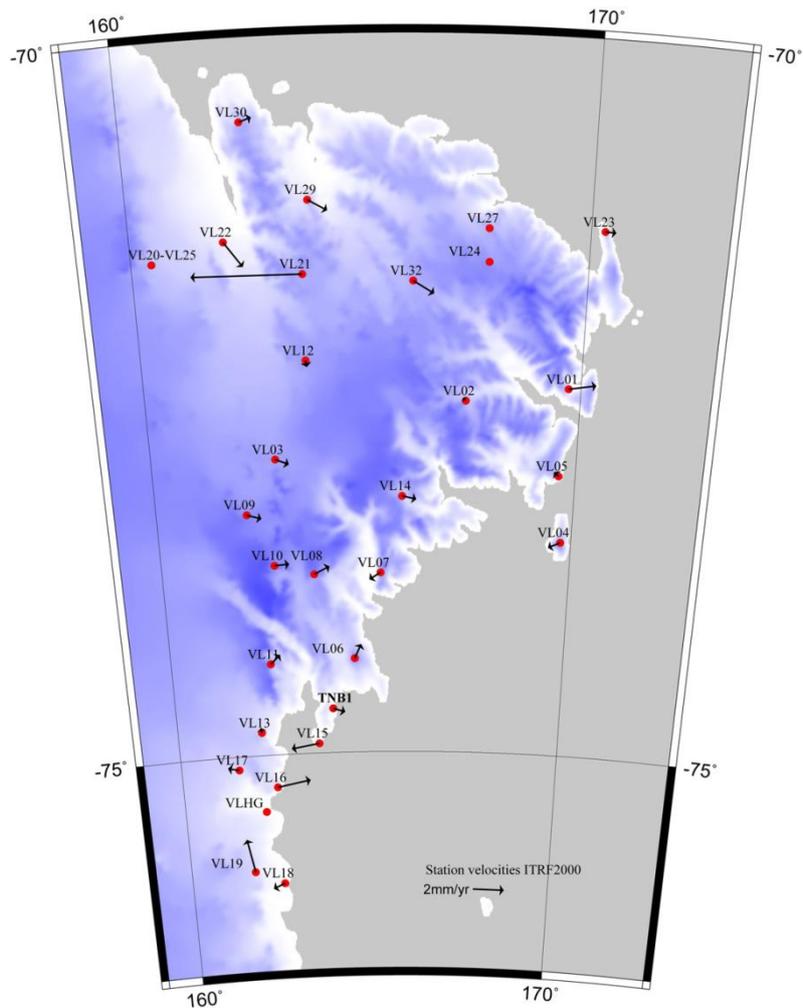


Fig. 3.6 (Zanutta et al., 2008): componente orizzontale dei movimenti intraplacca.

Per quanto riguarda invece le velocità assolute verticali queste presentano una distribuzione spaziale che indica un generale sollevamento della Terra Vittoria, quantificabile in 2.8 ± 0.8 mm/anno, con incrementi sia a nord che a ovest (cioè allontanandosi dalla costa).

In assenza di fenomeni tettonici che possano essere considerati causa di movimenti crostali nella componente verticale queste velocità assumono un ruolo di particolare importanza nella comprensione dell'aggiustamento isostatico.

Il tasso di sollevamento è in accordo con i modelli geofisici della zona e potrebbe essere attribuibile agli aggiustamenti isostatici delle masse crostali in risposta alla deglaciazione (Capra et al., 2007).

Questo dato, insieme ad altri parametri geofisici, è di fondamentale importanza in quanto rappresenta sia un elemento di validazione per i modelli numerici costruiti senza nessuna misura diretta che un vincolo per la costruzione di nuovi modelli.

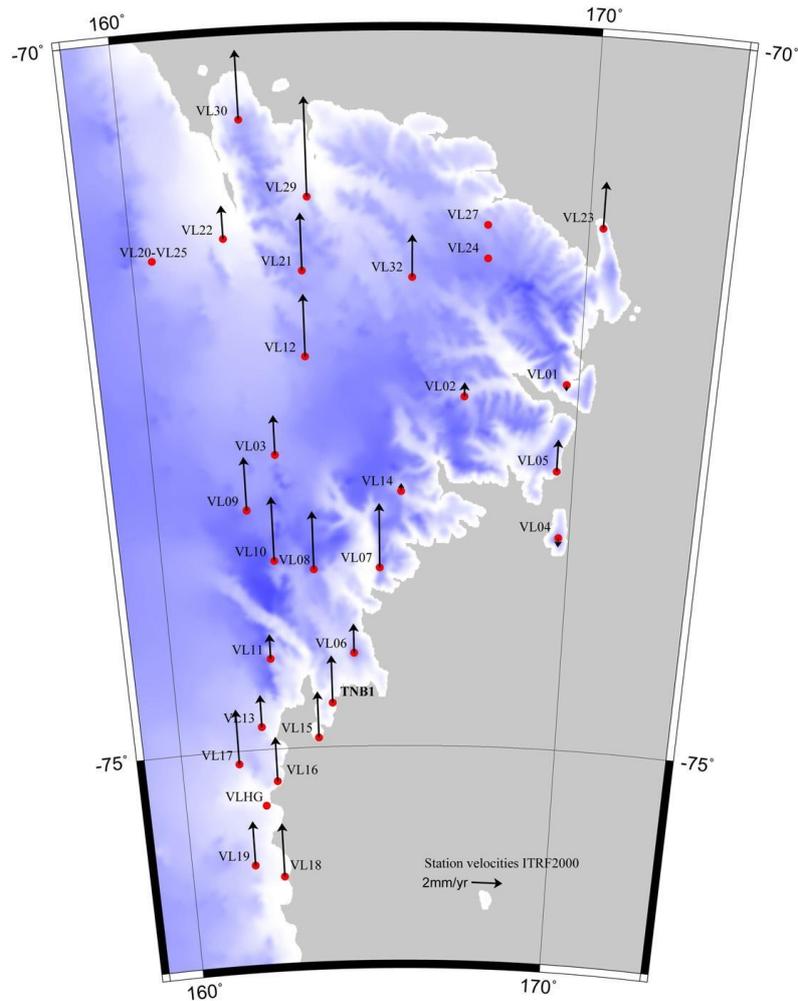


Fig. 3.7 (Zanutta et al., 2008): componente verticale delle velocità assolute dei vertici VLNDEF nel sistema ITRF.

Da tenere presente comunque che le serie GPS discontinue (le campagne di acquisizione sono avvenute durante le estati australi) non tengono conto di vari fenomeni stagionali che, se presi in considerazione potrebbero portare a risultati diversi (bisognerebbe disporre di una più densa distribuzione delle stazioni permanenti e di serie temporali molto lunghe).

Capitolo 4

Introduzione all'interferometria

Dato che l'intenzione non è quella di proporre una specie di compendio della tecnica interferometrica ma piuttosto di approfondirne gli aspetti che si ritengono essere determinanti nella qualità dei prodotti finali in questa tesi mancano alcune delle premesse alla genesi del dato SAR, come ad esempio la focalizzazione; come letteratura di riferimento si consiglia per questi aspetti:

- “Synthetic Aperture Radar. System and signal processing” di John Curlander e Robert McDonough (Curlander e McDonough, 1991), che rappresenta una delle opere più importanti per quanto riguarda il SAR.
Qui è possibile trovare dettagli relativi al chirp (segnale trasmesso, modulato linearmente in frequenza) e alle risoluzioni in azimuth e range
- “Imaging with synthetic aperture radar” di Didier Massonet e Jean-Claude Souyris (Massonet e Souyris, 2008), come introduzione all'interferometria
- “Radar interferometry. Data interpretation and error analysis” di Ramon Hanssen (Hanssen, 2001), per l'analisi degli errori.

Particolare attenzione si è posta nella descrizione di alcuni aspetti geometrici dell'acquisizione, sia per l'importanza cruciale che l'averne consapevolezza riveste nel processing, sia perché si ritiene che questo tipo di approccio all'interferometria sia senz'altro più consono alle scienze geodetiche di quanto non lo sarebbe stata invece un'impostazione rivolta più al trattamento del segnale, compito di altre discipline.

Si premette inoltre che si è scelto di non descrivere anche altre tecniche di processamento che si sarebbero potute eventualmente utilizzare, come persistent scatterers (PS) e small baseline interferometry (SBAS) sia perché il dataset a disposizione per lo specifico caso di studio non sarebbe stato sufficiente (serve infatti uno stack di almeno una ventina di immagini nel primo caso, di una decina nel secondo) sia per la mancanza dei softwares necessari.

In questo capitolo introduttivo, che rappresenta una specie di indice ragionato, si propone comunque per completezza un'introduzione agli aspetti principali, con rimandi ai capitoli che specificatamente ne trattano.

Il sistema di riferimento rispetto al quale si modella l'acquisizione è trattato nel capitolo Equazioni di range-Doppler.

Un interferogramma rappresenta una mappa delle differenze di fase presentate da due immagini SAR che osservino la stessa scena da angoli di vista diversi.

Le due scene per essere confrontabili devono essere nella stessa geometria ed è quindi necessario prima coregistrarle (cfr. cap. Coregistrazione): s'individua come riferimento una

delle due scene, detta master, e si coregistra l'altra, detta slave, rispetto a questa (considerando più scene si hanno una "supermaster" e più slaves).

Lo spazio immagine dei prodotti interferometrici corrisponde quindi alla geometria d'acquisizione della master.

Poiché il dato SAR è complesso quella che concettualmente sarebbe una differenza analiticamente si calcola effettuando un prodotto hermitiano, che, in forma esponenziale, corrisponde poi alla differenza degli angoli di fase contenuti negli esponenti.

Esprimendo i fasori master y_1 e slave y_2 relativi ad un determinato pixel P rispettivamente come:

eq. 4.1

$$y_1 = |y_1|e^{(j\psi_1)}$$

$$y_2 = |y_2|e^{(j\psi_2)}$$

si ha un interferogramma complesso v :

eq. 4.2

$$v = y_1 y_2^* = |y_1| |y_2| e^{j(\psi_1 - \psi_2)}$$

dove i valori di fase osservati φ_1 e φ_2 dipendono dalle diverse distanze R in slant range sensore-target corrispondente al pixel nelle due acquisizioni

eq. 4.3

$$\psi_1 = -\frac{2\pi 2R_1}{\lambda} + \psi_{scat 1}$$

$$\psi_2 = -\frac{2\pi 2R_2}{\lambda} + \psi_{scat 2}$$

Con il segno meno nel primo termine dovuto alle modalità di acquisizione del segnale e $\psi_{scat 1}$ e $\psi_{scat 2}$ contributi comportati dalla riflessione

Si ha una fase interferometrica φ funzione della differenza degli slant ranges ΔR (Hanssen, 2001):

eq. 4.4

$$\varphi = \psi_1 - \psi_2 = -\frac{4\pi (R_1 - R_2)}{\lambda} = -\frac{4\pi \Delta R}{\lambda}$$

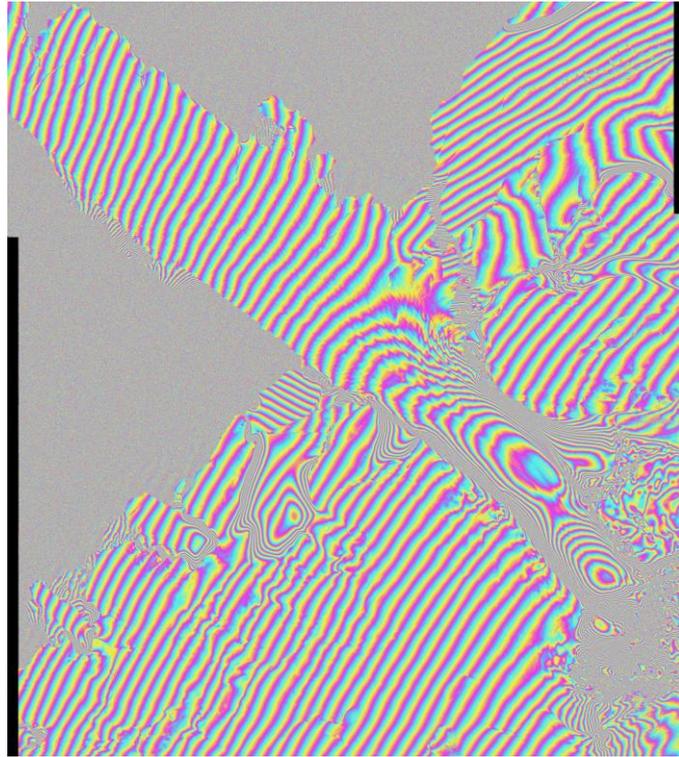


Fig. 4.1: interferogramma della lingua glaciale Drygalski generato da una coppia ERS1-2 acquisita in modalità tandem (cioè nominalmente sulla stessa traiettoria con una separazione temporale di un giorno) il 9-10 aprile 1996 (baseline 13m).

L'interferometria può essere avvenire sia in modalità repeat pass, come in questa tesi, che single pass:

| | |
|---|---|
| <p>Repeat Pass Interferometrie <i>ERS-Tandem</i></p> | <p>Single Pass Interferometrie <i>SRTM</i></p> |
| <p>Anche detta <i>across-track interferometry</i>: le acquisizioni non avvengono contemporaneamente, i due sensori sono montati su piattaforme diverse.</p> | <p>Anche detta <i>along-track interferometry</i>: i due sensori sono montati sulla stessa piattaforma e le acquisizioni sono quindi contemporanee (ad esempio la missione NASA SRTM, che ha consentito la produzione del DEM omonimo)</p> |

Nel caso più generale la fase interferometrica φ_{int} contiene diversi contributi:

$$\varphi_{int} = \varphi_{ref} + \varphi_{disp} + \varphi_{atm} + \varphi_{noise}$$

- φ_{disp} contributo dovuto al movimento (displacement) eventualmente intercorso tra le due acquisizioni
- φ_{atm} contributo dovuto alle diverse condizioni atmosferiche (ionosfera, troposfera) nelle quali sono state effettuate le acquisizioni; è molto importante, anche per le analogie con la propagazione del segnale GPS, ma spesso non è considerato con la dovuta attenzione: con le poche coppie a disposizione non si è riusciti a individuarne l'eventuale presenza ma comunque un intero capitolo, cap. atmosfera, è dedicato alla comprensione del fenomeno e alle strategie per mitigarlo.
- φ_{noise} rumore

Per estrarre dall'interferogramma l'informazione inerente una determinata componente è quindi necessario isolarla dalle altre che devono essere sottratte alla fase.

Questo specchio sintetizza le diverse modalità operative finalizzate all'ottenimento di un DEM piuttosto che di una mappa di deformazione

| | |
|--|---|
| | |
| <p>Non si è verificato alcuno spostamento: la fase interferometrica dipende solo dall'osservare lo stesso punto terreno da posizioni differenti</p> | <p>Contributo alla fase interferometrica determinato da uno spostamento intercorso tra le due acquisizioni</p> |
| <p>Per ottenere un DEM si considera una coppia che si ritiene acquisita in assenza di movimento oppure si sottrae la componente di movimento eventualmente verificatosi (desunta da un'altra coppia). In questo caso lo spianamento serve per diminuire il numero delle frange, espressione del solo residuo topografico, e quindi agevolare l'unwrapping.</p> | <p>Per ottenere una mappa di deformazione si isola la componente di movimento spianando l'interferogramma con un DEM sufficientemente accurato. Anche se in maniera molto meno accurata il movimento è desumibile anche dalla stima degli offset di coregistrazione, cfr. cap. Coregistrazione.</p> |

Si rimanda ai capitoli DEM interferometrico e Mappe di deformazione per la descrizione completa dei procedimenti.

L'altezza d'ambiguità, cioè la differenza in line of sight corrispondente ad una frangia, esprime la sensibilità della coppia alla topografia ed è determinata dalla lunghezza di una componente del vettore congiungente i due sensori, detto baseline (cfr. cap. omonimo; da precisare che in italiano del termine baseline esistono sia la forma maschile che quella femminile, qui si è preferito utilizzare la prima).

La qualità dello spianamento (flattening) dipende sia dall'accuratezza del DEM utilizzato in rapporto alla lunghezza della baseline che dalla qualità dei parametri orbitali (cfr. cap. Orbite), eventualmente correggibili con l'inserimento di un punto di controllo (cfr. cap. Timing annotations).

Dopo il flattening si procede al calcolo della coerenza presentata dalla coppia (coefficiente di cross-correlazione, cfr. cap. Coerenza) che è possibile considerare come un indicatore di quanto la slave è cambiata rispetto alla master.

Poi si effettua un filtraggio per meglio evidenziare le frange, operazione a cui non è dedicata una specifica trattazione in quanto non strettamente inerente l'oggetto della tesi.

Dato che analogamente al segnale GPS la fase interferometrica è nota solo modulo 2π per conferirle un significato metrico è necessario srotolarla (cfr. cap. Unwrapping).

A questo punto dopo un ulteriore step di orbital refinement è possibile ottenere un DEM piuttosto che una mappa di deformazione (cfr. cap. Orbital refinement).

Si tenga sempre presente che dello spostamento il SAR è in grado di misurare solo la componente in slant range, che può poi essere ulteriormente scomposta rispetto ad una direzione qualsiasi ma rimanendo comunque sempre soltanto espressione di quanto osservato in slant range (si consideri cioè che la componente rispetto ad un certo azimuth α del vettore spostamento osservato dal SAR non corrisponde necessariamente alla componente α dello spostamento verificatosi).

Sono quindi necessarie più acquisizioni da direzioni differenti (ad esempio ascendente-discendente) per ricostruire il vettore nella sua completezza.

Per il processing interferometrico si è utilizzato un software commerciale, SARscape (sviluppato dalla SARmap SA, Purasca, Svizzera), integrato in ENVI come modulo aggiuntivo.

Più che descrivere nei dettagli il funzionamento della catena interferometrica in SARscape (è possibile consultare la documentazione disponibile on line all'indirizzo <http://www.sarmap.ch/pdf/SAR-Guidebook.pdf>) si è preferito considerare gli algoritmi nella loro generalità, in modo da poterne effettuare un'analisi degli errori che prescindere dalle modalità di implementazione.

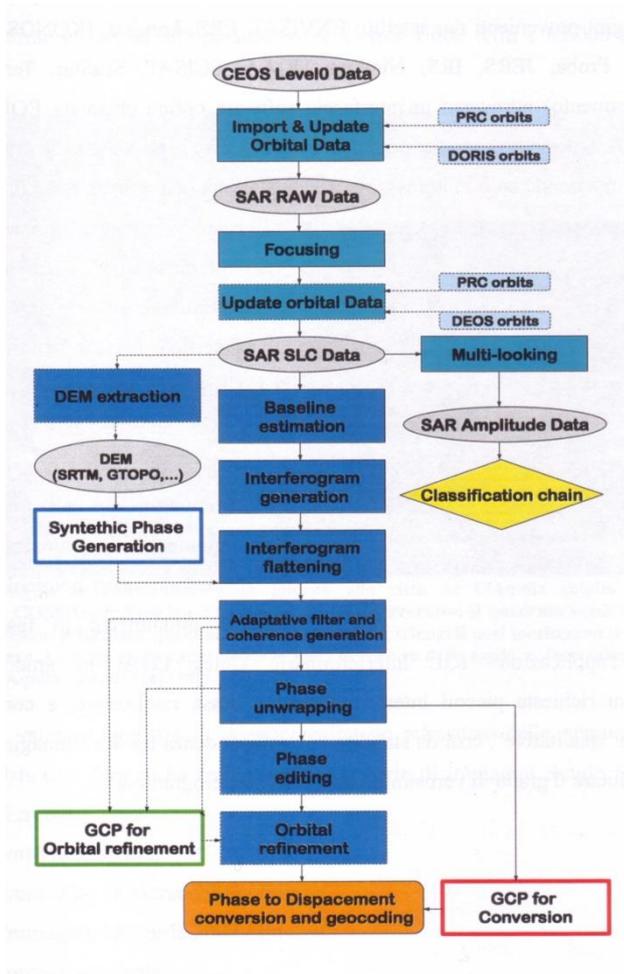


Fig. 4.2 (Torlai, 2009): schema della catena interferometrica implementata in SARscape.

Per valutare l'efficacia di alcuni parametri, come ad esempio l'accuratezza del punto di controllo (cfr. cap. Punto di controllo), si sono sviluppate routines in IDL che effettuano chiamate ai tool di SARscape tramite la piattaforma ENVI-IDL.

Il dataset processato si trova descritto nel capitolo Scelta immagini mentre i dati ancillari utilizzati (DEM, punti di controllo) sono trattati nei capitoli:

- DEM
- VLNDEF, per quanto riguarda i dati GPS
- SRA, per i dati radar altimetro
- ICESat, per i dati laser altimetro

La preparazione dei dati ancillari e la validazione dei risultati è stata effettuata in ambiente GIS con il software ArcGIS 9.3, implementando scripts ad hoc in Python e VBA (Visual Basic for Applications) per l'automazione delle procedure.

Capitolo 5

Geometria della scena SAR

Risoluzione

In generale la risoluzione spaziale di un sensore è definibile come la minima distanza alla quale due oggetti risultano essere distinguibili con certezza, corrisponde quindi alle dimensioni metriche del pixel.

Nel campo del telerilevamento satellitare la risoluzione spaziale è spesso controllata dalla frequenza alla quale avviene il campionamento del segnale o comunque dalla scala dei tempi d'acquisizione.

La scena SAR presenta risoluzioni differenti per ognuna delle sue dimensioni: slant range, ground range e azimuth (non si prende qui in considerazione anche la risoluzione angolare, definibile sia in slant range che in azimuth).

Risoluzione in distanza lungo lo slant range

Due o più oggetti illuminati dal SAR risultano distinguibili solo se producono echi distinti. Dati due bersagli a e b puntiformi posti a distanza R_a e R_b dal sensore, perché gli echi non si sovrappongano, è necessario che la differenza tra i tempi (di andata e ritorno) sia maggiore della durata dell'impulso (Prati et al., 2007):

eq. 5.1

$$\Delta t = \left| \frac{2R_a}{c} - \frac{2R_b}{c} \right| > \tau$$

dove c è la velocità di propagazione del segnale, corrispondente alla velocità della luce, il fattore 2 è giustificato dal considerare sia l'andata che il ritorno (doppio percorso dei sensori attivi)

E quindi si ha che la risoluzione in slant range è data dalla relazione (Elachi e van Zyl, 2006):
eq. 5.2

$$\Delta r = \frac{c\tau}{2}$$

Definendo la larghezza di banda dell'impulso come l'inverso della durata dell'impulso

$$B = \frac{1}{\tau}$$

nominalmente si avrebbe che

$$\Delta r = \frac{c\tau}{2} = \frac{c}{2B}$$

Quindi, per ottenere una buona risoluzione è necessario utilizzare un impulso breve o, corrispondentemente, una larghezza di banda ampia.

L'energia associata ad un impulso corrisponde a:

eq. 5.3

$$E = P\tau$$

dove P è la potenza di picco istantanea

Per avere un buon rapporto segnale rumore è bene che l'energia sia elevata ma, soprattutto nel caso dei sensori satellitari, l'elettronica del sistema non consente di aumentare più di tanto la potenza di picco: per non aumentare la durata dell'impulso τ a scapito della risoluzione lo si modula linearmente in frequenza, ottenendo un segnale detto chirp (che letteralmente significa "cinguettio").

L'energia del chirp, nonostante risulti distribuita su una durata più lunga, dopo la ricezione viene nuovamente compressa (*range processing*).

Data la maggiore durata del chirp i ritorni si sovrappongono ma presentando frequenze differenti è comunque possibile riuscire a distinguerli tramite l'applicazione di appositi filtri (*matched filtering*).

Risoluzione in ground range

Corrisponde alla proiezione della risoluzione in slant range nel piano across track - along track.

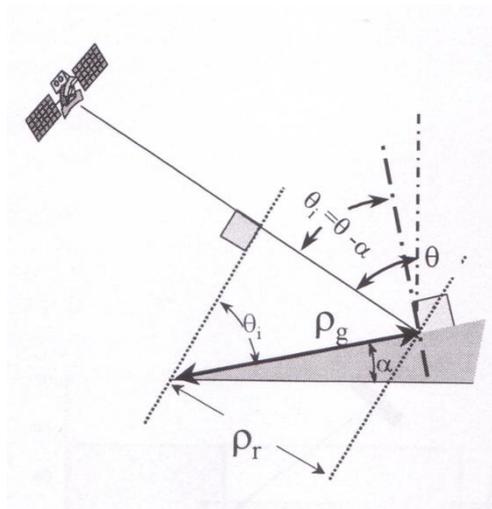


Fig. 5.1 (Gatelli et al., 1994): con ρ_r s'indica la dimensione del pixel in slant range, con ρ_g quella in ground range,

θ è l'angolo d'incidenza rispetto alla normale alla superficie di riferimento

θ_i è l'angolo d'incidenza locale rispetto alla normale alla superficie del terreno nel punto considerato (Hanssen, 2001)

Si noti come il ground range, rappresentando l'ipotenusa del triangolo rettangolo, sia sempre maggiore del cateto rappresentato dallo slant range.

Si ricorda che l'angolo di vista (off-nadir), non presente in figura, coincide con l'angolo d'incidenza solo nel caso la superficie di riferimento sia rappresentata da un piano.

Assumendo la planarità della superficie di riferimento, si calcola come:

eq. 5.4

$$\Delta_{x \text{ ground}} = \frac{\Delta_{x \text{ slant}}}{\sin \vartheta}$$

Per tenere conto anche della pendenza locale è necessario sostituire all'angolo d'incidenza l'angolo d'incidenza locale

eq. 5.5

$$\Delta_{x \text{ ground}} = \frac{\Delta_{x \text{ slant}}}{\sin(\vartheta - \alpha)}$$

Per una trattazione più approfondita delle implicazioni della variabilità della pendenza locale si vedano i capitoli “Speckle e multilooking” e “Spectral shift”.

Risoluzione in azimuth

Dato che la coordinata azimuth (che nella matrice immagine costituisce una riga) è il luogo dei punti acquisiti nello stesso istante t , in un radar ad apertura reale (RAR) la risoluzione in questa direzione corrisponde all'ampiezza along track dell'impronta a terra dell'antenna (cfr. fig. 5.2), calcolabile come:

eq. 5.6

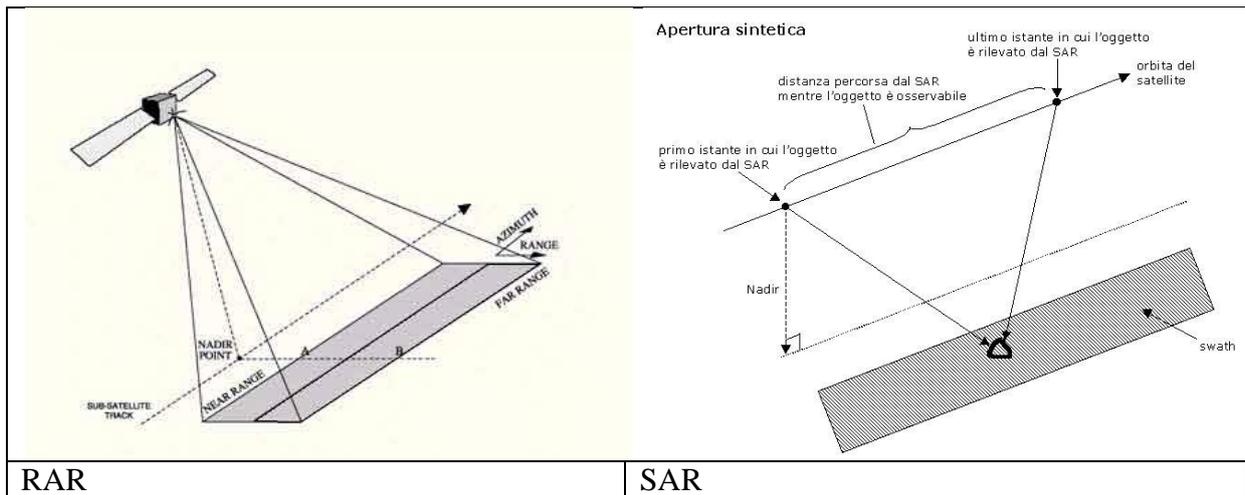
$$\Delta_{y \text{ real}} = \frac{h\lambda}{L_A \cos \vartheta}$$

dove h è l'altitudine del satellite, λ la lunghezza d'onda del segnale (determinata dalla portante utilizzata) L_A la lunghezza fisica dell'antenna.

La sostituzione dei valori standard nella formula (si considera un'antenna lunga una decina di metri) rende subito evidente che non è possibile ottenere risoluzioni metriche neanche con segnali in banda X.

Si ricorre quindi all'utilizzo di un'apertura sintetica, corrispondente alla distanza percorsa dal satellite lungo l'orbita durante il tempo d'illuminazione di un dato target, di cui si ricostruisce la storia di fase, cioè la variazione nel tempo della frequenza Doppler (Doppler shift comportato dal movimento relativo sensore – target, considerato in un sistema di riferimento inerziale geocentrico, cfr. cap. Equazioni di range–Doppler).

Quel che consente di distinguere i target in azimuth è insomma la diversa frequenza Doppler.



L'eco di un target puntiforme risulta quindi contenuta nei ritorni di più impulsi, con un'informazione che si presenta distribuita e sovrapposta a quella di altri bersagli (immagini in formato raw): con un procedimento detto di focalizzazione si concentra tutta l'energia del segnale di ritorno da un singolo target in un unico punto (immagini single look complex), solitamente corrispondente all'istante con Doppler shift nullo (Zero-Doppler) (Trianni, 2006). Tramite calcoli di cui si omette la dimostrazione si ottiene una risoluzione in azimuth corrispondente alla metà della lunghezza fisica dell'antenna:

eq. 5.7

$$\Delta_{y \text{ synth}} = \frac{L_A}{2}$$

Capitolo 6

Speckle e multilooking

La natura coerente dell'impulso SAR comporta un effetto di fading denominato speckle (temine inglese che letteralmente si traduce come macchiolina/macchiettatura), che conferisce alla scena SAR un caratteristico effetto sale e pepe: non rappresenta un rumore, nonostante sia spesso trattato come tale, ma un fenomeno caratteristico della riflessione. Lo speckle è determinato dal fatto che ogni pixel contiene un gran numero di riflettori (scatterer) elementari i cui contributi di retrodiffusione sono poi sommati in maniera coerente.

Il risultato di questa somma vettoriale è determinato anche dalle differenze relative di fase $\Delta\varphi$ comportato dalle diverse distanze in range che i riflettori presentano rispetto al sensore (da near range a far range e poi eventuali dislivelli).

La risposta complessiva del pixel in ampiezza e in fase è il risultato della somma vettoriale di tutti questi contributi nel piano complesso.

Da un punto di vista statistico l'ampiezza complessa \hat{A}^{pix} del pixel è modellizzabile come somma $\alpha_k e^{j\varphi_k}$ dei contributi di retrodiffusione dei riflettori elementari,

eq. 6.1

$$\hat{A}^{pix} = X + jY = \sum_{k=1}^{N_{diff}} \alpha_k e^{j\varphi_k}$$

dove α_k è l'ampiezza del k^{esimo} riflettore, φ_k la firma di fase caratteristica del riflettore a cui si somma $\Delta\varphi$.

Nonostante pixel adiacenti appaiano ad una scala macroscopica come determinati dalle stesse condizioni in realtà al loro interno, alla scala di una lunghezza d'onda, presentano differenze tali da comportare ricombinazioni.

Si consideri che differenze in range dell'ordine di $\lambda/4$, corrispondenti ad un contributo di fase pari a π , determinano comportamenti reshuffle tra i riflettori.

Nel caso all'interno del pixel questi contributi diano luogo ad interferometria costruttiva questo comporta una radiometria alta (pixel n° 1 in figura 6.2),

Nel caso invece si determini interferometria distruttiva il pixel presenterà radiometria bassa (pixel n°4 in figura 6.2).

Sono queste variazioni radiometriche, non casuali ma neanche prevedibili, a determinare lo speckle.

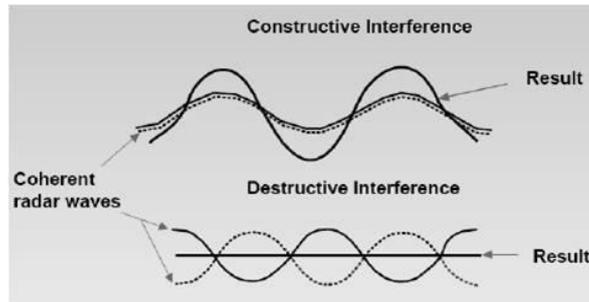


Fig. 6.1

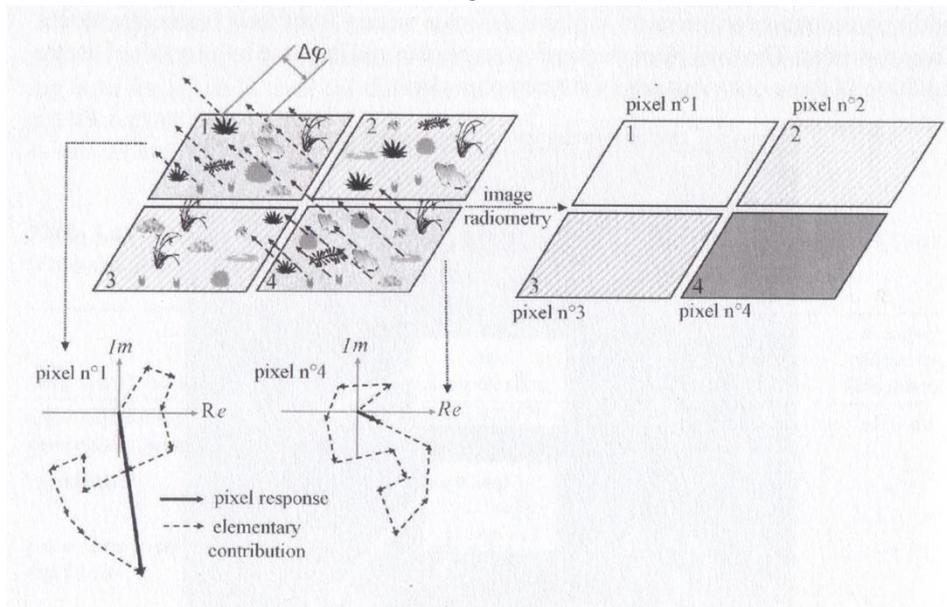


Fig. 6.2 (Massonnet e Souyris, 2008): in alto, rappresentazione schematica di interferenza costruttiva/distruttiva; a sinistra, per la natura coerente del SAR la risposta all'impulso è data dalla somma vettoriale dei contributi elementari di retrodiffusione, la cui disposizione nel piano complesso è detta random-walk (in basso); a destra corrispondente distribuzione radiometrica nella scena SAR: pixel 1 interferenza costruttiva, pixel 4 interferenza distruttiva, pixel 2 e 3 interferenza intermedia.

Lo speckle è contenibile effettuando una media delle ampiezze di più pixel, procedimento detto multilooking, che solitamente avviene contestualmente alla generazione dell'interferogramma.

Questa operazione è solitamente effettuata in modo da consentire anche l'ottenimento di pixel in azimuth che presentino un passo di campionamento approssimativamente uguale a quello in ground range.

Dato che la risoluzione in ground range si calcola moltiplicando la dimensione del pixel in slant range per il seno dell'angolo d'incidenza, considerando per ERS un valore nominale di 23° corrispondente al centro scena (l'angolo d'incidenza varia da near range a far range indicativamente dai 19.3° ai 26.4°), si ha che:

$$\frac{7.90 \text{ m}}{\sin 23^\circ} = 20.21 \text{ m}$$

In geometria single look complex il passo di campionamento in azimuth è di 3.99 m:

un fattore moltiplicativo 5 consente sia una buona statistica del segnale retrodiffuso (cfr. cap. Coerenza) che di avvicinarsi al passo di campionamento in ground range

$$3.99 \text{ m} \times 5 = 19.95 \text{ m}$$

Si noti che, rimanendo la dimensione fisica della scena costante, il considerare pixel in azimuth di dimensioni maggiori ne comporta una diminuzione del numero (corrispondentemente al fattore di multilooking utilizzato) e quindi la migliore risoluzione radiometrica si ottiene a scapito di quella geometrica.

Una volta effettuato il multilooking è poi possibile applicare anche dei filtri, come ad esempio quelli di Frost e di Lee.

Nel processing si è utilizzato un fattore di multilooking 1:5, che rappresenta lo standard per ERS, senza nessuna successiva operazione di filtraggio.

Si tenga presente che il number of looks utilizzato come fattore di multilook è differente dall'effective number of looks che si considera a livello statistico nel processing (ad esempio cfr. cap. Coerenza).

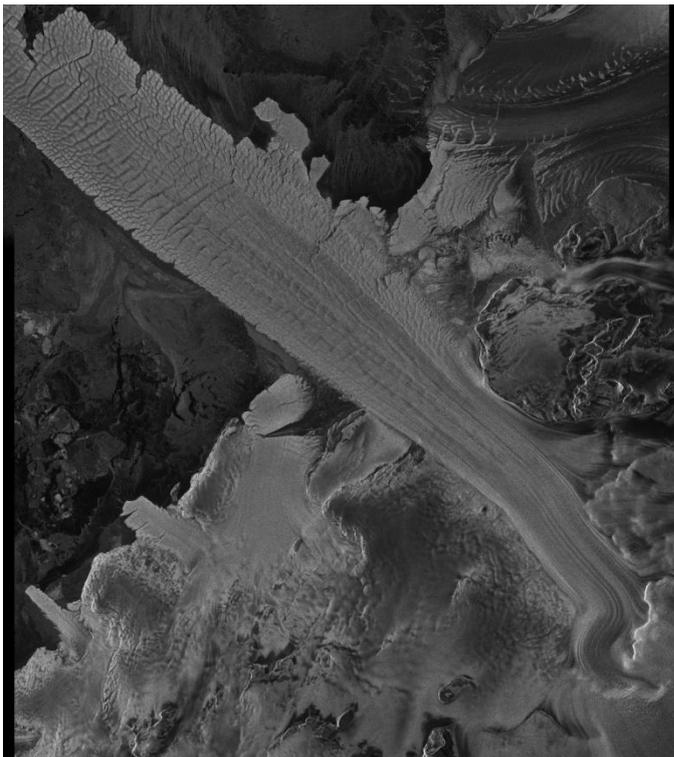


Fig. 6.3: scena ERS-1 ottenuta con fattore di multilooking 1:5.

Capitolo 7

Equazioni di range – Doppler

La geocodifica di una scena SAR (SAR geocoding) consiste nella trasformazione delle coordinate immagine in coordinate terreno.

Questo può avvenire in due modi:

- forward geocoding (trasformazione diretta)
- backward geocoding

In entrambi gli approcci si utilizzano le equazioni di range-Doppler che, fondamentali in tutto il processing interferometrico, in questo capitolo sono trattate più che altro dal punto di vista di una definizione rigorosa del sistema di riferimento.

Più avanti saranno riprese diverse volte (cfr. capitoli Flattening e DEM interferometrico), focalizzando l'attenzione su altri aspetti e con un grado di dettaglio che, man mano l'introduzione di nuovi concetti lo consentirà, sarà via via maggiore.

Backward geocoding

Intendendo in senso proprio l'aggettivo inglese backward, “all'indietro”, per backward geocoding si dovrebbe intendere a rigore il processo inverso di trasformazione di coordinate terreno nella geometria di acquisizione SAR di una determinata scena.

In senso lato backward indica invece che il processo di geocodifica avviene determinando per via iterativa le coordinate immagine corrispondenti ad ogni pixel di un DEM o di un'altra superficie di riferimento che si assume nota a priori.

Quest'approccio è spesso preferito a quello diretto perché risolvere il problema inverso risulta molto più semplice in quanto consiste in un classico problema di geometria orbitale per il quale da anni esistono soluzioni ben ottimizzate (Massonnet e Souyris, 2008).

La posizione di un pixel qualsiasi in una scena SAR è determinata dall'intersezione del centroide del raggio radar con la superficie terrestre, controllata da queste tre relazioni:

- A) un datum rispetto al quale definire l'orbita e inquadrare un DEM noto a priori
- B) l'equazione che definisce la distanza in slant range sensore-bersaglio
- C) l'equazione che descrive l'effetto Doppler nell'acquisizione SAR e quindi definisce il piano del centroide.

A) sistema di riferimento

Come sistema di riferimento si considera quello cartesiano inerziale geocentrico (ECI Earth Centred Inertial) illustrato in figura:

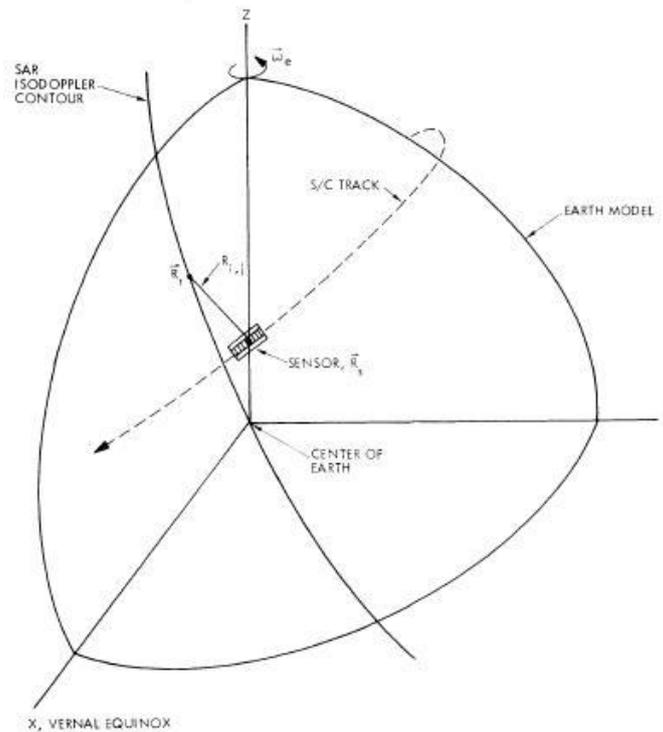


Fig. 7.1 (Curlander, 1982): con \vec{R}_s s'indica il vettore posizione del sensore, con $R_{i,j}$ lo slant range congiungente sensore e target t, \vec{R}_t la posizione del target, con $\vec{\omega}_e$ il vettore velocità di rotazione terrestre.

L'asse x è diretto secondo l'equinozio d'inverno, l'asse z coincide con l'asse di rotazione terrestre ed è positivo in direzione nord, l'asse y è disposto in modo da completare in maniera destrorsa la terna cartesiana.

Le perturbazioni al sistema indotte dai movimenti dell'asse di rotazione terrestre (nutazioni, precessione degli equinozi) possono essere considerate trascurabili nella scala dei tempi che si va considerare e per le precisioni ricercate (Mancini, 2000; Curlander e McDonough, 1991).

Questo sistema è quello caratteristico dei vettori di stato delle orbite (si presta infatti per i calcoli della meccanica newtoniana) ma, per maggiore comodità di utilizzo, sarà poi necessario trasformarlo in un sistema di tipo Earth Centred Rotating (ECR), non inerziale, solidale alla Terra; in questo capitolo la successiva trattazione sarà da intendersi riferita però al sistema inerziale descritto (l'importante comunque è che posizione del sensore e posizione del punto sulla superficie di riferimento siano espresse nello stesso sistema).

La superficie di riferimento è rappresentata da un ellissoide di rotazione definito in riferimento alla specifica posizione di un determinato target t:

eq. 7.1

$$\frac{x_t^2 + y_t^2}{(R_e + h)^2} + \frac{z_t^2}{R_p^2} = 1$$

dove:

R_e è il raggio equatoriale

R_p è il raggio polare

h la quota ellissoidica, sommarla al raggio equatoriale corrisponde al considerare uno specifico ellissoide per ogni target (Hellwich e Ebner, 2000), è necessario perché la geometria di acquisizione risulti modellizzata in modo da tener conto anche dei dislivelli tra un target e l'altro (Curlander e McDonough, 1991).

eq. 7.2

$$R_p = (1 - f)(R_e + h)$$

con f schiacciamento terrestre

La frequenza del segnale retrodiffuso registrato dall'antenna dipende dalla velocità relativa del sistema sensore-target.

Per via dell'effetto Doppler, le parti del segnale che sono state riflesse da quei targets che lungo la proiezione dell'orbita sulla superficie di riferimento si trovano prima della posizione del sensore nell'istante considerato, sono registrate con una frequenza maggiore di quella emessa, dato che è come che il target si muovesse in direzione dell'antenna (sorgente in avvicinamento).

Al contrario la frequenza del segnale retrodiffuso da target che si trovano oltre il sensore è minore rispetto a quella emessa (sorgente in allontanamento).

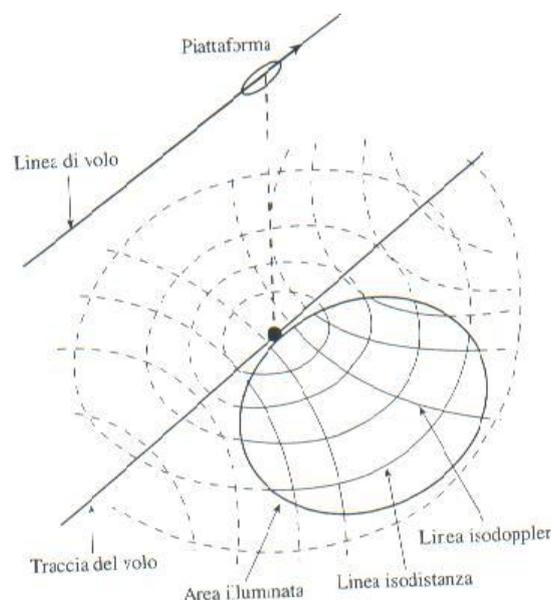


Fig. 7.2: schema semplificato della geometria di acquisizione SAR, considerando come superficie di riferimento il piano: nel sistema determinato dall'intersezione di circonferenze concentriche e iperbole coassiali ogni punto è identificato da una coppia di coordinate range-Doppler (Elachi e van Zyl, 2006).

La differenza tra la frequenza emessa e quella ricevuta è detta Doppler shift: tutti i target con lo stesso valore costante di Doppler shift definiscono un cono.

L'apice del cono corrisponde al centro di fase dell'antenna e il suo asse è definito dalla vettore velocità della piattaforma che trasporta il sensore.

L'intersezione tra il cono Doppler e la superficie terrestre individua un'iperbole detta linea di isodoppler (isodoppler contour), luogo dei punti sulla superficie terrestre che presentano la stessa frequenza Doppler.

In corrispondenza della posizione del centroide la frequenza Doppler si annulla e l'iperbole degenera in un piano.

Questo modello conico di fatto è applicabile solo per sensori aviotrasportati perché funziona solo assumendo che la traiettoria del sensore sia rettilinea e che la superficie di riferimento sia fissa, non soggetta a rotazioni.

La rotazione e la curvatura terrestre introducono shift Doppler che dipendono dalla posizione del target all'interno dello swath (porzione della superficie illuminata): un target in far range ha una velocità radiale maggiore di un target più vicino alla linea di sottotraccia.

L'influenza della rotazione terrestre sul Doppler dipende dalla latitudine alla quale si trova il sensore e dal verso ascendente/discendente dell'orbita.

B) equazione Doppler

La frequenza corrispondente all'effetto Doppler introduce uno shift (Doppler shift) in quella del segnale retrodiffuso.

Equazione che descrive l'effetto Doppler nell'acquisizione SAR (o che, da un altro punto di vista, associa a quel dato target t quel centroide Doppler f_d):

eq. 7.3

$$f_d = \frac{2}{\lambda R} (\vec{V}_s - \vec{V}_t) \cdot (\vec{R}_s - \vec{R}_t)$$

dove:

f_d frequenza Doppler

λ lunghezza d'onda

R distanza sensore target in slant-range

\vec{R}_t vettore posizione del target rappresentato dal pixel del DEM (nel sistema di riferimento cartesiano geocentrico adottato, d'ora in avanti lo si darà per sottinteso)

\vec{V}_t vettore velocità del target

Dato che si assume che il target sia stazionario (che cioè non si muova rispetto ad un sistema non inerziale di tipo Earth centred – Earth fixed solidale alla Terra), nel sistema di riferimento considerato \vec{V}_t dipende dalla posizione stessa del target, $\vec{V}_t = \vec{\omega}_e \times \vec{R}_t$, con $\vec{\omega}_e$ vettore velocità angolare della rotazione terrestre (nella notazione “e” sta per Earth, \times indica il prodotto scalare).

$\vec{\omega}_e = (0,0, \omega_e)$, con $|\omega_e| = \frac{2\pi}{P} = 7.2292115 \cdot 10^{-5}$ rad/s

P è il periodo di rotazione terrestre che, nel sistema considerato, è uguale alla durata del giorno siderale, 23.93447 h (Mancini, 2000; Roth et al., 1993).

\vec{R}_s vettore posizione del satellite, noto dalle effemeridi del satellite (per precisione è da intendersi riferiti al centro di fase dell'antenna).

Coerentemente alla natura dinamica dell'acquisizione, l'orbita è esprimibile tramite polinomi di basso grado (solitamente secondo, terzo grado) come funzione del tempo t di illuminazione della scena (si veda il capitolo relativo alle orbite per maggiori dettagli e una trattazione matematica più esaustiva).

$\vec{R}_s = \vec{R}_s(t)$

\vec{V}_s vettore velocità del satellite, si calcola come derivata prima \vec{R}_s di rispetto al tempo t

Il termine $\vec{V}_s - \vec{V}_t$ esprime quindi la velocità relativa target/sensore rispetto al sistema inerziale assunto come riferimento.

La frequenza Doppler è nota perché stimata con precisione al momento della focalizzazione in azimuth.

La focalizzazione avviene tramite la ricostruzione della storia di fase del target lungo l'apertura sintetica utilizzando una funzione di riferimento che compensa le differenze di fase in modo che i ritorni corrispondenti allo stesso bersaglio si compongano in maniera costruttiva.

Considerare nella funzione di riferimento un valore di frequenza Doppler diverso da quello reale (ad esempio per un errore nella stima) comporta un errore nella posizione in azimuth del bersaglio.

Nella georeferenziazione è possibile contenere questo shift utilizzando un valore di f_d identico a quello precedentemente utilizzato nella focalizzazione (Curlander, 1982).

C) equazione di range, definisce la distanza in slant range tra la posizione del sensore e quella del target: corrisponde al raggio della sfera (centrata nel centro di fase dell'antenna) che rappresenta il luogo dei punti con quel determinato valore di slant range.

eq. 7.4

$$R_{i,j} = \sqrt{(\vec{R}_s - \vec{R}_t) \cdot (\vec{R}_s - \vec{R}_t)}$$

dove i, j sono le coordinate immagine del pixel considerato.

Si consideri che comunque l'effettivo valore di $R_{i,j}$ dipende anche da come il timing in range determina le modalità con le quali avviene il campionamento, si vedano in tal senso i capitoli Timing annotations e Punto di controllo.

Considerando come superficie di riferimento il piano o la sfera locale (approssimazione valida ad esempio per sensori aviotrasportati) l'intersezione con la sfera definita dal range corrisponde ad una circonferenza (Elachi e van Zyl, 2006).

Da un punto di vista geometrico risolvere il sistema di queste tre equazioni (datum, Doppler e range) corrisponde al determinare l'intersezione di una sfera di raggio pari allo slant range centrata nell'antenna radar (eq. range), un iperboloide (eq. Doppler) e dell'ellissoide: la modalità side looking con la quale avviene l'acquisizione evita l'unica potenziale ambiguità rappresentata dalla simmetria tra le parti destra e sinistra della traiettoria del sensore.

Praticamente, per quel che riguarda l'implementazione dell'algoritmo, dato un DEM a priori in coordinate geografiche per prima cosa lo si trasforma nel sistema di riferimento precedentemente descritto.

Poi per ogni pixel del DEM, dato che l'orbita è nota con sufficiente precisione dalle effemeridi, si tratta di iterare lungo la traiettoria fino all'individuazione di un punto che ne

soddisfi l'equazione di Doppler, punto corrispondente alla posizione del satellite e che determina la coordinata azimuth dell'immagine.

Si risolve allora l'equazione di range in modo da determinare la distanza sensore - pixel DEM e la corrispondente coordinata range dell'immagine.

Le principali cause d'errore in questo tipo di approccio sono rappresentate non tanto dall'incertezza nella determinazione del centroide Doppler quanto piuttosto dall'accuratezza del DEM (o meglio da quanto si discosta la posizione del pixel rispetto al sistema di riferimento considerato).

Il backward geocoding richiede in input un DEM già sufficientemente accurato e quindi per la generazione di DEM interferometrici è necessario adottare un approccio di diverso tipo.

Forward geocoding

Per effettuare la trasformazione diretta delle coordinate immagine nel sistema terreno si utilizzano sostanzialmente sempre le stesse relazioni dell'approccio backward, che qui, organizzate diversamente, prendono il nome di equazioni range-Doppler-range (RDR). Considerando la configurazione interferometrica più semplice, rappresentata da una sola coppia, è possibile scrivere un'altro set di equazioni range-Doppler anche per la slave, chiaramente riferite allo stesso punto terreno.

Il conoscere la differenza δ_r di slant range tra le due acquisizioni per ogni punto dell'interferogramma consente di riscrivere l'equazione di range come:

eq. 7.5

$$|\vec{S}_2 - \vec{P}_d| = R_1 + \delta_r$$

Si mette a sistema questa equazione con quelle di range-Doppler riferite alla master e si risolve per via iterativa con il metodo di Newton-Raphson (si noti tra l'altro che non si tratta di un sistema lineare) in funzione di \vec{P}_d in modo da determinare le coordinate cartesiane del punto, di cui, per innescare l'algoritmo, si considerano inizialmente valori approssimati. Come risultato si ottiene un insieme di punti distribuiti irregolarmente, espressi in coordinate cartesiane geocentriche, che è poi possibile trasformare in altri sistemi.

La matrice di coordinate immagine, una volta tradotta in coordinate cartografiche, generalmente non corrisponde più ad una griglia e si rende quindi necessaria una fase di re-gridding (ad esempio una triangolazione, cfr. cap. Flattening per maggiori dettagli riguardo i metodi d'interpolazione).

Tra le applicazioni dell'approccio RDR vi è anche la georeferenziazione dei DEM interferometrici, generati in slant range esprimendo la fase srotolata in termini altimetrici; si consideri a questo proposito chela georeferenziazione planimetrica e l'attribuzione della quota avvengono contestualmente (cfr. cap. DEM interferometrico).

Geometricamente la risoluzione del sistema corrisponde all'intersezione della sfera rappresentata dall'equazione di range con un ellissoide, concentrico all'ellissoide terrestre, ottenuto da quest'ultimo aggiungendo la quota ellissoidica del punto al valore del semiasse:

eq. 7.6

$$\frac{(P_x - x_0)^2 + (P_y - y_0)^2}{(a + h)^2} + \frac{(P_z - z_0)^2}{(b + h)^2} = 1$$

dove:

h è la quota del punto riferita all'ellissoide terrestre stimata per via interferometrica,

a e b i valori dei semiassi dell'ellissoide terrestre,

P_x, P_y, P_z le coordinate del punto P nel sistema di riferimento cartesiano inerziale geocentrico, x_0, y_0 e z_0 i parametri della trasformazione che consente il passaggio di datum dall'ellissoide terrestre.

Si tratta quindi di un ellissoide che rispetto a quello terrestre morfologicamente presenta come unica differenza una piccola protuberanza (il valore di h , anche quando è massimo, è di diversi ordini di grandezza inferiore a quello dei semiassi) in corrispondenza del punto che si sta considerando.

Per maggiore semplicità espositiva si è preferito proporre una forma semplificata dell'equazione che descrive il nuovo ellissoide, considerando solo le tre traslazioni x_0, y_0 e z_0 della trasformazione di Helmert a 7 parametri (oltre alle traslazioni anche tre rotazioni ed un fattore di scala) che consente il passaggio dall' ECR a questo nuovo datum.

Per determinare le componenti del vettore posizione P del target si mettono a sistema l'equazione 7.6 con quella di range e quella di Doppler e poi si risolve in maniera iterativa a partire da coordinate approssimate analogamente a quanto avviene per l'approccio RDR vero e proprio.

Confronto backward – forward

La maggior efficienza computazionale del backward geocoding rispetto al forward è principalmente dovuta alle diverse modalità con le quali vengono implementati i cicli negli algoritmi.

Nel backward geocoding il numero di iterazioni dipende dal numero di celle del DEM (e quindi dal passo di campionamento), che, di solito, è notevolmente inferiore rispetto a quello della matrice immagine.

Il forward geocoding invece, iniziando in geometria immagine, presenta un numero di iterazioni pari al numero di celle della matrice.

Si consideri inoltre che il backward geocoding non richiede, al contrario dell'approccio forward che interpola su dati sparsi, una successiva fase di regridding.

Capitolo 8

CARATTERISTICHE DELLE ORBITE DEI SATELLITI ERS 1-2

I satelliti ERS-1 ed ERS-2 orbitano ad un'altitudine media 785 km in orbite quasi polari eliosincrone che, data la ridotta eccentricità, sono da considerarsi solo nominalmente ellittiche ma di fatto sono quasi circolari.

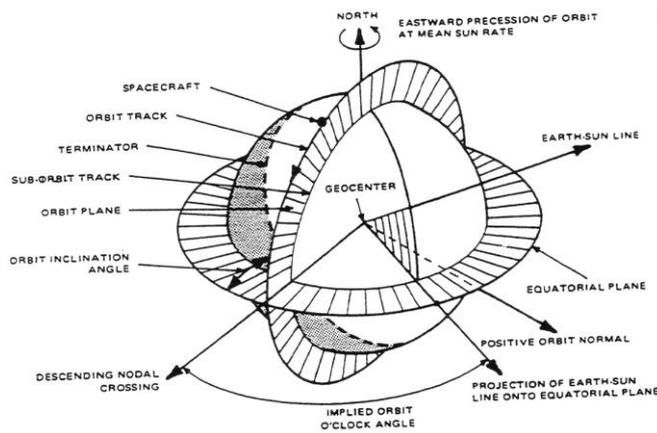


Fig. 8.1: orbita eliosincrona.

Per orbita quasi polare s'intende un'orbita che passa molto vicino all'asse polare in entrambi i poli, questo comporta un'elevata inclinazione del piano orbitale rispetto a quello equatoriale, circa 98.5° per i satelliti ERS (si consideri che sarebbe di 90° per un'orbita esattamente polare).

Nelle orbite polari la combinazione del moto del satellite con la rotazione terrestre consente di contenere in un numero relativamente piccolo i passaggi necessari all'osservazione dell'intera superficie terrestre.

Un particolare tipo di orbita quasi polare è quella eliosincrona, che si caratterizza per presentare costante l'angolo tra la direzione Terra-Sole e il piano orbitale, in modo che il satellite ad ogni passaggio sorvoli un dato punto approssimativamente sempre alla stessa ora locale.

PARAMETRI ORBITALI

Dato che i parametri orbitali contenuti nel leader file del formato CEOS (Committee on Earth Observation Satellites, organismo preposto alla definizione degli standard) forniscono un'indicazione alquanto approssimativa della posizione del satellite (l'orbita è stimata tramite

la propagazione dei vettori di stato relativi alla posizione sull'equatore (<http://www.deos.tudelft.nl/ers/precorbs/>) se ne rende necessaria una correzione, successiva alla focalizzazione, con le orbite precise rese disponibili da ESA (PRC, precise orbit correction, calcolate dal German Processing and Archiving Facility, D-PAF) e dal DEOS (Department of Earth-Oriented Space Research) del Politecnico di Delft, Olanda. Nel processing si sono preferite le orbite DEOS rispetto a quelle ESA sia per la più facile reperibilità sia per la maggiore accuratezza nella componente radiale. Test effettuati su alcune coppie interferometriche campione hanno evidenziato che le eventuali differenze nella stima del baseline comportate dall'utilizzo di una correzione piuttosto che dell'altra possono comunque essere considerate trascurabili. La determinazione delle orbite è basata su misure di posizione (riferita al centro di massa nominale) e velocità del satellite da misure SLR (Satellite Laser Ranging) effettuate da circa una sessantina di stazioni distribuite un po' in tutto il pianeta. A integrare il laser ranging, soprattutto dove le stazioni presentino delle disomogeneità nell'ubicazione (ad es. sono molto più numerose nell'emisfero australe, in particolare in Europa), si utilizzano le informazioni del radar altimetro a bordo del satellite. Per ERS-2 è possibile utilizzare anche la tecnica PRARE (Precise Range and Range-Rate Equipment), che sostanzialmente rappresenta il sistema di navigazione del satellite, non più funzionante per ERS-1 da pochi mesi dopo il lancio. L'introduzione delle misure PRARE non comporta comunque un miglioramento sensibile dell'accuratezza finale (Massmann et al., 1997). Questa notevole disponibilità di dati consente di rendere il procedimento di determinazione delle orbite abbastanza flessibile da contenere anche quegli errori derivanti dal non aver considerato correttamente tutte le forze che agiscono sul satellite. Per una corretta modellizzazione della traiettoria sarebbe infatti necessario considerare tutte le forze che agiscono sul satellite, in primis l'attrazione gravitazionale terrestre, che è necessario descrivere con un buon modello per non inficiare l'accuratezza delle altre misure. Le orbite DEOS si caratterizzano per l'utilizzo di un nuovo modello gravitazionale, DGM_E04, ottimizzato per ERS, che consente il raggiungimento di una precisione radiale (cioè lungo la congiungente satellite – geocentro) di circa 5-6 cm (contro i 7-8 cm delle orbite ESA PRC), anche migliore per il periodo di acquisizione della missione Tandem, caratterizzato da una attività solare sensibilmente meno intensa del solito. Le orbite DEOS sono espresse solo in un datum non inerziale, il Sistema di Riferimento Convenzionale Terrestre (CTRF), riferito all'ellissoide GRS80 (dalle coordinate geografiche CTRF non presentano poi difficoltà le trasformazioni ai sistemi di riferimento più comuni) (<http://www.deos.tudelft.nl/ers/precorbs/>). Le orbite PRC processate dal D-PAF sono invece espresse sia nello stesso sistema di riferimento cartesiano inerziale geocentrico descritto nel capitolo inerente le equazioni di range-Doppler che in un sistema ECR. I parametri orbitali sono resi disponibili come sequenza di vettori di stato (posizione e velocità per PRC, solo posizione per DEOS (Closa, 1998)) corrispondenti ad un campionamento del modello orbitale costruito interpolando le misure in funzione del tempo along track t (si ricorda che corrisponde al tempo in azimuth, slow time). Analogamente alle effemeridi GPS le orbite SAR presentano diversi livelli di processing: predicted, restituted, preliminary, e precise.

La risoluzione temporale delle orbite DEOS precise è di 60 secondi, che, considerando per i satelliti ERS una velocità di circa 7500 m/s, corrisponde a 450 km (contro i 30 sec/225 km delle orbite PRC precise).

Per consentire la ricostruzione di un modello locale dell'orbita corrispondente all'estensione di una

singola scena i vettori di stato precisi sono interpolati a intervalli temporali di qualche s.

Si consideri che per una scena ERS di 100 x 100 km, acquisita in circa una quindicina di secondi, il numero di vettori di stato interpolati è solitamente 5.

Questi i due metodi solitamente utilizzati per l'interpolazione (non si descrive la propagazione) (Small, 1998):

- fitting polinomiale

Le componenti del vettore posizione del satellite in un dato istante t sono stimabili tramite M coefficienti polinomiali:

$$\tilde{S} = \begin{bmatrix} S_x \\ S_y \\ S_z \end{bmatrix} = \sum_{i=0}^{M-1} \begin{bmatrix} a_i \cdot t^i \\ b_i \cdot t^i \\ c_i \cdot t^i \end{bmatrix}$$

dove a, b e c denotano i coefficienti polinomiali relativi rispettivamente alle componenti x, y e z.

Che in notazione esplicita, arrestando ad esempio a 3 (solitamente sono sufficienti polinomi di basso grado) il limite superiore della sommatoria, diventa:

$$\begin{aligned} S_x &= a_0 + a_1 \cdot t + a_2 \cdot t^2 + a_3 \cdot t^3 \\ S_y &= b_0 + b_1 \cdot t + b_2 \cdot t^2 + b_3 \cdot t^3 \\ S_z &= c_0 + c_1 \cdot t + c_2 \cdot t^2 + c_3 \cdot t^3 \end{aligned}$$

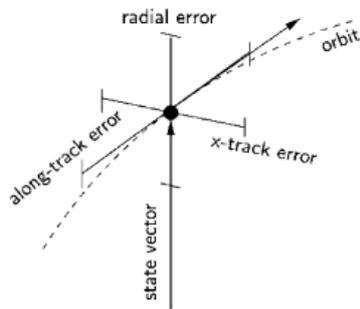
I coefficienti sono calcolabili con un'ottimizzazione ai minimi quadrati a partire dai vettori di stato precisi (M non può quindi essere superiore al numero di vettori di stato considerato).

L'utilizzo di punti di controllo migliora la stima del modello d'orbita ottenibile.

- modellizzazione tramite una funzione spline cubica, metodo efficiente che però non consente un'ottimizzazione ai minimi quadrati.

Le orbite ERS DEOS sono distribuite in file binari .ODR (orbital data records): i files coprono un arco temporale di 5 giorni e mezzo e sono a 3 giorni e mezzo di distanza l'uno dall'altro, in modo che vi sia una sovrapposizione di due giorni.

ERRORI



Gli errori orbitali (sia di posizione che di velocità del sensore) sono definiti rispetto agli assi di un sistema di riferimento solidale con il movimento del satellite (in figura a lato, fig. 8.2 (Hanssen, 2001)):

- along track
- across track
- radiale

Di seguito la trattazione degli errori introdotti nella localizzazione di un punto (target) nel piano range – azimuth (di una singola scena), corrispondenti alle direzioni across track e along track, indicate rispettivamente con x e y.

Per maggiore sintesi d'ora in avanti invece che componente dell'errore della posizione del satellite in una data direzione si scriverà direttamente errore in quella direzione, analogamente per quel che riguarda l'errore nella localizzazione.

Per non ingenerare confusione con master e slave è opportuno specificare fin da ora il significato dei pedici 1, 2 e 3 utilizzati nella notazione:

- il pedice 1 indica che si tratta dell'errore di localizzazione più importante in una data direzione, comportato dall'errore nella posizione del satellite in quella stessa direzione.
- il pedice 2 indica invece che si tratta dell'errore di localizzazione in una data direzione comportato dall'errore orbitale in direzione radiale (al contrario delle componenti across track e along track la componente radiale non trova una diretta corrispondenza nelle dimensioni del piano range azimuth)
- il pedice 3 indica l'errore comportato dall'errore nella determinazione della velocità del satellite

Prima si considerano gli effetti degli errori di posizione poi di quelli di velocità.

Errori di posizione

Along track

Per come avviene la formazione della matrice immagine (cfr. cap. Timing annotations) un errore nella localizzazione in azimuth comportato dall'errore along-track nella posizione del sensore corrisponde ad un errore di timing.

Riprendendo la notazione introdotta per le equazioni di range – Doppler si ha che:

eq. 8.1

$$\Delta y_1 = \frac{\Delta R_y R_t}{R_s}$$

dove

Δy_1 errore nel posizionamento in direzione azimutale

ΔR_y errore orbitale along track

R_s vettore posizione del sensore

R_t vettore posizione del target

E' possibile considerare trascurabile l'errore in ground range comportato da un errore orbitale along track.

Across track

Analogamente a prima si ha che un errore ΔR_x across track nella posizione del sensore comporta nella localizzazione un errore che nella stessa direzione è quantificabile come:

eq. 8.2

$$\Delta x_1 = \frac{\Delta R_x R_t}{R_s}$$

Di solito, ma non sempre, trascurabile è il piccolo spostamento comportato da ΔR_x in direzione azimutale per via della diverse velocità che la rotazione terrestre presenta tra la posizione cross-track corretta x e quella $x+\Delta x$ affetta da errore.

Radiale

Determinato da un errore nella stima dell'altitudine del satellite, l'errore radiale comporta una modifica $\Delta\vartheta$ dell'angolo di vista:

eq. 8.3

$$\Delta\gamma = \cos^{-1} \left[\frac{R^2 + R_s^2 - R_t^2}{2R_s R} \right] - \cos^{-1} \left[\frac{R^2 + (R_s + \Delta R_z)^2 - R_t^2}{2(R_s + \Delta R_z)R} \right]$$

che a sua volta si riflette in un errore sia nella localizzazione sia in azimuth che in range, rispettivamente:

eq. 8.4

$$\Delta x_2 \approx \frac{\Delta\gamma}{\sin\vartheta}$$

eq. 8.5

$$\Delta y_2 \approx \frac{\Delta f_{Dc} \lambda R V_{sw}}{2V_{st}^2}$$

dove

Δf_{Dc} variazione del centroide Doppler comportata dal diverso angolo di vista

V_{sw} velocità del sensore nel coprire l'intera swath della scena

V_{st} è la velocità relativa tra sensore e target, $\vec{V}_s - \vec{V}_t$ (si assume che il target sia stazionario, cfr. considerazioni sulla natura del sistema di riferimento utilizzato, inerziale – non inerziale, svolte nel cap. Equazioni di range–Doppler).

L'effetto più importante comportato dall'errore radiale è comunque senz'altro rappresentato dalla deformazione introdotta nella dimensione ground range del pixel, inversamente proporzionale al seno dell'angolo di vista (cfr. cap. Speckle e multilooking).

Il fattore di scala k_r è dato dalla relazione:

eq. 8.6

$$k_r = \left[\frac{\sin(\vartheta + \Delta\vartheta)}{\sin \vartheta} - 1 \right] 100\%$$

Errori di velocità

Per quel che riguarda invece l'errore nella determinazione della velocità del sensore, ognuna delle sue tre componenti comporta un errore nel posizionamento in azimuth proporzionale alla proiezione in slant range:

eq. 8.7

$$\Delta V = \Delta V_y \sin \theta_s + \Delta V_x \sin \vartheta + \Delta V_z \cos \vartheta$$

dove θ_s è l'angolo di squint, cioè l'angolo che la frequenza Doppler dell'impulso emesso forma rispetto alla direzione di zero-Doppler.

Considerando l'eq. 7.3 è possibile esprimere la variazione del centroide Doppler come

$$\Delta f_{Dc} \approx \frac{2\Delta V}{\lambda}$$

e quindi l'errore nel posizionamento in azimuth come:

eq. 8.8

$$\Delta y_3 = \frac{(\Delta V_y \sin \theta_s + \Delta V_x \sin \vartheta + \Delta V_z \cos \vartheta) R V_{sw}}{V_{st}^2}$$

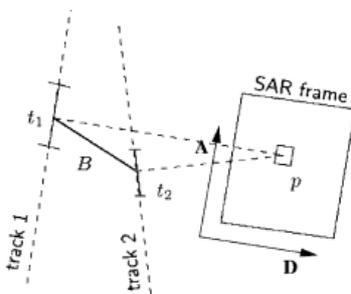
L'errore in range è invece trascurabile.

Inoltre l'errore along track nella velocità del sensore introduce nella geometria della scena un fattore di scala in azimuth:

eq. 8.9

$$k_a = \frac{\Delta V_y}{V_y}$$

Si tenga comunque presente che, per le applicazioni interferometriche, non è tanto importante l'accuratezza assoluta della singola orbita nella sua interezza quanto piuttosto quella relativa dei vettori di stato nei pochi secondi di ognuna delle due acquisizioni (Hanssen, 2001) (si consideri che l'orbital refinement che si effettua sulla fase srotolata sostanzialmente non consiste in altro che nella ricerca della posizione della slave che meglio si adatta a quella della master in modo da consentire la determinazione di un vettore di baseline che si adatti il meglio possibile ad un certo numero di punti di controllo, cfr. cap. Orbital refinement).



Gli errori along track risultano sufficientemente corretti dalla coregistrazione, si consideri che nel caso questa avvenga con un'accuratezza di 1/10 di pixel l'errore along track è di circa 40 cm (si veda la figura a lato, fig. 8.3 tratta da (Hanssen, 2001)).

Dato che di fatto solo le componenti radiale e across-track

degli errori orbitali si propagano nella fase interferometrica come errori sistematici è possibile considerare il problema come bidimensionale: rispetto alla geometria dell'immagine SAR le componenti possono essere separate in una componente quasi istantanea in range e in una componente, funzione del tempo, in azimuth.

La relazione tra errori del vettore baseline (rappresentazione orizzontale/verticale) ed errori radiali e across-track (xtrack), assumendo che siano scorrelati tra le due acquisizioni, è data da:

eq. 8.10

$$\sigma_{B_v} = \sqrt{\sigma_{radial,1}^2 + \sigma_{radial,2}^2}$$

eq. 8.11

$$\sigma_{B_h} = \sqrt{\sigma_{xtrack,1}^2 + \sigma_{xtrack,2}^2}$$

Questo implica che gli errori orbitali possano essere considerati come se fossero un singolo vettore rumore \vec{n} sovrimposto alla stima B_0 del baseline:

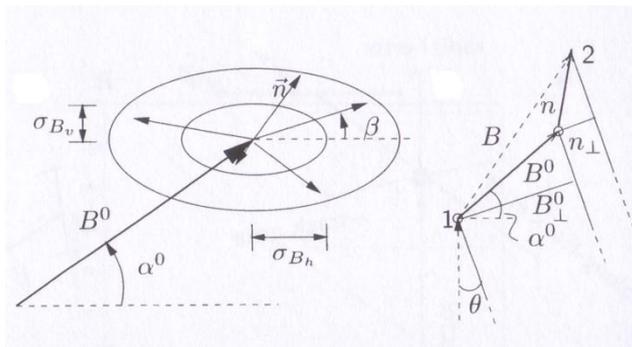


Fig. 8.4 (Hanssen, 2001): a sinistra, l'equazione 8.10 consente di esprimere gli errori orbitali in direzione radiale e across-track come un'ellisse centrata nell'estremo finale del vettore baseline teorico (cioè in assenza d'errori) B_0 ; a destra il vettore baseline B è dato dalla somma vettoriale di B_0 e dell'errore n associato, $B_{0\perp}$ e n_{\perp} sono le componenti perpendicolari di questi due vettori; si noti come l'errore n comporti anche una variazione dell'angolo α da quello che sarebbe il suo valore teorico α_0 .

Di seguito tabella comparativa dei vettori di stato di una scena ERS-2 (10.04.96, slave coppia b11) aggiornati e non con orbite precise DEOS: si notino, oltre alle differenze nei singoli valori, il numero dei vettori di stato, 5, e che sia le posizioni che le velocità sono espresse nel sistema ECR. Si tenga presente che questa è la formattazione conferita da SARscape, che estrae le informazioni contenute nel leader file e le organizza (corredandole con indicazioni esplicite) in file ancillari con estensione .sml.

| parametri orbitali originali | dopo aggiornamento con parametri orbitali DEOS |
|---|---|
| <pre> <StateVectorData> <StateVectorSource>SLC_DATA_PRODUCT</StateVectorSource> <StateVectorReference>ECR</StateVectorReference> <nStateVectors>5</nStateVectors> <TimeFirst>10-APR-1996 20:18:14.954266</TimeFirst> <TimeDelta>4.395135</TimeDelta> </pre> | <pre> <StateVectorData> <StateVectorSource>SLC_DATA_PRODUCT</StateVectorSource> <StateVectorReference>ECR</StateVectorReference> <nStateVectors>5</nStateVectors> <TimeFirst>10-APR-1996 20:18:14.954266</TimeFirst> <TimeDelta>4.395135</TimeDelta> </pre> |
| <pre> <pos> <VectorOfStructs_pos NumberOfElements = "5" NumberOfFields = "3"> <VectorOfStructsValues_pos ID = "0"> <pos_x>-1598845.03437118</pos_x> <pos_y>215365.910430709</pos_y> <pos_z>-6986629.31781935</pos_z> </VectorOfStructsValues_pos> <VectorOfStructsValues_pos ID = "1"> <pos_x>-1572157.6117102</pos_x> <pos_y>234116.190983381</pos_y> <pos_z>-6992083.16610144</pos_z> </VectorOfStructsValues_pos> <VectorOfStructsValues_pos ID = "2"> <pos_x>-1545425.66151421</pos_x> <pos_y>252844.509308168</pos_y> <pos_z>-6997391.31632666</pos_z> </VectorOfStructsValues_pos> <VectorOfStructsValues_pos ID = "3"> <pos_x>-1518649.75075724</pos_x> <pos_y>271550.450028949</pos_y> <pos_z>-7002553.65944612</pos_z> </VectorOfStructsValues_pos> <VectorOfStructsValues_pos ID = "4"> <pos_x>-1491830.44865979</pos_x> <pos_y>290233.597842966</pos_y> <pos_z>-7007570.08920197</pos_z> </VectorOfStructsValues_pos> </VectorOfStructs_pos> </pos> </pre> | <pre> <pos> <VectorOfStructs_pos NumberOfElements = "5" NumberOfFields = "3"> <VectorOfStructsValues_pos ID = "0"> <pos_x>-1598843.24</pos_x> <pos_y>215356.36</pos_y> <pos_z>-6986629.79</pos_z> </VectorOfStructsValues_pos> <VectorOfStructsValues_pos ID = "1"> <pos_x>-1572155.72</pos_x> <pos_y>234106.69</pos_y> <pos_z>-6992083.61</pos_z> </VectorOfStructsValues_pos> <VectorOfStructsValues_pos ID = "2"> <pos_x>-1545423.68</pos_x> <pos_y>252835.05</pos_y> <pos_z>-6997391.72</pos_z> </VectorOfStructsValues_pos> <VectorOfStructsValues_pos ID = "3"> <pos_x>-1518647.68</pos_x> <pos_y>271541.03</pos_y> <pos_z>-7002554.03</pos_z> </VectorOfStructsValues_pos> <VectorOfStructsValues_pos ID = "4"> <pos_x>-1491828.29</pos_x> <pos_y>290224.22</pos_y> <pos_z>-7007570.42</pos_z> </VectorOfStructsValues_pos> </VectorOfStructs_pos> </pos> </pre> |
| <pre> <vel> <VectorOfStructs_vel NumberOfElements = "5" NumberOfFields = "3"> <VectorOfStructsValues_vel ID = "0"> <vel_x>6066.92279773997</vel_x> <vel_y>4268.60724105645</vel_y> <vel_z>-1257.44827771559</vel_z> </VectorOfStructsValues_vel> <VectorOfStructsValues_vel ID = "1"> <vel_x>6077.1183372708</vel_x> <vel_y>4263.65765098017</vel_y> <vel_z>-1224.31110208854</vel_z> </VectorOfStructsValues_vel> <VectorOfStructsValues_vel ID = "2"> <vel_x>6087.18492635526</vel_x> <vel_y>4258.61340093834</vel_y> <vel_z>-1191.1487584468</vel_z> </VectorOfStructsValues_vel> <VectorOfStructsValues_vel ID = "3"> <vel_x>6097.1223006025</vel_x> <vel_y>4253.4746796242</vel_y> <vel_z>-1157.96192870475</vel_z> </VectorOfStructsValues_vel> <VectorOfStructsValues_vel ID = "4"> <vel_x>6106.93019788014</vel_x> <vel_y>4248.241678052</vel_y> <vel_z>-1124.75129640661</vel_z> </VectorOfStructsValues_vel> </VectorOfStructs_vel> </vel> </pre> | <pre> <vel> <VectorOfStructs_vel NumberOfElements = "5" NumberOfFields = "3"> <VectorOfStructsValues_vel ID = "0"> <vel_x>6066.92898</vel_x> <vel_y>4268.60926</vel_y> <vel_z>-1257.45121</vel_z> </VectorOfStructsValues_vel> <VectorOfStructsValues_vel ID = "1"> <vel_x>6077.13766</vel_x> <vel_y>4263.66765</vel_y> <vel_z>-1224.30783</vel_z> </VectorOfStructsValues_vel> <VectorOfStructsValues_vel ID = "2"> <vel_x>6087.21372</vel_x> <vel_y>4258.62917</vel_y> <vel_z>-1191.14103</vel_z> </VectorOfStructsValues_vel> <VectorOfStructsValues_vel ID = "3"> <vel_x>6097.1568</vel_x> <vel_y>4253.49394</vel_y> <vel_z>-1157.95135</vel_z> </VectorOfStructsValues_vel> <VectorOfStructsValues_vel ID = "4"> <vel_x>6106.96677</vel_x> <vel_y>4248.26225</vel_y> <vel_z>-1124.7394</vel_z> </VectorOfStructsValues_vel> </VectorOfStructs_vel> </vel> </pre> |

Capitolo 9

Timing annotations

Le radar timing annotations (“annotazioni di tempo”), solitamente riportate nel leader file della scena, ne descrivono le frequenze caratteristiche e la scala dei tempi d’acquisizione (Schubert et al., 2008):

- istante di acquisizione del primo campione in range τ_0
- frequenza di campionamento in range (f_s , range sampling rate)
- istante di acquisizione del primo campione in azimuth t_0
- frequenza di campionamento in azimuth (PRF, pulse repetition frequency), corrisponde al numero di impulsi emesso in un secondo (unità di tempo).

Le frequenze di campionamento in range e in azimuth sono legate da una relazione matematica alla frequenza portante f_c (carrier frequency) dell’oscillatore che definisce la lunghezza d’onda λ dell’impulso ($\lambda = \frac{c}{f_c}$) e che per ERS vale 5300 MHz:

eq. 9.1

$$f_s = \frac{2f_c}{559}$$

eq. 9.2

$$PRF = \frac{f_s}{4 (PRI_{count} + 2)}$$

con PRI_{count} costante intera, per ERS il valore nominale è 2820 (Massonnet e Souyris, 2008).

PRI pulse repetition interval è l’inverso della PRF, corrisponde all’intervallo di tempo intercorso tra il trailing edge di un impulso e il leading edge di quello successivo (http://www.odysseus.nildram.co.uk/Systems_And_Devices_Files/sar.pdf) (per questo si trova a volte indicato anche come IPP, interpulse period (Curlander, 1982))

Annotazioni di tempo e vettori di stato consentono di determinare la posizione del sensore e quindi, tramite le equazioni di range-Doppler, le coordinate immagine di un punto sulla superficie di riferimento.

Sistematismi e imprecisioni comportate dal ricorso ad approssimazioni introducono nella scala dei tempi d’acquisizione errori eventualmente correggibili tramite l’inserimento di un punto di controllo.

La prima parte di questo capitolo è dedicata al parametro che, per come solitamente avviene il processing, si ritiene essere il più delicato, l’indeterminatezza associata all’istante di inizio del campionamento in range (SWST, Sampling Window Start Time).

La seconda parte è dedicata al significato che le timing annotations assumono nel contesto della geometria della matrice immagine e nelle equazioni di range-Doppler.

SWST

L'eco ricevuto dal sensore consiste in un segnale analogico continuo il quale viene digitalizzato, campionandolo ad una data frequenza, detta frequenza di campionamento in range.

Questa discretizzazione viene effettuata da un convertitore analogico/digitale che converte, in maniera proporzionale al voltaggio, l'input analogico in un numero digitale.

Perché sia possibile interpolare il segnale campionato in modo da riottenere quello originale è necessario che la frequenza di campionamento sia almeno due volte superiore a quella del segnale originale:

$$f_s \geq 2f_c$$

Questa condizione, che rappresenta una conseguenza del teorema di Shannon – Nyquist, corrisponde ad affermare che la durata dell'apertura della finestra di campionamento dev'essere inferiore a quella di trasmissione dell'impulso.

Dato che per ragioni tecniche risulta difficile emettere impulsi brevi (con una durata che per ERS dovrebbe essere dell'ordine di grandezza di 50 ns) con associata un'energia che consenta di distinguere dal rumore termico i targets, è preferibile ricorrere ad impulsi più lunghi, caratterizzati da una modulazione in fase comportata dalla cinematica dell'acquisizione concettualmente analoga a quella in frequenza del chirp in azimuth. Senza entrare nei dettagli della compressione in range è possibile affermare, con qualche semplificazione, che dovendo quindi utilizzare impulsi sufficientemente lunghi, per evitare che la sovrapposizione dei ritorni nei sensori satellitari comporti il verificarsi di ambiguità (aliasing) nella distinzione dei target in slant range si ricorre ad una traslazione nella scala dei tempi dell'istante di inizio del campionamento dell'eco ricevuto rispetto a quello di emissione dell'impulso.

Per ERS è possibile esprimere l'istante τ_0 di inizio del campionamento dell'eco del primo impulso (slant range offset, corrispondente allo slant range in near range) utilizzando la seguente formula (Mohr e Madsen, 1999):

eq. 9.3

$$\tau_0 = 9T_p + SWST \cdot 4\tau_s + \tau_{0,bias} \quad [s]$$

dove l'origine della scala dei tempi corrisponde all'istante di emissione del primo impulso $\tau_{0,bias}$ errore nella determinazione di τ_0 , origine e strategie per contenerlo saranno descritte più avanti

τ_s è l'intervallo di campionamento in range, cioè il periodo corrispondente all'inverso di f_s
 T_p , intervallo di tempo corrispondente alla durata dell'impulso (pulse), nominalmente è l'inverso della pulse repetition frequency (PRF) (in realtà questa relazione dipende dalle costanti scelte per legare il tempo in azimuth a quello in range).

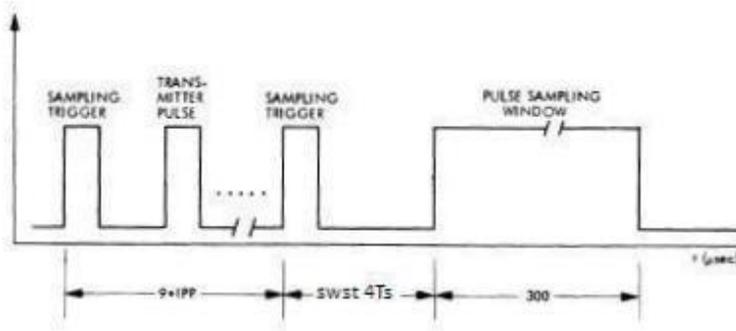


Fig. 9.1, tratta da (Curlander, 1982), modificata: IPP, acronimo di interpulse period.

Risolviendo l'eq .9.2 in funzione dell'inverso della PRF si ha che (Mohr e Madsen, 2001; Massonnet e Souyris, 2008):

eq. 9.4

$$T_p = 4\tau_s (PRI_{count} + 2) = \frac{4}{f_s} (PRI_{count} + 2)$$

Il coefficiente adimensionale che moltiplica T_p nell'eq .9.3, detto rank, si determina approssimando al valore intero più prossimo il rapporto tra lo slant range in near range (cioè la distanza tra il sensore e il primo target illuminato dall'impulso, nella formula r_m) e la velocità di propagazione del segnale moltiplicata per la durata dell'intervallo tra un impulso e l'altro, sempre considerando il doppio percorso dei sensori attivi.

eq. 9.5

$$RANK = int \left(\frac{r_m}{c/2} \frac{1}{T_p} \right)$$

Per ERS, considerando un valore di r_m di 826 km, il valore di RANK vale appunto 9

Il RANK quindi corrisponde al numero di impulsi emessi nell'intervallo di tempo intercorso tra l'emissione del primo impulso e la ricezione della sua eco.

Lo SWST è un numero intero, poi moltiplicato per un multiplo (4) della durata del tempo di campionamento in range, τ_s .

Per consentire un miglior adattamento del timing in slant range alla morfologia del territorio illuminato questo parametro è modificato sulla base di una look-up table applicata secondo un intervallo regolare della lunghezza percorsa dal satellite lungo l'orbita, ad esempio 400 km per ERS (quindi in teoria ogni 4 frame) (Mohr e Madsen, 2001).

Alcuni autori affermano di aver sperimentalmente verificato che per ERS queste modifiche al SWST consistono in incrementi/decrementi di multipli di 22 unità (Mohr e Madsen, 2001).

Nel caso una scena raw presenti più valori di SWST oppure qualora si intendano processare strisciate costituite da più frame, nella fase di preprocessing (cioè prima della focalizzazione) si rende necessario un riallineamento dei valori di SWST rispetto ad un valore assunto a riferimento.

La finestra di campionamento (sampling window) presenta una durata (sampling window length, SWL) che consente di ricevere per ogni impulso trasmesso solo i ritorni compresi tra

near range e far range (i ritorni ambigui in range, dovuti agli impulsi precedentemente trasmessi sono invece filtrati dal pattern di antenna).

Per ERS la SWL vale circa 300 μ s, corrispondenti al numero di pixel in range, 5600, e ad uno swath in slant range di 44 km, cioè 100 km in ground range (che è appunto l'estensione di un frame) (Prati et al., 2007).

Quindi, non considerando gli errori, il campionamento dell'eco di un impulso inizia dopo che sono stati emessi altri nove impulsi più una frazione dell'intervallo di tempo successivo all'emissione dell'ultimo.

Come spiegato in precedenza la durata di questa frazione sostanzialmente dipende dal coefficiente che si ritiene più opportuno adottare per l'altitudine del satellite in quella determinata zona.

Il valore di slant range $R_{i,j}$ in un dato istante dipende anche dai ritardi caratteristici del sistema elettronico di trasmissione – ricezione degli impulsi (schematizzati in fig. 9.1) e della compressione digitale dei dati.

I ritardi principali sono quello tra il comando di trasmissione e l'effettivo istante di trasmissione e quello tra la ricezione dell'eco e la risposta del sistema

Si tenga comunque presente che l'effetto dei ritardi imputabili all'elettronica del sistema è quasi totalmente contenibile nella fase di calibrazione.

Altri tipi di ritardo invece, come ad esempio quello atmosferico, nonostante intrinsecamente presentino una rilevanza minore, sono più difficilmente modellizzabili.

Per correggere tutti questi ritardi, complessivamente denominati SWST bias, si rende necessaria l'introduzione di un punto di controllo che consenta di associare a date coordinate immagine il corretto valore di slant range (Kwok e Fahnestock, 1996).

Significato geometrico delle timing annotations e correzione degli errori di timing

Tramite il modello locale d'orbita che si ottiene interpolando i vettori di stato (cfr. cap. Orbite) è possibile determinare la posizione del satellite in corrispondenza dell'istante acquisizione t di una data riga y in azimuth della matrice immagine.

Il tempo in azimuth t (slow time), corrispondente alla riga y è calcolabile come:

eq. 9.6

$$t = t_0 + \frac{y - 1}{\Delta t}$$

$y-1$ numero di pixel compresi tra la prima riga e la riga alla quale appartiene il pixel che si sta considerando; y è la coordinata del pixel in azimuth, cioè il numero di riga computato rispetto all'origine: il considerare 1 la prima riga rende necessaria la sottrazione di un'unità; rappresenta il passo di campionamento in azimuth.

t_0 è l'istante di acquisizione della prima riga della scena, noto dai parametri di acquisizione

Δt è l'intervallo di tempo corrispondente all'acquisizione di un pixel in azimuth

(si ricordi che il campionamento in azimuth dipende dalla PRF alla quale gli impulsi sono emessi).

Come accennato nel cap. Orbite, un bias Δt_0 nella determinazione dell'istante t_0 comporta una traslazione Δa lungo l'orbita che, nella geometria della scena, si riflette in una corrispondente traslazione in direzione azimutale (Gobert et al., 1999; Xiang et al., 2009):
eq. 9.7

$$\Delta a = v_s \cdot \Delta t_0$$

dove con v_s s'indica la velocità del satellite.

Analogamente in slant range si ha che l'istante di acquisizione τ (fast time) del pixel corrispondente ad una certa colonna x è calcolabile come:
eq. 9.8

$$\tau = \tau_0 + \frac{x - 1}{2f_s}$$

con τ_0 istante di acquisizione della prima colonna della matrice immagine, corrispondente allo slant range in near range

f_s sampling frequency

2 fattore dovuto al doppio percorso compiuto dal segnale

Lo SWST bias è contenuto all'interno del termine τ_0 : comporta un errore nella determinazione della quota e della coordinata across-track (Gobert et al., 1999).

L'inserimento di un punto di controllo consente la corretta determinazione sia del valore di slant range, funzionale al contenimento del SWST bias, che dell'istante t_0 di acquisizione della prima linea in azimuth.

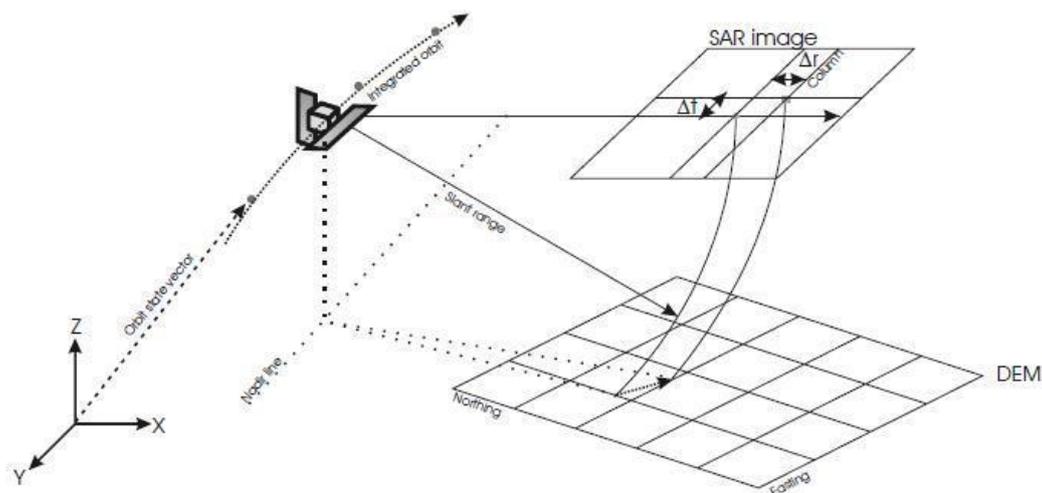


Fig. 9.2 (Löw, 2004): correzione apportata all'orbita dall'introduzione di un GCP (ground control point, punto di controllo) che consente di quantificare gli shift in azimuth (Δt) e range (Δr).

Ad esempio si considerino le correzioni apportate alla master di una delle due coppie processate (e quindi tramite la coregistrazione anche alla slave), riportate nel file .sml generato da SARscape come output della fase flattening effettuata con un punto di controllo:

```
<ValueString ID = "0">ORIGINAL SLANT RANGE</ValueString>
<ValueString ID = "1">856341.941810</ValueString>
.....
<OrbitCorrection>
  <AzimuthPixelShift>16.399999618530273</AzimuthPixelShift>
  <SlantRangeFromGcp>856297.27282430592</SlantRangeFromGcp>
</OrbitCorrection>
```

La differenza tra i due valori di slant range è di 44,669 m; si è scelta questa scena come esempio per via della notevole correzione apportata in azimuth, solitamente è di entità notevolmente inferiore.

Si tenga presente che a livello di scala dei tempi l'ordine di grandezza delle correzioni è del microsecondo [μsec].

Capitolo 10

PUNTO DI CONTROLLO

Quando la georeferenziazione ottenibile utilizzando i soli parametri orbitali (nominal geocoding) non è sufficientemente accurata, la scelta del punto di controllo (gcp ground control point) da utilizzare per lo spianamento dell'interferogramma rappresenta un passaggio delicato della catena interferometrica.

Come dimostrato da tutta una letteratura in proposito, si citano ad esempio (Small et al., 2008) e (Small et al., 2008), le scene ENVISAT presentano timing annotations molto accurate, che congiuntamente all'utilizzo di orbite DORIS, consentono accuratissime nella georeferenziazione anche senza l'inserimento di un punto di controllo.

Mentre per ENVISAT le orbite DORIS consentono un'accuratezza sub pixel per ERS le correzioni apportate da orbite precise sia Delft che ESA (D-PAF PRC) spesso infatti non sono sufficienti.

Questo in particolar modo quando sia la scena che l'immagine utilizzata come verità a terra presentano una risoluzione geometrica non idonea al riconoscimento di particolari morfologici di dimensioni ridotte (ad esempio un fabbricato).

E' consigliabile identificare il punto di controllo in zone che non presentino forti dislivelli in rapporto all'altezza d'ambiguità perché in questo modo un errore di collimazione di qualche pixel non comporta l'introduzione di un errore significativo (lo slant range cambia di poco da un pixel a quello adiacente).

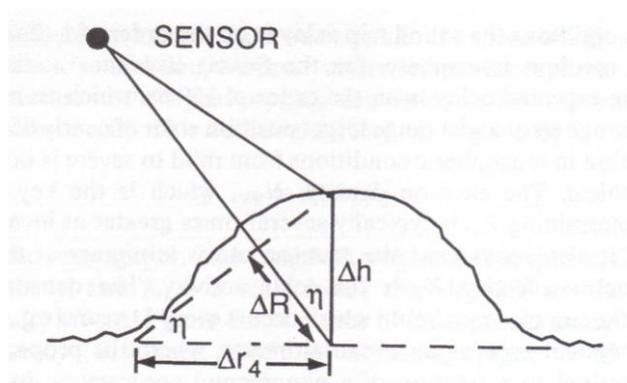


Fig. 10.1 (Curlander e McDonough, 1991): geometria relativa alle conseguenze di un errore nell'assegnazione della quota del punto di controllo.

Con riferimento alla fig. 10.1 l'errore in quota Δh del punto di controllo corrisponde a: in termini di slant range (Curlander e McDonough, 1991):

eq. 10.1:

$$\Delta R = \frac{\Delta h}{\cos \eta}$$

in termini planimetrici, eq. 10.2:

$$\Delta r_4 = \frac{\Delta h}{\text{tg } \eta}$$

dove

η è l'angolo d'incidenza (cfr. fig. 5.1),

ΔR è l'errore in slant range

Δr_4 è l'errore planimetrico.

Considerando per ERS un angolo d'incidenza nominale di 23° un errore ad esempio di 30m nella determinazione della quota del gcp comporta un errore in slant range di quasi 32.6m, corrispondenti a poco più di 4 pixel.

Non è quindi possibile fare riferimento ad una mappa di layover, che evidenzia la morfologia del rilievo in geometria SAR, come invece avviene per altre tecniche di georeferenziazione (Gelautz et al., 1997).

L'Antartide presenta inoltre notevoli difficoltà sia per la quasi totale assenza di manufatti che per l'essere la costa spesso a picco sul mare e i rilievi notevolmente accentuati.

Tra l'altro spesso l'unica fonte disponibile per la descrizione metrica dei luoghi è Google Earth che a volte presenta errori di georeferenziazione dell'ordine anche di qualche centinaio di metri, come risulta dal confronto con punti GPS.

Si ricorda infine che in presenza di rilievi il DEM dovrebbe presentare un passo di campionamento analogo a quello ground range delle scene SAR (per ERS circa 20 m), requisito non soddisfatto da nessuno dei DEM al momento disponibili per il territorio antartico e che, proprio per la morfologia della regione, un sottocampionamento sarebbe non solo inutile ma addirittura controproducente (Lauknes e Malnes, 2004).

DESCRIZIONE DI ALCUNE STRATEGIE PER L'IDENTIFICAZIONE DEL PUNTO DI CONTROLLO OTTIMALE

In letteratura negli anni sono pubblicati diversi metodi automatici e semiautomatici che lavorano per cross-correlazione con immagini ottiche oppure sfruttano le distorsioni geometriche caratteristiche della geometria di acquisizione SAR.

Nel processing del dataset a disposizione si è preferito però ricorrere ai metodi manuali che di seguito si descrivono, così da aver modo di individuare di volta in volta la strategia più indicata alle caratteristiche della scena considerata.

Metodo “statistico”

Questa strategia è applicabile solo avendo a disposizione almeno tre scene che ricoprano la stessa area ed è particolarmente indicata per tecniche che lavorino su un intero stack di immagini (tecniche multi-interferogramma, SBAS, PS):

- A. le si georeferenzia tutte con un nominal geocoding rispetto allo stesso DEM
- B. si prende a riferimento un punto omologo riconoscibile su tutte le scene
- C. se ne considerano le coordinate terreno, che presenteranno una certa differenza le una dalle altre; reiezione outliers, se il campione è sufficientemente numeroso è possibile utilizzare anche procedimenti statistici.
- D. le coordinate terreno da associare alle diverse coordinate immagine saranno comprese all'interno di una figura geometrica che passi per i punti trovati (triangolo o circonferenza per tre scene, ellisse per almeno quattro scene)
- E. a seconda della dimensione del campione si sceglie se considerare come significativo il centro geometrico piuttosto che il baricentro.

Si consideri che in questo modo si riesce anche a stimare in via empirica l'errore del nominal geocoding (quindi delle timing annotations).

Metodo “matrice”

Si effettua il backward geocoding di un punto in una zona pianeggiante, l'ideale sarebbe sul mare.

Si genera una matrice associando alle coordinate terreno ottenute le coordinate immagine dei punti adiacenti a quello iniziale, spostandosi comunque non più di qualche chilometro.

Un punto di controllo migliore determina un miglior adattamento dell'interferogramma da spianare al dem, o meglio a quello a sintetico calcolato traducendo il DEM nella geometria di acquisizione della coppia.

Quindi questa maggiore corrispondenza tra le due superfici dovrebbe consentire uno spianamento più efficace e questo in teoria dovrebbe corrispondere ad una diminuzione del numero delle frange.

Per assurdo, all'estremo opposto, un punto di controllo errato che comporti lo spianamento di un rilievo con un piano e viceversa determina un effetto di duplicazione delle frange che risultano come riflesse in uno specchio.

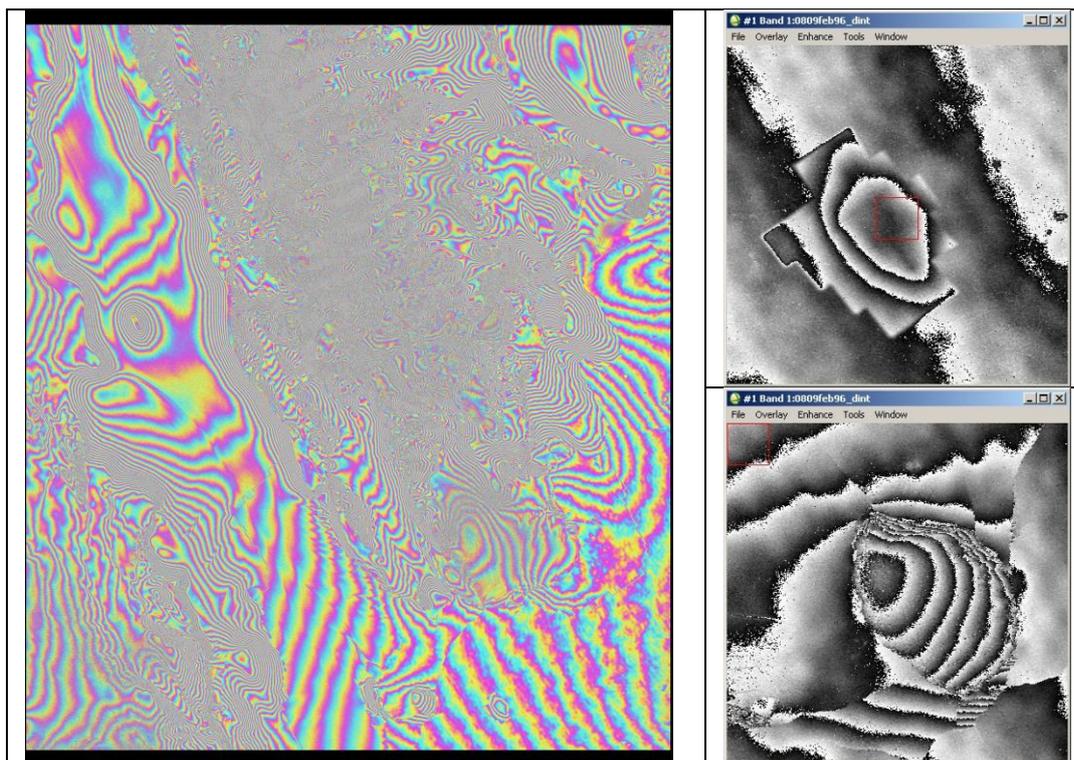


Fig. 10.2 interferogramma spianato senza punto di controllo, master con parametri orbitali inaccurati: la presenza del mare rende evidente come si verificano contemporaneamente sia underflattening (l'isola è spianata con il mare) che overflattening (il mare è spianato con l'isola).

S'individua empiricamente il punto di controllo ottimale scegliendo quello che sembra consentire lo spianamento più efficace.

Confronto con scena ENVISAT

E' la strategia che ha consentito l'ottenimento dei risultati migliori e che quindi è stata poi effettivamente utilizzata nel processing.

Data la disponibilità di una scena ENVISAT che presenti una buona sovrapposizione con la coppia ERS che s'intende processare si cerca di mutuarne l'accuratezza dei parametri tramite l'individuazione di un pixel omologo.

Le immagini si considerano multilooked con fattore 1:5 e con parametri orbitali aggiornati con orbite precise DORIS e DEOS.

Concettualmente la descrizione del procedimento è sintetizzabile in quest'elenco di passaggi principali:

- si effettua il nominal geocoding della scena ENVISAT;
- dopo averne generato il .kml la si carica in Google Earth per una verifica, anche se molto sommaria, dell'accuratezza di parametri orbitali e timing annotations;

- si effettua il backward geocoding di un punto GPS della rete VLNDEF, VLHG (longitudine 162.20103, latitudine -75.39211) rispetto alla scena ENVISAT, in modo da individuarne le coordinate immagine.
- poi rispetto a questa ENVISAT si coregistra come slave la scena ERS che rappresenterà la master della coppia interferometrica.
- si individua sulla scena ERS coregistrata il pixel corrispondente a VLHG
- si è ritrova, anche se con qualche difficoltà, aiutandosi con la radiometria, lo stesso pixel nella scena ERS non coregistrata
- il punto di controllo è dato dall'associazione delle coordinate terreno di VLHG con quelle immagine così ottenute.

Capitolo 11

Flattening

La sottrazione della fase corrispondente alla superficie di riferimento all'interferogramma (spianamento, in inglese flattening) consente di ridurre il numero delle frange e soprattutto, nel caso avvenga in maniera efficace, di isolare la componente di movimento eventualmente presente (rimangono comunque le componenti di rumore e atmosferiche).

Rispetto all'ordine dei capitoli si anticipa che una volta effettuato l'orbital refinement (cfr. cap. omonimo) è possibile effettuare un ulteriore spianamento per rimuovere anche le frange introdotte da imprecisioni nella determinazione del baseline.

Nel caso il processing sia finalizzato alla generazione di un DEM, e quindi si possa essere ragionevolmente sicuri che l'interferogramma considerato contenga solo topografia, dalla sottrazione si ottiene quello che solitamente si trova denominato come residuo topografico: dato che l'interferogramma sintetico sottratto verrà poi nuovamente sommato al momento della generazione del DEM interferometrico il principale vantaggio consiste nella notevole semplificazione della procedura di unwrapping.

Perché lo spianamento sia in grado di isolare la componente di movimento è necessario che il DEM utilizzato presenti un'accuratezza migliore dell'altezza d'ambiguità: utilizzare coppie a baseline corto, con altezze d'ambiguità notevoli (nonostante poi presentino una maggiore sensibilità ai disturbi atmosferici, cfr. cap. Atmosfera), consente l'utilizzo anche di DEM poco accurati o addirittura dell'ellissoide.

Al contrario per la generazione di DEM è opportuno utilizzare baseline relativamente lunghi, con un residuo topografico consistente, che, concettualmente, rappresenta il quid migliorativo che la coppia interferometrica apporta all'interferogramma.

Questo specchio sintetizza le diverse finalità dello spianamento nel caso s'intenda generare un DEM interferometrico piuttosto che una mappa di spostamento:

| DEM interferometrico | mappa di spostamento |
|---|--|
| Lo spianamento è funzionale alla diminuzione della frequenza delle frange, il che facilita notevolmente lo srotolamento. Al momento della generazione del DEM interferometrico la componente di fase sottratta sarà poi nuovamente sommata. | Lo spianamento consente di isolare la componente di spostamento dalla topografia |
| Dopo l'orbital refinement è anche possibile evitare un ulteriore reflattening perché comunque anche le frange orbitali che verrebbero rimosse sarebbero poi nuovamente sommate | Dopo l'orbital refinement (cfr. capitolo omonimo) è necessario un ulteriore reflattening in modo da isolare ancora meglio la componente di spostamento |

Come avviene lo spianamento

Si genera un interferogramma sintetico esprimendo la superficie di riferimento (reference phase: ellissoide, DEM) nella geometria d'acquisizione della coppia (approccio two-pass interferometry).

Altrimenti è possibile sottrarre all'interferogramma della coppia da processare un altro interferogramma che si considera come corrispondente ad un DEM (approccio three-four pass interferometry, a seconda del numero di scene utilizzate).

Da un punto di vista analitico, ricorrendo alla far field approximation, è possibile esprimere questa reference phase come:

eq. 11.1

$$\varphi_p = \frac{4\pi}{\lambda} B \sin(\vartheta_p^0 - \alpha)$$

dove B e α sono i parametri della rappresentazione "polare" del baseline, ϑ_p^0 l'angolo di vista corrispondente alla superficie di riferimento nel punto considerato P.

$B \sin(\vartheta_p^0 - \alpha)$ non è altro che la componente parallela del baseline che, alle condizioni considerate, corrisponde alla differenza δ_r degli slant ranges.

Non conoscendo il valore di α per il punto P in pratica per ottenere buone accuratèzze è necessario ricorrere ad un approccio che, utilizzando le equazioni di range-Doppler, in letteratura si trova solitamente denominato come orbit-based approach .

Esistono anche altri approcci, come ad esempio quello basato sulla stima della frequenza delle frange: non essendo stati utilizzati, perché meno accurati, non si ritiene opportuno descriverli.

Di seguito il procedimento tramite le equazioni di range-Doppler, leggermente diverso nel caso come superficie di riferimento si consideri un DEM piuttosto che l'ellissoide.

DEM

Riprendendo la notazione introdotta per le equazioni di range-Doppler si ha che, date le coordinate tridimensionali di un punto "terreno" osservato all'interno della scena SAR, è possibile determinare con un backward geocoding le posizioni S_1 ed S_2 dei centri di fase delle due antenne A_1 e A_2 .

A questo punto, note le posizioni delle antenne, è possibile calcolare per quel determinato target la differenza di slant range δ_r tra le due acquisizioni:

$$\delta_r = R_2 - R_1$$

La fase interferometrica φ si ottiene inserendo il valore di δ_r così determinato nell'equazione:

$$\varphi = 2 \frac{2\pi}{\lambda} \delta_r$$

Si consideri un DEM in coordinate terreno Est, Nord (è indifferente che siano geografiche piuttosto che cartografiche, qui si assume che siano di quest'ultimo tipo), per ogni suo pixel P_d si effettua un backward geocoding per determinarne le coordinate immagine sia nella master che nella slave.

L'iterazione rispetto a tutti i pixel del DEM consente di determinare le posizioni S_1 ed S_2 delle due acquisizioni e quindi i corrispondenti valori di slant range R_1 ed R_2 .

Noti i due valori di slant range rispetto ad un punto di coordinate terreno date è possibile calcolare la corrispondente fase interferometrica φ_{dem} come:

eq. 11.2

$$\varphi_{dem}(N, E) = \frac{4\pi}{\lambda} [R_2(N, E) - R_1(N, E)]$$

È necessario comunque esprimere questo valore in funzione delle coordinate radar (r slant range, a azimuth) corrispondenti a quelle cartografiche considerate:

$$\varphi_{dem}(r(E, N), a(E, N)) = \varphi_{dem}(E, N)$$

Questo è possibile effettuando un backward geocoding rispetto alla geometria della master (si ricordi che la slave è stata coregistrata alla master e che l'interferogramma, così come e tutti i prodotti interferometrici, sono in questa geometria).

Dato che i valori r, a non necessariamente corrispondono ai nodi della matrice immagine si procede ad una successiva fase di regridding, che solitamente avviene tramite triangolazione o nearest neighbour.

La scelta di un algoritmo piuttosto che dell'altro è determinata dal passo di campionamento delle scene e del DEM.

Nel nearest neighbour, al termine dell'iterazione rispetto a tutti i pixel del DEM, i pixel immagine ai quali non è stato assegnato nessun valore vengono valorizzati con un digital number risultante dall'interpolazione dei pixel vicini.

Ellissoide

Per calcolare la fase corrispondente all'ellissoide è possibile sia adottare l'approccio descritto per il DEM, considerando la quota costante, che ricorrere un approccio semplificato, molto più veloce, che ne modella il comportamento in funzione di range e azimuth tramite una funzione polinomiale di secondo grado:

eq. 11.3

$$\varphi_{ellips} = c_0 + c_1 \cdot r + c_2 \cdot a + c_3 \cdot r \cdot a + c_4 \cdot r^2 + c_5 \cdot a^2$$

Per determinare i coefficienti polinomiali sono necessarie almeno sei coppie del tipo:

$$\{\varphi_{ellips}, r, a\}, \{\hat{S}_1, \hat{S}_2, \hat{P}\}$$

(dove con \hat{S}_1, \hat{S}_2 si indicano i vettori posizione rispettivamente dei sensori master e slave nel sistema di riferimento ECR, cfr. cap. Equazioni di range-Doppler)

che associno spazio immagine e spazio oggetto cioè la fase corrispondente a date coordinate immagine alla posizione dei satelliti e del punto P che si considera sull'ellissoide. Nel caso la ridondanza sia buona l'algoritmo è facilmente risolvibile ai minimi quadrati. Il collegamento dei due sistemi di coordinate concettualmente è sostanzialmente analogo alla coregistrazione con DEM:

- con un forward geocoding si determinano le coordinate terreno \hat{S}_1 corrispondenti a date coordinate immagine master
- con un backward geocoding si individuano le coordinate immagine slave \hat{S}_2 corrispondenti al punto P precedentemente individuato.

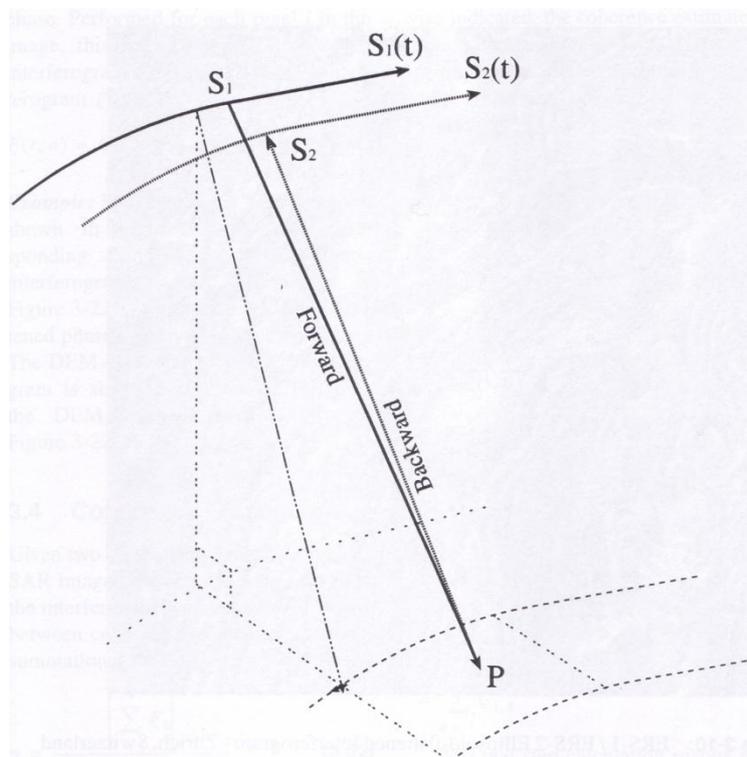


Fig. 11.1 (Small, 1998): determinazione della fase interferometrica corrispondente ad un pixel P sull'ellissoide tramite le equazioni di forward e backward geocoding.

In questo modo è possibile avere la certezza di processare le scene nella loro interezza. Chiaramente la rappresentatività del polinomio dipende dalla distribuzione dei punti considerati.

A livello computazionale il polinomio, che implicitamente presenta lo stesso contenuto informativo dell'interferogramma sintetico, solitamente è calcolato solo al momento del flattening e non rappresenta un dato di output.

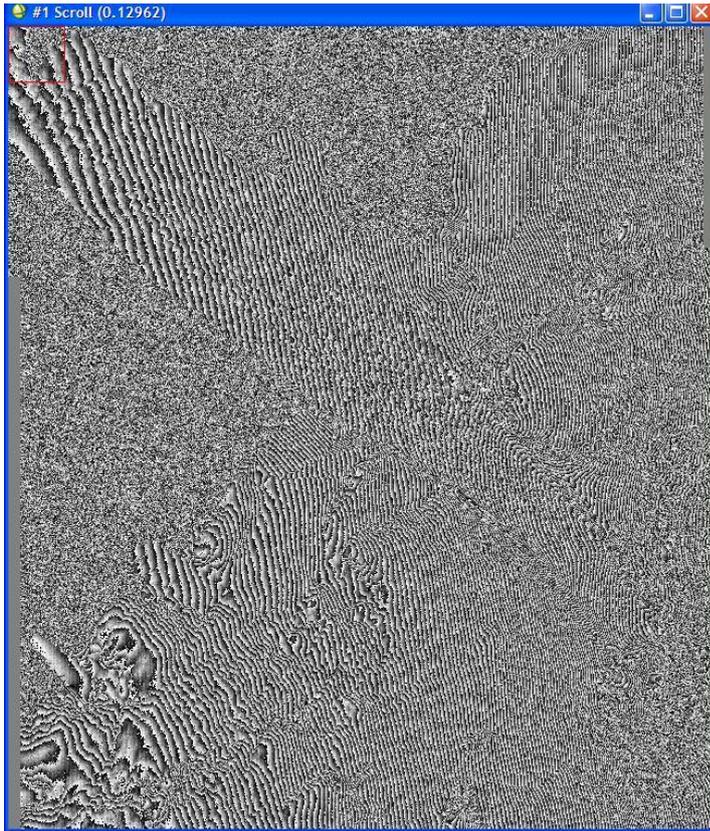
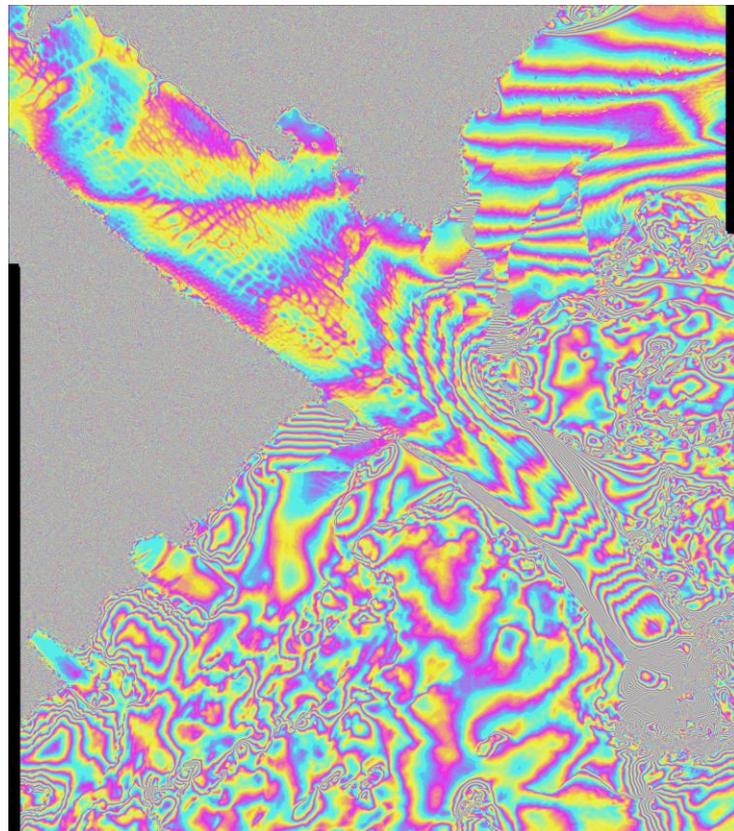


Fig. 11.2: interferogramma a baseline relativamente lungo (134 m), data la notevole frequenza delle frange si è preferito il bianco e nero per cercare di aumentare il contrasto visivo e rendere più leggibile l'immagine.

Fig. 11.3: lo stesso interferogramma spianato e filtrato. Chiaramente riconoscibile la lingua glaciale Drygalski che si portende nel mare di Ross.



Capitolo 12

Coerenza

La decorrelazione della fase interferometrica è comportata da diverse componenti tra loro scorrelate:

- decorrelazione termica ($\gamma_{thermal}$), legata al rumore nella ricezione del segnale (e quindi dalle caratteristiche dell'antenna)
- decorrelazione geometrica (anche detta baseline decorrelation γ_{geom}), determinata dalla differenza degli angoli d'incidenza nelle due acquisizioni; la decorrelazione è proporzionale allo spectral shift, principio che, per quanto importante nella tecnica interferometrica non si ritiene debba essere approfondito in questa sede (si rimanda per approfondimenti a (Gatelli et al., 1994) e al capitolo spectral shift dove però sono considerati altri aspetti di questo fenomeno)
- decorrelazione comportata dalla differenza dei centroidi Doppler (γ_{DC}), rappresenta l'equivalente in azimuth della decorrelazione geometrica
- decorrelazione dovuta alla penetrazione del segnale nella superficie (volume decorrelation γ_{vol})
- decorrelazione temporale ($\gamma_{temporal}$), che sarà oggetto della trattazione di questo capitolo, determinata da quanto la retrodiffusione corrispondente ad un pixel è cambiata nelle due acquisizioni,
- decorrelazione comportata da imprecisioni nella coregistrazione delle scene ($\gamma_{processing}$), dipende dalle caratteristiche degli algoritmi utilizzati.

Questi termini sono moltiplicativi e quindi la coerenza (o correlazione) complessiva è data da:

eq. 12.1

$$\gamma_{tot} = \gamma_{geom} \times \gamma_{DC} \times \gamma_{vol} \times \gamma_{thermal} \times \gamma_{temporal} \times \gamma_{processing}$$

Il grado di decorrelazione è stimabile calcolando la cross-correlazione complessa delle scene della coppia interferometrica, detta coerenza γ .

Assumendo come premessa che la fase interferometrica rimanga costante in una regione delimitata è possibile definire il valore totale della coerenza come il rapporto tra l'ampiezza media dell'interferogramma spianato e la media geometrica delle ampiezze nelle due scene S_1 ed S_2 , considerate come processi casuali gaussiani complessi:

eq. 12.2

$$\gamma = \frac{|\langle S_1 S_2^* \rangle|}{\sqrt{\langle S_1 S_1^* \rangle \langle S_2 S_2^* \rangle}} = \frac{E[S_1 S_2^*]}{\sqrt{E[S_1 S_1^*] E[S_2 S_2^*]}}$$

dove con * s'indica il complesso coniugato e con E l'operatore valore atteso (expected) corrispondente alla media teorica del pixel considerato, con $\langle \cdot \rangle$ la media temporale, con $|\cdot|$ l'ampiezza di un numero complesso.

Si noti come l'argomento $\angle \gamma$ della coerenza complessa corrisponda al valore atteso della fase interferometrica.

Idealmente i valori attesi potrebbero essere ottenuti considerando un insieme di osservazioni per ogni singolo pixel, il che comporterebbe la necessità di avere a disposizione un gran numero di interferogrammi acquisiti simultaneamente ed esattamente alle stesse condizioni. In questo caso una media d'insieme (*ensemble average*) potrebbe essere usata per ottenere i valori attesi ma chiaramente questa procedura non è fattibile dato che ogni pixel è osservato solo una volta durante ognuna delle acquisizioni SAR.

Nella pratica è possibile assumere la stazionarietà dell'accuratezza delle osservazioni di fase riferite ad una regione uniforme e che le due scene S_1 ed S_2 possano essere considerate come processi ergodici.

Sotto queste ipotesi è possibile scambiare le medie d'insieme con medie spaziali calcolate nell'intorno del pixel che si sta considerando, in modo da calcolarne la coerenza.

Considerando una finestra di stima che comprenda n pixel si ottiene la stima di massima verosimiglianza dell'ampiezza della coerenza, corrispondente al coefficiente di cross-correlazione:

eq. 12.3

$$|\hat{\gamma}| = \frac{\left| \sum_{n=1}^N S_1^{(n)} S_2^{*(n)} \right|}{\sqrt{\sum_{n=1}^N |S_1^{(n)}|^2 \sum_{n=1}^N |S_2^{(n)}|^2}}$$

Si tratta di un numero adimensionale, indicizzato in modo da essere compreso tra 0 e 1, che esprime quanto la slave è cambiata rispetto alla master.

Nella realtà gli estremi dell'intervallo si verificano molto raramente, soprattutto quello superiore che corrisponde alla completa assenza di rumore.

Indicativamente si consideri che valori di 0.7-1.0 indicano una coerenza notevole, 0.5- 0.7 coerenza comunque buona, 0.3-0.5 presenza di rumore ma non al punto da rendere la coppia non utilizzabile nel processing interferometrico.

Coerenza e fase interferometrica

La coerenza si calcola sull'interferogramma spianato e filtrato (quindi in geometria multilooked), per evitare che altrimenti, soprattutto in caso di baseline lunghi e finestre di campionamento grandi, i sistematismi comportati dalla decorrelazione geometrica (cfr. cap. Spectral shift) ne comportino una sottostima (Small, 1998).

Il numero di pixel (number of looks, NL) contenuti nella finestra di stima si ottiene moltiplicandone la dimensione della in range n_r per quella in azimuth n_{az} :

$$NL = n_r \times n_{az}$$

L'individuazione delle dimensioni ottimali rappresenta talvolta un aspetto delicato: nel caso si utilizzi una finestra troppo piccola si ha una perdita di dettaglio (nonostante la coerenza

possa risultare sovrastimata) nel caso invece sia troppo grande si potrebbe determinare una condizione di instabilità.

Solitamente si considerano dai 16 ai 40 pixel (Ferretti et al., 2007), ma ad esempio il processing dei dati sperimentali di questa tesi è stato effettuato sugli interferogrammi spianati utilizzando una finestra relativamente piccola di 3 X 3 pixel (con multilook 1:5).

Nel caso la coerenza sia stimata rispetto a più di quattro pixel dell'interferogramma spianato questi possono essere considerati statisticamente indipendenti ed è possibile approssimare la deviazione standard della fase interferometrica come $\sigma_\varphi = \frac{1}{\sqrt{2NL}} \frac{\sqrt{1-|\gamma|^2}}{|\gamma|}$ (cfr. cap. DEM interferometrico).

La coerenza rappresenta un parametro molto importante in diverse fasi della catena interferometrica perché, essendo indicativo della stabilità della riflessione del pixel (caratteristica che richiederebbe per essere descritta un approfondimento sulla natura dei riflettori contenuti all'interno del pixel), ne consente una stima dell'attendibilità e quindi viene spesso considerato come soglia di accettazione-validazione negli algoritmi di processing SAR.

Non sarebbe corretto considerare le perdite di coerenza come rumore in quanto consentono comunque di ottenere un'informazione relativa ad un fenomeno che si è verificato, come ad esempio lo stato vegetativo di una coltura.

Nella criosfera perdite localizzate di coerenza si verificano tipicamente in corrispondenza di aree crepacciate, rotture di pendenza, etc., mentre il mare (e corpi idrici) presenta coerenza nulla.

La decorrelazione temporale rappresenta un fattore limitante per le applicazioni interferometriche alla criosfera in quanto costringe all'utilizzo di baseline temporali corte, di pochi giorni, ad esempio per coppie tandem ERS o distanti 3 gg., già a 35 gg. la decorrelazione è tale da rendere gli interferogrammi inutilizzabili (come si è verificato anche nel processing del dataset Envisat acquisito per la presente ricerca).

Quando la decorrelazione è particolarmente severa una stima dei movimenti intercorsi tra le due acquisizioni, per quanto meno accurata di quella ottenibile per via interferometrica, è ancora possibile ricorrendo a tecniche di speckle/coherence tracking, descritte nel capitolo omonimo.

Coerenza e criosfera: alcune considerazioni che sono state utili all'individuazione delle scene da ordinare per la sperimentazione oggetto della presente tesi

La decorrelazione è particolarmente intensa nella stagione del disgelo (l'estate australe va da ottobre a febbraio) quando anche un piccolo contenuto d'acqua modifica la riflessione della superficie ghiacciata (da profonda a superficiale).

Al di là del possibile disgelo superficiale sono da considerarsi anche gli effetti di altri agenti esogeni come ad esempio l'erosione eolica: i venti spazzano la neve, la ridistribuiscono comportando una variazione di range, che, mentre a volte è solo apparente, è reale nel caso si formino accumuli più consistenti di neve ghiacciata come sastrugi e dune.



Fig. 12.1 (<http://icestories.exploratorium.edu/dispatches>): sastrugi nei pressi della base Amundsen-Scott al polo Sud geografico; i sastrugi sono delle creste di neve che, scolpite dal vento, possono essere alte anche oltre un metro.

Anche se solitamente piuttosto scarse (cfr. cap. Inquadramento ambientale) sono poi chiaramente da considerarsi anche le precipitazioni che, se a carattere nevoso sono spesso accompagnate da un incremento della forza dei venti.

I fenomeni meteorologici introducono errori nei prodotti interferometrici che a volte non si manifestano come una perdita di coerenza: una nevicata, ad esempio, se debole, nonostante spesso non sia associata ad una decorrelazione significativa, comporta errori anche notevoli nella generazione del DEM interferometrico.

Perdite di coerenza sono imputabili anche alla formazione/disfacimento dei cristalli di ghiaccio delle brine (fenomeno che in letteratura si trova solitamente indicato come hoar frost formation): può avvenire nel giro di poche ore anche ad opera del vento ed è quindi difficilmente identificabile.

E' importante avere ben presente che l'entità dei disturbi introdotti dipende dalla lunghezza d'onda utilizzata (cioè dalla diversa capacità di penetrazione del segnale): quelli che interessano lo scattering superficiale sono contenibili utilizzando lunghezze d'onda "lunghe" (banda L, ad esempio), che d'altro canto sono più sensibili allo scattering di volume, per le lunghezze d'onda "corte" (banda X) si consideri il viceversa.

La profondità alla quale penetra il segnale da un punto di vista interferometrico corrisponde al centro di fase del volume interessato dalla riflessione e dipende, oltre che dalla lunghezza d'onda, anche chiaramente dalla natura del mezzo attraversato.

Di seguito si riportano gli ordini di grandezza delle profondità di penetrazione di un segnale in banda C per neve, firn e ghiaccio in Antartide (Massom e Lubin, 2006):

- ghiaccio non ricoperto da neve: 1-2 m
- firn secco perenne: 20 m, è senz'altro il mezzo trasmissivo caratterizzato da una maggiore profondità di penetrazione, che dipende comunque dalla stratificazione

Il presentare queste superfici proprietà fisiche molto diverse corrisponde al verificarsi di comportamenti differenziali all'interno dello stesso frame, con variazioni significative della profondità di penetrazione, a volte anche metriche.

Si consideri inoltre anche la decorrelazione geometrica comportata dallo scattering di volume (cfr. cap. Spectral shift): anche in assenza di rilievi è come se la riflessione avvenisse rispetto a quote differenti per via della differente profondità di penetrazione che caratterizza i riflettori contenuti all'interno della medesima cella di risoluzione.

Per semplicità si assume quasi sempre che la profondità di penetrazione si mantenga costante nel tempo e quindi, avendo escluso in questo modo che possa introdurre nella fase interferometrica una componente di movimento, è possibile considerarla come una costituente della componente topografica della fase interferometrica (Massom e Lubin, 2006). L'importanza che la componente legata alla penetrazione φ_{pd} (dove il pedice pd sta per penetration depth) ha sulla componente topografica della fase interferometrica è proporzionale al baseline (cfr. fig. 12.2) (Meyer, 2004).

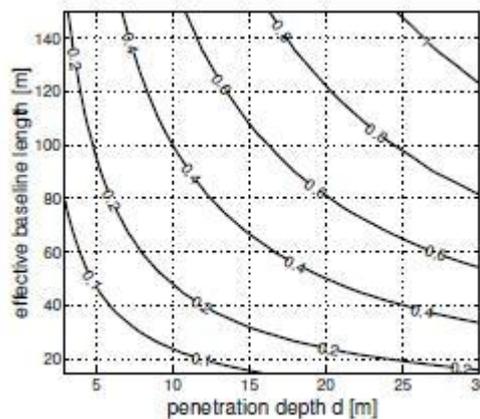


Fig. 12.2 (Meyer, 2004): effetto che profondità di penetrazione e lunghezza della componente perpendicolare del baseline comportano nella fase interferometrica [rad].

L'effetto complessivo che le penetrazione in profondità comporta consiste in una sottostima del valore di quota determinato per via interferometrica (Massom e Lubin, 2006):

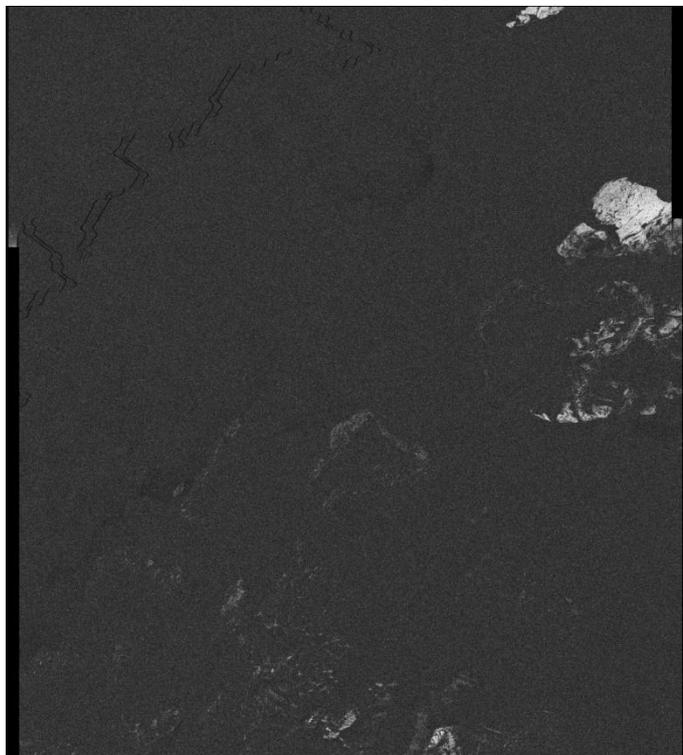
eq. 12.4

$$\Delta z_{pd} = \frac{\lambda r \sin \vartheta}{4\pi B_{\perp}} \varphi_{pd}$$



Fig. 11.2: mappa di coerenza di una coppia tandem (9-10 aprile 1996).

Fig. 11.3: mappa di coerenza di una coppia con separazione temporale 70 giorni (09.04.1996 – 30.01.1996, la master è la stessa della coppia in fig. 11.2, si ricorda che l'ordine di master e slave non è necessario coincida con quello temporale di acquisizione), si noti come sono rimasti coerenti (in bianco) solo alcuni affioramenti rocciosi nella parte in alto a destra dell'immagine.



Capitolo 13

Coregistrazione

Il processo di coregistrazione consiste nel ricondurre la scena slave nella geometria d'acquisizione della master.

In funzione degli istanti di inizio-fine di un dato arco delle orbite (corrispondente all'acquisizione della scena SAR) può verificarsi tra le due immagini uno shift in direzione along track anche di qualche migliaio di linee.

Lo shift in direzione across track è minore, può arrivare fino a qualche decina di pixels, e corrisponde al rapporto tra la lunghezza della componente parallela del baseline e il passo di campionamento in range ($c/2f_s$).

La coregistrazione è necessario avvenga a livello di frazioni di pixel, indicativamente da 1/8 a 1/10, per rendere trascurabile la corrispondente decorrelazione delle scene (la coerenza a valle della coregistrazione rappresenta il parametro che solitamente si considera per valutarne l'efficacia).

Questa condizione rappresenta un requisito indispensabile perché una volta generato l'interferogramma (e per questo sarebbe sufficiente anche un'accuratezza di uno o due pixel) sia possibile effettuare correttamente i successivi passaggi della catena interferometrica e ottenere output attendibili. (Hanssen, 2001; Li e Bethel, 2008).

Da un punto di vista analitico si tratta di determinare due mapping functions $\Delta x(x, r)$ e $\Delta r(x, r)$, dette warp functions, tali che

eq. 13.1

$$x_s = x + \Delta x \qquad r_s = r + \Delta r$$

e quindi, ad esempio: $s(x_s, r_s) \rightarrow s(x_s - \Delta x, r_s - \Delta r)$

dove con x s'intende l'azimuth, con r il range, con il pedice s si fa riferimento alla geometria slave.

I gradi di libertà considerati nella trasformazione tra i due sistemi di coordinate immagine rappresentano i parametri della warp function, da stimare tramite un fitting ai minimi quadrati delle differenze presentate dalle coordinate immagine rispetto a punti di controllo.

Mentre le traslazioni sono gestibili anche solo con modelli lineari, per le rotazioni e il fattore di scala dovuto al non parallelismo delle orbite si rende invece necessaria l'introduzione di termini bilineari ed eventualmente anche di grado superiore (Sansosti et al., 2006).

E' importante precisare che, per quanto sia appropriata la modellizzazione che conduce alla determinazione delle warp functions, queste rappresentano comunque solo delle approssimazioni delle distorsioni tra le geometrie d'acquisizione delle scene considerate.

I diversi metodi che negli anni sono stati proposti per la determinazione degli offset di coregistrazione sono comunque in buona sostanza raggruppabili a livello di approccio in due grandi famiglie:

-approccio "geometrico"

-approccio "classico" tramite cross-correlazione di porzioni delle scene.

Di seguito si descrivono a grandi linee e senza pretesa di completezza le strategie tipo per ognuno di questi due approcci, focalizzando l'attenzione su quelle che si ritengono essere le differenze più significative al fine della stima degli offsets, consistenti nella diversa capacità di contenere gli effetti comportati da baseline lunghe e dalla presenza di rilievi nella topografia del suolo.

Approccio "geometrico"

Noti i parametri orbitali di entrambe le acquisizioni e avendo a disposizione un DEM a priori si determinano gli offsets di coregistrazione tramite le equazioni di range-Doppler. Questo metodo risulta particolarmente indicato in caso di strategie che prevedano l'utilizzo di più scene con baseline sia geometriche che temporali anche lunghe.

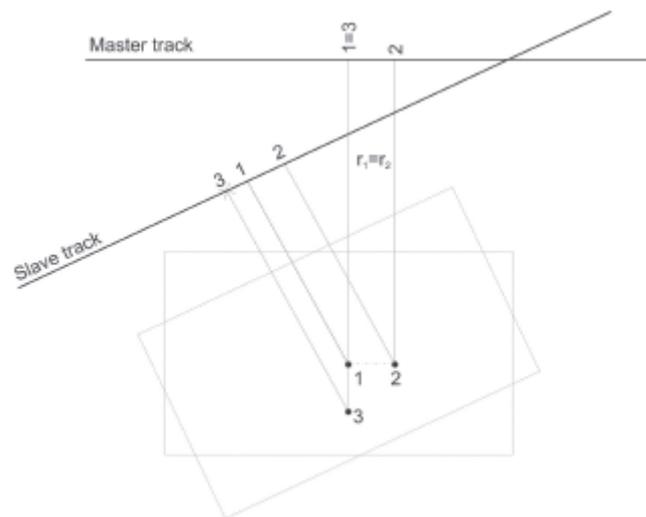


Fig. 13.1 (Fornaro et al., 2005), illustrazione schematica della proiezione della geometria d'acquisizione di una coppia interferometrica su di un piano orizzontale tangente la superficie di riferimento: la mapping function che consente il ricampionamento è definita rispetto alle variazioni lungo le direzioni di azimuth (dal punto 1 al punto 2) e di range (dal punto 1 al punto 3). La divergenza tra le tracks è notevolmente esagerata per evidenziare gli offsets.

Siano $S(\cdot)$, $\hat{v}(\cdot)$ e $S_s(\cdot)$, $\hat{v}_s(\cdot)$ le funzioni vettoriali che descrivono le traiettorie dei sensori e le velocità rispettivamente di master e slave.

Questa notazione consente, nell'ipotesi che la focalizzazione sia avvenuta a zero-Doppler (e questo giustifica la forma della seconda equazione), di scrivere le equazioni di range-Doppler della master rispetto ad un punto omologo P come:

eq. 13.2

$$\begin{cases} \tau = \frac{2}{c} |P - S(t)| \\ v \cdot (P - S(t)) = 0 \end{cases}$$

dove

$S(t)$ è la posizione del sensore all'istante t

P è la posizione del punto P sulla superficie di riferimento considerata

τ è il tempo che l'impulso ha impiegato in andata e ritorno per percorrere la distanza in slant range sensore-punto

v è la velocità di avanzamento del satellite lungo l'orbita

c indica la velocità della luce nel vuoto

Si risolvono le equazioni in funzione dei tempi in azimuth t e range τ .

Le equazioni di range-Doppler per la slave, sempre riferite allo stesso punto P sono:

eq. 13.3

$$\begin{cases} \tau_s = \frac{2}{c} |P - S_s(t_s)| \\ v_s \cdot (P - S(t_s)) = 0 \end{cases}$$

e analogamente a prima le si risolve rispetto a t_s e τ_s .

Si ricorda che queste equazioni, noto a priori un DEM (o comunque un modello della superficie di riferimento), consentono di mettere in relazione la posizione assoluta del punto P con i tempi di acquisizione in range (τ e τ_s) e azimuth (t e t_s) nelle due scene e, tramite le eq. 9.6 e 9.8, con le corrispondenti coordinate immagine.

Tutti questi concetti rappresentano i fondamenti del processing SAR e quindi anche in questa tesi ritornano più volte: per evitare ripetizioni qui si è preferito limitarsi ad una descrizione degli aspetti strettamente necessari alla comprensione dell'approccio geometrico alla coregistrazione, per una più estesa trattazione delle premesse analitiche del campionamento e delle equazioni di range-Doppler si vedano i capitoli Timing annotations, Equazioni di range-Doppler e DEM interferometrico.

Si consideri l'azimuth e si risolvano le equazioni di Doppler in funzione di t e t_s : tramite l'eq. 9.6 è possibile quantificare in termini di pixel lo shift in azimuth $t_s - t$ come:

eq. 13.4

$$\Delta j = (PRF_s t_s - PRF t) - (PRF_s t_{s0} - PRF t_0) = \Delta j' + bias_{az}$$

dove con il pedice s s'intendono i termini riferiti alla slave.

Da quest'equazione si evince come sia necessario conoscere, oltre a t e t_s , che dipendono dalla posizione del punto P, anche i biases, costanti, associati a t_0 e t_{0s} , la cui combinazione nella formula è espressa sinteticamente dal termine $bias_{az}$.

Perché la coregistrazione avvenga correttamente è necessario che l'accuratezza di questo bias sia dell'ordine di una piccola frazione di pixel, il che corrisponde al determinare i t_0 e t_{0s} con un'accuratezza a livello di una piccola frazione dell'inverso della PRF.

Il dato desumibile dai parametri del sensore di solito non consente il soddisfacimento di questo tipo di requisiti e quindi il bias dev'essere stimato dalle scene tramite una regressione ai minimi quadrati rispetto a valori misurati su punti di controllo.

Dato un insieme di n punti controllo, si misurano gli shifts tra le due scene rispetto a questi punti, Δj_k con $k = 1, \dots, n$.

Rispetto alla trattazione generale dei minimi quadrati qui il vettore dei parametri incogniti si riduce ad uno scalare rappresentato dal bias e la soluzione si ottiene quindi facilmente in forma chiusa come:

eq. 13.5

$$bias_{az} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n [\Delta \hat{j}_k - \Delta j'_k]$$

dove $\Delta j'_k$ è il vettore degli shifts in azimuth calcolati localmente per via geometrica come $PRF_s t_s - PRF t$

Una volta noti i tempi in azimuth è possibile sostituirli nelle equazioni di range in modo da calcolare i tempi anche in questa dimensione e quindi i corrispondenti shift:

eq. 13.6

$$\Delta i = (FS\tau_s - FS\tau) - (FS_s\tau_{s0} - FS\tau_0) = \Delta i' + bias_{rg}$$

dove FS è la frequenza di campionamento (sampling frequency) in range; si è preferita questa notazione rispetto a quella f_s utilizzata negli altri capitoli per evitare che il pedice s potesse ingenerare confusione con slave.

Il procedimento ai minimi quadrati è come impostazione analogo a quello scritto per il bias in azimuth e quindi si evita di ripeterlo.

Analisi degli errori

Si considera la significatività degli errori introdotti dall'accuratezza del DEM e dei parametri orbitali introducendo nel modello alcune semplificazioni che comunque non ne modificano la sostanza.

Per maggiore semplicità espositiva si considerano costanti le velocità dei sensori e si assume che le traiettorie siano rettilinee, il che non significa che debbano essere necessariamente anche parallele o complanari (queste ulteriori condizioni verranno specificate di volta in volta per lo studio di casi particolari).

Sotto queste ipotesi è possibile modellizzare le funzioni vettoriali che descrivono le traiettorie di master e slave rispettivamente come:

eq. 13.7
$$S(t) = S_0 + vt$$

eq. 13.8
$$S_s(t_s) = v_s t_s$$

dove S_0 è il parametro che descrive l'offset tra le due traiettorie.

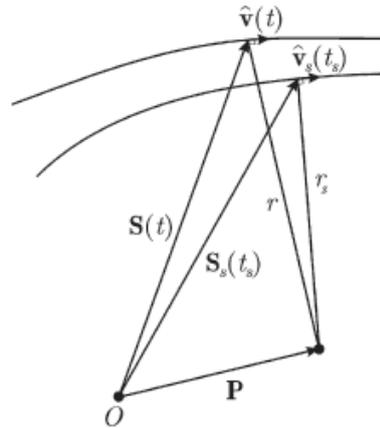


Fig. 13.2 (Sansosti et al., 2006): semplificazioni introdotte nella geometria del modello, il sistema di riferimento considerato è di tipo ECR, i versori \hat{v} e \hat{v}_s indicano le direzioni delle traiettorie.

In questo modo è possibile riscrivere le equazioni Doppler di entrambe le acquisizioni in funzione dei tempi in azimuth:

eq. 13.9

$$\begin{cases} t = \frac{\hat{v} \cdot (P - S_0)}{v} \\ t_s = \frac{\hat{v}_s \cdot P}{v_s} \end{cases}$$

con valori che chiaramente dipendono dalla particolare posizione del punto P che si sta considerando.

Si caratterizza ulteriormente il modello definendo l'origine delle scale dei tempi in azimuth di entrambe le scene ($t = 0$, $t_s = 0$) rispetto ad un determinato punto P_0 , corrispondente ad esempio al centro della scena: in questo modo l'origine del sistema di riferimento cartesiano è collocato in corrispondenza del sensore slave quando questo acquisisce il target che si trova in P_0 .

Da notare che il non parallelismo delle traiettorie comporta una variazione del baseline, il cui valore è determinato dalla posizione del punto P (cfr. cap. Baseline).

Definendo il baseline B come differenza tra le traiettorie master e slave, $B = S(t) - S_s(t_s)$, e sostituendo nelle eq. 13.7 ed 13.8 i valori di t e t_s dati dalle eq. 13.9, è possibile come:

eq. 13.10

$$B = S_0 - (\hat{v} \cdot S_0) \hat{v} + (\hat{v} \cdot P) \hat{v} - (\hat{v} \cdot P) \hat{v}_s$$

E' interessante notare come la sola componente del parametro S_0 che contribuisce alla definizione del baseline si trovi nel piano perpendicolare (piano across track) alla traiettoria master e come in particolare questa componente rappresenti il vettore baseline corrispondente al punto P_0 .

Inoltre la componente lungo \hat{v} del baseline (direzione along track), funzione della posizione terreno del bersaglio e delle direzioni delle traiettorie, si annulla in caso di traiettorie parallele (cfr. cap. Baseline).

Analisi degli errori della warp function in azimuth

Sostituendo l'eq. 13.9 nella 13.6, tralasciando il termine di bias, è possibile esprimere lo shift in azimuth come:

eq. 13.11

$$\begin{aligned}\Delta j &= \frac{PRF_s}{v_s} \hat{v}_s \cdot P - \frac{PRF}{v} \hat{v} \cdot (P - S_0) \\ &= \frac{1}{\Delta_s^{(az)}} \hat{v}_s \cdot P - \frac{1}{\Delta^{(az)}} \hat{v} \cdot (P - S_0)\end{aligned}$$

dove

$$\Delta^{(az)} = v/PRF \quad e \quad \Delta_s^{(az)} = v_s/PRF_s$$

rappresentano il passo di campionamento in azimuth, espresso in metri, rispettivamente delle scene master e slave.

Si considerino questi casi particolari:

- per traiettorie parallele, condizione che analiticamente corrisponde a porre $\hat{v} = \hat{v}_s$, e identico passo di campionamento, la warp function in azimuth è costante: $\Delta j = S_0$
- per traiettorie non parallele la warp function può essere caratterizzata da una variazione in range anche significativa e per quanto riguarda l'azimuth
 - una lieve dipendenza dall'azimuth si osserva nel caso l'angolo d'incrocio sia talmente piccolo da poter considerare il termine $\hat{v}_s - \hat{v}$ quasi perpendicolare alla direzione along-track.
 - significative variazioni in azimuth si osservano solo in caso di accentuata convergenza delle orbite (angoli d'incrocio ampi) o di differenti passi di campionamento che comportano che il rapporto $\frac{\Delta^{(az)}}{\Delta_s^{(az)}} \hat{v}_s - \hat{v}$ non sia più perpendicolare alla direzione along-track.

Da queste considerazioni appare evidente come la condizione di non parallelismo delle traiettorie determini la dipendenza della warp function in azimuth dalla morfologia del territorio, espressa dalla variazione dell'angolo di vista nel prodotto scalare

$$\left(\frac{\Delta^{(az)}}{\Delta_s^{(az)}} \hat{v}_s - \hat{v} \right) \cdot P$$

Differenziando l'eq. 13.11 rispetto a P si determina l'errore comportato nello shift in azimuth da un errore δP nelle coordinate terreno del punto P:

eq. 13.12

$$\delta(\Delta j) = \left(\frac{\Delta^{(az)}}{\Delta_s^{(az)}} \hat{v}_s - \hat{v} \right) \cdot \frac{\delta P}{\Delta^{(az)}}$$

Dato che l'errore $\delta(\Delta j)$ dipende dal rapporto tra l'entità dell'errore δP nella posizione del punto e il passo di campionamento $\Delta^{(az)}$, sensori con buona risoluzione geometrica (ad esempio TerraSAR-X, Cosmo-SkyMed) richiedono DEM accurati.

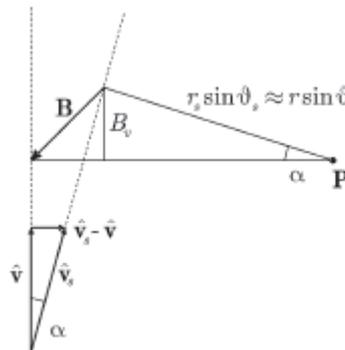


Fig. 13.3 (Sansosti et al., 2006): piano along-track, le linee tratteggiate rappresentano le traiettorie orbitali, α l'angolo d'incrocio; P è un punto terreno rispetto al quale è riferito il baseline B; la condizione $\hat{v}_s - \hat{v} = 0$ corrisponde al parallelismo delle traiettorie.

L'eq. 13.12 rappresenta un modello d'errore completo, se ne analizza il comportamento in alcuni casi particolari per meglio comprenderne tutte le implicazioni.

Si supponga che le traiettorie siano complanari, alla stessa altitudine, e presentino un piccolo angolo d'incrocio α , e, per maggiore semplicità nella trattazione matematica, che il passo di campionamento nelle due scene sia lo stesso, $\Delta^{(az)} = \Delta_s^{(az)}$.

In questo caso la differenza $\hat{v}_s - \hat{v}$ tra i vettori velocità dei due sensori giace nel piano across-track ed è approssimabile al seno dell'angolo d'incrocio.

eq. 13.13

$$|\hat{v}_s - \hat{v}| \approx \sin \alpha$$

Per analizzare l'effetto comportato da un errore δP in coordinate terreno associate a coordinate range e azimuth costanti lo si consideri disposto nel piano across-track e perpendicolare alla direzione di range (fig. 13.4)

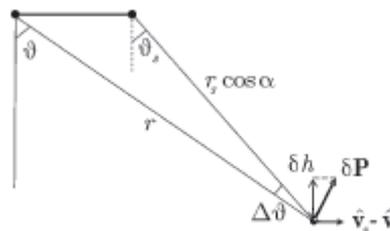


Fig. 13.4 (Sansosti et al., 2006): piano across-track, con δP s'indica l'errore errore δP nelle coordinate terreno del punto P rispetto al quale si effettua l'analisi, il vettore $\hat{v}_s - \hat{v}$ indica la differenza tra le direzioni delle due traiettorie.

Si introduce l'approssimazione che i due slant range r ed r_s e i due angoli d'incidenza ϑ e ϑ_s siano all'incirca uguali.

Sotto queste ipotesi l'eq. 13.12 diviene:

$$\delta(\Delta j) = \sin \alpha \cot \vartheta \frac{\delta h}{\Delta^{(az)}}$$

dove

$\delta h = |\delta P| \sin \vartheta$ è l'errore in quota, con ϑ angolo di vista della scena master.

Si noti che questo errore δh non è costante in quanto dipende dalla topografia, tramite ϑ , e dall'errore associato alla topografia e non può quindi essere compensato nella fase di stima del bias.

Questa relazione è esprimibile anche rispetto alla componente along track del baseline:

eq. 13.14

$$\delta(\Delta j) = \frac{B_v}{r \sin \vartheta} \cot \vartheta \frac{\delta h}{\Delta^{(az)}}$$

dove B_v è approssimabile come $B_v \approx r \sin \vartheta \sin \alpha$

Per rendersi conto della significatività di quest'errore nel processo di coregistrazione si considerino i parametri medi di ERS (d'ora in avanti ci si riferirà a questi valori come parametri ERS medi):

$$\vartheta = 23^\circ$$

$\alpha = 0.025^\circ$, un valore di incrocio delle orbite molto frequente, corrispondente ad una componente along track del baseline di circa 150 m.

Sostituendo questi valori nell'eq. 13.12 o nella 13.14 si nota che considerando come superficie di riferimento l'ellissoide la massima quota accettabile perché l'accuratezza della coregistrazione rimanga nell'ordine di 1/8 di pixel è limitata a 500 m (si ricorda che 1/8 di pixel è in genere considerato il valore limite per evitare l'introduzione nell'interferogramma di errori dovuti alla coregistrazione) ed è quindi possibile solo in assenza di rilievi importanti (o altrimenti è necessario che le traiettorie perfettamente parallele).

Dato che l'accuratezza dei DEM globali al momento disponibili è chiaramente migliore di 500m tutte queste considerazioni consentono di concludere che l'approccio geometrico con DEM è quasi sempre possibile.

Incidenza dell'errore δS_0 associato all'offset tra le orbite S_0

Dall'eq. 13.11 segue che

eq. 13.15

$$\delta(\Delta j) = \hat{v} \cdot \frac{\delta S_0}{\Delta^{(az)}}$$

Questo termine rappresenta uno shift costante, proporzionale alla componente along track dell'offset, ed è quindi facilmente compensabile nella fase di stima del bias.

Si consideri la direzione della componente prevalente dell'errore:

- δS_0 è parallelo alla direzione along track e quindi non comporta alcuna perturbazione alla componente across-track del baseline (cfr. eq. 13.10) e quindi non introduce errori nella warp function in range (trattata nel paragrafo successivo).

- nel caso invece δS_0 giaccia nel piano across-track l'errore in azimuth risulta contenuto ma questo comporta l'introduzione di un errore nella componente across track del baseline che a sua volta si propaga nella warp function in range.

Per determinare la sensibilità dello shift localizzato in azimuth rispetto ad una variazione nella direzione della traiettoria si differenzi l'eq. 13.11 rispetto al versore \hat{v}_s :

eq. 13.16

$$\delta(\Delta j) = \frac{P}{\Delta^{(az)}} \cdot \delta \hat{v}_s = \frac{r_s}{\Delta^{(az)}} \hat{r}_s \cdot \delta \hat{v}_s$$

dove \hat{r}_s è il versore che identifica la direzione slant range della salve.

Quest'errore mostra una significativa variazione in range ed è massimo quando la deviazione $\delta \hat{v}_s$ dalla traiettoria nominale è lungo la direzione di range; per quanto riguarda l'azimuth, considerando la sola derivata prima, rimane costante.

Si consideri anche qui il caso particolare rappresentato da traiettorie complanari e alla stessa altezza orbitale, con un piccolo angolo d'incrocio orizzontale α :

eq. 13.17

$$\delta(\Delta j) \approx \frac{r \sin \vartheta}{\Delta_s^{(az)}} \delta \alpha$$

dove α è la deviazione della traiettoria in termini di angolo d'incrocio.

Quest'errore, che può anche divenire significativo per via della dipendenza dalla topografia ($r \sin \vartheta$), è scomponibile in due parti: una che rimane costante, e per questo risulta facilmente compensabile nella fase di stima del bias, e una che, essendo variabile in funzione del range, è quella che più interessa ai fini dell'analisi degli errori.

E' quindi possibile sostituire nell'eq. 13.16 il termine che è possibile considerare come costante, $r \sin \vartheta$, con lo swath in ground range che, ad esempio, nel caso di ERS è di circa 100 km.

Sostituendo nella formula i parametri ERS medi si ha che per ottenere un'accuratezza nella coregistrazione migliore di 1/8 di pixel è necessario che l'accuratezza dell'angolo d'incrocio sia migliore di $2.9 \times 10^{-4} \text{ deg}$, condizione che, utilizzando orbite precise, risulta ampiamente soddisfatta anche nei casi più sfavorevoli (ad esempio le orbite precise Delft presentano un valore minimo di accuratezza di $6 \times 10^{-5} \text{ deg}$, di un ordine di grandezza migliore rispetto a quello richiesto).

Analisi degli errori della warp function in range

Anche qui si studiano i casi relativi ad un errore nelle coordinate terreno del punto considerato e all'indeterminatezza delle traiettorie; si notino di volta in volta le strette analogie presentate con la trattazione della warp function in azimuth.

Sostituendo la 13.9 nella 13.7 e la 13.8 nella 13.3 si ottiene:

eq. 13.18

$$\Delta_i = \frac{1}{\Delta_s^{(rg)}} |P - \hat{v}_s (\hat{v}_s \cdot P)| - \frac{1}{\Delta^{(rg)}} |P - S_0 - \hat{v}(\hat{v} \cdot P - \hat{v} \cdot S_0)|$$

dove

$$\Delta^{(rg)} = c/2FS \quad e \quad \Delta_s^{(rg)} = c/2FS_s$$

corrispondono rispettivamente ai passi di campionamento, espressi in metri, di master e slave. Si noti che, anche in questo caso, non si sta considerando il termine di bias espresso nella 6. Differenziando l'eq.13.18 si ottiene l'errore dello shift locale in range corrispondente ad un errore δP sulla posizione del punto

eq. 13.19

$$\delta(\Delta_i) = \left(\frac{\Delta^{(rg)}}{\Delta_s^{(rg)}} \hat{r}_s - \hat{r} \right) \cdot \frac{\delta P}{\Delta^{(rg)}}$$

dove \hat{r} e \hat{r}_s sono i versori che identificano le direzioni slant range di master e slave. Analogamente al caso in azimuth (eq. 13.12) l'errore dipende dal rapporto tra l'errore sulla posizione del punto e il passo di campionamento. L'interpretazione dell'eq. 13.19 diviene evidente quando si consideri il caso particolare (modellizzazione più comune del baseline 2D, cfr. cap. Baseline) rappresentato da orbite rettilinee e parallele schematicamente rappresentato in fig. 13.5.

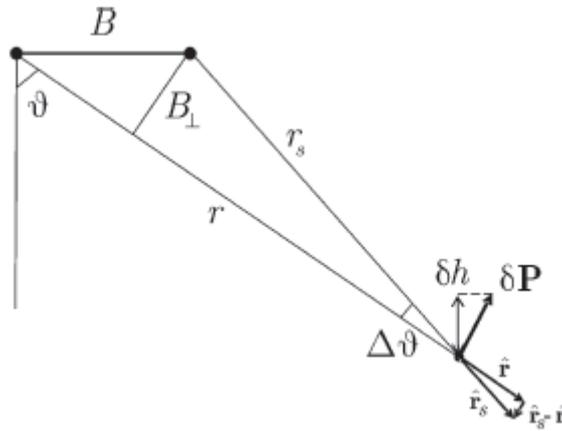


Fig. 13.5 (Sansosti et al., 2006): schema del piano across-track per orbite rettilinee e parallele.

Il vettore $\hat{r}_s - \hat{r}$ esprime la differenza comportata dalla diversità degli angoli di vista, corrispondente a .

Si consideri inoltre l'errore δP nella posizione del punto perpendicolare allo slant range della master, in modo da analizzarne l'influenza in caso di range costante.

Si assume per semplicità che i passi di campionamento siano costanti.

Per una differenza $\Delta\vartheta$ tra gli angoli di vista piccola è possibile assumere che il termine $\hat{r}_s - \hat{r}$ sia perpendicolare allo slant range della master e accettare l'approssimazione

$$|\hat{r}_s - \hat{r}| \approx \sin \Delta\vartheta \approx B_{\perp}/r_s$$

dove B_{\perp} è il baseline normale.

Si noti che questa rappresenta la condizione peggiore dato che massimizza il prodotto scalare presente nell' eq. 13.19.

L'errore corrispondente diviene:

eq. 13.20

$$\delta(\Delta i) \approx \frac{B_{\perp}}{r \sin \vartheta} \frac{\delta h}{\Delta^{(rg)}}$$

Quest'errore è proporzionale alla lunghezza del baseline, come del resto noto dalle teoria interferometrica (Fornaro et al., 2002; Rodriguez e Martin, 1992)

Si consideri ora quanto incide l'errore δS_0 associato all'offset orbitale S_0 , differenziando rispetto ad S_0 si ottiene:

eq. 13.21

$$\delta(\Delta i) = \hat{r} \frac{\delta S_0}{\Delta^{(rg)}}$$

Contrariamente a quanto si verifica in azimuth l'errore questa volta non è costante per la variabilità presentata da \hat{r} all'interno della scena.

Data l'accuratezza decimetrica presentata dai vettori di stato l'entità di δS_0 è piccola rispetto al passo di campionamento e quindi non comporta errori significativi.

Come precedentemente accennato l'errore $\delta(\Delta i)$ si annulla quando l'errore comportato dall'offset orbitale δS_0 è lungo l'azimuth dato che in questo caso non si verifica nessuna perturbazione across track del baseline.

Al contrario quando δS_0 è nel piano across track dall' eq.13.10 segue che $\delta S_0 = \delta B$, cioè che quest'errore corrisponde ad una perturbazione del baseline.

Si consideri ora la sensibilità dello shift locale in range rispetto ad una variazione della direzione della traiettoria.

Per questo si differenzi l'eq. 13.18 rispetto a \hat{v}_s

eq. 13.22

$$\delta(\Delta i) = \frac{P \cdot \hat{v}_s}{\Delta^{(rg)}} \hat{r}_s \cdot \delta \hat{v}_s$$

che per orbite complanari ma non parallele è possibile riscrivere come

eq. 13.23

$$\delta(\Delta i) = \frac{x \sin \vartheta}{\Delta^{(rg)}} \delta \alpha$$

dove $x = P \cdot \hat{v}_s$ è la coordinata azimuth del bersaglio.

Dalla formula si evince come quest'errore presenti non solo una variazione lineare lungo l'azimuth, espressa dal termine x , ma anche una dipendenza non lineare dal range, espressa dal termine $\sin \vartheta$.

Considerando i parametri ERS medi e un'estensione in azimuth della scena di 100 km si ha che un'accuratezza di 1/8 di pixel è possibile con errori nell'angolo d'incrocio delle orbite doppi rispetto a quelli accettabili in azimuth (cfr. eq. 13.21), e che quindi questo vincolo per

la warp function in range è stringente in misura ancora minore di quanto non lo sia già per quella in azimuth.

Approccio “classico”

Prevede due fasi distinte:

- stima degli offsets di coregistrazione e rispetto a questi individuazione di un polinomio di trasformazione
- trasformazione e ricampionamento

La stima degli offset di coregistrazione in questo caso avviene considerando il comportamento della funzione di cross-correlazione calcolata rispetto al dato reale (intensità) o complesso (intensità e fase) in un certo numero di finestre.

Intuitivamente è possibile considerare l’offset come il numero di pixel rispetto a cui è necessario spostare la scena slave in modo che la funzione di cross-correlazione raggiunga il suo massimo.

Consente risultati particolarmente buoni solo in caso di baseline corta e buona coerenza.

Dato che le tecniche di cross-correlazione nel caso si utilizzino finestre di ricerca ampie tendono ad essere computazionalmente onerose, la procedura viene solitamente distinta in due fasi: coarse e fine coregistration (Hanssen, 2001).

La coarse coregistration fornisce una stima grossolana degli offset in modo da rendere più efficiente la ricerca del picco di cross correlazione nella successiva fase di fine coregistration (Li e Bethel, 2008).

Sovracampionamento

Sia per spingere l’accuratezza a livello di frazioni di pixel che per evitare aliasing nel risultato della cross-correlazione, si effettua un sovracampionamento di entrambe scene, solitamente di un fattore due.

L’aliasing si verifica perché alla moltiplicazione complessa nel dominio dello spazio corrisponde nel dominio della frequenza una convoluzione degli spettri: il risultato della cross-correlazione (analogamente all’interferogramma) presenta uno spettro con un’ampiezza doppia rispetto a quella delle scene, maggiore della PRF, che non riesce quindi a campionarlo correttamente (cfr. cap. Timing annotations per maggiori dettagli rispetto al campionamento).

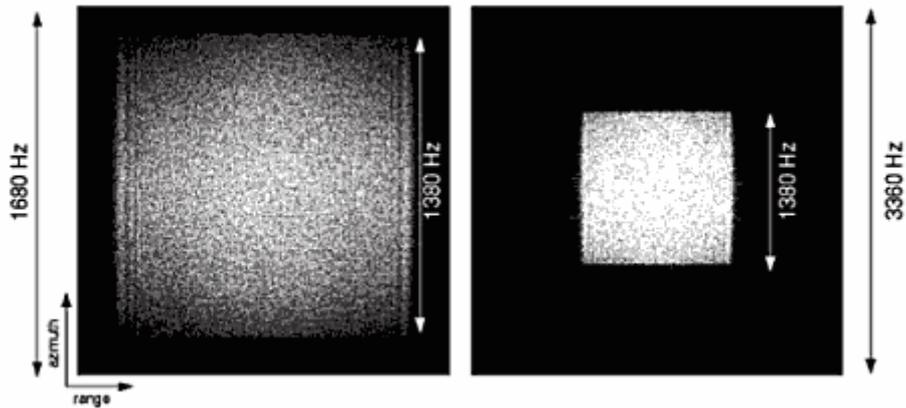


Fig. 13.6 (Ketelaar, 2009): scena ERS, i valori numerici riportati sono approssimati: a sinistra spettro del dato originale, non sovracampionato, tipicamente caratterizzato da un'ampiezza di banda della frequenza Doppler di 1378 Hz, campionato in azimuth con una PRF di 1680 Hz; a destra lo spettro della stessa scena sovracampionata sia in range che in azimuth di un fattore due: la PRF risulta raddoppiata (PRF 3360 Hz).

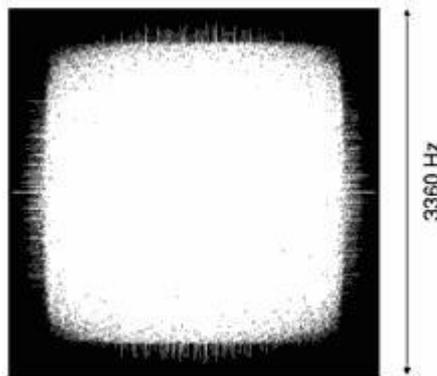


Fig. 13.7 (Ketelaar, 2009, modificata): spettro della moltiplicazione complessa tra le due scene, corrisponde al doppio di quello di ognuna delle due scene: avendole prima sovracampionate si evita l'aliasing.

Per determinare il fattore di sovracampionamento minimo è necessario compensare lo shift dovuto alla differenza dei centroidi Doppler delle scene.

Nel dominio della frequenza il sovracampionamento è implementabile in maniera efficiente tramite una FFT (Fast Fourier Transform).

Non è ancora stato univocamente individuato quale sia il momento migliore per effettuare il sovracampionamento, se sulle immagini prima della cross-correlazione oppure se dopo direttamente sui picchi, ognuno degli approcci che negli anni sono stati via via proposti presenta rispetto agli altri vantaggi e criticità (Li e Bethel, 2008).

Coarse coregistration

Gli algoritmi più recenti a livello concettuale sono sostanzialmente analoghi alla procedura descritta per l'approccio geometrico con la differenza che come superficie di riferimento si considerano l'ellissoide o la sfera locale invece che un DEM e quindi il risultato è meno accurato sia perché non si tiene conto della quota dei punti sia perché non si effettua un fitting ai minimi quadrati (Hanssen, 2001).

Altrimenti i primi algoritmi proposti utilizzano il baseline per collegare geometricamente i tempi di acquisizione delle due scene. Si descrivono sinteticamente i passaggi del procedimento.

Coarse offset in azimuth

Si considera l'istante di acquisizione t_0 della prima colonna in range della scena master in geometria slc e tramite il calcolo del baseline se ne identifica il corrispondente istante t'_s nella scena slave, riferito alla scala dei tempi di questa, con origine in t_{s0} (Small, 1998).

L'offset in azimuth si ottiene moltiplicando la differenza degli istanti slave t'_s e t_{s0} per la PRF:

eq. 13.24

$$\Delta j = \text{PRF} \times (t'_s - t_{s0})$$

Coarse offset in range

Si determina nel sistema ECR preso a riferimento la posizione del satellite corrispondente al centro scena della master, $\hat{S}(x,y,z)$, e si calcola il baseline rispetto a questo punto.

Tramite il baseline è possibile determinare la posizione del sensore slave corrispondente al centro scena della master

eq. 13.25

$$\hat{S}_s = \hat{S} + \hat{B}$$

Considerando per semplicità come superficie di riferimento una sfera locale di raggio r , note la latitudine φ e la longitudine λ del centro P della scena master, è possibile calcolarne le corrispondenti coordinate terreno:

eq. 13.26

$$\begin{bmatrix} P_x \\ P_y \\ P_z \end{bmatrix} = r \times \begin{bmatrix} \cos \varphi \times \cos \lambda \\ \cos \varphi \times \sin \lambda \\ \sin \varphi \end{bmatrix}$$

I vettori slant range di master e slave, espressi nel sistema di riferimento cartesiano, sono calcolati sottraendo le i vettori posizione dei sensori dal vettore posizione del punto terreno

$\hat{P}(x, y, z)$:

eq. 13.27

$$\hat{r} = \hat{P} - \hat{S}$$

$$\hat{r}_s = \hat{P} - \hat{S}_s$$

L'offset in range Δi si calcola infine come:

eq. 13.28

$$\Delta i = \frac{|\hat{r}_s| - |\hat{r}|}{\Delta(rg)}$$

dove $\Delta^{(rg)}$ è il passo di campionamento in slant range, al solito supposto uguale per entrambe le acquisizioni.

Sia con un tipo di algoritmi che nell'altro, nel caso questa prima stima degli offset fallisca, oppure si ritengano le orbite non sufficientemente accurate, si effettua una cross-correlazione delle intensità in una finestra centrale di grandi dimensioni.

La variazione quasi lineare della componente parallela del baseline da near range a far range comporta tra un estremo e l'altro una differenza di qualche pixel (indicativamente due per ERS) negli offset in questa direzione.

Questo fa sì che gli offset residui insistano principalmente in range mentre siano limitati in azimuth (Li e Bethel, 2008).

Fine coregistration

Una volta stimati gli shift relativi tra le due scene con una precisione all'incirca di una decina pixel in azimuth e di qualche pixel in range, si procede a migliorare questi risultati con la fine coregistration.

Come precedentemente accennato la coregistrazione può avvenire rispetto alle ampiezze (intensity tracking) o rispetto alla coerenza (coherence tracking) (Bamler e Eineder, 2005).

Intensity tracking

La buona riuscita dipende sostanzialmente dalla presenza di elementi morfologici che, alla scala considerata, si presentino come quasi identici in entrambe le scene.

In letteratura si trova un'ulteriore distinzione rispetto al campo di applicabilità della tecnica a seconda del grado di coerenza presentato dalle scene:

- in caso di buona coerenza (speckle tracking) gli offset sono determinabili con accuratezze anche di 1/20 di pixel slc, corrispondente ad esempio per ERS a circa 20 cm in azimuth e 1m in ground range.
- in caso invece di forte decorrelazione la tecnica è comunque applicabile (incoherent tracking) ampliando anche di molto le dimensioni della finestra, a costo di una conseguente diminuzione della risoluzione spaziale e quindi anche dell'accuratezza. (Strozzi et al., 2002; Joughin, 2002).

Coherence tracking

Si effettua la cross correlazione sul dato complesso, massimizzando la coerenza presentata da mini-interferogrammi calcolati sulle finestre.

Date le dimensioni del pixel slc, un rettangolo allungato con il lato corto corrispondente all'azimuth, si ha che l'accuratezza nella determinazione degli offset in questa direzione è significativamente maggiore rispetto a quella in range (Liu et al., 2007).

Questo tipo di tecniche consentono accuratezze anche molto elevate ma si caratterizzano per essere spesso poco robuste, al punto da fallire nel caso in cui nella finestra di stima sia presente un elevato numero di frange per via di baseline lunghe o in caso di scarsa attendibilità della fase interferometrica (cioè sostanzialmente di bassa coerenza).

Ricampionamento

In generale gli shift calcolati in corrispondenza di un certo numero di finestre di coregistrazione distribuite in tutto il frame possono essere considerati come un insieme di vettori di spostamento tramite i quali individuare una funzione polinomiale che consenta la trasformazione di ogni pixel della slave (Huanyin et al., 2004).

Oltre che degli shifts in range e in azimuth il polinomio di coregistrazione è necessario tenga conto anche di:

- non parallelismo delle orbite
- diversa PRF (anche se di poco considerando coppie ERS 1-2)
- variazione del baseline da near a far range
- variazioni dell'angolo d'incidenza tra le due scene in funzione della morfologia del territorio.

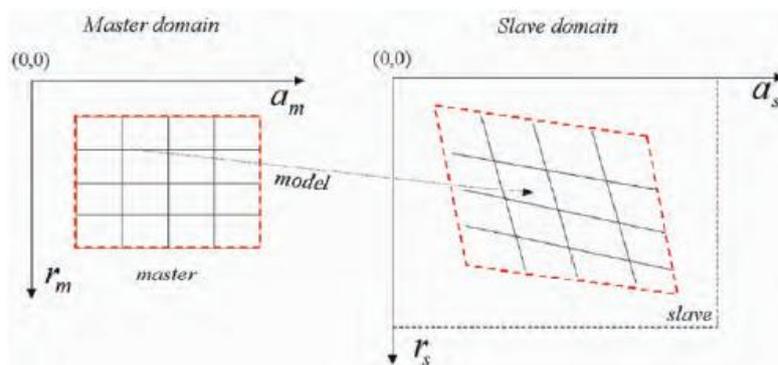


Fig. 13.8 (Ferretti et al., 2007): schema delle deformazioni di cui deve tener conto il ricampionamento.

La scelta del grado del polinomio dipende dalle caratteristiche del territorio e per questo rappresenta uno degli aspetti critici del metodo: in genere per zone pianeggianti, dato che risultano sufficienti traslazioni e scalatura in entrambe le direzioni, si utilizza un polinomio di basso grado mentre all'accentuarsi della morfologia è richiesta un grado di ordine via via superiore, anche fino al quinto.

Grazie all'accuratezza dei parametri orbitali è sufficiente un solo polinomio (per ognuna delle due dimensioni) per ricampionare l'intero frame ma il problema è come individuarne in maniera appropriata il grado nel caso le scene presentino al loro interno una notevole variabilità morfologica (e questo è proprio il caso dell'area di studio, cfr. cap. Inquadramento ambientale) (Huanyin et al., 2004).

Un esempio di polinomio di coregistrazione potrebbe essere rappresentato dalla seguente funzione bilineare:

eq. 13.29

$$Arange\ slave = k_1 + k_2x + k_3y + k_4x^2 + k_5y^2$$

Per quanto riguarda l'azimuth si consideri un'equazione analoga.

Dove x e y sono rispettivamente le coordinate range e azimuth della scena master

In caso di notevole differenza tra gli angoli di squint delle due acquisizioni o di baseline lunghe risulta più conveniente limitare il numero dei coefficienti a 4 (SARscape 4.2 help). L'efficienza computazionale del ricampionamento della slave rispetto al polinomio di coregistrazione è migliorabile tramite scomposizione in due fasi di ricampionamento monodimensionale in azimuth e in range.

Queste due fasi di ricampionamento lavorano nel dominio spaziale tramite piccoli kernel (cioè maschere di ricerca dell'operatore) sulle cui dimensioni esiste una vasta letteratura che si può trovare ad esempio sintetizzata in (Liu et al., 2007; Hanssen e Bamler, 1999).

Numerosi approcci prevedono l'utilizzo una look up table precalcolata con shift di 1/100 di pixel.

Ricampionamento e analisi degli errori

Si noti che l'utilizzo di un polinomio comporta approssimazioni maggiori rispetto a quelle che caratterizzano il modello dell'approccio geometrico, per diversi motivi:

- è stato stimato rispetto ad un numero finito di punti e poi applicato a tutti i pixel della slave (mentre l'approccio geometrico è come considerasse singolarmente ogni pixel)
- per quanto il grado possa essere elevato (ma solitamente non lo si spinge oltre il secondo) non è possibile prendere in considerazione, se non appunto in maniera approssimata, tutte le deformazioni che avvengono nella trasformazione.
- errori significativi sono introdotti anche nella successiva fase di ricampionamento

Si evita la trattazione dell'analisi degli errori perchè sostanzialmente analoga a quella proposta per l'approccio geometrico.

E' quindi possibile concludere che per quanto riguarda l'area di studio, caratterizzata dalla presenza di rilievi con pendenze locali accentuate e angoli d'incrocio delle orbite non trascurabili, sia preferibile, almeno in via teorica, utilizzare un approccio di tipo geometrico.

Capitolo 14

Spectral shift

L'osservare il terreno con geometrie di acquisizione differenti comporta che gli spettri dei segnali retrodiffusi presentino uno shift di cui è necessario tenere conto in modo da effettuare una coregistrazione spettrale delle due scene.

L'origine del problema dello spectral shift risiede nella differenza tra lo spettro di riflettività della superficie illuminata e quello dei dati.

Lo spettro del bersaglio è funzione delle sue proprietà fisiche, come ad esempio la riflettività radar (radar cross-section) ed è indipendente dalla geometria d'acquisizione.

Al contrario lo spettro dei segnali retrodiffusi ricevuti dai sensori dipende dalle caratteristiche dell'acquisizione.

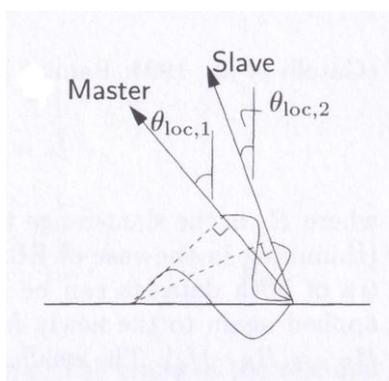


Fig. 14.1 (Hanssen, 2001): spectral shift comportato da un diverso angolo d'incidenza.

Spectral shift in range

Si consideri che se i sensori osservassero uno stesso punto esattamente con lo stessa geometria d'acquisizione le fasi sarebbero identiche e quindi la loro differenza sarebbe nulla (non sarebbe quindi possibile né avrebbe senso ottenere un interferogramma).

Nel caso invece l'acquisizione slave avvenga da una posizione diversa da quella master si verifica una traslazione nel numero d'onda (wavenumber shift): il wavenumber oggetto risulta traslato nello spettro slave rispetto a quello master.

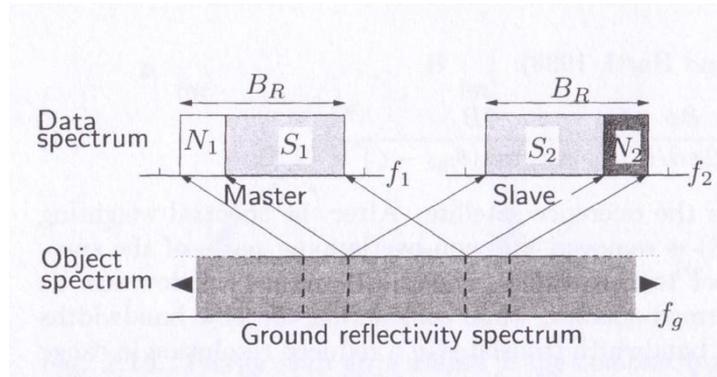


Fig. 14.2 (Hanssen, 2001): spectral shift, N sta per noise, rumore.

Più specificatamente il problema comportato dal wavenumber shift consiste nel presentare gli spettri oggetto delle due acquisizioni oltre ad una parte comune (*common band*) anche due parti che non si sovrappongono, che, ai fini interferometrici, rappresentano rumore.

Si rende quindi necessario prima della generazione dell'interferogramma applicare alle scene un filtro passabanda per eliminare queste due code in modo da aumentare il rapporto segnale rumore (SNR signal to noise ratio).

Un rapporto segnale rumore più alto consente un miglioramento della coerenza, quindi, in definitiva, uno srotolamento della fase meno problematico.

Si consideri la relazione approssimata tra la frequenza f del segnale e il numero d'onda in ground range k_{ground} (Gatelli et al., 1994):

eq. 14.1

$$k_{ground} = \frac{4\pi}{\lambda} \sin(\vartheta - \alpha) = \frac{4\pi f}{c} \sin(\vartheta - \alpha) \quad [m^{-1}]$$

dove

ϑ è l'angolo d'incidenza,

α la pendenza locale,

$\vartheta - \alpha$ l'angolo d'incidenza locale

il termine $\frac{4\pi}{\lambda}$ corrisponde al numero d'onda k in slant range,

e si ricorda che $\frac{1}{\lambda} = \frac{f}{c}$

Differenziando rispetto all'angolo d'incidenza ϑ si ottiene la corrispondente variazione del numero d'onda in ground range (Gatelli et al., 1994):

eq. 14.2

$$\Delta k_g = \frac{4\pi f \Delta \vartheta}{c} \cos(\vartheta - \alpha)$$

La limitata ampiezza della banda consente la sostituzione f con la frequenza centrale f_0 ed è quindi possibile ritenere valida l'approssimazione (Gatelli et al., 1994):

eq. 14.3

$$\Delta k_g = \frac{4\pi f_0 \Delta\vartheta}{c} \cos(\vartheta - \alpha)$$

Dato che però in realtà il segnale non è monocromatico una variazione dell'angolo di vista comporta una traslazione dell'intero spettro corrispondente alla banda centrata in f_0 .

Esprimendo la variazione del numero d'onda in ground range in termini di frequenza l'ampiezza dello spectral shift in range è approssimabile come (Small, 1998):

eq. 14.4

$$\Delta f_r \approx f_0 \frac{\Delta\vartheta}{\tan(\vartheta - \alpha)}$$

Si noti che lo spectral shift corrisponde alla frequenza locale delle frange dell'interferogramma.

Considerando al solito gli slant range delle due acquisizioni paralleli (far-field approximation) si ha che:

eq. 14.5

$$\Delta\vartheta \approx \frac{B_\perp}{R}$$

e quindi (Small, 1998; Ferretti et al., 2007):

eq. 14.6

$$\Delta f_r \approx f_0 \frac{B_\perp}{R \tan(\vartheta - \alpha)}$$

E' importante ribadire che il differenziare rispetto a ϑ non è da intendersi nel senso che una variazione dell'angolo di vista comporti una traslazione di Δf della banda: indica invece che il segnale retrodiffuso contiene componenti spettrali diverse dello spettro di riflettività del terreno (Gatelli et al., 1994).

Per inciso non si tralascia di evidenziare che quindi la sovrapposizione degli spettri diminuisce all'aumentare della lunghezza della componente perpendicolare del baseline, fino ad un valore, detto critical baseline, che ne comporta la completa decorrelazione.

E' bene precisare che il significativo miglioramento nel grado di correlazione delle due scene consentito dal filtraggio (senza l'introduzione di opportuni accorgimenti che qui per brevità si omette di descrivere (Gatelli et al., 1994; Fornaro e Monti Guarnieri, 2002)) avviene a spese di una diminuzione della risoluzione in slant range comportata dalla minore ampiezza della banda (cfr. eq. 5.2) (Gatelli et al., 1994; Hanssen, 2001).

La dipendenza dalla pendenza locale complica notevolmente l'implementazione del filtraggio, e per questo solitamente come superficie di riferimento si assume un piano a pendenza costante, ma si consideri che in caso di morfologia accentuata il non tenerne conto potrebbe addirittura comportare perdite localizzate di coerenza e un degrado della risoluzione spaziale dell'interferogramma (Ferretti et al., 2007; Fornaro e Monti Guarnieri, 2002).

Una modellizzazione appropriata è necessario avvenga linea per linea in range oppure per patches di limitata estensione (Hanssen, 2001).

Per effettuare lo spectral shift tenendo conto della variabilità della pendenza locale sono possibili diversi approcci, si è scelto di riportare quello proposto da Bamler e Davidson (Bamler e Davidson, 1997; Bamler e Davidson, 1999) perché, nonostante non sia quello implementato in SARscape, si ritiene che si presti meglio di altri all'enucleazione degli aspetti principali del problema.

Lo schema dell'algoritmo è quello in fig. 14.3, lo si descrive a livello concettuale, senza entrare troppo nei dettagli, con i richiami analitici principali a latere per non appesantire la trattazione:

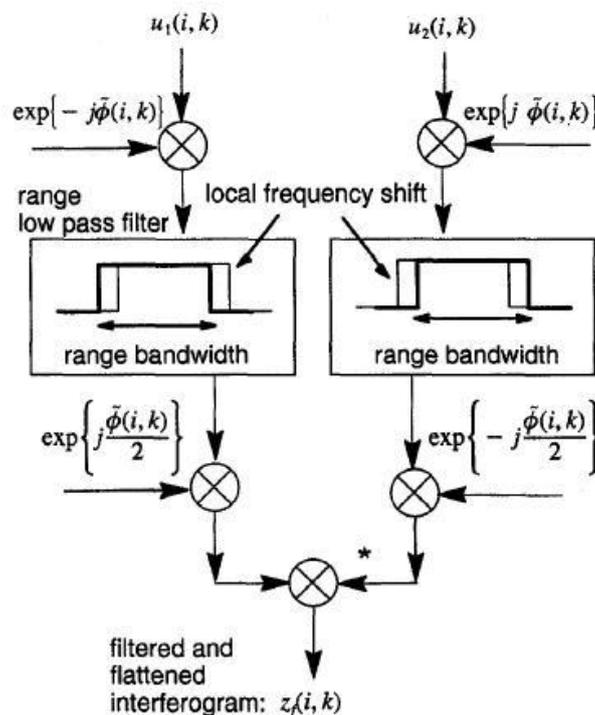


Fig. 14.3 (Bamler e Davidson, 1997) slope adaptive spectral shift filtering: u_1 e u_2 sono le due scene slc, con i , k s'indicano le coordinate SAR range e azimuth.

- 1) data la disponibilità di un DEM sufficientemente accurato da descrivere le variazioni locali di pendenza lo si esprime rispetto alla geometria d'acquisizione della coppia in un interferogramma sintetico $\tilde{\varphi}$ (analogo a quello utilizzato per il flattening, si ricorda che la fase è srotolata); altrimenti è comunque possibile generare l'interferogramma sintetico considerando la frequenza locale delle frange dell'interferogramma (non ancora srotolato), corrispondente al gradiente della fase. La frequenza locale delle frange dell'interferogramma sintetico ne riflette lo spectral shift, si rimanda a (Bamler e Davidson, 1999; Fornaro e Monti Guarnieri, 2002) per la descrizione dell'approccio.
- 2) demodulazione: si moltiplicano (eq. 14.7) entrambe le scene per il coniugato complesso dell'interferogramma sintetico in modo che risultino shiftate in frequenza rispetto alla pendenza locale.

- 3) rimozione dallo spettro di ognuna delle due scene delle parti non correlate tramite l'applicazione di un filtro passa basso nel dominio della frequenza (con la stessa ampiezza di banda per entrambe le scene)
- 4) modulazione: rappresenta l'inverso della demodulazione, con una moltiplicazione complessa si risomma ad ognuna delle due scene metà della fase corrispondente alla topografia precedentemente rimossa in modo che al momento della generazione dell'interferogramma questo risulti già spianato (eq. 14.8)
- 5) generazione dell'interferogramma (eq. 14.9)

Quindi invece che spianare l'interferogramma si rimuove la fase corrispondente al DEM sottraendola ad ognuna delle due scene.

Analiticamente (Bamler e Davidson, 1999), indicando con $U_1(i, k)$ la master e con $U_2(i, k)$ la slave:

scene demodulate
eq. 14.7

$$U_{c1}(i, k) = U_1(i, k) e^{-j\tilde{\varphi}(i,k)}$$

$$U_{c2}(i, k) = U_2(i, k) e^{j\tilde{\varphi}(i,k)}$$

La discordanza dei segni dell'esponenziale complesso nelle due equazioni comporta che gli shift avvengano in direzioni opposte, in modo che le parti non correlate di ognuno dei due spettri in range risulti shiftato fuori dall'ampiezza di banda nominale in range

Scene filtrate e nuovamente modulate:
eq. 14.8

$$U_{f1}(i, k) = [h_{lp}(i) *_i U_{c1}(i, k)] e^{j\frac{\tilde{\varphi}(i,k)}{2}}$$

$$U_{f2}(i, k) = [h_{lp}(i) *_i U_{c2}(i, k)] e^{j\frac{\tilde{\varphi}(i,k)}{2}}$$

dove:

$h_{lp}(i)$ è la risposta all'impulso, il pedice lp sta per low pass (passa basso)

$*_i$ è il simbolo dell'operatore convoluzione in range.

$e^{j\frac{\tilde{\varphi}(i,k)}{2}}$ si considera solo metà della fase perché altrimenti, sottraendola ad entrambe le scene, sarebbe come sottrarla due volte all'interferogramma.

L'interferogramma spianato z_f si ottiene quindi come:
eq. 14.9

$$z_f(i, k) = U_{f1}(i, k) U_{f2}^*(i, k)$$

Scattering di volume

Nonostante si sia scelto di considerare trascurabile quest'aspetto (cfr. cap. Coerenza) si ricorda per completezza che si verifica spectral shift in range anche nel caso all'interno di una stessa cella di risoluzione siano contenuti più riflettori ad altezze differenti (Gatelli et al., 1994).

L'entità dello spectral shift è in questo caso proporzionale alla lunghezza della componente perpendicolare del baseline.

Spectral shift in azimuth

Non appena gli spettri delle due scene iniziano ad essere traslati l'uno rispetto all'altro in range, i differenti angoli di squint comportano il verificarsi di uno shift degli spettri anche in azimuth.

La differente geometria d'acquisizione comporta una diversa mappatura della superficie illuminata e quindi una diversa sensibilità alle alte frequenze della morfologia, il che si traduce in uno shift nel dominio spettrale della superficie all'interno delle ampiezze i banda degli spettri delle scene.

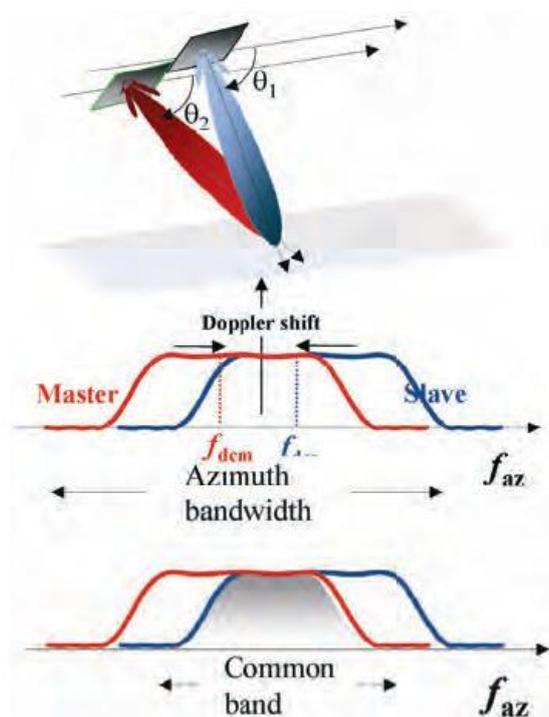


Fig. 14.4 (Ferretti et al., 2007): in azimuth lo shift degli spettri è comportato da un diverso angolo di squint di master e slave: al centro uno schema del filtro, in basso la banda comune tra le due acquisizioni.

Anche in azimuth la rimozione delle componenti dello spettro che non si sovrappongono avviene applicando un filtro passabanda, con una procedura leggermente diversa da applicata quella in range.

La differenza tra i centroidi Doppler delle due scene è determinata sia da un differente angolo di squint che dalla convergenza delle orbite: entrambi i fattori comportano lo stesso effetto di far sì che uno stesso punto terreno sia osservato da due posizioni differenti.

Si consideri che un angolo di squint è comportato anche dall'effetto della rotazione terrestre, contenuto dal yaw steering delle antenne ERS che consente di mantenere il fascio d'antenna ortogonale alla proiezione della traiettoria del satellite sulla superficie di riferimento, il che corrisponde ad una simmetria rispetto alla geometria zero-Doppler con una tolleranza del 5%.

Capitolo 15

Phase Unwrapping

Lo srotolamento della fase interferometrica (phase unwrapping), per quanto indispensabile per riuscire ad interpretare le differenze di fase in termini metrici, rappresenta comunque un mero problema algoritmico, una specie di black box, presente tra l'altro non solo nel SAR ma anche in altre applicazioni interferometriche nel campo del visibile e nel processing delle risonanze magnetiche utilizzate nella diagnostica per immagini.

Nonostante l'analisi dei diversi approcci che via via sono stati proposti esuli dalle finalità di questa tesi, nella quale, come più volte ribadito, si è scelto di porre l'accento su come gli aspetti geometrici dell'acquisizione condizionino la qualità finale dei prodotti interferometrici, per completezza si descrivono lo stesso, brevemente, le caratteristiche principali del problema e dell'algoritmo utilizzato.

Come letteratura di riferimento si rimanda a Ghiglia e Pritt, 1998.

La fase interferometrica consiste nella differenza degli argomenti dei valori complessi di master e slave ed è quindi nota solo a meno di 2π , il che significa l'impossibilità di esprimere in termini metrici la differenza tra gli slant ranges corrispondente ad un pixel qualsiasi dell'interferogramma di cui non si conoscano anche le coordinate terreno.

Da un punto di vista analitico, introducendo l'operatore W che descrive il processo di arrotolamento (*wrapping operator*), è possibile esprimere il valore di fase wrapped φ^w che si osserva in un pixel dell'interferogramma in funzione di quella assoluta φ , incognita (Small, 1998):

eq. 15.1

$$\varphi^w = W\{\varphi\} = \text{mod}\{\varphi + \pi, 2\pi\} - \pi$$

con (Hanssen, 2001)

$$\varphi = \frac{-4\pi\Delta R}{\lambda} + \varphi_n = 2\pi k + \varphi_n$$

dove

k è il numero intero di ambiguità

$\varphi_n \in [-\pi, \pi)$ il rumore, additivo, comportato dalla decorrelazione

$W\{\cdot\}$ è l'operatore che arrotola la fase assoluta φ nell'intervallo principale, restituendo in uscita la fase arrotolata φ^w (Bamler e Hartl, 1998).

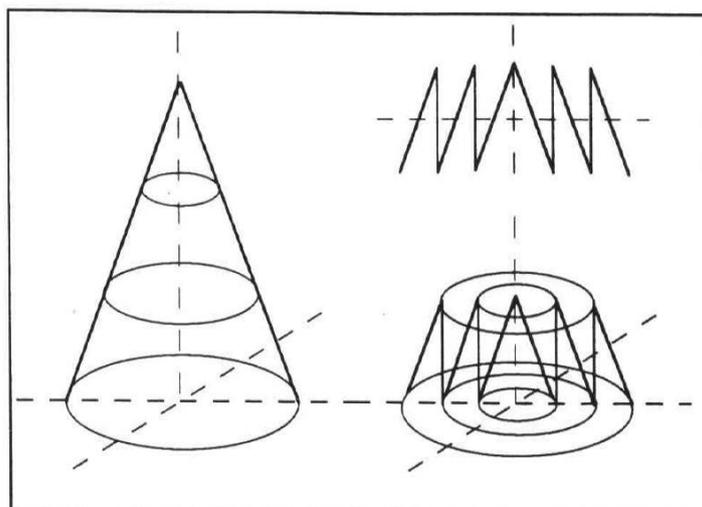


Fig. 15.1 (ESA, 1997): phase unwrapping.

La premessa teorica (*smoothness criterion*) dalla quale prendono le mosse molti degli algoritmi di phase unwrapping è che pixel adiacenti presentino una differenza di fase non srotolata compresa tra $-\pi$ e $+\pi$ (*principal interval*).

Da questa premessa discende che i gradienti di fase arrotondati possono essere considerati uguali a quelli assoluti: si noti come questa rappresenti un'assunzione solo teorica perché di fatto già la sola presenza del rumore ne impedisce il verificarsi.

In questo caso ideale il procedimento di srotolamento non è altro che un'integrazione (cioè una somma) dei gradienti a partire da un punto dato (seed point) il cui risultato, in assenza di errori locali, risulta essere indipendente dal percorso prescelto.

In pratica questa condizione ideale è quasi sempre non verificata, cioè il modulo del gradiente è maggiore di π , per diversi motivi tra cui:

- rumore di fase
- distorsioni caratteristiche della geometria d'acquisizione, in particolare layover
- aliasing (sottocampionamento) comportato da un baseline non appropriato alla descrizione della morfologia della scena: (nell'interferogramma spianato) il dislivello tra pixel adiacenti risulta essere maggiore della metà dell'altezza d'ambiguità.

L'aliasing si verifica tipicamente in corrispondenza delle rotture di pendenza che, quando particolarmente accentuate, come spesso si verifica nell'area di studio, non risultano campionate correttamente neanche con altezza d'ambiguità elevate.

Si ricorda che, a prescindere dal limite rappresentato dal critical baseline, risulta sconveniente utilizzare baseline lunghi perché non solo richiedono DEM molto accurati per un flattening corretto ma soprattutto se da un lato contengono l'aliasing dall'altro rendono più difficoltoso l'unwrapping per il maggior numero di frange presenti.

Lo smoothness criterion implica che il gradiente della fase sia esprimibile attraverso un comportamento analogo a quello di un campo potenziale conservativo, e che quindi il rotore del campo sia nullo

eq. 15.2

$$\nabla \times \nabla_{\varphi} = 0$$

dove ∇_{φ} è il gradiente della fase assoluta, incognito, da stimare rispetto al gradiente ∇_{φ}^w della fase arrotolata.

Mentre l'irrotazionalità consentirebbe di prescindere dal percorso d'integrazione, la presenza di residui in punti a rotore non nullo comporta la necessità di non attraversare tali linee di discontinuità per evitare di propagare un errore multiplo di 2π in tutti i pixel seguenti.

Rispetto alla tecnica di risoluzione delle ambiguità gli algoritmi si possono classificare in :

- path following (come ad esempio quello utilizzato nel processing dei dati sperimentali di questa tesi, il Region Growing): si caratterizzano per integrare la fase a livello locale nel dominio definito dalle linee congiungenti i residui (ghost lines) (Franceschetti e Tesauro, 1998), path following perché appunto srotolano la fase pixel per pixel.

I domini d'integrazione corrispondono poi nell'interferogramma srotolato a isole di fase che presentano rispetto a quelle adiacenti salti di ambiguità $2k\pi$.

Si caratterizzano per l'elevata efficienza computazionale, per la notevole attendibilità dell'unwrapping all'interno delle singole isole.

Per ottenere la consistenza globale (cioè full frame) della fase srotolata è quasi sempre necessario riallineare le diverse isole in una successiva onerosa operazione di editing manuale; d'altro canto il lavorare a livello locale consente di confinare gli eventuali errori all'interno dell'isola di fase nella quale si verificano.

- minimum norm methods: utilizzano un approccio matematico al problema, lavorano a carattere globale e quindi un errore non rimane confinato ad una singola isola di fase ma si propaga per tutto il frame

Region Growing

In quest'algoritmo, proposto da Xu e Cumming nel '96 (Xu and Cumming, 1999), lo srotolamento della fase inizia a partire da più pixel con elevata coerenza (seed), contemporaneamente, lungo più percorsi individuati rispetto ad una soglia di coerenza che, perché la propagazione avvenga agilmente, solitamente si sceglie di tenere molto bassa, ad esempio 0.15.

La propagazione della fase prosegue fino a che non incontra una zona di bassa coerenza, altrimenti, quando si verifica l'overlap di più isole, queste vengono ricongiunte in un'unica con una procedura di region merging.

Anche le aree più difficili da srotolare sono quindi raggiunte da più direzioni e questo ne facilita la risoluzione.

Da un punto di vista algoritmico il processo di phase unwrapping può essere considerato come una macchina a stati finiti.

Ad ogni iterazione lo stato della macchina è caratterizzato da una o più regioni contigue di pixel già srotolati.

Ogni regione è delimitata da una frontiera di pixel che saranno srotolati nell'iterazione successiva (growth pixel).

Un growth pixel (indicato con la lettera G in fig. 15.2) presenta una o più pixel adiacenti già srotolati che consentono di stimarne la soluzione.

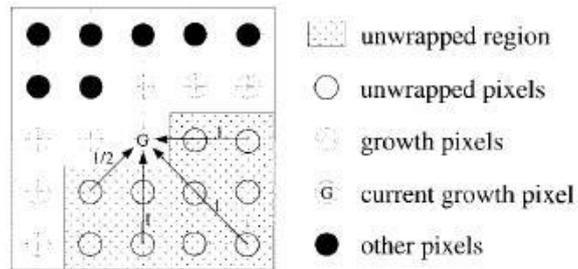


Fig. 15.2 (Xu and Cumming, 1999): schema dell'algoritmo region growing.

Si è scelto questo algoritmo a carattere locale, perché, al contrario di altri caratterizzati da errori estesi per tutto il frame (ad es. minimum cost flow), anche quando fallisce consente comunque di ritenere attendibile a livello locale lo srotolamento della fase effettuato.

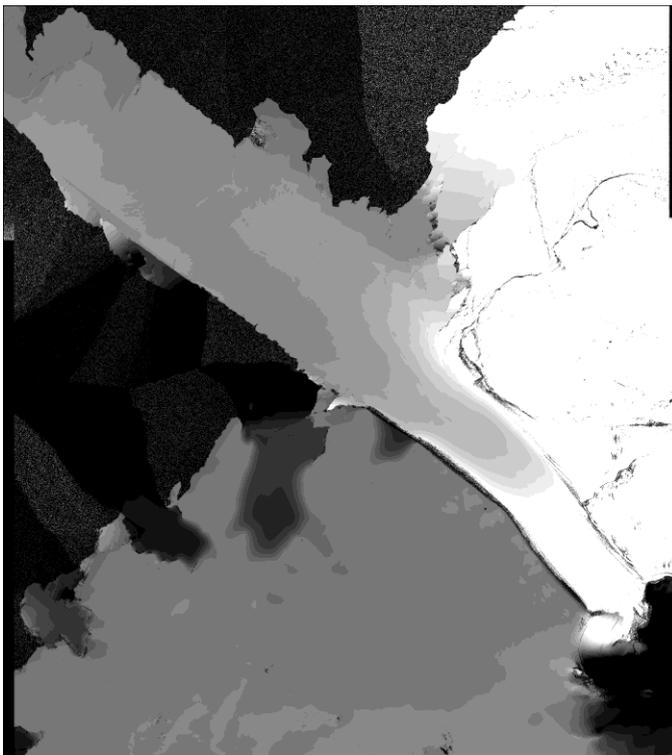


Fig. 15.3: interferogramma srotolato con algoritmo region growing (soglia di coerenza 0.25): sono chiaramente riconoscibili diverse isole di fase, si noti come l'intero corpo glaciale praticamente ne formi una a se stante per via della perdita di coerenza in corrispondenza dei bordi (in realtà due, non bisogna trascurare quella rappresentata dalla porzione terminale della lingua).

Phase calibration

E' importante avere ben presente che anche una volta effettuato l'unwrapping non è comunque ancora dato conoscere il valore della fase assoluta φ per via del fatto che non si è determinato il numero intero di cicli di fase (cioè di multipli di 2π) contenuto nella differenza degli slant ranges di master e slave in corrispondenza del seed point (costante di fase o, in maniera forse più appropriata, phase offset) (Lwin, 2008):

$$\varphi = \varphi_{unwrap} + \varphi_{offset}$$

Dal punto di vista della generazione del DEM interferometrico si consideri che la fase srotolata è espressione dei gradienti di fase assoluta tra pixel adiacenti e, una volta convertita in termini metrici, corrisponde quindi non alla quota ma solo al dislivello relativo che questi presentano (Hanssen, 2001).

La determinazione della costante di fase (*phase calibration*) è possibile avendo a disposizione almeno un punto di controllo che consenta l'associazione di coordinate terreno alla fase srotolata del corrispondente pixel in geometria immagine (cfr. cap. DEM interferometrico). Assumendo per maggiore semplicità nella trattazione che l'interferogramma non sia stato spianato, la conversione in termini metrici la differenza tra gli slant ranges riferita ad un pixel è data da (Small, 1998):

eq. 15.3

$$\delta_r = \frac{\lambda}{4\pi} (\varphi_{unwrap} + \varphi_{offset})$$

Dato che invece l'interferogramma è solitamente spianato (cfr. cap. Flattening) prima della generazione del DEM interferometrico è necessario sommare anche la fase dell'interferogramma sintetico che si era precedentemente sottratta (unflattening) (Small, 1998):

eq. 15.4

$$\delta_r = \frac{\lambda}{4\pi} (\varphi_{unwrap} + \varphi_{offset} + \varphi_{synt})$$

Operativamente la phase calibration di solito avviene contestualmente all'orbital refinement, in modo da utilizzare lo stesso set di punti di controllo, solo per maggiore semplicità si è preferito posporre il capitolo Orbital refinement a quello inerente la generazione del DEM interferometrico.

Phase editing

La correzione degli errori verificatisi nello srotolamento (phase editing) consiste nell'allineamento delle diverse isole di fase presenti nell'interferogramma srotolato: dopo averne identificata una come riferimento si somma o sottrae un numero intero di cicli di fase alle altre in modo da garantire la continuità della fase srotolata nell'intero frame.

Da evidenziare come quest'operazione sia potenzialmente "pericolosa" perché introduce nel processing interferometrico la soggettività dell'operatore, che si trova a dover scegliere come ricongiungere le diverse isole in modo da garantirne la consistenza (oltre che ai frequenti errori nella digitalizzazione dei perimetri delle aree da correggere).

Nel caso in cui siano presenti numerose isole di fase le criticità sono rappresentata da quale isola scegliere come riferimento e soprattutto da quale percorso seguire nella correzione.

Si consideri comunque che spesso il processare l'intero frame più che rappresentare un'effettiva esigenza risponde al desiderio di estrarre dall'interferogramma tutta l'informazione possibile, mentre il fenomeno che interessa indagare presenta un'estensione spaziale molto più limitata.

Il frame in fondo non corrisponde ad altro che all'intervallo temporale rispetto al quale la strisciata è stata tagliata, e non a caratteristiche morfologiche della scena (chiaramente non nel caso di acquisizioni o ordini specifici).

Come sarà spiegato nel capitolo Orbital refinement a volte può quindi risultare conveniente stimare la costante di fase solo per una specifica isola di fase (o anche più isole, e in questo caso è necessario che fra loro siano consistenti) invece che per l'intero frame.

Per concludere si ricorda che ogni sottrazione di fase che consenta una riduzione del numero di frange, solitamente effettuata per separare le due componenti, facilita lo srotolamento (cfr. i capitoli Introduzione all'interferometria, Flattening e Descrizione approccio).

Capitolo 16

DEM interferometrico

Negli anni in letteratura sono stati pubblicati diversi metodi per esprimere la fase interferometrica in topografia, di seguito si riporta una descrizione dei tre che si ritiene essere più significativi.

Una prima distinzione avviene rispetto al dato che si considera in input, che può essere rappresentato da:

- interferogramma spianato e srotolato (*unwrapped flattened phase*)
- interferogramma spianato e srotolato ma poi successivamente riarrotolato sommando nuovamente la fase corrispondente alla superficie di riferimento considerata (*unwrapped raw interferogram phase*)

Si propone la descrizione di tre algoritmi, il primo, Normal Baseline lavora sull' *unwrapped flattened phase*, gli altri due sull' *unwrapped raw interferogram phase*:

- Normal Baseline: rappresenta l'approccio "classico" al problema della conversione della fase interferometrica in quota, per questo motivo si è scelto di descriverlo per primo, in modo da introdurre tutta una serie di concetti che poi si ritroveranno, sviluppati diversamente, negli altri due metodi.
- Empirical Look Up Table: rappresenta un approccio efficiente e per questo, nonostante non sia di recente pubblicazione (1995), lo si trova ancora attualmente implementato in alcuni applicativi, tra i quali ad esempio DORIS, software sviluppato dal politecnico di DELFT.
- approccio proposto da Crosetto (Crosetto, 2002: al momento in letteratura non ha ancora uno specifico nome): è sostanzialmente quello che è stato utilizzato per il processing, in SARscape è infatti implementato un approccio analogo (Singh et al., 2005).

Normal baseline

Per la determinazione della quota di un target P a partire dalla fase interferometrica si consideri la geometria d'acquisizione con baseline bidimensionale (cfr. cap. Baseline) schematizzata in fig. 16.1:

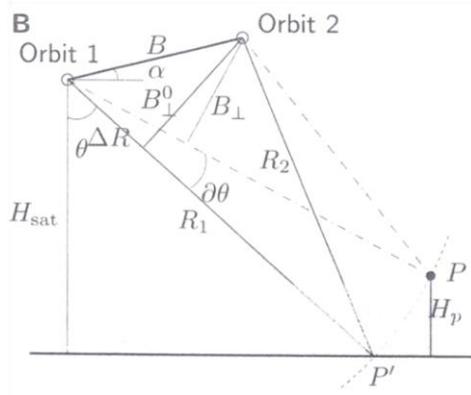


Fig. 16.1 (Hanssen, 2001): geometria di acquisizione InSAR per generazione di DEM riferita ad un target P.

La fase interferometrica associata ad un target è esprimibile in funzione della differenza degli slant range delle due acquisizioni come:

eq. 16.1

$$\varphi_p = -\frac{4\pi\Delta R}{\lambda}$$

Il segno meno è dovuto alle modalità di acquisizione del segnale.

Si consideri una frequenza Doppler f_D comportata dall'avvicinarsi del sensore ad un target ad una velocità v :

eq. 16.2

$$f_D = \frac{2v}{\lambda}$$

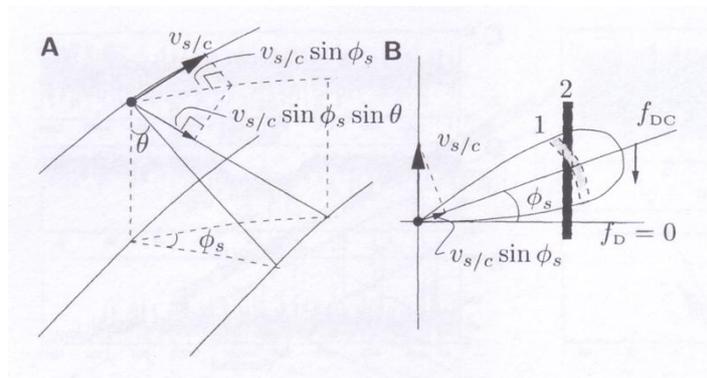


Fig. 16.2 (Hanssen, 2001): A) rappresentazione tridimensionale della geometria d'acquisizione, squint angle φ_s , angolo di vista ϑ , il vettore velocità $v_{s/c}$ è scomponibile rispetto alla direzione di avanzamento del satellite e allo slant range; B) sezione orizzontale, con indicati il pattern d'antenna e la direzione del centroide Doppler.

In geometria SAR si ha che considerando la componente del vettore velocità $v_{s/c}$ in slant range (fig. 16.2) è possibile esprimere la frequenza Doppler come:

eq. 16.3

$$f_D = \frac{2v_{s/c}}{\lambda} \sin \varphi_s \sin \vartheta$$

dove ϑ è l'angolo di vista

e $v_{s/c}$ il vettore velocità del sensore in un sistema di tipo ECR.

Un avvicinamento del sensore, corrispondente ad una diminuzione dello slant range R comporta un aumento della frequenza Doppler che è possibile esprimere analiticamente come eq. 16.4

$$f_D = \frac{2v}{\lambda} = \left(\frac{2}{\lambda}\right) \left(\frac{-\partial R}{\partial t}\right)$$

Dato che la frequenza istantanea si ottiene differenziando la fase rispetto al tempo eq. 16.5

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial \varphi}{\partial t}$$

eguagliando le due espressioni e risolvendo in funzione di $\partial \varphi$ si ha che un incremento dello slant range corrisponde ad una diminuzione della fase, in termini finiti:

eq. 16.6

$$\varphi = \frac{-4\pi}{\lambda} R$$

derivando l'eq 16.6 rispetto alla differenza ΔR degli slant range:

eq. 16.7

$$\delta \varphi_p = -\frac{4\pi}{\lambda} \delta \Delta R$$

Dato che la lunghezza del baseline solitamente non eccede qualche centinaio di metri è possibile ritenere la differenza tra gli angoli di vista in prima approssimazione trascurabile, considerarli uguali e quindi assumere il conseguente parallelismo delle orbite (far field o parallel ray approximation) (fig. 16.3).

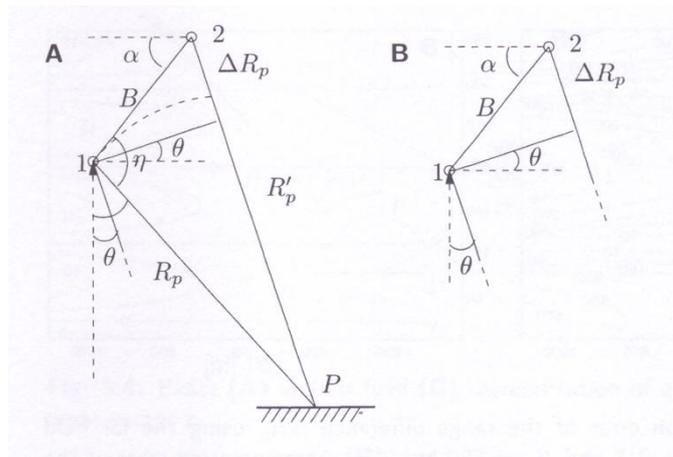


Fig. 16.3 (Hanssen, 2001) baseline bidimensionale con (B) e senza (A) far field approximation.

In questo modello ΔR corrisponde alla componente parallela del baseline B_{\parallel} (solo in caso di acquisizioni satellitari e comunque, per evitare inaccuranze, non in geometrie Huge/Wide Swath (Small et al., 1996; Small, 1998)) ed è quindi approssimabile come:

eq. 16.8

$$\Delta R = B \sin(\vartheta - \alpha)$$

Non è possibile determinare ΔR utilizzando questa relazione per via sia della natura ambigua che caratterizza la periodicità della fase interferometrica che delle inaccurately dei parametri orbitali.

Questa relazione è comunque importante perché derivando ΔR rispetto a ϑ si ha un'indicazione di quanto cambia la differenza in slant range tra le due acquisizioni al cambiare dell'angolo d'incidenza per via della diversa quota del target.

eq. 16.9

$$\delta\Delta R = B \cos(\vartheta^0 - \alpha) \delta\vartheta$$

L'angolo ϑ^0 è relativo alla superficie di riferimento: d'ora in avanti s'introduce la notazione per la quale tutti i simboli contrassegnati dall'indice 0 sono da intendersi riferiti alla superficie di riferimento rispetto alla quale si esprime la quota del target.

Sostituendo $\delta\Delta R$ nell'equazione 16.7 si ottiene la relazione che descrive il cambiamento di fase interferometrica al cambiare dell'angolo d'incidenza:

eq. 16.10

$$\delta\varphi = -\frac{4\pi}{\lambda} B \cos(\vartheta^0 - \alpha) \delta\vartheta$$

Come sarà esposto con maggiore chiarezza più avanti la differenza di fase interferometrica $\delta\varphi$ corrisponde alla differenza tra la fase srotolata φ_p e quella corrispondente alla superficie di riferimento φ_ϑ (reference phase, calcolata rispetto alla geometria d'acquisizione nota dalle orbite):

eq. 16.11

$$\delta\varphi = \varphi_p - \varphi_\vartheta$$

L'altitudine del satellite rispetto alla superficie di riferimento è esprimibile come:

eq. 16.12

$$H_{sat} = R_1 \cos\vartheta$$

dove R_1 è lo slant range master (fig. 16.1)

Derivando rispetto all'angolo d'incidenza si determina la quota H_p di un pixel P con slant range R_{1p} :

eq. 16.13

$$\delta H_{sat} = -H_p = -R_{1,p} \sin \vartheta_p^0 \delta\vartheta$$

dove $\delta H_{sat} = -H_p$ si giustifica assumendo che la quota della superficie di riferimento sia 0, a prescindere dalla natura della superficie stessa (geoide piuttosto che ellissoide).

Risolviendo l'eq. 16.10 in funzione di $\delta\vartheta$ e sostituendone il valore nell'eq. 16.13 si ha che eq. 16.14

$$H_p = -\frac{\lambda R_{1,p} \sin \vartheta_p^0}{4\pi B_{\perp,p}^0} \delta\varphi_p$$

con $B_{\perp,p}^0 = B \cos(\vartheta_p^0 - \alpha)$

Il DEM si ottiene risolvendo l'eq. 14 per tutti i pixel dell'interferogramma.

Da notare come il considerare una differenza di fase $\delta\varphi_p$ pari ad un intero ciclo 2π porti all'espressione dell'altezza d'ambiguità h_a (cfr. capitolo Baseline):

eq. 16.15

$$h_a = \left| \frac{\lambda R_{1,p} \sin \vartheta_p^0}{2\pi B_{\perp,p}^0} \right|$$

Per completezza si ricorda che in presenza di uno spostamento D_p l'espressione della differenza di fase interferometrica diventerebbe

eq. 16.16

$$\delta\varphi_p = -\frac{4\pi}{\lambda} \left(D_p - \frac{B_{\perp,p}^0}{R_{1,p} \sin \vartheta_p^0} H_p \right)$$

espressione che si ottiene risolvendo in funzione di $\delta\varphi_p$ sia l'eq. 16.14 che quella analoga relativa allo spostamento.

A questo punto, esprimendo in termini di fase la differenza che la superficie di riferimento stessa comporta, per uno stesso punto p, tra gli slant range delle due acquisizioni, si ottiene quella che in letteratura si trova comunemente denominata come reference phase:

eq. 16.17

$$\varphi_{\vartheta p} = \frac{4\pi}{\lambda} B \sin(\vartheta^0 - \alpha)$$

Dato che per un determinato pixel p la fase interferometrica misurata φ_p corrisponde alla somma tra la reference phase $\varphi_{\vartheta p}$ e la differenza di fase interferometrica $\delta\varphi_p$ comportata dal non trovarsi il punto sulla superficie di riferimento:

eq. 16.18

$$\varphi_p = \varphi_{\vartheta p} + \delta\varphi_p$$

è quindi possibile scrivere l'espressione completa della fase interferometrica come

eq. 16.19

$$\varphi_p = \frac{4\pi}{\lambda} \left[B \sin(\vartheta^0 - \alpha) - D_p - \frac{B_{\perp,p}^0}{R_{1,p} \sin \vartheta_p^0} H_p \right]$$

La varianza (a priori) associata alla determinazione della quota di un pixel (o in senso topografico del punto corrispondente a quel pixel) p si ottiene propagandone la varianza della fase interferometrica:

eq. 16.20

$$\sigma_{h_p}^2 = \left(-\frac{\lambda R_{1,p} \sin \vartheta_p^0}{4\pi B_{\perp,p}^0} \right)^2 \sigma_{\varphi_p}^2$$

La varianza (è importante specificarlo, a priori) della fase interferometrica a sua volta è funzione della coerenza (e quindi anche, come poi sarà analizzato più in dettaglio, del fattore di multilooking).

L'espressione scritta sopra, per quanto sia stata ottenuta in maniera formalmente corretta, essendo riferita alla precisione del posizionamento assoluto di un punto, non è da ritenersi appropriata per la definizione della varianza di osservazioni che sono relative ad una superficie di riferimento (con il termine osservazioni qui s'intendono le quote, di ogni pixel, determinate per via interferometrica).

All'atto pratico la relazione tra quote e superficie di riferimento è desumibile solo esaminando i gradienti spaziali che ogni pixel presenta rispetto a quelli adiacenti.

Premessa implicita è quindi la definizione di un datum altimetrico vincolato ad un pixel dato e il considerare come valore di quota il dislivello rispetto a quest'origine.

Si consideri che tra l'altro un approccio di questo tipo consente di includere nel modello anche le correlazioni spaziali presentate dalle osservazioni, come ad esempio gli effetti atmosferici.

La varianza del dislivello tra i punti p e q è quindi data dalla formula:

eq. 16.21

$$\sigma_{h_{pq}}^2 = \left(-\frac{\lambda R_{1,p} \sin \vartheta_p^0}{4\pi B_{\perp,p}^0} \right)^2 \sigma_{\varphi_p}^2 + \left(-\frac{\lambda R_{1,q} \sin \vartheta_q^0}{4\pi B_{\perp,q}^0} \right)^2 \sigma_{\varphi_q}^2 - 2 \frac{\lambda^2 R_{1,p} R_{1,q} \sin \vartheta_p^0 \sin \vartheta_q^0}{(4\pi)^2 B_{\perp,p}^0 B_{\perp,q}^0} \sigma_{\varphi_{pq}}$$

con notazione

$$\sigma_{h_p - h_q}^2 = \sigma_{h_{pq}}^2 \quad e \quad \sigma_{\varphi_{pq}} = \sigma_{\varphi_p \varphi_q}$$

Per due pixel adiacenti quest'espressione prevede che la varianza $\sigma_{h_{pq}}^2$ sia bassa dato che la covarianza $\sigma_{\varphi_{pq}}$ è notevole, essendo quasi identici i contributi comportati dagli effetti atmosferici ai valori di fase interferometrica.

Al contrario due pixel tra loro molto distanti, tipicamente caratterizzati da contributi atmosferici praticamente scorrelati, presenteranno una varianza $\sigma_{h_{pq}}^2$ alta per via della covarianza molto bassa.

La relazione generale che lega la varianza della fase interferometrica alla coerenza è analiticamente molto complicata ma, a determinate condizioni, è possibile sostituirla con una sua semplificazione.

Con un number of looks (NL) sufficientemente alto, comunque almeno maggiore di 4, è possibile ritenere valida l'approssimazione che fa coincidere la deviazione standard della fase con il suo limite inferiore (limite di Cramer-Rao):

eq. 16.22

$$\sigma_{\varphi} = \frac{1}{\sqrt{2NL}} \frac{\sqrt{1-|\gamma|^2}}{|\gamma|} \quad [rad]$$

Nel caso infatti di un number of looks piccolo potrebbe verificarsi che il pixel sia caratterizzato da un'ampiezza talmente bassa che anche una piccola quantità di rumore potrebbe comportare ampie variazioni alla fase.

Si è constatato che quest'effetto decresce rapidamente all'aumentare dei looks, il problema è che, d'altro canto, in questo modo diminuisce anche la risoluzione spaziale dell'interferogramma (si ricorda che per ottenere un pixel multilooked si mediano più pixel slc, il numero di pixel mediati è appunto il number of looks).

Il termine $\frac{\sqrt{1-\gamma^2}}{\sqrt{2NL}}$ corrisponde al limite di Cramer-Rao della deviazione standard del modulo della coerenza (si ricordi che la parte immaginaria della coerenza corrisponde alla fase).

Il termine $\frac{1}{|\gamma|}$ descrive l'interazione tra il rumore presente nelle due scene, si noti come il suo contributo al valore σ_{φ} divenga significativo al diminuire della coerenza.

Risolviendo l'eq.16.22 in funzione del number of looks è possibile ottenere un'indicazione del fattore di multilooking necessario per contenere la varianza della fase al di sotto di un certo limite (Small, 1998).

eq. 16.23

$$NL = \frac{\left(\frac{1}{\gamma^2} - 1\right)}{2\sigma_{\varphi}^2}$$

Il limite principale di questo metodo è rappresentato dalle semplificazioni introdotte nella modellizzazione della geometria d'acquisizione: baseline bidimensionale e costante, così come l'angolo d'incidenza, per tutti i pixel che presentano lo stesso slant range.

Questo comporta il manifestarsi di errori anche notevoli, dell'ordine delle decine di metri, quando il pixel considerato presenta un dislivello significativo rispetto alla quota della superficie di riferimento (centinaia di metri ad esempio per $\Delta h = 1000m$) (Small et al., 1996).

Empirical Look Up Table

Questa strategia, proposta da Schwäbisch nel 1995 (Schwäbisch, 1995), nonostante consideri un modello di baseline tridimensionale, più difficile da trattare, si caratterizza rispetto agli altri metodi per la notevole efficienza computazionale, consentita dall'utilizzo di una look up table.

Le coordinate terreno sono calcolate direttamente dai parametri caratteristici dell'acquisizione interferometrica: posizione dei centri di fase di master e slave, slant ranges, frequenze dei centroidi Doppler e fase interferometrica (Hellwich, 2000).

Analogamente a quanto avviene, tramite le equazioni di RD e RDR, per esprimere nella geometria di una determinata coppia la superficie di riferimento (DEM, ellissoide) necessaria

per il flattening, è possibile determinare la fase interferometrica φ_e corrispondente ad un punto di coordinate e quota nota (cfr. cap. Flattening).

Dato quindi un insieme di punti di cui si conoscano sia la stima φ_e della fase interferometrica che la quota è possibile modellarne la relazione tramite una funzione polinomiale eq. 16.24

$$h = \sum_{i=1}^M c_i \varphi_e^{i-1}$$

dove la serie dei coefficienti polinomiali $\{c_1, \dots, c_M\}$ è appunto determinabile avendo a disposizione un sufficiente numero di osservazioni (cioè coppie φ_e, h):

$$\begin{bmatrix} c_1 \\ \dots \\ c_M \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \varphi_1 & \dots & \varphi_1^{M-1} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & \varphi_N & \dots & \varphi_N^{M-1} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} h_1 \\ \dots \\ h_N \end{bmatrix}$$

Nonostante sia possibile calcolare i coefficienti per ogni pixel dell'immagine, dato che poi l'inversione della matrice sarebbe molto onerosa, si considerano solo alcuni punti corrispondenti ai nodi di una griglia a maglie molto larghe sovrimposta al sistema di coordinate range – azimuth16.

La griglia, intesa come tabella di associazione coordinate immagine-quota, costituisce la look up table (LUT) da cui prende il nome il metodo.

I coefficienti $\{c_1(r, a), \dots, c_M(r, a)\}$ appropriati per un generico pixel sono calcolabili o tramite un'interpolazione dei valori corrispondenti ai nodi circostanti della griglia o tramite l'individuazione di un polinomio che ne consenta un adattamento nello spazio immagine.

La quota di un pixel è quindi calcolabile come (Small, 1998):

eq. 16.25

$$h(r, a) = \sum_{i=1}^M c_i(r, a) \cdot [\varphi_{UG}(r, a) - \varphi_c]^{i-1}$$

dove:

r, a sono le coordinate range e azimuth di un dato pixel

φ_{UG} è la fase assoluta srotolata, cioè la fase srotolata dell'interferogramma spianato a cui viene risommata la fase corrispondente alla topografia.

φ_c è la costante di fase, determinata utilizzando (almeno) un punto di controllo (per il significato della costante di fase cfr. cap. Phase unwrapping).

Per evitare effetti di curvatura si considera come superficie di riferimento l'ellissoide, con datum WGS84, la georeferenziazione finale nel sistema cartografico desiderato avviene tramite forward geocoding.

Il considerare un modello di baseline tridimensionale consente di non introdurre semplificazioni nelle traiettorie orbitali: con baseline accurato, è possibile processare correttamente anche coppie con orbite notevolmente divergenti senza la necessità di un adattamento del baseline con l'ausilio di più punti di controllo (Small et al., 1996).

Approccio proposto da Crosetto

Si tratta di un modello rigoroso, cioè con baseline tridimensionale e senza assumere il parallelismo delle traiettorie (cfr. cap. Baseline), basato su equazioni alle osservazioni che consentono di connettere lo spazio immagine (fase interferometrica e coordinate radar range–azimuth) a quello oggetto (coordinate terreno, tipicamente un sistema cartesiano geocentrico). Pixel per pixel si determinano le coordinate terreno utilizzando le equazioni di range–Doppler e l’equazione alla fase interferometrica.

Come descritto nei capitoli Timing annotations e Baseline, considerando la coordinata azimuth del pixel, corrispondente all’istante di acquisizione, tramite un modello locale d’orbita è possibile determinare posizioni e velocità (si calcolano come derivata prima rispetto al tempo) di master e slave, indicate rispettivamente con M , S , V_m , V_s .

Per rendere più agile la trattazione matematica si assume che anche slave e pixel corrispondente al target giacciono nello stesso piano individuato dal centroide Doppler della master.

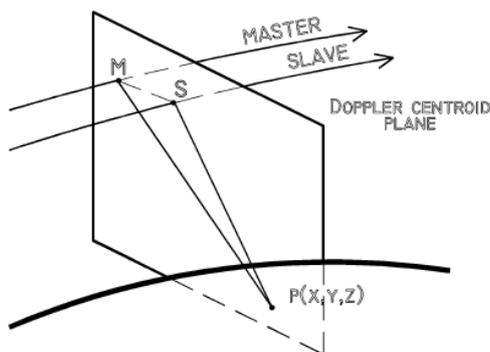


Fig. 16.4 (Crosetto, 2002): geometria d’acquisizione semplificata considerata nel modello per la generazione del DEM interferometrico: master slave e pixel corrispondente al target P giacciono in uno stesso piano.

Concettualmente si tratta di individuare la posizione S della slave che soddisfi l’equazione eq. 16.26

$$\overrightarrow{MS} \cdot \overrightarrow{V_m} = -\lambda MS \frac{f_{Dm}}{2}$$

dove:

\overrightarrow{MS} è il vettore baseline, con modulo MS corrispondente alla distanza master slave (cioè alla lunghezza del baseline)

$\overrightarrow{V_m}$ è il vettore velocità della master

f_{Dm} è il centroide Doppler della master

Le coordinate nello spazio oggetto della posizione del pixel P (x,y,z) sono stimate tramite le equazioni di range-Doppler e l’equazione alla fase interferometrica, rispettivamente eq. 7.4, 7.3, 4.4 (dovendo considerare non solo la master ma anche la slave si introduce una notazione leggermente diversa da quella utilizzata nel cap. equazioni di range-Doppler).

Eq. 16.27, equazione alla distanza in slant range MP, espressa in funzione della posizione del pixel all'interno della matrice immagine (rappresenta l'analogo nel dominio dello spazio dell'equazione che descrive la scala dei tempi in range descritta nel capitolo Timing annotations, per evitare ripetizioni non se ne ribadisce il significato; è possibile passare da un'equazione all'altra considerando velocità di propagazione del segnale e dimensione del pixel in slant range)

$$MP = R_0 + \Delta R(x_m - 1)$$

dove, dato un pixel della master:

MP è lo slant range; si ricorda che il segnale retrodiffuso è campionato ad una frequenza f_s (cfr. cap. Timing annotations) in modo che ad ogni campione sia associato un target ad una distanza in slant range proporzionale al ritardo nella ricezione dell'eco.

R_0 è lo slant range in near range, corrispondente cioè alla prima colonna della matrice immagine

ΔR è la dimensione del pixel in range

$x_m - 1$ analogamente all'eq. 9.8 è il numero di pixel compresi tra la prima colonna e la colonna alla quale appartiene il pixel che si sta considerando; x_m è la coordinata del pixel in range (master), cioè il numero di colonna computato rispetto all'origine: il considerare 1 la prima colonna rende necessaria la sottrazione di un'unità.

eq. 16.28, equazione Doppler

$$\overrightarrow{MP} \cdot \overrightarrow{V_m} = -\lambda MP \frac{f_{Dm}}{2}$$

eq. 16.29

$$SP = MP + \varphi_c + \frac{\varphi_{Uw} \lambda}{4\pi}$$

dove:

φ_{Uw} è la fase interferometrica srotolata

Il sistema è linearizzato e risolto iterativamente in funzione di P(x, y, z) fino a convergenza con un algoritmo Newton-Raphson multidimensionale.

Ripetendo questa procedura per ogni pixel dell'interferogramma srotolato si genera un seminato sparso di punti 3D nello stesso sistema di coordinate cartesiane geocentriche nel quale si sono espresse le orbite.

A questo punto, descritto il modello funzionale, sono opportune alcune considerazioni inerenti la geometria d'acquisizione considerata.

Assumendo che la scena slave sia stata focalizzata a zero-Doppler il vettore \overrightarrow{SP} dovrebbe essere perpendicolare al vettore velocità \overrightarrow{VS} e non a quello \overrightarrow{VM} , come invece è per via della semplificazione introdotta.

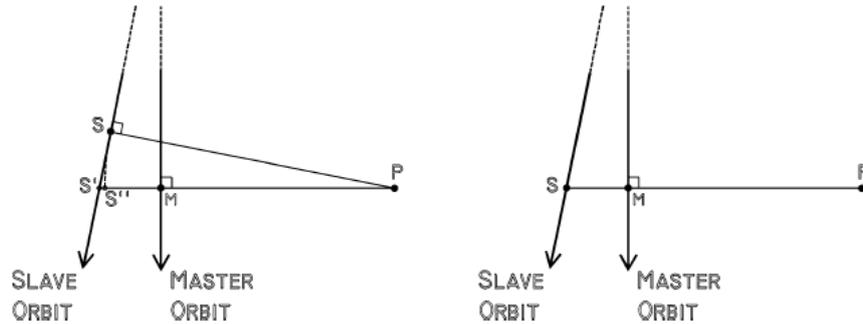


Fig. 16.5 (Crosetto, 2002): confronto tra la geometria d'acquisizione reale (sinistra) e la semplificazione introdotta (destra).

La proiezione di S in S' comportata dalla semplificazione induce una modifica della differenza degli slant ranges (SP-MP) di alcuni centimetri, che, per la ridotta variabilità presentata nell'intero interferogramma, è facilmente compensabile nella successiva fase di calibrazione della costante di fase.

La semplificazione della geometria, evitando la proiezione del sensore slave S nel piano Doppler, consentirebbe di scrivere anche l'equazione Doppler per la slave:

eq. 16.30

$$\overrightarrow{SP} \cdot \vec{V}_s = -\lambda MP \frac{f_{Ds}}{2}$$

dove \vec{V}_s è il vettore velocità della slave e f_{Ds} è il centroide Doppler della slave.

L'utilizzo di quest'equazione conferirebbe ridondanza al sistema (tre incognite P_x, P_y, P_z in quattro equazioni) ma si preferisce comunque non considerarla perché in questo modo si evita di stimare ai minimi quadrati anche questo secondo centroide Doppler nella fase di calibrazione.

La calibrazione consiste in una compensazione ai minimi quadrati per migliorare le stime dei seguenti parametri:

- near slant range R_0
- dimensione del pixel in range ΔR
- istante di acquisizione T_0 della prima riga (corrispondente alla coordinata azimuth 1)
- intervallo di tempo ΔT corrispondente alla dimensione di un pixel in azimuth
- frequenza Doppler f_{Dm} della scena master

Mentre è possibile considerare come costanti all'interno di una stessa scena i primi quattro parametri è necessario modellizzare la variazione di frequenza Doppler con una funzione bilineare:

eq. 16.31

$$f_{Dm} = f_{D0} + f_{D1}x + f_{D2}y + f_{D3}xy$$

dove:

x coordinata range

y coordinata azimuth

$f_{D0}, f_{D1}, f_{D2}, f_{D3}$ coefficienti da stimare nella compensazione

Anche la costante di fase φ_c (cfr. eq. 15.3) è espressa tramite una funzione bilineare del tipo: eq. 16.32

$$\varphi_c = d_0 + d_1x + d_2y + d_3xy$$

dove d_0, d_1, d_2, d_3 , analogamente a prima, sono coefficienti da stimare nella compensazione; d_0 oltre alla costante di fase include anche l'errore introdotto nella differenza degli slant ranges dalla semplificazione che si è introdotta nella geometria di acquisizione.

La costante di fase è chiaramente unica solo se la fase è stata srotolata correttamente, altrimenti ogni isola di fase ne presenterà una diversa.

Rispetto ad altre modalità di parametrizzazione la funzione bilineare presenta il vantaggio di consentire, con punti di controllo disposti opportunamente, anche un parziale contenimento degli effetti atmosferici a bassa frequenza (cfr. cap. Atmosfera).

La compensazione avviene considerando equazioni alle osservazioni indirette scritte rispetto a punti di controllo dei quali siano note le coordinate sia nello spazio oggetto (P_x, P_y, P_z) che in quello immagine (x, y, φ_{UW}).

Le grandezze note associate ad ogni punto di controllo sono le coordinate cartesiane P_x, P_y, P_z e la fase srotolata φ_{UW} mentre alle coordinate immagine x e y non è attribuito un significato statistico.

Ogni punto di controllo consente di scrivere tre equazioni alle osservazioni, rispettivamente all'equazione di range, a quella di Doppler e a quella della fase interferometrica.

Le incognite sono le correzioni da apportare ai 12 parametri approssimati $R_0, \Delta R, T_0, \Delta T, f_{D0}, f_{D1}, f_{D2}, f_{D3}, d_0, d_1, d_2, d_3$.

Si considerano i parametri come pseudo-osservazioni e in questo modo è possibile attribuire loro pesi proporzionali alla qualità delle approssimazioni:

$$p_k = \overline{p_k}; \quad w_k$$

dove

p_k è il Kesimo parametro incognito, $\overline{p_k}$ il suo valore approssimato e w_k il peso associato.

Ne risulta un sistema che non è lineare né rispetto alle incognite né rispetto agli osservabili (si considerino le eq. Doppler nella forma generale, con focalizzazione non necessariamente a zero-Doppler, cfr. cap. Equazioni di range-Doppler) e per calcolare le correzioni da apportare ai parametri approssimati si utilizza quindi una soluzione ai minimi quadrati non lineari.

In questo modo si calcola anche la matrice di varianza-covarianza dei parametri, necessaria per determinare poi quella di ognuno dei punti del DEM ottenuto.

Dato che i parametri $R_0, \Delta R, T_0, \Delta T$ presentano una forte correlazione geometrica non vincolarli potrebbe comportare una matrice normale mal condizionata ed è quindi meglio escluderli dalla compensazione assegnando loro un peso maggiore nelle corrispondenti pseudo-osservazioni.

Senza contare le pseudo-osservazioni per risolvere il sistema sono necessari almeno 4 punti di controllo, altrimenti, per avere buona ridondanza 8-10.

Questo metodo di calibrazione della fase consente di non modellare in maniera esplicita gli errori delle orbite in quanto il set di parametri considerato è sufficiente per compensare adeguatamente anche errori di notevole entità.

Gli errori orbitali della master sono compensati da:

T_0 nella componente along track

R_0 nella componente radiale e da

R_0 e f_{Dm} nella componente che giace fuori dal piano, che riguarda sia MP che l'angolo formato dai vettori \vec{V}_m ed \vec{MP} .

Per quel che riguarda invece l'orbita slave la componente radiale e quella che giace fuori dal piano sono compensate dai coefficienti della costante di fase, mentre la componente along track non è considerata perché ininfluenza ai fini del posizionamento.

Capitolo 17

BASELINE

Il baseline può essere definito come la separazione tra le orbite delle due scene costituenti la coppia, sia in senso spaziale che temporale (temporal baseline): d'ora in avanti, se non esplicitamente indicato altrimenti, questo termine verrà inteso nella prima di queste due sue accezioni.

Da precisare che nella letteratura scientifica italiana il termine baseline si trova solitamente al maschile in riferimento alla tecnica interferometrica SAR (Prati et al., 2007) (probabilmente come forma sintetica dell'espressione "vettore baseline"), al femminile invece nel caso sia utilizzato per indicare la base (cioè il vettore congiungente due ricevitori) di una rete GPS. Si consideri che, nonostante le orbite ripercorrano nominalmente la stessa traiettoria, in realtà risultano spesso tra loro distanti diverse decine di metri e il baseline è il vettore orientato nello spazio che descrive questa separazione che, a seconda dei contesti, è possibile rappresentare in diversi modi.

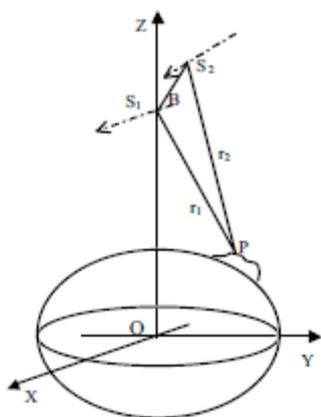


Fig. 17.1, tratta e modificata da (Ren et al., 2003): rappresentazione del baseline interferometrico nel sistema di riferimento ECR, la notazione è diversa da quella che si è scelto di utilizzare in questa tesi: qui con l'asse x si individua la direzione along track, mentre l'asse y individua quella across track, corrispondente al ground range; si tenga presente questa convenzione anche per tutte le altre immagini presenti in questo capitolo.

Una prima distinzione nella modellizzazione del baseline si ha tra modelli che considerano la natura tridimensionale del vettore stesso e altri che la semplificano considerandone la sola proiezione sul piano across track-Z.

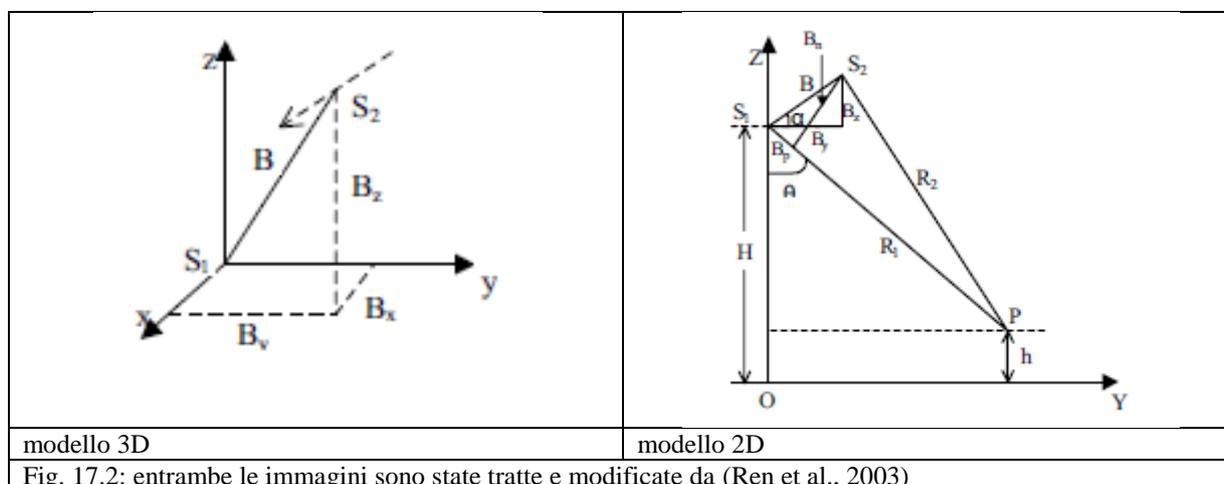


Fig. 17.2: entrambe le immagini sono state tratte e modificate da (Ren et al., 2003)

Modelli 2D

Considerano una geometria semplificata assumendo che le orbite siano parallele, la superficie di riferimento ideale (cioè senza rilievi) e che la focalizzazione avvenga a zero-Doppler (Ren et al., 2003).

Concettualmente, per descrivere la riduzione alla bidimensionalità risulta comodo esprimere la geometria della coppia interferometrica nel sistema di riferimento cartesiano ortogonale TCN, acronimo delle direzioni degli assi: tangential, cross-track, normal.

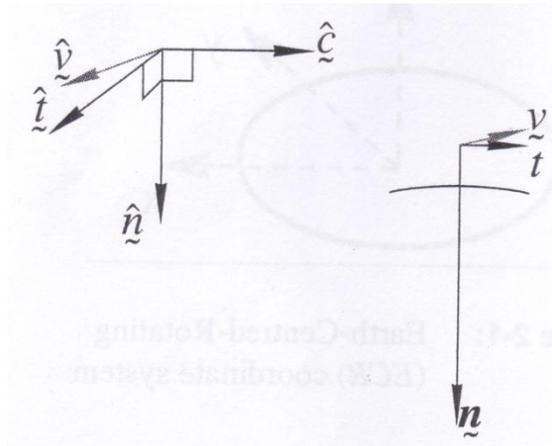


Fig. 17.3 (Small, 1998), sistema TCN.

L'asse tangenziale corrisponde alla direzione di avanzamento del satellite, along track, quindi all' azimuth, quello cross track (across track) al range.

L'origine del sistema è la posizione a centro scena della master (o più genericamente del sensore, si consideri il sistema TCN trova larga applicazione nella descrizione delle orbite, sono espressi in questo sistema ad esempio anche gli errori orbitali descritti nel cap. orbite), se ne definiscono ora uno ad uno gli assi.

L'asse normale corrisponde al versore \hat{n} , calcolato come $\hat{n} = \frac{n}{|n|}$ dove n è il vettore orientato rispetto alla congiungente sensore-centro della Terra

L'asse cross-track corrisponde al versore \hat{c} , calcolato come prodotto vettoriale del versore normale \hat{n} con il vettore velocità del sensore v :

eq. 17.1

$$\hat{c} = \frac{\hat{n} \times v}{|\hat{n} \times v|}$$

Si noti che il vettore velocità v non è necessariamente perpendicolare ad \hat{n} .

La base ortonormale è completata dal versore tangenziale \hat{t} , $\hat{t} = \hat{c} \times \hat{n}$.

I tre modelli 2D descritti si differenziano tra loro per la modalità di scomposizione del vettore nel piano across track - normal:

- scomposizione nelle componenti perpendicolare e parallela alla line of sight della scena slave
- scomposizione nelle componenti orizzontale e verticale
- rappresentazione “polare”

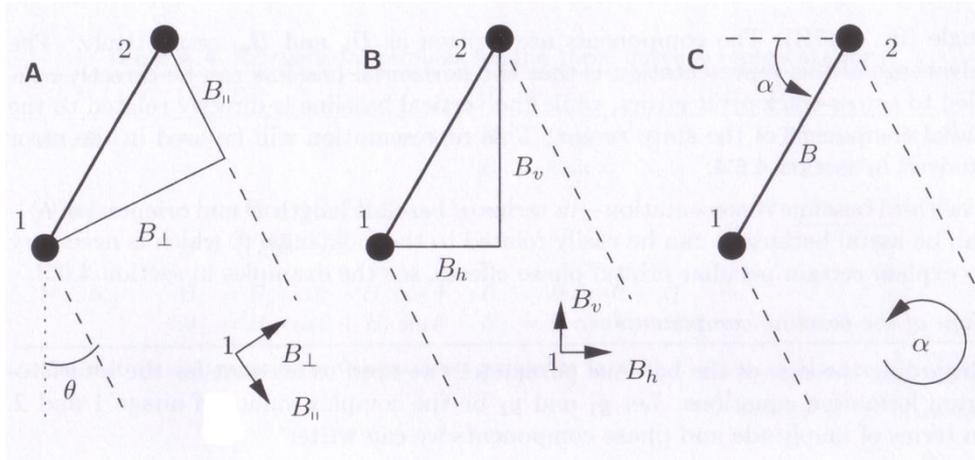


Fig. 17.4 (Hanssen, 2001): dettaglio dei tre possibili modelli di rappresentazione bidimensionale del vettore baseline, con 1 s'indica la posizione della master, con 2 quella della slave.

A parallela $B_{||}$ /perpendicolare B_{\perp}

B orizzontale B_h /verticale B_v

C “polare”, rispetto all'angolo di orientazione α e al modulo del vettore B

Rappresentazione parallela/perpendicolare ($B_{||}, B_{\perp}$)

E' la modalit  di rappresentazione comunemente utilizzata perch  la perpendicular baseline   il parametro che determina l'altezza d'ambiguit , cio  la lunghezza in line of sight corrispondente ad un ciclo di fase (2π) dell'interferogramma quando le frange siano interpretate come topografia (interpretandole altrimenti come movimento questo corrisponde a met  della lunghezza d'onda dato il doppio percorso in andata e ritorno dei sensori attivi). eq. 17.2, altezza d'ambiguit :

$$H_a = \frac{\lambda R \sin \vartheta}{2B_{\perp}}$$

dove

λ lunghezza d'onda,

ϑ angolo di vista,

R distanza sensore-bersaglio,

B_{\perp} normal baseline

Si noti come dalla formula si evinca che baseline e altezza d'ambiguit  siano grandezze inverse.

Questa modalit  di rappresentazione consente di esplicitare la dipendenza funzionale del baseline dall'angolo di vista ϑ e da altri parametri caratteristici dell'acquisizione interferometrica, corrispondenti alla posizione relativa del pixel considerato all'interno dello spazio immagine:

- convergenza/divergenza delle orbite, quindi dipendenza dalla posizione along track dei sensori
- posizione in range (l'angolo di vista aumenta da near range a far range, quindi i baseline di scene che risultano essere molto estese in questa dimensione presentano una variabilità maggiore)
- morfologia del territorio osservato: in caso di superficie di riferimento non ideale invece dell'angolo di vista è necessario considerare l'angolo d'incidenza

La componente parallela corrisponde alla differenza degli slant ranges:

eq. 17.3

$$B_{\parallel} = B \sin(\vartheta - \alpha)$$

Data la sua particolare importanza il perpendicular baseline d'ora in avanti, al di fuori di questo capitolo, se non altrimenti esplicitato sarà chiamato semplicemente baseline.

Rappresentazione orizzontale/verticale (B_h, B_v)

Al contrario di quella parallela/perpendicolare questa modalità di rappresentazione si caratterizza per l'indipendenza dall'angolo di vista e quindi dalla coordinata range del pixel, cioè per rimanere costante lungo tutta una riga in azimuth.

Dato che componente orizzontale e verticale corrispondono rispettivamente alle componenti across-track e radiale errori d'orbita questa rappresentazione risulta essere particolarmente indicata per l'analisi degli errori.

Rappresentazione "polare"

Si considerano l'angolo di orientazione α e la lunghezza (cioè il modulo del vettore) del baseline.

| | $[B_h, B_r]$ | $[B, \alpha]$ | $[B_{\perp}, B_{\parallel}]$ |
|------------------------------|--|--|--|
| $[B_h, B_r]$ | — — | $B_h = B \cos \alpha$ $B_r = B \sin \alpha$ | $B_h = B_{\perp} \cos \theta + B_{\parallel} \sin \theta$ $B_r = B_{\perp} \sin \theta - B_{\parallel} \cos \theta$ |
| $[B, \alpha]$ | $\alpha = \arctan(B_r/B_h)$ $B = \sqrt{B_h^2 + B_r^2}$ | — — | $\alpha = \theta - \arctan(B_{\parallel}/B_{\perp})$ $B = \sqrt{B_{\perp}^2 + B_{\parallel}^2}$ |
| $[B_{\perp}, B_{\parallel}]$ | $B_{\parallel} = B_h \sin \theta - B_r \cos \theta$ $B_{\perp} = B_h \cos \theta + B_r \sin \theta$ | $B_{\parallel} = B \sin(\theta - \alpha)$ $B_{\perp} = B \cos(\theta - \alpha)$ | — — |

tabella comparativa dei tre modelli bidimensionali di baseline descritti (Hanssen, 2001).

La stima del baseline è affetta da un errore proporzionale alla sua lunghezza, determinato dall'accuratezza delle orbite utilizzate.

Indicativamente il rapporto E_b/b per baseline di circa 200m è dell'ordine dei 10-3 m, sufficiente a introdurre un errore significativo sulla determinazione della quota di un punto.

Modelli 3D

Rispetto a quelli bidimensionali, computazionalmente più semplici da utilizzare, presentano il vantaggio di consentire la modellizzazione del non parallelismo delle orbite.

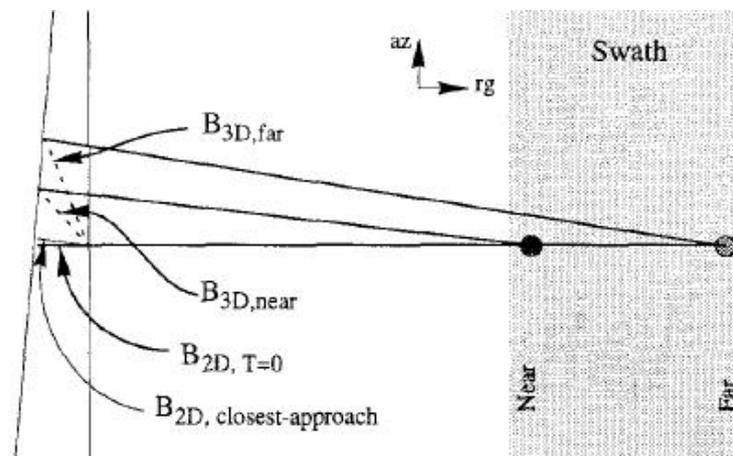


Fig. 17.5 (Small et al., 1996), differenze tra modelli 2D e 3D di baseline, i baseline tridimensionali corrispondenti a near range e far range sono indicati con un tratteggio. Si consideri che near range e far range sono riferiti ad una riga in azimuth della scena master.

Come è del resto evidente anche dalla figura 17.5 la componente più significativa della variazione del baseline da near range a far range è quella in azimuth ma anche quella in range non è comunque da considerarsi trascurabile.

Per via infatti del non parallelismo delle orbite i punti in near range e in far range acquisiti contemporaneamente nella master non lo sono nella slave (il che significa che non si trovano più lungo la stessa riga di azimuth), condizione che comporta una variazione del baseline anche in direzione di range (Ren et al., 2003).

Ogni punto presenta quindi un suo valore di baseline, calcolabile determinando le posizioni dei due sensori corrispondenti all'acquisizione di quello che, analogamente alla fotogrammetria, è possibile considerare come un punto omologo.

E' possibile determinare la posizione dei sensori in funzione dell'istante t di acquisizione del pixel (corrispondente alla coordinata azimuth, cfr. cap. Timing annotations) utilizzando un modello locale dell'orbita ottenuto interpolando i vettori di stato (cfr. cap. Orbite).

Note le coordinate immagine master è possibile determinare quelle slave corrispondenti allo stesso punto in due modi (Ren et al., 2003):

- coregistrazione
- risoluzione delle equazioni di range-Doppler, come previsto nell'approccio proposto da Crosetto per la generazione del DEM interferometrico; prima si effettua il backward geocoding di un pixel master in modo da determinare le coordinate terreno del punto omologo, poi un forward geocoding in modo da ritrovarne le coordinate slave.

Nel caso si utilizzino parametri orbitali accurati i risultati sono comparabili.

Capitolo 18

Orbital refinement

Si riprendono qui alcuni aspetti della procedura di orbital refinement già introdotta nella descrizione dell'approccio proposto da Crosetto (Crosetto, 2002) per la generazione del DEM interferometrico.

Perché la conversione della fase srotolata in DEM o mappe di deformazione avvenga correttamente è necessario che la stima del baseline presenti un'accuratezza centimetrica. Nonostante l'impiego di orbite precise nei vettori di stato rimangono inaccurately che comportano la necessità di una nuova stima del baseline con l'utilizzo di punti di controllo. Gli errori nei vettori di stato delle orbite possono essere nelle tre componenti in direzione radiale, along track e across track.

Dato che gli errori along track risultano notevolmente contenuti dalla coregistrazione (si consideri inoltre che errori nella posizione along track possono essere anche considerati come errori nella scala del tempo di acquisizione) nell'interferogramma si propagano in maniera sistematica le altre due componenti (cfr. cap. Orbite).

A livello di coordinate immagine si ha una componente quasi istantanea in range e una componente funzione del tempo in azimuth.

Dato che un interferogramma rappresenta una misura relativa invece che considerare questi errori singolarmente per ognuna delle due scene è opportuno considerare la propagazione di tali effetti nella stima del vettore baseline.

Si tenga presente che l'errore che affligge la stima del baseline presenta un comportamento sistematico che si manifesta nell'introduzione nell'interferogramma di alcune frange, di solito due o tre, dette per l'appunto frange orbitali, evidenti ad esempio dopo aver effettuato il flattening in zone pianeggianti in assenza di fenomeni deformativi.

Si consideri l'eq 16.14, dimostrata nel capitolo DEM interferometrico:

$$H = -\frac{\lambda R \sin \vartheta}{4\pi B_{\perp}} \varphi$$

con $B_{\perp} = B \cos(\vartheta - \alpha)$,

H quota di un dato pixel (più propriamente si tratta del dislivello rispetto ad una superficie di riferimento assunta a quota 0).

Si noti che in quest'espressione risulta impossibile distinguere tra un errore nella determinazione dell'angolo di declinazione del baseline α (condizione che analiticamente è possibile esprimere differenziando rispetto ad α l'eq. 16.14) e l'effetto comportato da una diversa pendenza locale (cioè in pratica un diverso angolo d'incidenza).

Considerando invece anche l'errore associato al baseline (risulta dalla propagazione degli errori radiali e across-track delle due scene, cfr. cap. Orbite) si ha che:

eq. 18.1

$$B_{\perp} = B_{\perp}^0 + n_{\perp}$$

dove

B_{\perp}^0 è la componente normale del baseline determinata dai vettori di stato delle orbite, n_{\perp} è la componente normale dell' errore associato al baseline.

Il corrispondente errore nella determinazione della quota di un punto è quindi:

eq. 18.2

$$dH = \frac{\lambda R \sin \vartheta n_{\perp}}{4\pi(B_{\perp}^0)^2} \varphi = H^0 \frac{-n_{\perp}}{B_{\perp}^0}$$

dove H^0 è la quota che si determina utilizzando i vettori disponibili.

Dall' eq. 18.2 è quindi possibile evincere che un errore nella determinazione del baseline si traduce in una scalatura della quota di un fattore $\frac{-n_{\perp}}{B_{\perp}^0}$, inversamente proporzionale alla lunghezza del baseline (per B_{\perp} superiori ai 20m, utilizzando orbite precise, questo fattore di scala approssimativamente può essere quantificato in meno dell' 1%).

Le coppie a baseline corto, se da un lato sono molto più semplici da srotolare, dall'altro presentano una maggiore sensibilità alle distorsioni comportate dall'inaccuratezza delle orbite.

Orbital refinement

Nonostante il dettaglio di come dal punto di vista analitico avvenga la procedura di orbital refinement esuli dall'ambito di questa tesi per completezza si descrive comunque a titolo di esempio l'approccio proposto da Joughin nel 1995 (Joughin, 1995).

Si consideri che per via della convergenza delle traiettorie la lunghezza e orientazione del baseline non sono costanti ma presentano una variazione lungo la direzione along track.

Il baseline è quindi modellizzabile come funzione lineare dell'azimuth x (corrispondente alla posizione along track):

eq.18.3

$$B_{\perp}(x) = B_{\perp}^c + \delta B_{\perp} \frac{x - x_c}{L_x}$$

dove B_{\perp}^c è la componente normale del baseline a centro scena, x_c , e δB_{\perp} è la variazione del baseline normale per tutta la lunghezza in azimuth del frame L_x .

La componente parallela B_{\parallel} è modellizzabile in maniera analoga:

eq. 18.4

$$B_{\parallel} = B_{\parallel}^c + \delta B_{\parallel} \frac{x - x_c}{L_x}$$

Questa modellizzazione è caratterizzata dalla presenza di 4 incognite: B_{\perp}^c , B_{\parallel}^c , δB_{\perp} , δB_{\parallel} .

Questi parametri sono determinati con un procedimento ai minimi quadrati lineari:

eq. 18.5

$$\begin{aligned} \varphi_{unw} &= \frac{kB^2}{R} + \frac{k\Delta R^2}{R} \\ &= -2k \left\{ \left[B_{\perp}^c + \delta B_{\perp} \left(\frac{x - x_c}{L_x} \right) \right] \sin \vartheta_d + B_{\parallel}^c \cos \vartheta_d \right\} - G_x (x - x_c) \cos \vartheta_d - \varphi_c \end{aligned}$$

dove

B e ΔR sono ricavati dai parametri orbitali B e ΔR sono ricavati dai parametri orbitali (ad esempio come in questo caso le orbite precise pubblicate da Delft derivate da osservazioni SLR, dati di altimeter tracking e raffinati modelli di gravità)

K è il numero d'onda $\frac{2\pi}{\lambda}$

ϑ_d è la differenza tra l'angolo di vista del punto di controllo considerato e quello a centro scena

G_x è la rampa di fase in azimuth, cioè il contributo portato in azimuth dalla reference phase, in questo caso interpretabile come la differenza che la componente parallela del baseline presenta tra la coordinata azimuth x e quella del centro scena x_c (concettualmente il significato è sostanzialmente analogo a quello di una derivata di B_{\parallel} rispetto ad variazione in azimuth $x - x_c$)

eq. 18.6

$$G_x = \frac{4\pi}{\lambda} \left(\frac{B_2^{\parallel} - B_1^{\parallel}}{x_2 - x_1} \right)$$

Per concludere, il senso di questo breve excursus è che, nonostante negli anni la stima ai minimi quadrati sia stata implementata in diversi modi (cioè considerando equazioni alle osservazioni diverse), il procedimento è comunque a grandi linee schematizzabile in questi passaggi:

- si risolve l'equazione che esprime la quota di un punto in funzione di entrambe le componenti del baseline.
- si linearizzano le equazioni alle osservazioni sostituendo ai termini non lineari (piccoli rispetto a quelli già lineari) i valori approssimati dei parametri noti dalle effemeridi
- si minimizzano le differenze presentate rispetto ad almeno 4 punti di controllo

Inoltre dato che all'atto pratico interessa la posizione relativa dei sensori si assume che quella della master sia corretta e quindi si modifica il baseline spostando la sola slave.

In SARscape (release 4.2) i parametri stimati sono:

- shift orbitale in direzione x (sistema ECR) espresso in metri
- shift orbitale in direzione y [m]
- shift orbitale in direzione z [m]
- dipendenza dalla posizione in azimuth dello shift orbitale in direzione x [m/pixel]
- dipendenza dalla posizione in azimuth dello shift orbitale in direzione y [m/pixel]
- dipendenza dalla posizione in azimuth dello shift orbitale in direzione z [m/pixel]
- phase offset φ_c [radianti] (cfr. paragrafo Phase Calibration nel capitolo Unwrapping)

Sono necessari almeno sette punti, aumentarne il numero consente di avere ridondanza nei calcoli.

Nel caso il baseline sia molto corto, e l'altezza d'ambiguità quindi elevata, punti di controllo non sufficientemente accurati potrebbero indurre errori anche notevoli nelle stime, al punto che solitamente si preferisce determinare la costante di fase tramite un solo punto di controllo.

Si tenga presente che la premessa teorica per la correttezza della procedura di orbital refinement è rappresentata dalla continuità della fase srotolata nell'intero frame, condizione quasi mai verificata, necessaria per evitare che i salti di fase tra un'isola e l'altra introducano distorsioni nel fitting.

In pratica risulta spesso più conveniente non effettuare nessun tentativo di editing della fase ma identificare i punti di controllo dove si ritiene che la fase sia stata srotolata correttamente, cioè processare singolarmente le isole di fase che interessano e stimare per ognuna una diversa costante di fase (strategia che a volte si trova denominata come processing a macchia di leopardo o anche come patch-unwrapping).

Re-flattening

Dopo aver effettuato l'orbital refinement si procede ad un re-flattening dell'interferogramma in modo da eliminare le eventuali frange orbitali, in modo cioè da sottrarre la reference phase all'interferogramma con un baseline un po' più accurato di quella considerato nel primo flattening.

Il re-flattening è indicativo della bontà dell'orbital refinement: l'introduzione di frange fittizie è significativa di un'errata stima del baseline, solitamente imputabile ad una non corretta individuazione dei punti di controllo.

Capitolo 19

DEM

Nel processing interferometrico un modello digitale del terreno (DEM digital elevation model), oltre che per la validazione dei risultati, trova applicazione nell'implementazione delle equazioni di range-Doppler, sostanzialmente in due grandi famiglie di algoritmi:

- backward/forward geocoding
- generazione dell'interferogramma sintetico, poi necessario sia per tener conto della variabilità della pendenza locale nell'applicazione dello spectral shift filtering che, nel caso di spectral shift standard, per il flattening (e reflattening una volta effettuato l'orbital refinement, l'algoritmo è lo stesso del flattening).

In un approccio di tipo two pass interferometry la disponibilità di un DEM sufficientemente accurato in rapporto all'altezza d'ambiguità è, come più volte ribadito, indispensabile per isolare i contributi di topografia e movimento.

In sua assenza è necessario adottare un approccio three o four pass interferometry e generare un DEM interferometrico da più coppie che presentino baseline adatti.

Un'alternativa, non possibile in SARscape, sarebbe quella di generare un DEM stereometrico dalla combinazione stereoscopica dalle ampiezze di due scene che presentino la giusta parallasse/separazione degli angoli d'incidenza (stereo coppia, almeno una 20°).

Data l'importanza del flattening nella catena interferometrica all'inizio della ricerca di dottorato si è speso diverso tempo per rendersi conto dell'effettiva accuratezza dei DEM disponibili per l'area di studio, con particolare attenzione ad alcuni aspetti degli algoritmi di interpolazione e alla natura delle fonti utilizzate.

Proprio a dicembre 2009, l'ultimo mese del III anno di dottorato, l'NSIDC (National Snow and Ice Data Center, istituto di ricerca USA che si occupa dello studio dei ghiacci) ha reso disponibile un DEM molto più accurato degli altri fino a quel momento utilizzati che ha consentito di migliorare notevolmente risultati che si consideravano già come quelli definitivi della ricerca (e questo per inciso ha comportato il dover effettuare nuovamente in poche settimane tutto il processing e la validazione).

In questo capitolo si descrivono le caratteristiche dei DEM disponibili nell'area di studio e in particolare di quest'ultimo che poi è quello che è stato effettivamente utilizzato nel processing.

Dato che la copertura della missione SRTM si arresta a +/- 60° e non comprende quindi i poli, bisogna ricorrere agli altri tipi di DEM disponibili in Antartide:

- il GTOPO,
- il RAMP,
- un DEM ERS altimetro, che si trova solitamente denominato in letteratura come JLB97 (Bamber e Bindschadler, 1994)

- un DEM laser altimetro con dati GLAS/ICESat (cfr. cap. ICESat GLAS) (Di Marzio et al., 2008)
- e quello di recente pubblicazione precedentemente citato, ottenuto combinando i dati ERS altimetro con quelli GLAS.

Non si descrivono il JLB97 e il GLAS/ICESat perché di fatto non sono stati utilizzati.

In quanto ritenuti per diversi motivi non sufficientemente accurati, sia a livello locale rispetto al confronto con punti GPS in ambiente GIS che più in generale rispetto a quanto si trova dimostrato in (Bamber e Gomez-Dans, 2005; Bamber et al., 2009).

Tutti i DEM elencati sopra sono a copertura continentale, da precisare che nell'area di studio non sono al momento ancora stati prodotti DEM a copertura locale o regionale, come ad esempio quelli LIDAR (laser altimetro) disponibili per alcune aree della Terra Vittoria meridionale, anche poco più a sud del Dryglaski.

Si descrivono prima il GTOPO e il RAMP, che, resi disponibili per primi, è come rappresentassero un termine di paragone per gli altri che sono stati pubblicati successivamente.

Per quanto riguarda la Terra Vittoria sia il GTOPO che il RAMP (Radarsat Antarctic Mapping Project) sono stati entrambi generati, con varianti diverse dello stesso interpolatore, utilizzando i dati dell'Antarctic Digital Database (ADD), una specie di raccolta di tutti i dati topografici acquisiti dagli anni 50 ad oggi (si veda lo specifico paragrafo per maggior dettagli).

Questi dati, nonostante siano stati sottoposti ad un'attenta e complessa operazione di validazione presentano il limite della disomogeneità delle fonti e sostanzialmente della mancanza di un effettivo controllo della bontà delle misure, per via dell'impossibilità di effettuare estesi confronti con la verità a terra.

L'accuratezza delle quote derivate dall'interpolazione di curve di livello digitalizzate dipende sia dall'equidistanza delle isoipse nelle mappe originali che dalle caratteristiche dell'interpolatore utilizzato (Gersch et al., 1999).

Da considerare inoltre che le curve di livello sono il frutto di una generalizzazione imposta dalla scala e che la digitalizzazione comporta spesso un lieve deterioramento della qualità iniziale del dato.

A volte comunque il confronto con misure GPS ha evidenziato come l'interpolazione, per quanto raffinata, non riesca a supplire alla disomogeneità di campionamento determinata dalla morfologia stessa dei luoghi.

L'interpolazione delle isoipse è infatti particolarmente complessa per la caratteristica intrinseca delle curve di livello di presentare sovracampionamento lungo la linea e sottocampionamento tra una linea e l'altra, difficile da gestire soprattutto in aree debolmente rilevate e quindi con equidistanze anche notevoli, e in particolare in Antartide, dove di fatto sono da ritenersi attendibili solo i rilievi effettuati sugli affioramenti rocciosi.

E' quindi possibile che alcuni dati ricavati dalle mappe originali siano talmente poco accurati, se non addirittura del tutto errati, al punto da comportare l'introduzione di artefatti nei prodotti finali.

La variabilità nell'accuratezza altimetrica comportata da tutte queste difficoltà nella generazione dei DEMs rende meno agevole l'individuazione delle coppie, che devono scelte in modo da presentare baselines che tengano conto di questa indeterminatezza.

GTOPO

Il GTOPO30 è distribuito in coordinate geografiche WGS84, presenta un passo di campionamento uniforme di 30'' d'arco ($0.008333333333333333^\circ$), approssimativamente corrispondente a celle quadrate con circa 930 m di lato all'equatore, poi sempre più allungate e strette al crescere della latitudine per via della convergenza dei meridiani.

Ad esempio a 82° la dimensione lungo la longitudine rimane quasi invariata, mentre quella lungo la latitudine è di circa 130m.

Quindi sarebbe consigliabile trasformare il GTOPO da coordinate geografiche a cartografiche in una proiezione di tipo equivalente, in modo che ad ogni cella corrisponda la stessa superficie indipendentemente dalla latitudine (cfr. nota ^{19.1}).

Quest'accorgimento è senz'altro opportuno per la generazione di mappe di pendenza e più in generale di tutti quei prodotti che corrispondono alla derivata prima rispetto allo spazio.

Le quote sono riferite al livello del mare e quindi per utilizzare il GTOPO in SARscape è necessario riferirle all'ellissoide tramite l'adozione di un modello di geoidi (si consideri che il valore dell'ondulazione geoidica N nell'area in studio è di circa -60m).

Il maggiore inconveniente nell'utilizzo del GTOPO in applicazioni interferometriche consiste nell'esser stato ritagliato rispetto alla linea di costa ("open ocean mask"): tutti i pixel corrispondenti al mare sono stati considerati come "no data" e assegnati a -9999, rendendo quindi problematico lo spianamento di interferogrammi con lingue glaciali flottanti sul mare. Infatti anche riassegnando questi pixel con valore -9999 a -60 (0 m quota ortometrica - 60 m ondulazione, cfr. formula di Bruns cap. 20) ci si riconduce ad un'ipotetica condizione di "mare piatto" e si perde l'informazione inerente lo spessore della porzione di lingua o piattaforma emersa (in prossimità della grounding line anche diverse decine di metri).

Nota ^{19.1}: per l'Antartide è comunque disponibile una tile del GTOPO30 distribuita già in proiezione stereografica polare ma in SARscape non ne è previsto il download automatico.

Da ricordare infatti che SARscape, oltre a consentire l'importazione di un DEM qualsiasi, presenta un tool (Digital Elevation Model Extraction) che effettua l'estrazione automatica della porzione dei DEM ACE, GTOPO30 o SRTM corrispondente ad una data scena in geometria radar.

Il tool consiste sostanzialmente in due step:

- download della tile del DEM effettuato automaticamente grazie ad alla mappatura dei corrispondenti indirizzi http/ftp (eventualmente modificabili dall'utente nel caso cambino).
- clip della tile rispetto ad una maschera corrispondente a:
 - coordinate geografiche del poligono d'ingombro della scena SAR eventualmente assegnata in input come riferimento
 - coordinate stabilite dall'utente.

Inoltre in SARscape è disponibile un'opzione (subtract geoid) che consente di riportare le quote all'ellissoide.

Per renderne più agevole il download è stato pacchettizzato in 33 tiles, senza overlap reciproco: le 6 tiles corrispondenti all'Antartide (da 90°S a 60°S) presentano dimensioni diverse rispetto a quelle delle altre, 30° in latitudine 60° in longitudine contro 50° in latitudine e 40° in longitudine.

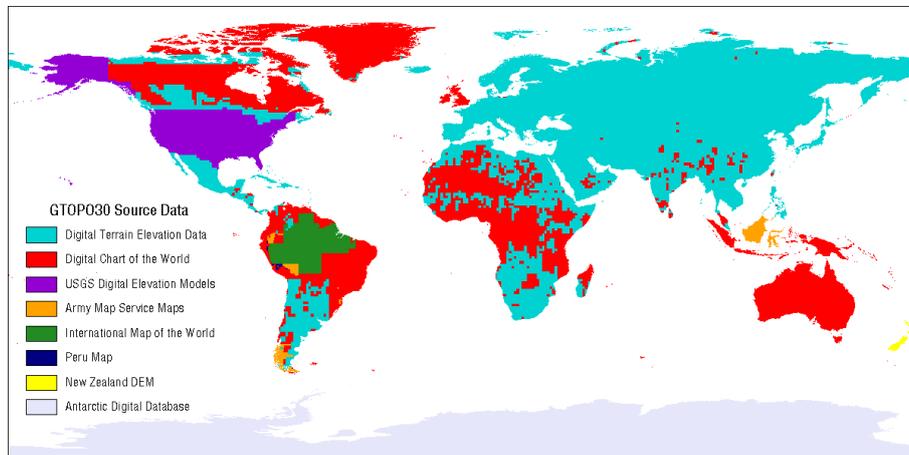


Fig. 19.1: fonti GTOPO (<http://www1.gsi.go.jp/geowww/globalmap-gsi/gtopo30/README.html#h10>).

Come precedentemente accennato in questa zona l'unica fonte utilizzata per la generazione del DEM è rappresentata dal database ADD.

RAMP (Radarsat Antarctic Mapping Project)

Il progetto RAMP nasce da una collaborazione tra le agenzie spaziali statunitense (NASA) e canadese (CSA) con lo scopo di creare un mosaico di immagini radar che coprisse l'intero continente antartico: nel 1997, l'orbita del satellite RADARSAT fu ruotata in modo che la sua antenna SAR fosse puntata in direzione sud verso l'Antartide.

Per l'ortorettifica delle immagini e per l'identificazione delle regioni che avrebbero richiesto la correzione delle distorsioni caratteristiche della geometria di acquisizione SAR (layover e shadow) il Byrd Polar Research Center (BPRC) dell'Ohio University generò appositamente questo dem utilizzando le fonti più accurate al momento disponibili: radar altimetro, database ADD, altre mappe USGS.

I criteri che hanno orientato la scelta nell'utilizzare una fonte piuttosto che l'altra dipendono sostanzialmente dalla geometria di acquisizione del radar altimetro (si rimanda allo specifico paragrafo per maggiori dettagli):

- 1) per pendenze inferiori a 0.8°: radar altimetro
- 2) per i rilievi e le aree accidentate: database ADD o, se eventualmente disponibili, anche altri dati ad alta risoluzione,.
- 3) radar altimetro anche per pendenze comprese tra 0.8° e 1° nel caso le fonti altrimenti disponibili siano poco accurate, non siano in accordo con le morfologie osservate nelle immagini oppure presentino dati sparsi la cui interpolazione comporterebbe la probabile introduzione di artefatti.

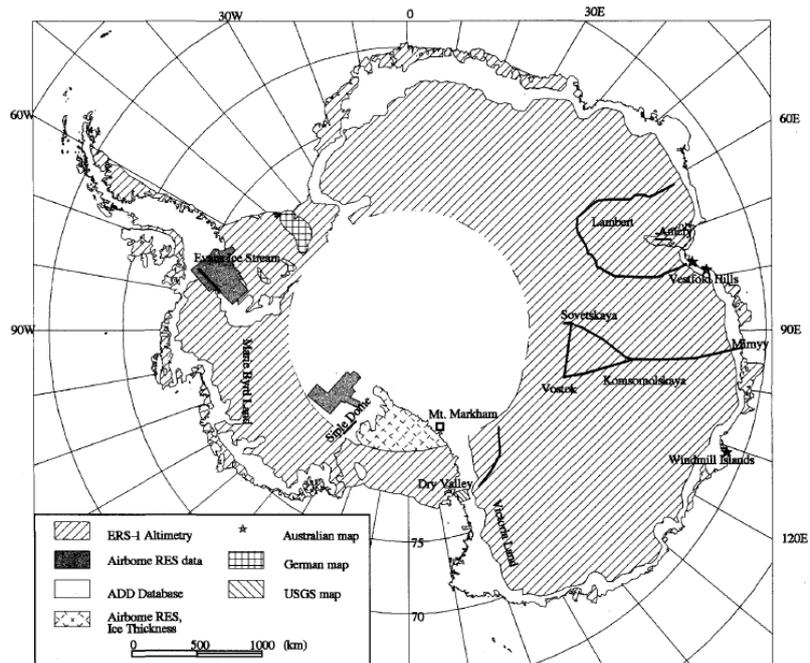


Fig.19.2: fonti per la generazione del dem RAMP, si noti come per la Terra Vittoria sia stato utilizzato il solo database ADD e non anche dati ERS altimetro.

Importante sottolineare che, al contrario del GTOPO, il RAMP non presenta una mascheratura degli oceani rispetto alla linea di costa e quindi è da ritenere più indicato per lo spianamento degli interferogrammi delle regioni costiere.

| morfologia | aree montagnose | coste a picco | ghiacciai interni, plateau interno non oltre gli 81.5°S | lingue glaciali | plateau oltre gli 81.5° S |
|---------------------------------|-----------------|---------------|--|-----------------|---|
| Passo di campionamento (xy) [m] | 200 | 400 | 5000 (dove siano stati utilizzati dati ERS altimetro) 1000 (dove disponibili rilievi radar aerei) | | 10000 (non sono disponibili dati ERS altimetro ma solo isoipse a piccola scala) |
| Accuratezza altimetrica [m] | 100-130 | 35 | 15 | 2 | |

Tab. 19.1: DEM RAMP con passo di campionamento nominale 200m: risoluzione planimetrica effettiva e accuratezza altimetrica per le diverse morfologie di territorio rappresentato (Liu et al., 1999).

Il RAMP è disponibile in tre versioni corrispondenti a diversi valori di passo di campionamento, 200m (quella utilizzata, generata con l'aggiornamento più recente del database ADD), 400m, 1000m, da considerarsi comunque nominali dato che la risoluzione planimetrica effettiva, analogamente all'accuratezza planimetrica, varia da luogo a luogo in funzione della densità di campionamento, della scala e della qualità dei dati utilizzati come fonte.

Il confronto in aree campione con immagini ortorettificate ad alta risoluzione ha consentito di stimare che l'accuratezza planimetrica di features estratte dal RAMP, cioè l'indeterminazione associata alla loro posizione, sia in generale migliore di 100/300 m, con un sensibile

peggioramento (con offset anche fino a 3-5 km) nelle aree dove si sono utilizzate le isoipse digitalizzate presenti nel database ADD (Liu et al., 1999).

Per via dell'intrinseca disomogeneità di campionamento delle isoipse e della geometria di acquisizione del radar altimetro la variabilità spaziale presentata dall'accuratezza altimetrica dipende invece non solo dalle qualità delle fonti ma anche dalla morfologia del territorio rappresentato (cfr. tab.19.1).

In particolare nell'area oggetto di studio il confronto con i dati della traversa di altimetria barometrica (presente nel database ADD ma non introdotta nell'interpolazione appunto perché servisse da elemento di validazione) ha evidenziato uno scarto quadratico medio di 14m (Liu et al., 1999).

Database ADD (Antarctic Digital Database)

Rappresenta l'unica fonte utilizzata sia dal GTOPO che dal RAMP per la Terra Vittoria, consiste in una raccolta di tutti i dati antartici disponibili (l'ultima release comprende anche il RAMP) realizzata e aggiornata dal British Antarctic Survey (BAS).

Per quel che riguarda la Terra Vittoria l'unica fonte considerata attendibile è rappresentata dalle carte topografiche a media scala, ottenute da rilievi a terra degli anni 60-70.

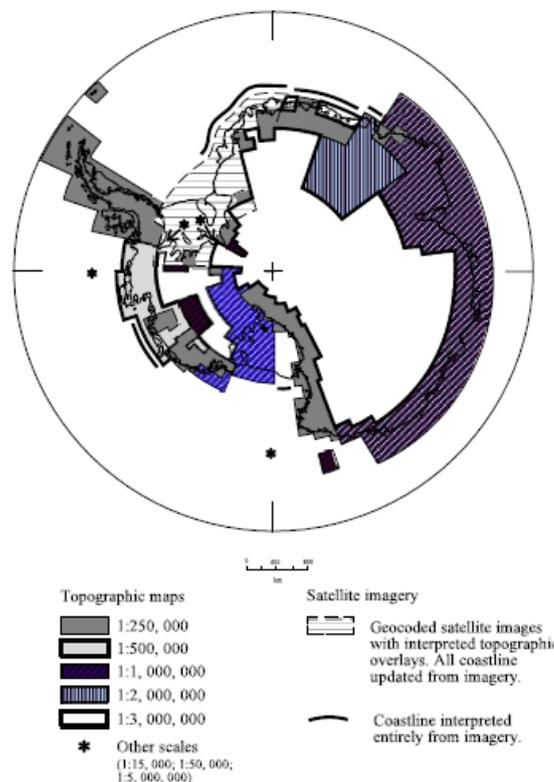


Fig .19.3
La divisione in quadranti e la nomenclatura è quella dell' International Map of the World (IMW).

Si ritiene opportuno riportare per ognuno dei quadranti in figura il dettaglio delle caratteristiche delle cartografie utilizzate per la costituzione del database ADD perché sia possibile rendersi conto dell'intrinseca scarsa accuratezza dei dati a disposizione.

SR 57-58 –SS 55-57

“Australian Antarctic Territory, Ross Dependency, base compilation series”

Approntate alla scala 1:1.000.000 dall’Australian Division of National Mapping e dall’Australian Surveying and Land Information Group; fonti:

fotografie e punti di controllo ANARE (Australian National Antarctic Research Expeditions) 1954-1971, volo US Navy 1947, altro.

SS 55-57, SR 59-60, SS 58-60, SS 57-60

Si tratta di varie mappe appartenenti alla serie Antartica Reconnaissance Series, approntate dall’ USGS alla scala 1:250.000 da voli aerofotogrammetrici US Navy 1955, 1957, 1960, 1962, 1964; negli anni sono poi state tutte a più riprese revisionate e aggiornate con dati glaciologici (posizioni delle grounding lines, etc...) più recenti.

In generale il principale limite di queste carte aerofotogrammetriche è la scarsa accuratezza planimetrica, imputabile alla bontà dei gcp e delle tecniche di navigazione utilizzate in quegli anni.

METODI DI INTERPOLAZIONE

Isoipse e punti quotati digitalizzati dalle mappe originali sono state interpolati sia in GTOPO che nel RAMP con varianti dello stesso algoritmo ANUDEM (acronimo di Australian National University DEM), sviluppato da Hutchinson nel 1989 (Gersch et al., 1999).

Questo algoritmo è stato specificatamente sviluppato per generare DEM idrologicamente consistenti dall’interpolazione di dati vettoriali a densità variabile.

Sostanzialmente si tratta di un algoritmo che itera alle differenze finite un’interpolazione di tipo spline, ottimizzato in modo da coniugare l’efficienza computazionale degli interpolatori locali (inverse distance weighted) con la continuità nella superficie garantita dagli interpolatori globali (kriging, splines).

Le caratteristiche della funzione interpolante sono definite tramite un sistema di pesi relativi (*roughness penalty*) assegnati alle derivate prime (pendenze) e seconde (curvatura) introdotto nella minimizzazione di una funzione, *roughness function*, che descrive le asperità della superficie: risolvere questo problema di minimo vincolato consente l’individuazione dell’interpolazione corrispondente alla minima curvatura di una superficie spline piana.

Si tratta quindi di un interpolatore non esatto, che cioè, per meglio descrivere la continuità del trend regionale, non rispetta esattamente i valori dei dati utilizzati, con uno smoothing (“lisciatura”) dei dati che a volte, per la disomogenità nella distribuzione delle isoipse e dei punti quota, può comportare l’introduzione di artefatti, in particolare depressioni spurie.

Per contenere gli effetti di uno smoothing eccessivo è stata implementata nell'algoritmo ANUDEM l'opzione di *drainage enforcement*, che consente di imporre al modello il rispetto di un reticolo idrografico, identificato automaticamente tramite l'analisi della distribuzione dei punti di massima curvatura locale delle isoipse.

Si consideri ad esempio la tipica morfologia ad U di una valle glaciale racchiusa tra fianchi molto scoscesi: l'opzione *drainage enforcement* consente di fissare la posizione del fondovalle che, per via della pendenza bassa, presenta una densità di isoipse e punti quota molto inferiore rispetto a quella dei versanti e dei crinali e quindi potrebbe risultare distorta nel processo d'interpolazione.

Quest'opzione di *drainage enforcement* nel GTOPO in Antartide non è utilizzata.

L'interpolatore utilizzato per il RAMP è TOPOGRID, denominazione commerciale dell'implementazione dell'algoritmo ANUDEM nel software ESRI ArcInfo (Hutchinson, 1989).

Per contenere in maniera ancora più efficace gli errori comportati dalla disomogeneità del campionamento si è però prima effettuata una densificazione delle curve di livello nelle zone pianeggianti e a bassa pendenza.

Un confronto condotto in ambiente GIS tra GTOPO e RAMP ha evidenziato come appunto le differenze maggiori (anche diverse decine di metri) si verificano in corrispondenza di brusche variazioni nella densità delle curve di livello.

E' quindi possibile concludere che, per quanto riguarda l'area di studio, le differenze riscontrate tra GTOPO e RAMP siano imputabili sia alle diverse modalità con le quali l'algoritmo ANUDEM è stato utilizzato che, anche se in misura minore, ai diversi criteri nella selezione delle fonti presenti nel database ADD.

Si descrivono ora nei prossimi capitoli le caratteristiche dei dati radar e laser altimetro utilizzati per la generazione del dem ICESat-SRA.

Questi stessi dati sono stati utilizzati per la verifica dell'accuratezza del DEM a livello puntuale, per rendersi cioè conto di come avesse lavorato l'interpolatore e, nel caso dei dati laser altimetro, anche per l'orbital refinement.

Capitolo 20

SRA Satellite Radar Altimeter

Dato che al momento non sono disponibili manuali che presentino una trattazione specifica a cui rimandare come riferimento, si ritiene opportuno premettere un'introduzione teorica agli aspetti che più interessano l'analisi condotta: si propone una sintesi che prende spunto da alcuni degli articoli più significativi presenti in letteratura, indicati di volta in volta nelle note bibliografiche.

Un radar altimetro consiste in un sensore attivo che rispetto al tempo di volo effettua misure puntuali della distanza satellite-terreno (non si tratta quindi di un imaging sensor, come invece il SAR).

L'illuminazione avviene nadiralmente, non lateralmente come nel SAR.

Il sensore emette impulsi in banda Ku o S, quindi con una notevole risoluzione in range, migliore anche rispetto a quella dei SAR in banda X, modulati linearmente in frequenza ad una certa PRF.

I radar altimetri si distinguono in beam limited e pulse limited:

- Beam limited (come anche il laser altimetro, trattato nel capitolo successivo)
La dimensione dell'impronta a terra (footprint) è determinata dall'angolo di apertura del fascio d'antenna (nel laser dall'angolo di divergenza).
eq. 20.1

$$X = \frac{\lambda h}{L}$$

dove con X s'indica l'impronta a terra, con λ la lunghezza d'onda, con h l'altezza del satellite, con L la lunghezza fisica dell'antenna (Elachi e van Zyl, 2006).

Sia perché è necessario che l'intera footprint sia acquisita simultaneamente sia per ottenere buone risoluzioni in range bisogna che l'angolo di divergenza sia piccolo, il che corrisponde al dover utilizzare antenne lunghe anche una decina di metri, ed è inoltre importante che l'angolo di puntamento sia molto preciso.

Per tutti questi motivi i radar altimetri beam limited sono ormai da anni poco utilizzati.

In caso di superficie ideale (piana e liscia) la distribuzione che l'energia del segnale retrodiffuso assume rispetto al tempo è gaussiana: il punto che si considera per la determinazione della misura in range (tracking point), corrisponde al massimo della curva (cioè il centro della campana).

- Pulse limited (cfr. fig. 20.1): la superficie illuminata ad un certo istante è determinata solamente dalla durata dell'impulso trasmesso, corrispondente alla risoluzione in distanza, e non dall'apertura del fascio d'antenna.
eq. 20.2

$$X = 2\sqrt{c\tau h}$$

dove τ è la durata dell'impulso e c al solito la velocità di propagazione del segnale (Elachi e van Zyl, 2006).

In questo modo è possibile utilizzare anche antenne di dimensioni minori, comprese indicativamente tra gli uno e i due metri (ad esempio ERS 1.2 m); da precisare comunque che, analogamente al SAR, in realtà si utilizza un chirp, cioè un impulso relativamente lungo, modulato linearmente in frequenza, (cfr. cap. Risoluzione geometrica) poi processato in modo che corrisponda ad un impulso breve. Rispetto al tempo l'energia del segnale retrodiffuso presenta una funzione di distribuzione cumulativa, corrispondente all'integrale delle distanze in range di punti speculari: in condizioni ideali (specificate più avanti) il tracking point è individuato in corrispondenza della metà della curva.

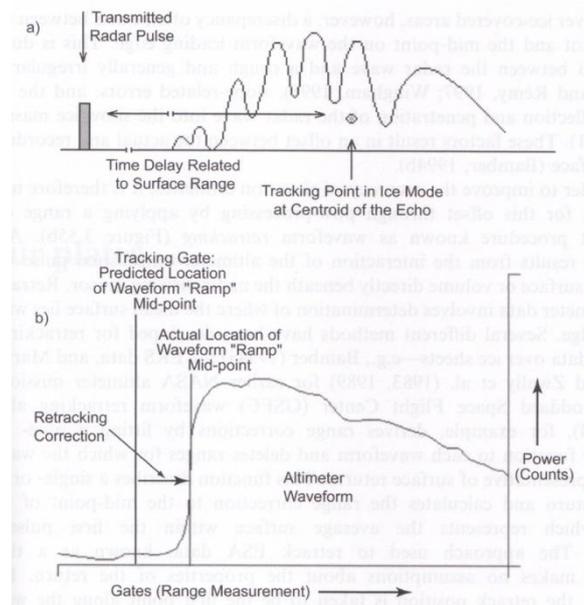


Fig. 20.1 (Massom e Lubin, 2006): impronta a terra di un radar altimetro pulse limited (PLF pulse limited footprint).

Si considera una condizione ideale di riflessione lambertiana su una superficie liscia e piana (sia nel senso di curvatura della superficie di riferimento che di assenza di pendenza) quindi caratterizzata da una riflessione totale senza assorbimento.

- a) sezione laterale dell'ampiezza dell'impulso emesso dal radar altimetro, con R è indicato il range in nadir
- b) l'impronta è circolare e presenta un'evoluzione lineare nel tempo, qui schematizzata in tre istanti successivi t_0 , t_1 , t_2 .
 t_0 è all'istante in cui il leading edge dell'impulso colpisce il punto della superficie più vicino al sensore che in questo caso ideale si trova in corrispondenza del nadir.
L'impronta è circolare e cresce linearmente fino a raggiungere il suo massimo in t_1 quando la superficie è raggiunta dal trailing edge (l'intervallo di tempo $t_1 - t_0$ compreso tra leading e trailing edge corrisponde alla durata dell'impulso τ).
Non appena inizia la retrodiffusione del trailing edge, nonostante l'area rimanga costante, il cerchio si trasforma in corone circolari con raggi via via crescenti.
- c) waveform: corrispondente profilo dell'evoluzione lineare nel tempo dell'energia del segnale retrodiffuso.

L'energia inizia a decrescere per il decadimento del pattern d'antenna e per imprecisioni nella determinazione dell'angolo di puntamento, fino a cadere sotto la soglia di rumore o venire tagliata dalla finestra di campionamento (Rosmorduc et al., 2009).

In caso di superficie non ideale, si consideri ad esempio la morfologia di una valle stretta tra versanti scoscesi, al leading edge risulta associato il punto più alto, al trailing edge quello più basso.

L'impronta è quindi maggiore perché il tempo necessario all'impulso per andare dalla cresta alla gola eccede l'effettiva durata dell'impulso.

Non planarità della superficie, asperità e assorbimento comportato dalla penetrazione del segnale nel ghiaccio fanno sì che l'impronta assuma una forma irregolare o che addirittura perda continuità.

Il segnale retrodiffuso ricevuto viene poi campionato rispetto a finestre temporali molto strette dette range windows o gates.

Le ampiezze dei segnali campionati in gates successivi sono poi combinate in modo da ricostruire una forma d'onda (waveform).

Il contenuto informativo della waveform è quindi duplice: sia distanza in range corrispondente al solo ritorno che inerente le caratteristiche della superficie illuminata.

Il range è derivato dal dispositivo di campionamento, che è in grado di predirlo centrando la waveform in corrispondenza di un dato tracking gate.

L'energia che risulta associata ad ognuna delle finestre di campionamento (range gates) corrisponde alla retrodiffusione avvenuta in uno dei diversi anelli concentrici definiti da curve di isorange nella porzione di superficie racchiusa all'interno dell'impronta a terra (fig. 20.2).

Quindi ogni finestra corrisponde ad un intervallo di tempo di alcuni nanosecondi impiegato dall'energia dell'onda elettromagnetica per compiere il percorso in andata e ritorno.

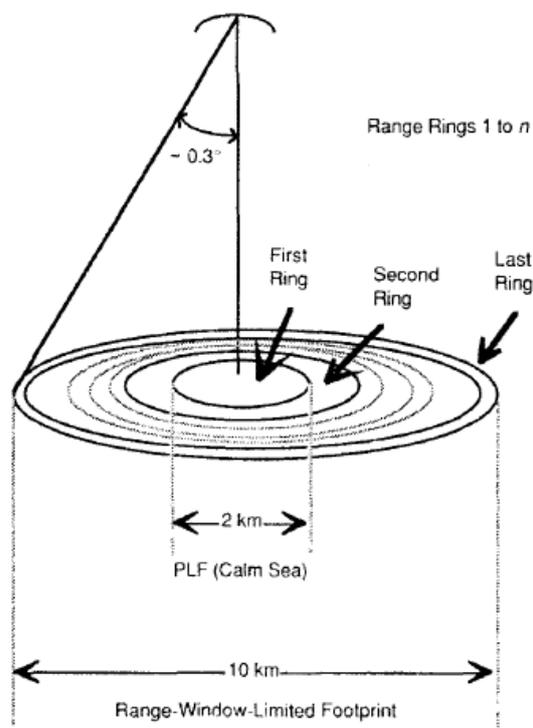


Fig. 20.2 (Fetterer et al., 1992): ogni anello corrisponde ad un gate in range nella waveform digitale ottenuta dal campionamento. Si noti che gli anelli sono tanti quanti i gates. La PLF è l'anello ad energia maggiore, la range-window limited footprint la superficie complessivamente campionata.

Per ERS il diametro dell'impronta a terra è intorno ai circa 2 km per superfici piane ma si dilata significativamente in caso di asperità morfologiche a grande scala.

Quindi per tutti questi motivi il radar altimetro non è l'ideale per la misura delle terre emerse, in particolar modo se caratterizzate da una notevole variabilità, come è proprio il caso delle morfologie glaciali,.

Di seguito una breve digressione, senza nessuna pretesa di completezza, inerente i principali problemi che si possono presentare nell'utilizzo dei dati radar altimetro e le strategie di mitigazione che è possibile attuare per cercare di contenerli.

In caso di superficie non ideale, all'interno dell'impronta risultano essere comprese quote differenti che determinano waveform distorte dalla presenza di più leading edges.

A quest'inconveniente, che a volte può addirittura comportare il verificarsi di soluzioni di continuità nel tracking, si è parzialmente ovviato introducendo una seconda modalità di misura, detta ice-mode, caratterizzata da una banda in frequenza più ampia (per ERS di un fattore 4) e quindi da una minore risoluzione in range (ridotta chiaramente dello stesso fattore di proporzionalità dato che lunghezza d'onda e frequenza sono inversamente proporzionali): in questo modo il tracker è comunque in grado di garantire il mantenimento della consistenza della waveform.

Il passaggio da una modalità all'altra avviene in maniera automatica rispetto ad una maschera geografica.

Alcuni algoritmi di tracking associano la misura in range al baricentro della waveform in modo da evitare l'ambiguità di dover scegliere fra più leading edges eventualmente presenti.

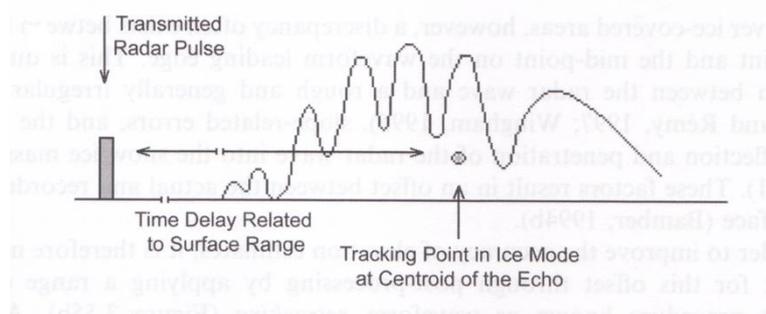


Fig. 20.3 (Massom e Lubin, 2006)

Retracking

L'algoritmo di tracking associa la quota media della superficie al punto del leading edge della waveform corrispondente alla metà dell'energia del segnale retrodiffuso (punto di retrack).

La misura del range è riferita al centro del gate, però solo nel caso ideale esso corrisponde al punto di retrack.

Per come è implementato l'algoritmo questa condizione risulta infatti verificata solo quando la distanza in range cambia lentamente e in maniera prevedibile nel tempo, condizione corrispondente ad una distribuzione gaussiana delle pendenze (ad esempio gli oceani) mentre in condizioni non ideali, come appunto quelle del continente antartico, si verificano offset tra la superficie vera e quella registrata.

Per le terreferme si rende quindi necessaria una correzione del range, il waveform retracking, rispetto alla misura della distanza del leading edge della waveform dal centro del gate (Davis, 1992).

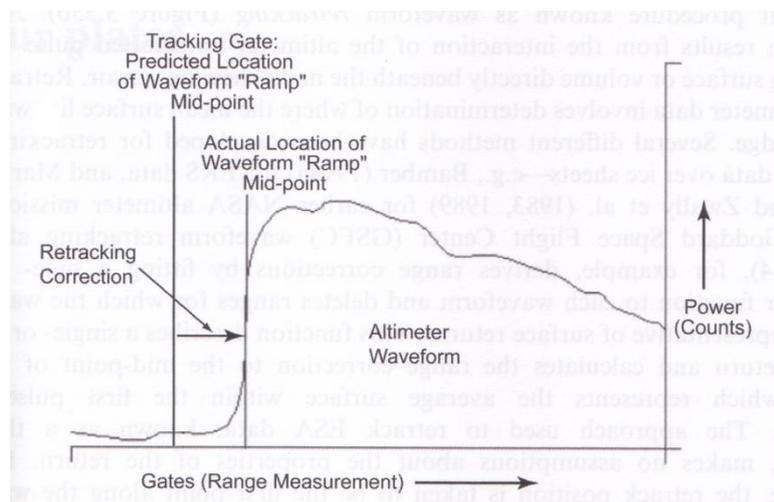


Fig. 20.4 (Massom e Lubin, 2006): waveform retracking, con ramp s'intende il leading edge della waveform (Bernard et al., 2004).

Slope correction

Gli altimetri sono progettati in modo da consentire un'acquisizione corretta anche con pendenze della superficie indicativamente fino a 1° (soglia che dipende dalle caratteristiche del sensore) ma al momento della fruizione dei dati è importante avere ben presente la distinzione tra pendenza regionale e locale (dove per locale s'intende calcolata rispetto alle dimensioni along-track/across-track dell'impronta a terra): anche quando la prima è inferiore ai limiti dell'altimetro la seconda, che vi si sovrappone, può presentare una variabilità tale da rendere inutilizzabile buona parte di quanto acquisito (Martin et al., 1983).

E' quindi necessaria anche una correzione che, tenendo conto della pendenza locale, consenta una corretta associazione del valore di range misurato alla posizione a terra.

Questo perché una superficie caratterizzata (nella direzione along track) da un angolo d'inclinazione α rispetto all'orizzontale comporta nella misura in range un effetto analogo a quello di una deviazione dello stesso angolo α della direzione di osservazione rispetto al nadir (off-nadir).

Si tratta di una traslazione del punto associato alla misura di range a monte rispetto al punto corrispondente al nadir (subsattellite point), con conseguente sovrastima della quota (si ricordi che una distanza in range geometricamente corrisponde al raggio di una sfera centrata nel sensore).

L'errore, sistematico, è determinato dal trovarsi l'impronta più vicina al sensore di quanto non lo sia invece il subsattellite point sulla superficie di riferimento (cfr. fig. 20.5).

eq. 20.3

$$\Delta H = h(1 - \cos \alpha)$$

dove ΔH è la differenza tra il range rispetto alla superficie di riferimento e quello misurato dall'impronta, h l'altezza orbitale, α l'angolo di pendenza misurato in radianti (Martin et al., 1983).

Per angoli piccoli è possibile introdurre l'approssimazione (Brenner et al., 1983):

eq. 20.4

$$\Delta H = \frac{h\alpha^2}{2}$$

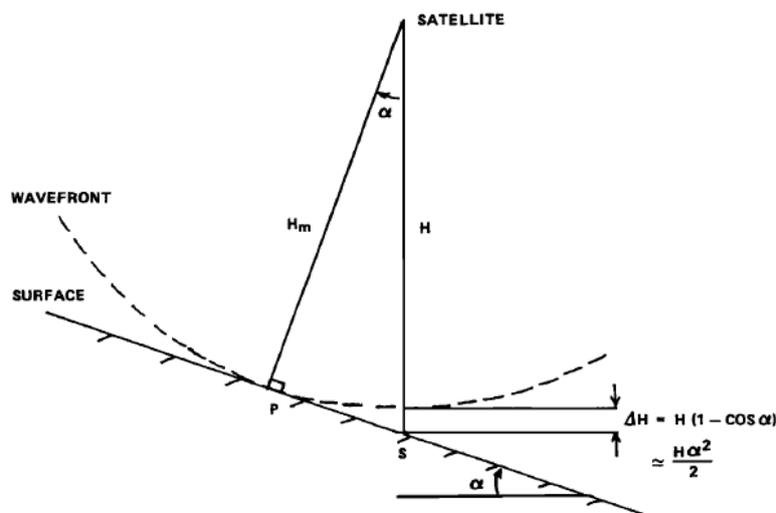


Fig. 20.5 (Bernard et al., 2004): con S si indica il sub satellite point, corrispondente al nadir, con H l'altezza orbitale (h nelle formule), H_m la misura di range, cioè la distanza del sensore rispetto al punto più vicino P (closest approach point).

Si noti come questa modellizzazione della geometria di acquisizione consenta di quantificare solo la componente along track della pendenza, quella across track è concettualmente analoga ma di più difficile determinazione perché la considerevole spaziatura delle tracks rende necessario considerarne invece che una sola l'intero network dell'area in interesse (Bernard et al., 2004).

Per la correzione di quest'errore indotto dalla pendenza, slope-correction, negli anni si sono individuati tre approcci (cfr. fig. 20.5)

- approccio "diretto" (a volte lo si trova impropriamente indicato solo come slope correction): è il più immediato, si calcola la correzione da apportare al range con l'eq. 20.3 per determinare la quota del sub satellite point S, il problema è la determinazione della pendenza dato che l'andamento della superficie reale inizialmente non è noto se non eventualmente in maniera approssimata.
- relocation, si corregge il range in modo che sia riferito alla posizione del punto di closest approach sulla superficie reale (anche qui il problema principale consiste nel conoscere inizialmente solo la superficie misurata), modificandolo in modo da tener conto del fatto che corrisponde ad una distanza inclinata e non a quella riferita al nadir, si calcola infine la corrispondente quota corretta.
- approccio "intermedio", non si corregge il range rispetto a S o P, come nei due approcci precedenti, ma si determina la posizione del punto compreso tra S e P che effettivamente corrisponde sulla superficie reale a quella specifica misura in range.

Si tenga presente che l'implementazione di questi metodi prevede il ricorso a interpolazioni che, modificando il campionamento, introducono a loro volta errori sistematici significativi. Per avere un'idea dell'ordine di grandezza dei numeri in gioco si consideri ad esempio che una pendenza regionale di 1° induce un offset verticale di 120 m, non mitigabile dai metodi di slope-correction, che consentono un contenimento efficace dell'errore solo per pendenze inferiori ai $0.2-0.3^\circ$ (Ekholm et al., 2002).

Caratteristiche principali dell'altimetro montato sui satelliti ERS 1-2:

| | |
|---|---|
| banda | Ku (13.575 GHz) |
| durata impulso | 3.125 ns |
| diámetro (lunghezza) antenna | 1.2 m |
| footprint | da 1.2 km a 16 km, tipicamente 4 km |
| PRF | 1024 Hz |
| Angolo di apertura del fascio d'antenna | 1.29° |
| intrapulse distance along track | 335 m |
| intrapulse distance across-track | funzione della latitudine, 4 km a 60°, 2 km a 70° |
| limite attendibilità retracking | 0.8° |
| copertura | 81.5° |

Diverse studi hanno indicato come prudenziale una soglia di pendenza corrispondente a metà della divergenza del raggio, 0.65° per ERS (Ekholm et al., 2002), che applicando le opportune correzioni è possibile ampliare anche fino a 0.8°, con precisioni che indicativamente possono essere considerate comprese tra i 60 cm e i 4-10 m (Brenner et al., 2007).

Come si evince dalla mappa delle fonti in figura nella Terra Vittoria Settentrionale non sono stati utilizzati dati 20. mentre in altre zone dell'Antartide sono stati considerati attendibili dati ERS1 altimetro con pendenze anche fino a 0.8°, opportunamente corretti con tecniche di waveform retracking e slope correction.

Contestualizzando queste considerazioni all'area di studio appare evidente come, avendo a disposizione anche i dati ICESat GLAS, sia preferibile non utilizzare quelli ERS altimetro per il reperimento di punti di controllo in nessuna delle tre porzioni del ghiacciaio mentre è possibile considerarli come riferimento per la validazione del DEM interferometrico nella lingua del Drygalski e in alcune delle zone pianeggianti più estese (fig. 20.6 - 20.7 - 20.8).

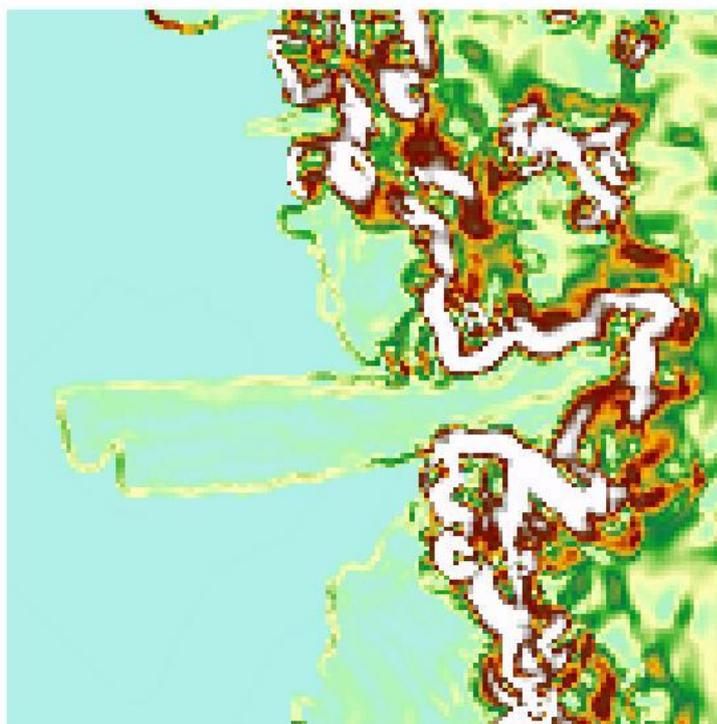


Fig.20.6: mappe delle pendenze ricavata in ArcGIS dal DEM ICESat-SRA. Le pendenze sono espresse in gradi. Si consideri che essendo il passo di campionamento del DEM di 1 km non è possibile ritenere la mappa delle pendenze indicativa della variabilità della pendenza locale a piccola scala. Nonostante il RAMP abbia una risoluzione geometrica migliore (200m) si è scelto di prendere a riferimento il DEM ICESat-SRA. perché rappresenta il dato altimetrico al momento più accurato. Il non tenere conto della pendenza locale porta a sovrastimare le aree potenzialmente indicate per l'impiego dei dati ERS altimetro, si tenga presente questa considerazione anche in riferimento alla validazione del dato ERS altimetro che si propone nel prossimo paragrafo.

Validazione dei dati ERS altimetro nell'area di studio

La validazione dei dati ERS altimetro è avvenuta in ambiente GIS tramite un confronto con i punti ICESat GLAS e GPS presenti in un intorno di 200m.

Il dato ERS altimetro è reso disponibile in formato ascii come coppia di coordinate geografiche nel datum WGS84, con associata la quota ortometrica riferita al geode OSU91A e il corrispondente valore di ondulazione.

Operativamente si è generato uno shapefile, lo si è convertito in proiezione stereografica polare, poi si è desunta la quota ellissoidica applicando la formula di Bruns:

$$h = H + N$$

dove h è la quota ellissoidica, H quella ortometrica, N il valore di ondulazione.

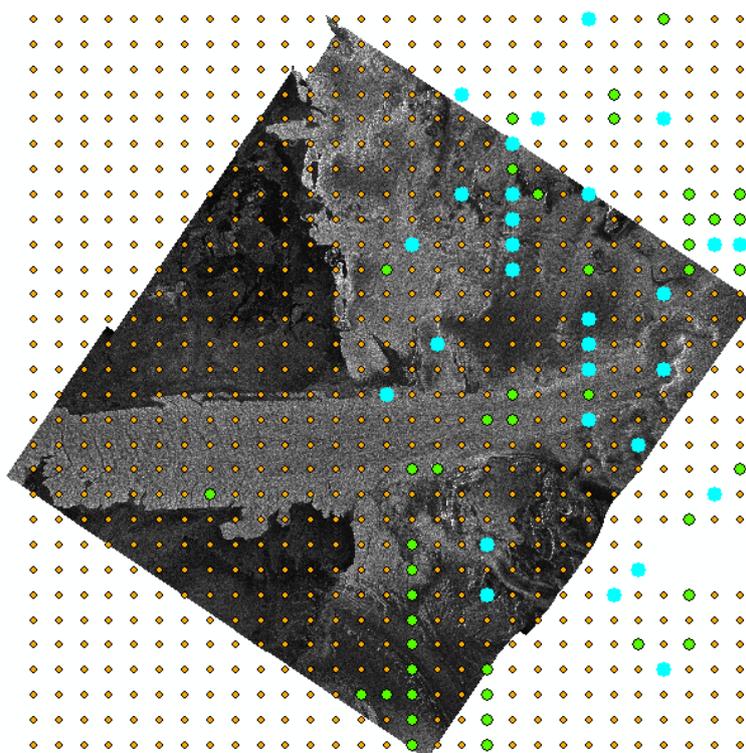


fig. 20.7: confronto tra il dato ERS altimetro e quello ICESat GLAS e GPS.

In fig. 20.6, legenda:

- in arancione i punti ERS altimetro considerati
- in verde i punti ERS altimetro che presentano una distanza inferiore ai 200 m rispetto al punto ICESat GLAS o GPS più vicino,
- evidenziati in azzurro quelli che fra questi presentano una differenza di quota ellissoidica maggiore di 50 m rispetto alla quota dei punti GLAS-GPS.

Un valore di raggio di cattura di 200m si ritiene rappresenti un buon compromesso tra le caratteristiche morfologiche della lingua, dove lo si sarebbe anche potuto espandere, e quelle dei rilievi interni, dove la pendenza è significativa e quindi localmente si possono verificare dislivelli anche notevoli.

Si consideri inoltre che è necessario tener conto anche delle impronte a terra del radar e del laser altimetro.

Utilizzare un raggio di cattura più ampio da un lato avrebbe consentito di aumentare il numero di punti considerati ma dall'altro avrebbe comportato la necessità di introdurre un sistema di pesi inversamente proporzionali alla distanza (o al suo quadrato) in modo da non alterare la significatività statistica del confronto.

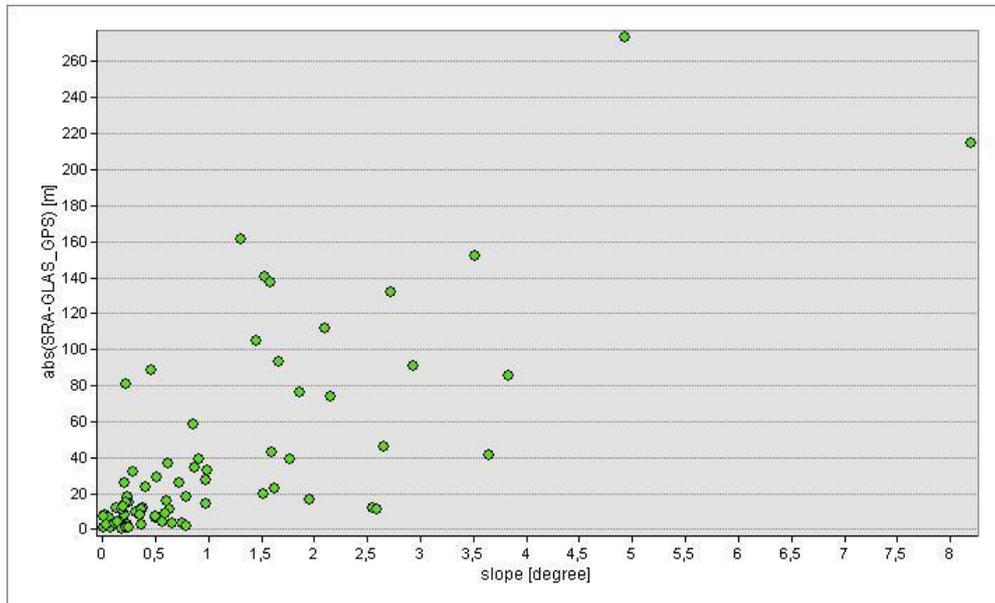


Fig. 20.8: grafico che illustra la dipendenza dell'accuratezza delle quote ERS altimetro in funzione della pendenza regionale; in ascissa la pendenza calcolata in gradi rispetto al DEM ICESat-SRA (risoluzione geometrica 1km), in ordinata il valore assoluto della differenza tra quota ERS altimetro e quota GLAS-GPS. Si noti come sia possibile considerare attendibili solo i punti ubicati in zone con pendenza contenuta entro il limite di applicabilità del retracking, 0.8° .

Dal segno della differenza, che nel grafico è considerata in valore assoluto, si evince come il dato ERS altimetro risulti sistematicamente più alto rispetto a quello GLAS, e questo rappresenta una conferma a quanto si trova in (Bamber et al., 2009) in riferimento all'intero continente.



Fig. 20.9: classificazione della mappa di pendenza ottenuta dal DEM ICESat-SRA. (fig. 20.5) rispetto al valore limite di 0.8° ; in grigio chiaro le celle con pendenze inferiori alla soglia, in grigio scuro quelle con pendenze maggiori.

Si noti come i punti ERS altimetro che presentano un valore assoluto della differenza maggiore di 50m si trovano tutti nelle aree a pendenza maggiore.

Si ribadisce ancora una volta (cfr. didascalia fig. 20.5) come questa mappa non possa essere ritenuta espressione della variabilità della pendenza locale perché la risoluzione geometrica del DEM dal quale è stata generata non lo consente: questo significa che probabilmente le aree con pendenza locale maggiore di 0.8° sono in realtà molto più estese.

Capitolo 21

ICESat GLAS

Il 12 gennaio 2003 la NASA ha lanciato il satellite ICESat (Ice, Cloud and Land Elevation Satellite) per il monitoraggio della criosfera (copertura $\pm 86^\circ$, contro gli 81.5° di ERS 1-2 ed Envisat).

A bordo del satellite un unico sensore, il laser altimetro GLAS (Geoscience Laser Altimeter System), queste le sue caratteristiche principali:

- impronta del laser: 66m
- lunghezza d'onda del raggio utilizzato per l'altimetria: 1064 nm
- equidistanza degli spot along track: 172m, corrispondente ad una frequenza di emissione degli impulsi di 40 Hz.
- epispaziatura across track: dipende dalla latitudine, 15 km a 80° , 20 km a 70° (Bamber et al., 2009)
- accuratezza orizzontale: ± 10 m

Come superficie di riferimento si considera l'ellissoide Topex-Poseidon (lo stesso utilizzato nell'omonima missione, dalla quale prende il nome) con datum cartesiano geocentrico: la georeferenziazione avviene combinando il vettore posizione del sensore GLAS con la misura della congiungente sensore-bersaglio data dalla misura laser.

In stretta analogia con i lidar aviotrasportati la posizione del sensore è determinata tramite un sistema che integra un GPS, che provvede al posizionamento assoluto e al timing, con una piattaforma inerziale, che determina gli angoli d'assetto (Sirota et al., 2005).

L'accuratezza della misura dipende in primis dalla precisione con cui si determina l'angolo di puntamento (che determina l'orientazione spaziale del vettore slant range rispetto al sensore), definito rispetto ad un sistema di riferimento inerziale celeste (SRS Stellar Reference System) tramite una star track camera (cioè in buona sostanza un telescopio collegato ad un sensore ccd).

Dato che il sistema è stato progettato in modo da riuscire a contenere nei 10 cm l'accuratezza nella misura in range per pendenze fino ai 3 deg la corrispondente precisione nella determinazione dell'angolo di puntamento è necessario sia di circa $7.3 \mu\text{rad}$ (Sirota et al., 2000).

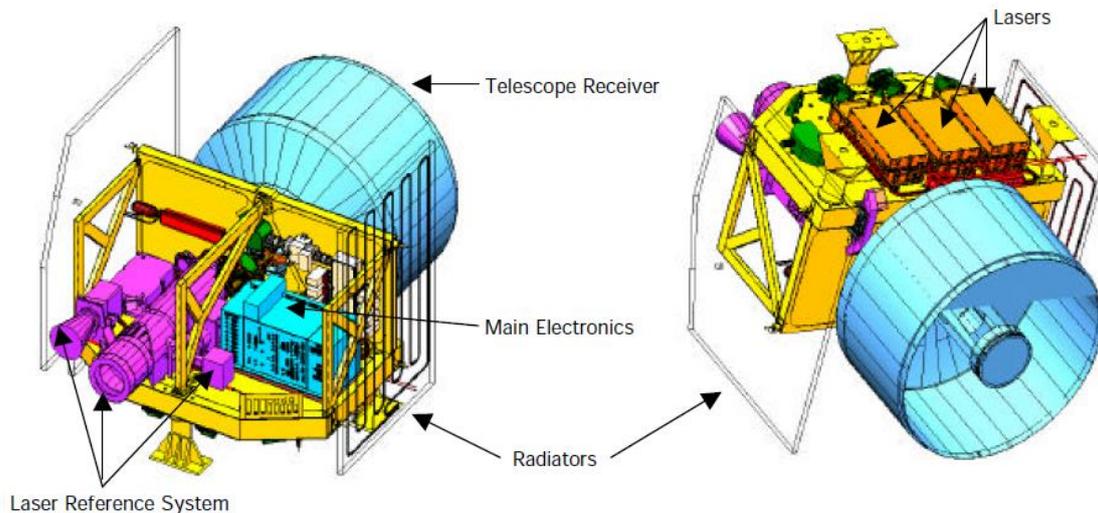


Fig. 21.1 (NASA, 2002): satellite ICESat.

Dato che il valore di quota associato allo spot si ottiene come media dei valori compresi nell'impronta, l'accuratezza (cioè la differenza rispetto al valore vero), a prescindere dalle varie fonti d'errore, dipende dall'angolo di divergenza del raggio, in particolare in caso di asperità e rilievi (snagging-effect).

GLAS presenta rispetto ai radar altimetri una divergenza molto minore, che consente un'impronta a terra di dimensioni notevolmente più contenute e quindi un'accuratezza migliore.

Dato che la precisione con la quale si determina l'angolo di puntamento è continuamente migliorata come indicativi della precisione nella determinazione della quota in funzione della pendenza si possono considerare i valori riportati in una pubblicazione del 2007 (Brenner et al., 2007), la più vicina all'epoca di acquisizione dei dati che si sono utilizzati in questa ricerca:

da 14 cm per pendenze trascurabili a 59 cm per pendenze comprese tra 1.1° e 1.2° (si consideri che lo studio è stato condotto rispetto a incrementi nella pendenza di 0.1°), valori significativamente migliori rispetto a quelli dei radar altimetri.

Si tenga comunque presente che questi valori sono stati ottenuti applicando una tecnica di waveform retracking, per descriverla è necessaria una breve digressione su come avviene la riflessione dell'impulso.

La forma d'onda (waveform) che si considera qui consiste nell'energia del segnale retrodiffuso corrispondente ad un singolo impulso laser e presenta un'intensità che è funzione del tempo di volo (e quindi dello slant range), della riflettanza e della scabrosità della superficie illuminata.

Mentre la riflettanza, più accentuata in caso di superfici lisce e piane, induce un aumento dell'energia dei ritorni che porta ad una saturazione del sensore, la scabrosità ne determina la dispersione, con conseguente aumento del rumore (ed è anche per questo motivo, oltre che per il contenimento dello snagging-effect, che la focalizzazione del raggio è importante). L'utilizzo di una lunghezza d'onda nel campo del visibile, quindi minore rispetto a quelle caratteristiche della banda del radar, evita quella che altrimenti rappresenterebbe un'altra

fonte d'errore, la penetrazione del raggio nella neve e nel firn, con il problema di una maggiore variabilità spaziale e temporale dovuta alla stagionalità (Massom e Lubin, 2006) (maggiori dettagli riguardo alla penetrazione delle onde elettromagnetiche nella criosfera si trovano nel cap. Coerenza).

Si consideri inoltre che a questa frequenza non si verificano ritardi ionosferici significativi (cfr. cap. Atmosfera) ma che d'altro canto si ha un'accentuata sensibilità alle perturbazioni e alle anisotropie della troposfera: impossibilità ad attraversare le nuvole più spesse, ritardi in quelle più rarefatte (forward scattering).

Ritornando al waveform retracking questa tecnica consiste nell'individuare una gaussiana che si adatti alla forma d'onda: il valore in slant range corrispondente al centroide della gaussiana è il dato che si considera per la determinazione dell'altimetria (Brenner et al., 2007).

La saturazione, distorcendo la forma d'onda, introduce un sistematismo nella gaussiana che comporta un allungamento del valore di slant range e quindi la determinazione di una quota inferiore a quella reale (Brenner et al., 2007; Fricker et al., 2005); il forward scattering, solitamente ma non sempre (Brenner et al., 2007), induce un effetto analogo (Fricker et al., 2005; Zwally et al., 2002).

Da ricordare per completezza che GLAS è dotato anche di un altro laser, a frequenza più elevata, con lunghezza d'onda 534 nm, per lo studio dell'atmosfera.

DATI UTILIZZATI

Il dato GLAS è processato dall'ICESAT Science Investigator-Led Processing System (I-SIPS) e distribuito dal National Snow and Ice Data Center (NSIDC) in 15 formati binari:

| Name | Description |
|-------|---|
| GLA01 | GLAS/ICESat L1A Global Altimetry Data |
| GLA02 | GLAS/ICESat L1A Global Atmosphere Data |
| GLA03 | GLAS/ICESat L1A Global Engineering Data |
| GLA04 | GLAS/ICESat L1A Global Laser Pointing Data |
| GLA05 | GLAS/ICESat L1B Global Waveform-based Range Corrections Data |
| GLA06 | GLAS/ICESat L1B Global Elevation Data |
| GLA07 | GLAS/ICESat L1B Global Backscatter Data |
| GLA08 | GLAS/ICESat L2 Global Planetary Boundary Layer and Elevated Aerosol Layer Heights |
| GLA09 | GLAS/ICESat L2 Global Cloud Heights for Multi-layer Clouds |
| GLA10 | GLAS/ICESat L2 Global Aerosol Vertical Structure Data |
| GLA11 | GLAS/ICESat L2 Global Thin Cloud/Aerosol Optical Depths Data |
| GLA12 | GLAS/ICESat L2 Antarctic and Greenland Ice Sheet Altimetry Data |
| GLA13 | GLAS/ICESat L2 Sea Ice Altimetry Data |
| GLA14 | GLAS/ICESat L2 Global Land Surface Altimetry Data |
| GLA15 | GLAS/ICESat L2 Ocean Altimetry Data |

Tab. 21.1

Le codifiche L1A, L1B ed L2 corrispondono ad una classificazione rispetto al tipo di processing:

- livello1, comprende il formato GLA01, consistente nei dati altimetrici preprocessati ai quali non è stata applicata alcun tipo di correzione, e i formati da GLA02 a GLA 06, dati relativi ai parametri d'acquisizione e alle modalità con le quali sono state effettuate la correzioni.
- livello2, gli altri formati, da GLA08 a GLA15, dati già corretti.

Si sono utilizzati dati GLA06 e GLA12, queste le fasi in cui è consistita la preparazione del dato con programmi di conversione resi disponibile dal NSIDC:

- trasformazione da formato binario a formato ASCII con il tool NGAT (NSIDC GLAS Altimetry elevation extractor).
- le posizioni sono espresse in coordinate geografiche rispetto all'ellissoide Topex Poseidon, è quindi necessario un passaggio di datum per renderli congruenti al dato interferometrico; si è utilizzato uno script IDL, convert_ellipsoid.pro (Sirota et al., 2000).
- creazione in ambiente GIS del corrispondente shapefile puntuale, successivamente convertito in proiezione stereografica polare.

Il limite principale dei dati GLAS è rappresentato dalla disomogeneità nella distribuzione spaziale (fig. 21.2), data dalla distanza tra le tracks, che impedisce la generazione di un DEM a scala regionale senza l'integrazione con altre fonti, che, quasi sempre meno precise, ne comportano un deterioramento della qualità.

Un DEM dell'intero Antartide con soli dati ICESat è stato pubblicato nel 2008: presenta una risoluzione spaziale di 500m ma accuratèzze altimetriche discrete solo dove il dato è effettivamente presente (DiMarzio et al., 2008).

Validazione in ambiente GIS

Il confronto con il dato GPS, rappresentato sia dai vertici della rete VLNDF che soprattutto da altri rilievi e traverse che negli anni sono stati effettuati, ha consentito una validazione del dato GLAS nell'area d'interesse.

Si consideri infatti che le statistiche riportate in letteratura (cfr. cap. ICESat-GLAS), essendo riferite ad intere macroregioni dell'Antartide, non possono essere considerate più di tanto significative dell'effettiva accuratezza del dato in un'area di estensione limitata.

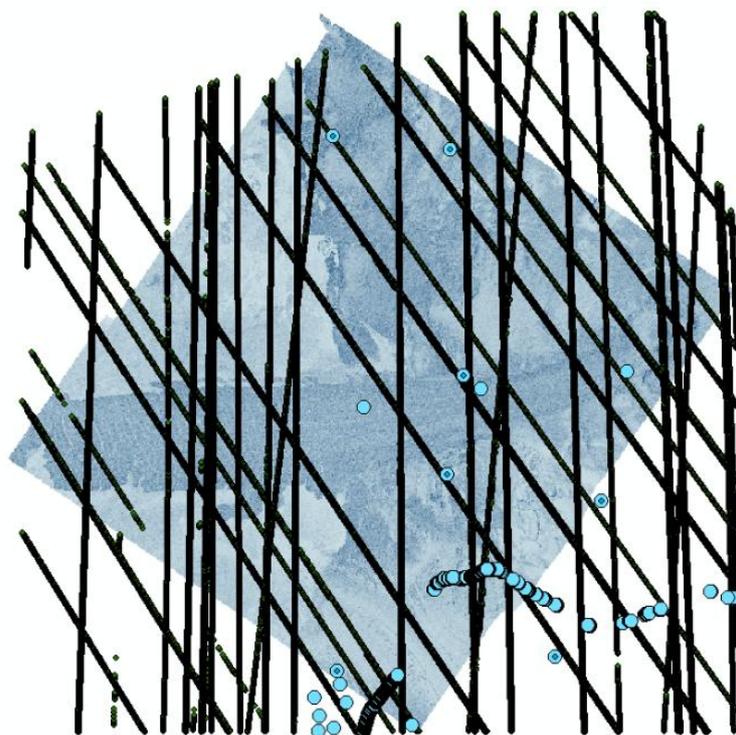


Fig. 21.2: validazione in ambiente GIS del dato laser altimetro GLAS.

Descrizione dei dati considerati, rappresentati in proiezione stereografica polare:

- in azzurro chiaro i punti GPS, quelli appartenenti alla rete VLNDEF sono contrassegnati da un cerchio azzurro scuro all'interno;
- in verde scuro, di dimensioni minori, i punti ICESat GLAS:
- in toni d'azzurro una delle scene ERS.

Questo passaggio è delicato in quanto le misure GPS, frutto di rilievi diretti, rappresentano l'unica fonte di cui si ha la certezza dell'attendibilità: dato che la distribuzione spaziale non ne consente un confronto, assicurarsi che il dato GLAS sia in buon accordo con quello GPS consente di considerarlo come verità a terra nelle successive validazioni.

Operativamente si è confrontato ogni punto GPS sia con il punto GLAS più vicino in un intorno di 100m che con la media di quelli contenuti nel raggio di cattura (la procedura empirica di reiezione degli outliers dal dataset GLAS è descritta nel cap. "Verifica dell'accuratezza dei DEM disponibili").

Dato che le differenze sono contenute nell'ordine dei 10m si è concluso che, per quanto riguarda la regione del Drygalski, i dati GLAS possano essere considerati attendibili al pari di quelli GPS.

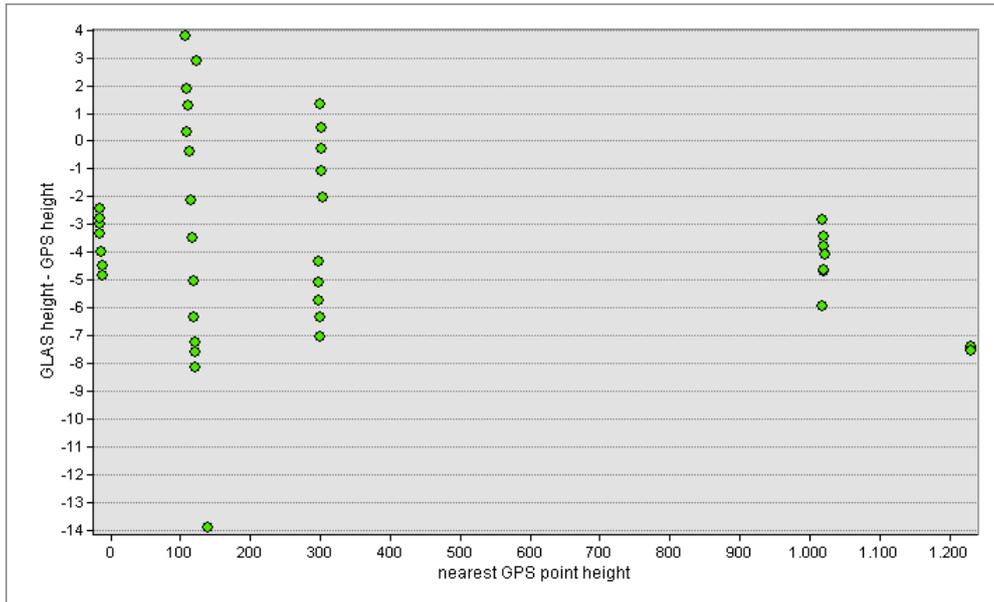


Fig. 21.3: grafico che illustra la dipendenza dell'accuratezza altimetrica del dato ICESat-GLAS in funzione della quota ellissoidica; in ascissa la quota ellissoidica del punto GPS più vicino in un intorno di 100m, in ordinata la differenza presentata rispetto a questo punto.
 La disposizione dei punti a transetti verticali è dovuta alla disposizione planimetrica dei punti (cfr. fig. 21.2).

Capitolo 22

ICESat-SRA DEM

La pubblicazione di questo DEM, nel dicembre 2009 (Bamber et al., 2009), è talmente recente che di fatto non ha ancora un nome che lo identifichi in maniera sintetica, qui lo si chiamerà ICESat-SRA DEM; da precisare comunque per completezza che in realtà era già stato utilizzato anche un paio d'anni prima in alcuni articoli di interesse glaciologico (Joughin e Bamber, 2005; Rignot et al., 2008) dagli autori, Bamber, Gomez-Dans e Griggs (ai quali si farà implicitamente riferimento nel proseguo del capitolo).

Questo DEM è stato ottenuto combinando i dati ERS altimetro (SRA) con quelli ICESat GLAS, coniugando quindi la buona copertura garantita dalla densità di campionamento dei primi con la notevole accuratezza altimetrica dei secondi.

Al contrario che nel RAMP e nel GTOPO non sono stati utilizzati dati ADD, nonostante gli autori sopracitati riconoscano che questi avrebbero potuto contribuire a migliorare l'accuratezza del DEM nelle catene montuose più aspre ed elevate, come ad esempio la Catena Transantartica.

La risoluzione spaziale è di 1 km, valore che rappresenta il compromesso ritenuto ottimale per cercare di contenere il più possibile (32%) il numero delle celle il cui valore è risultato del processo d'interpolazione, effettuato con un kriging ordinario.

Per ovviare alla non contemporaneità delle due tipologie di dati utilizzati si è applicata una correzione che tenesse conto dei cambiamenti intercorsi tra la campagna di acquisizione di ERS, 1994-1995, e quella di ICESat, 2003-2008, con pesi proporzionali alle diverse accuratezze.

La validazione è stata effettuata dagli autori sopracitati tramite confronto con dati LIDAR aviotrasportato ed evidenzia un notevole miglioramento dell'accuratezza altimetrica rispetto a tutti gli altri DEM a scala continentale finora prodotti (Bamber e Griggs, 2009).

Dove il dato LIDAR non è disponibile si sono considerate altre fonti, ad esempio nella Terra Vittoria Settentrionale il dato radar altimetro aviotrasportato della campagna ISODYN/WISE (cfr. fig. 22.1).

L'accuratezza media del DEM è di un metro negli ice shelves, di qualche metro nelle zone pianeggianti interne, di qualche decina di metri nei rilievi.

Un degrado significativo si verifica, con errori anche di diverse decine di metri, in corrispondenza di morfologie caratterizzate da brusche rotture di pendenza (ad esempio i versanti scoscesi della Catena Transantartica).

Si ricorda infatti che a inficiare l'accuratezza dei dati dai quali il DEM è stato generato (cfr. cap. SRA e ICESat GLAS) non è tanto la pendenza regionale quanto piuttosto le asperità del terreno e la variabilità della pendenza locale.

Si consideri infatti che, nonostante il grado di asperità sia comunque solitamente proporzionale alla pendenza regionale, quando la curvatura della superficie (corrisponde alla derivata seconda della superficie) è minima, il grado di asperità è basso, come ad esempio nel

caso degli ice shelves, caratterizzati da pendenze locali importanti ma sostanzialmente “lisci” se considerati a scala chilometrica (Bamber et al., 2009).

Un sistema di filtraggio dei dati in funzione della pendenza consente di mantenere un’accuratezza elevata anche dove la morfologia non è eccessivamente accentuata (Bamber et al., 2009).

Da tenere presente comunque che la diminuzione della densità dei punti comportata da questo sfooltimento rende ancora più problematica l’interpolazione.

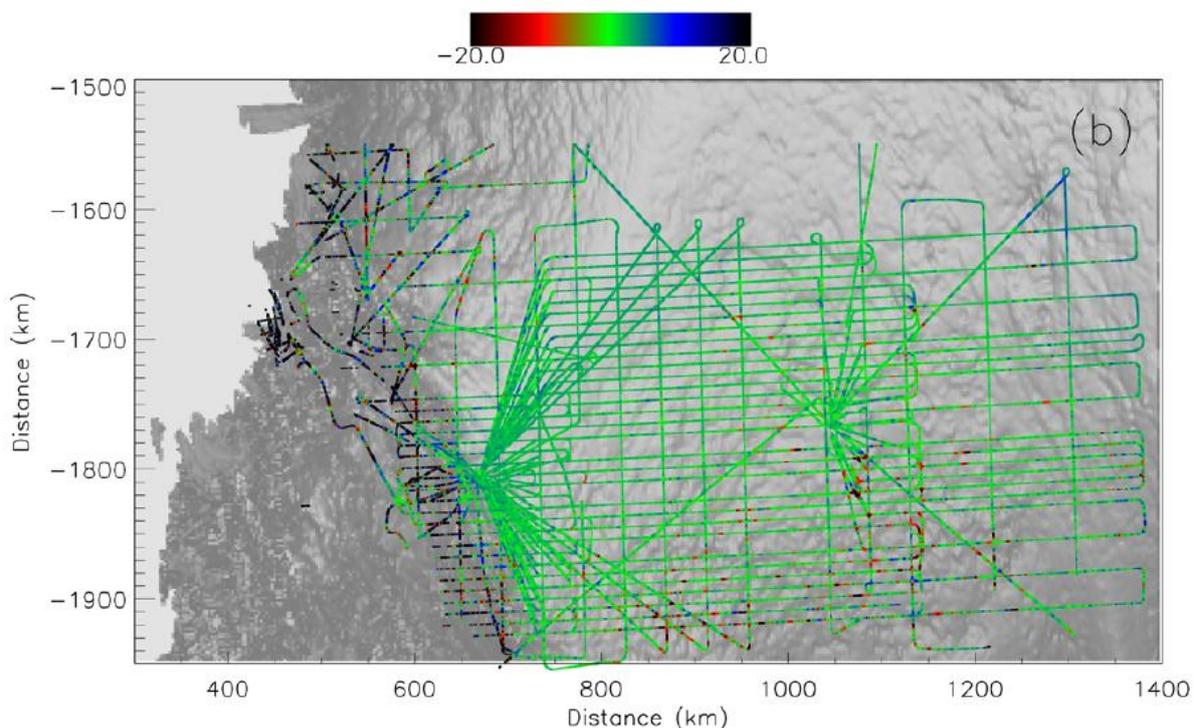


Fig. 22.1 (Bamber e Griggs, 2009): differenze tra il dato radar altimetro aviotrasportato ISODYN/WISE e il DEM ICESat-SRA nella Terra Vittoria Settentrionale; la sagoma del ghiacciaio David Drygalski è riconoscibile in alto a sinistra. Nonostante l’area oggetto di studio della presente ricerca non sia coperta dal dato ISODYN/WISE è plausibile inferire per i rilievi un’accuratezza media del DEM indicativamente non migliore di una ventina di metri.

Dato che gli autori dei lavori di riferimento indicati all’inizio del capitolo non riportano nelle loro pubblicazioni dati inerenti l’accuratezza del DEM nell’area oggetto di studio della presente ricerca, si è preferito effettuare almeno una validazione speditiva del dataset tramite un confronto con i dati altimetrici di altra natura a disposizione per l’area in studio, i risultati ottenuti saranno descritti nel prossimo capitolo.

Capitolo 23

Verifica dell'accuratezza dei DEM disponibili

La verifica dell'effettiva accuratezza dei DEM disponibili per l'area di studio è strettamente indispensabile per l'individuazione delle coppie interferometriche da ordinare (si ricorda che perché lo spianamento sia efficace è necessario che il DEM presenti un'accuratezza migliore dell'altezza d'ambiguità, parametro controllato dalla lunghezza della componente perpendicolare del baseline).

L'analisi è stata condotta in ambiente GIS utilizzando il software ArcGIS 9.3 considerando come area campione l'estensione del frame della "coppia di coppie" processata.

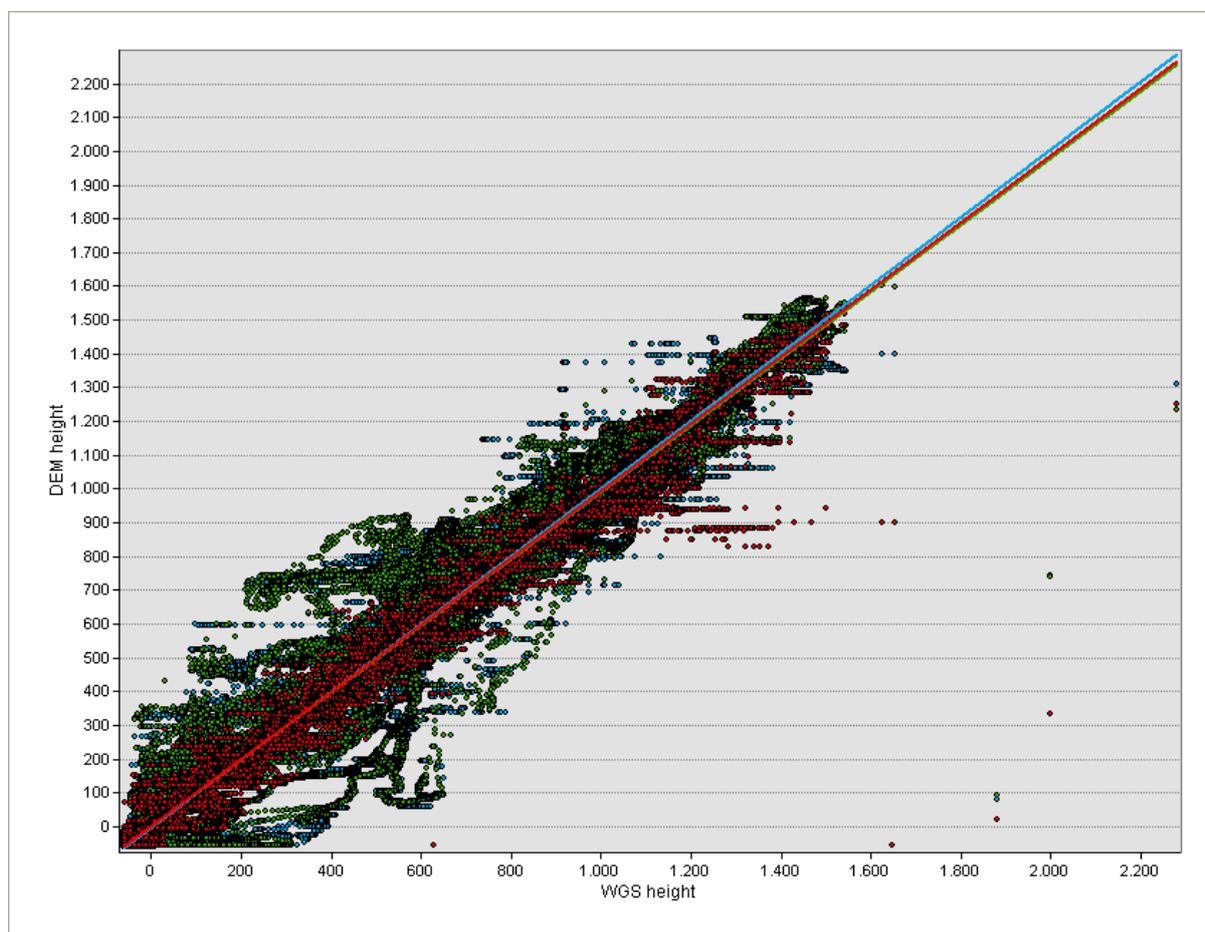


Grafico 23.1: in ascissa la quota ellissoidica dei punti GLAS, considerata come riferimento per la validazione, in ordinata la quota associata al corrispondente pixel di ognuno dei tre DEM.

- in rosso DEM ICESat-SRA
- in verde RAMP
- in azzurro GTOPO

Questo grafico è stato molto utile per una prima reiezione empirica degli outliers più evidenti dal dataset GLAS: dove il punto si discosta notevolmente da tutti e tre i DEM è probabile si tratti di un outlier.

Una verifica in ambiente GIS dell'andamento delle quote in un intorno del presunto outlier consente di appurare che non si tratti invece di un alto o basso morfologico (si considerano sia l'entità dei dislivelli che la distanza), che gli interpolatori di nessuno dei tre DEM consente di preservare, come si è verificato nella maggioranza dei casi.

In totale sono stati identificati 5 outlier (punti evidenziati in azzurro), come ad esempio i tre che, chiaramente riconoscibili nel grafico, presentano quota GLAS maggiore di 1800.

Non si è considerato in queste analisi il DEM prodotto per via interferometrica perché, come spiegato, è relativo alla sola lingua del Drygalski.

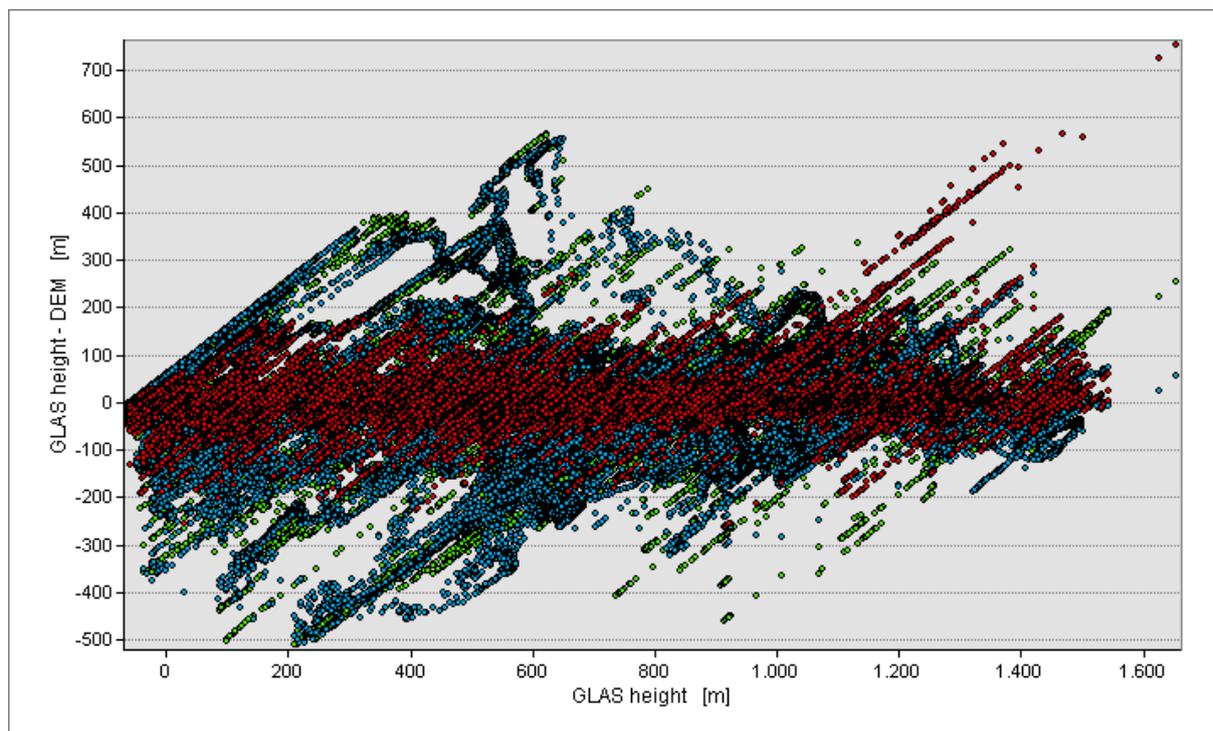


grafico 23.2: accuratezza altimetrica in funzione della quota ellissoidica, si sono esclusi dal confronto i punti GLAS corrispondenti al mare;

in ascissa la quota dei punti GLAS (successivamente alla reiezione degli outliers), in ordinata la corrispondente differenza presentata rispetto ad ognuno dei tre DEM (quota GLAS – quota DEM).

L'intento del grafico è quello di evidenziare la dispersione (quindi sostanzialmente la precisione) dei dati puntuali desumibili dai DEM rispetto ad un valore che è possibile assumere come "verità".

Questa dispersione dipende sia, lapalissianamente, dall'accuratezza del dato dal quale i DEM sono stati generati ma anche, ed è questo che soprattutto interessa osservare, dalle modalità con le quali è avvenuta l'interpolazione (dimensione della cella e interpolatore utilizzato).

Si consideri infatti che è questo secondo fattore che rappresenta la chiave di lettura per spiegare la differenza tra RAMP e GTOPO, generati sostanzialmente con gli stessi dati (database ADD), e quella presentata da ICESAT-SRA con gli stessi dati GLAS.

Le linee rappresentano le rette d'interpolazione: si ritiene indicativa di una maggiore precisione quella più vicino allo zero, che, come del resto atteso, è quella relativa ai dati ICESAT-SRA.

Capitolo 24

SCELTA IMMAGINI

Il reperimento del dataset di immagini utilizzate è avvenuto nell'ambito di un progetto Category1 avviato nel 2007 con l'Agenzia Spaziale Europea (ESA).

La denominazione Category1 corrisponde ad una delle due modalità di distribuzione dei dati attuate da ESA rispetto alla tipologia di utilizzo: Category1 ricerca, Category2 uso commerciale.

L'attivazione di un progetto Category1 prevede la presentazione di una proposta di ricerca (proposal) e, nel caso questa sia ritenuta valida, è possibile avere a disposizione un certo numero (quota) di scene ERS ed ENVISAT (nel nostro caso 25 scene ERS, 54 ENVISAT) al prezzo corrispondente al costo di riproduzione.

Una volta raggiunta per ERS la quota inizialmente assegnata è stato necessario richiedere a ESA di incrementarla, richiesta esaudita dietro la valutazione positiva di un report circa lo stato di avanzamento della ricerca.

CRITERI PER LA SCELTA DELLE IMMAGINI

Nella scelta delle immagini si è cercato in primo luogo di comprendere all'interno della stessa scena il maggior numero possibile di vertici VLNDEF in modo da minimizzare il numero di coppie necessarie e quindi risparmiare quota.

Poi si sono anche cercate coppie che presentassero l'overlap maggiore possibile con i DEM Lidar che l'USGS rende disponibili gratuitamente per la Terra Vittoria Meridionale (zona rete TAMDEF).

Questi DEM sono molto accurati, con passo di campionamento 2 m, e consentirebbero uno spianamento efficace anche di baseline piuttosto lunghi e quindi la generazione di DEM interferometrici potenzialmente ancora più accurati.

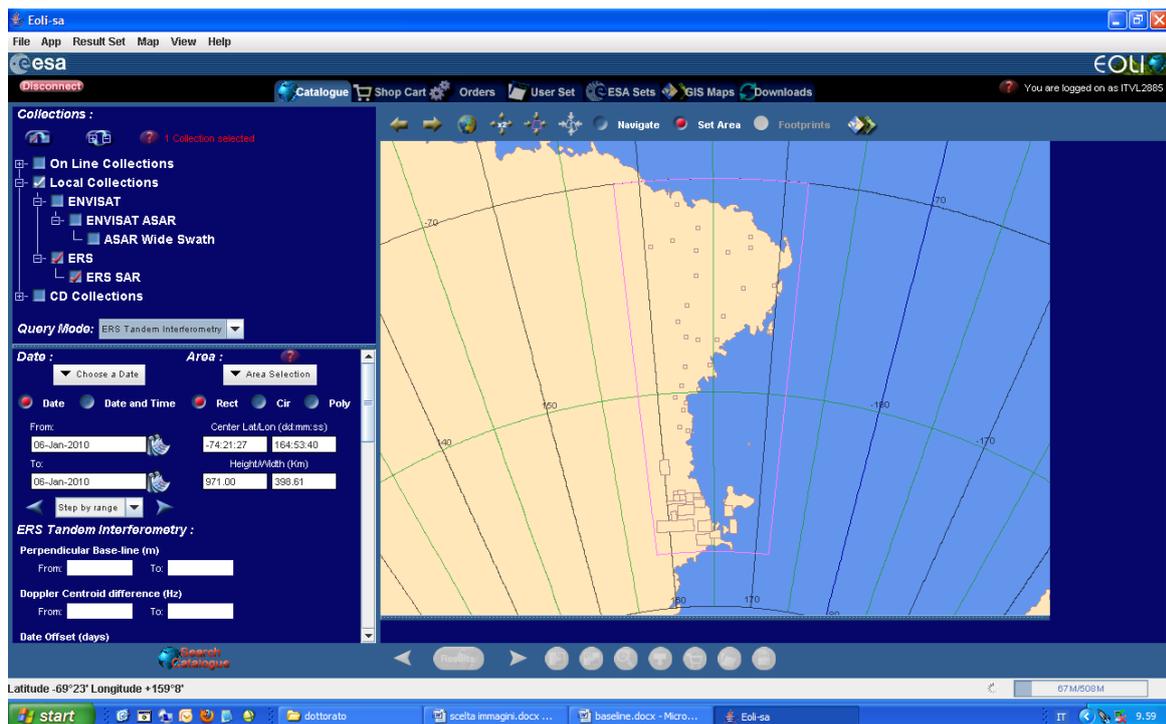


Fig. 24.1: finestra del catalogo EOLI-SA utilizzato per effettuare gli ordini, nell'area di ricerca corrispondente alla finestra delimitata dai bordi rosa sono presenti sia i vertici della rete VLNDEF nella Terra Vittoria Settentrionale (in alto) che i DEM Lidar USGS (in basso) nella Terra Vittoria Meridionale. Si notino nel riquadro in basso a sinistra le possibilità di restringere le condizioni rispetto alle quali effettuare la query.

Per la generazione degli shapefiles si è utilizzato il programma ArcGIS (ESRI), di seguito una breve descrizione degli step principali necessari:

shapefile puntuale vertici VLNDEF

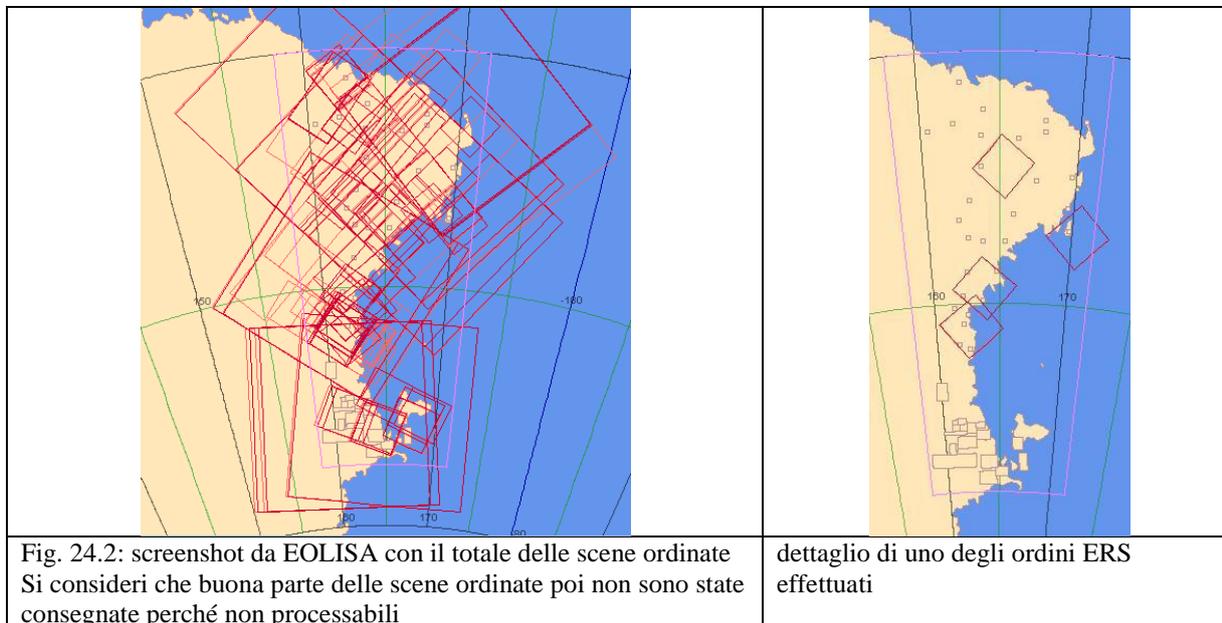
- creazione file di testo con le coordinate geografiche WGS84 dei vertici
- importazione in database .mdb
- creazione della geometria puntuale associata alle coordinate
- assegnazione esplicita della georeferenziazione

shapefile poligonale DEM Lidar USGS

- download dal sito http://usarc.usgs.gov/lidar_dload.shtml di tutti i 18 DEM Lidar disponibili per la Terra Vittoria Meridionale: si tratta di raster in formato .tif georeferenziati in Stereografica Polare con parallelo standard -71°S e origine delle longitudini 0° E.
- caricamento in ArcGIS dei singoli DEM
- costruzione dei corrispondenti poligoni d'ingombro
- Append dei singoli shapefile in modo da averne uno unico
- dato che nel world file .tfw dei raster il tipo di sistema di coordinate non è indicato si rende necessaria l'assegnazione esplicita della georeferenziazione in Stereografica

Polare allo shapefile append (risulta più conveniente farlo solo ora per un solo .shp piuttosto che per tutti i raster)

- trasformazione da Stereografica Polare a coordinate geografiche WGS84, l'unico sistema di coordinate gestito da EOLISA



Le immagini sono state richieste nei primi ordini in formato raw (Level0) e successivamente già focalizzate (Level1B).

ERS

Inizialmente i primi ordini sono stati effettuati rispetto ad un approccio three-pass interferometry, cioè una coppia tandem per la generazione del DEM ed un'altra scena nella stessa geometria di acquisizione per l'individuazione degli spostamenti.

Questo perché si presumeva che gli spostamenti che si verificano in una coppia tandem (chiaramente non sui ghiacciai) non introducessero nella fase interferometrica una componente tale da inficiare sensibilmente l'accuratezza del DEM.

Si consideri ad esempio un affioramento roccioso stabile: nonostante a livello macroscopico in un giorno non si verificano movimenti sensibili è sufficiente il normale scivolamento a valle di un nevaio o piccolo ghiacciaio di versante per introdurre nella fase interferometrica diversi cicli che poi sono erroneamente interpretati come topografia.

Allora si è integrato il dataset già acquisito in modo da arrivare ad avere una coppia a baseline corto e un'altra a baseline lungo, possibilmente acquisite a 35 o 70 gg. l'una dall'altra (d'ora in avanti si farà riferimento a questa configurazione come coppia di coppie).

La coppia a baseline corto è espressione del solo movimento, mentre quella a baseline lungo contiene sia topografia che movimento.

Assumendo una linearità del movimento è possibile sottrarre la fase interferometrica della coppia a baseline corto da quella a baseline lungo, in modo da isolarne la componente di residuo topografico dalla quale è poi possibile generare un DEM potenzialmente accurato. La descrizione dei dettagli operativi di questa strategia si trova nel cap. Descrizione approccio.

ENVISAT ASAR

Le scene sono state ordinate in modalità wide-swath (dimensione 400 km) in modo da consentire uno studio a livello regionale.

Il tempo di rivisitazione di 35gg di questo satellite comporta che in Antartide le coppie presentino una decorrelazione temporale talmente sensibile da renderle utilizzabili in un approccio two pass interferometry solo se a baseline corto per la generazione di mappe di spostamento.

Negli anni si sono verificati diversi inconvenienti tecnici al funzionamento di EOLISA per quanto riguarda query su ENVISAT nella Terra Vittoria, tutti ogni volta segnalati al servizio ESA che ha in carico la manutenzione di EOLISA (probabilmente si tratta della difficoltà nel gestire la convergenza dei meridiani nelle query spaziali).

Inoltre l'elevato numero di acquisizioni disponibili richiede di restringere l'area di ricerca al poche decine di chilometri per evitare che il server non riesca a gestire la query (processate a volte anche in più di 10 ore).

Per tutti questi motivi il dataset ENVISAT è al momento ancora in fase di costituzione, la prospettiva sarebbe quella di riuscire ad avere le scene necessarie per un approccio four pass interferometry analogo a quello descritto per ERS.

Tra l'altro si ricorda che ENVISAT presenta parametri orbitali notevolmente più accurati rispetto a quelli di ERS, al punto da non necessitare di un punto di controllo per la georeferenziazione/coregistrazione e questo rappresenta senz'altro un elemento a favore di questo sensore.

UTILIZZO DEI CATALOGHI ESA

Per l'individuazione delle scene si è utilizzato EOLI-SA (EOLI è l'acronimo di Earth Observation Link), un catalogo on line specificatamente sviluppato da ESA: come architettura è sostanzialmente analogo ad un webgis, l'utente installa il programma in locale come client ed effettua ricerche on line sul server ESA.

Per contenere il più possibile la latenza che spesso si verifica nelle chiamate al server è opportuno restringere la ricerca ad un'area limitata, che è possibile individuare sia graficamente in mappa che indicandone le coordinate del poligono d'ingombro.

Le query possono avvenire rispetto a diversi criteri, quello più significativo è rispetto alla lunghezza del baseline, calcolato da EOLISA con precisione più che accettabile per una finalità di ricerca immagini (la differenza rispetto a quello calcolato da SARscape è di qualche metro).

La strutturazione delle query rappresenta un aspetto piuttosto delicato perché per quanto si cerchi di ottimizzarle a volte i tempi di risposta del server sono anche di svariate ore, inconveniente che rende la ricerca senz'altro non agevole, anche perché tra l'altro c'è sempre l'eventualità che il client incorra in un crash, nonostante le ultime release siano più stabili rispetto alle prime.

Per un certo periodo di tempo in EOLI-SA l'informazione inerente il baseline non è stata disponibile e quindi si dovuto utilizzare DESCW (Display Earth remote sensing Swath Coverage for Windows), un catalogo ESA off-line.

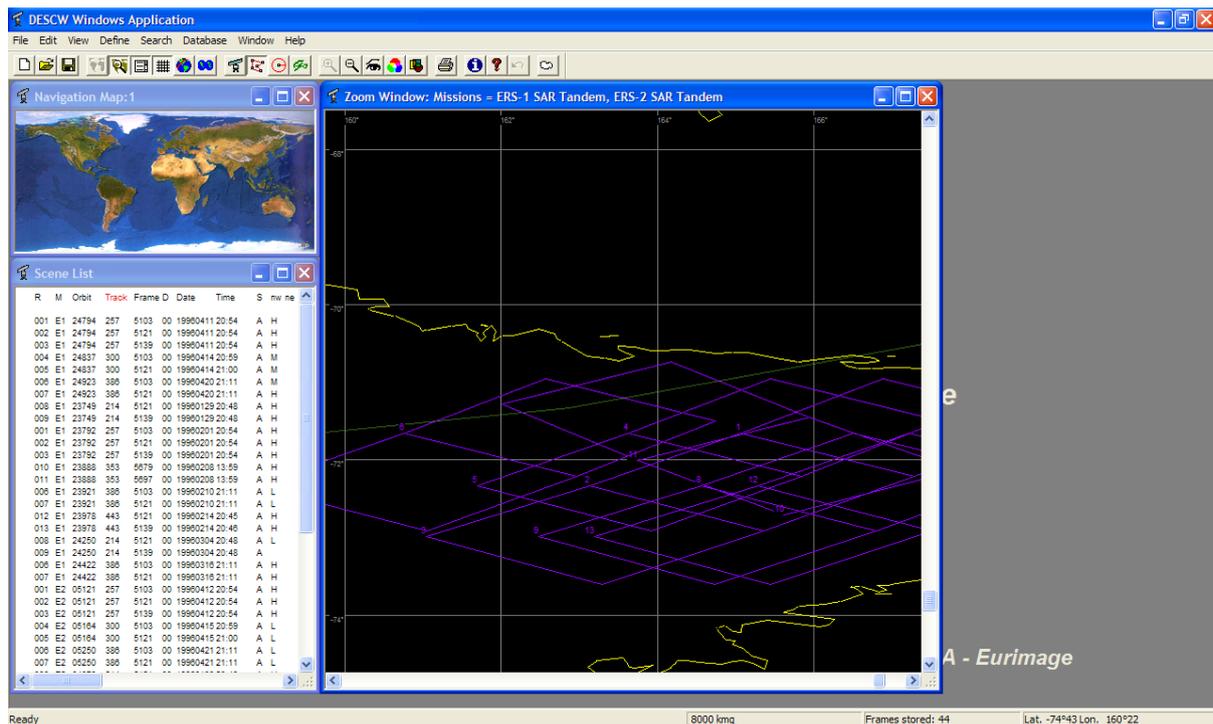


Fig. 24.3: finestra principale del catalogo DESCW.

Il principale problema nell'utilizzo di DESCW è che appunto è off-line e quindi statico all'epoca del suo sviluppo (ad esempio la release attualmente disponibile, 4.70, è stata rilasciata il 28.09.2009): mentre EOLISA accede su server a informazioni continuamente aggiornate, DESCW, per forza di cose, non effettua l'eliminazione automatica delle scene che via via sono risultate non processabili negli ordini sottomessi dagli utenti di tutto il mondo.

Quindi data una certa geometria di acquisizione (stessa track stesso frame) si è dovuto prima effettuare una ricerca in DESCW per baseline, e poi verificare in EOLISA che le immagini fossero effettivamente ordinabili.

Track n. : 257 - Frame n. : 5121

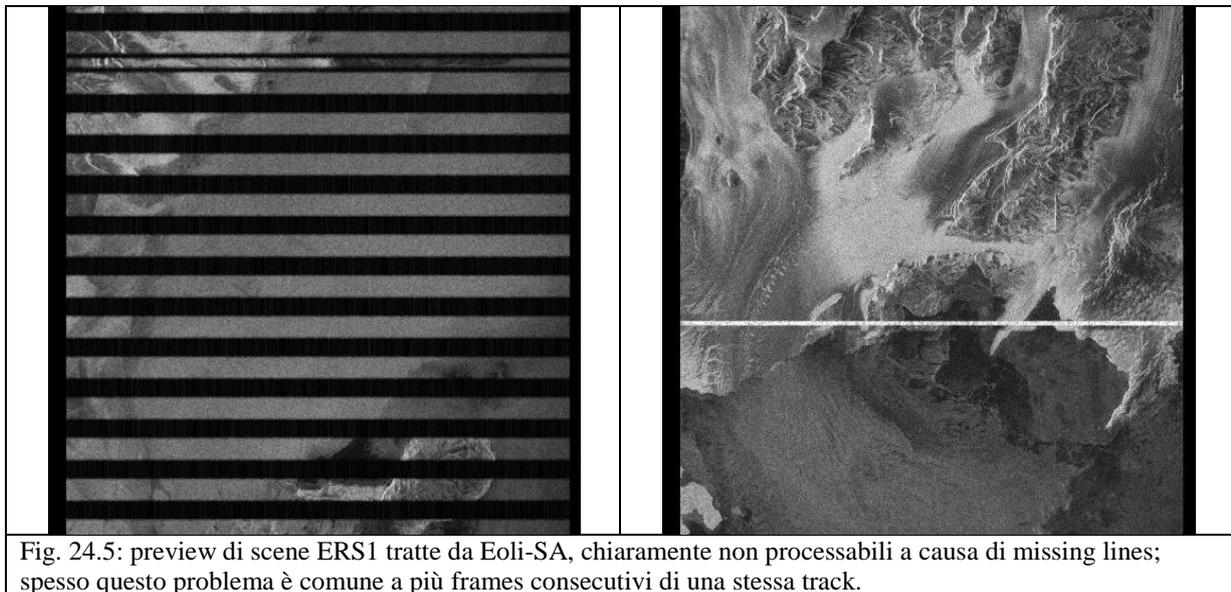
| Mission | Date | Orbit | Parallel Baseline (m) | Perpendicular Baseline (m) | Delta Days | Doppler(KHz) |
|---------|----------|-------|-----------------------|----------------------------|------------|--------------|
| E1 | 19960411 | 24794 | 0 | -22 | -1 | 99.90 |
| E1 | 19960201 | 23792 | 87 | 22 | -71 | 99.90 |
| E2 | 19960412 | 5121 | 0 | 0 | 0 | 99.90 |
| E2 | 19960202 | 4119 | 7 | -130 | -70 | 99.90 |

Double clicking to choose the "reference" orbit. All the baselines will be computed vs this one.
 WARNING: the baseline information is reliable ONLY if a couple is shown (not a single line)
 WARNING: a doppler value of 99.90 means no doppler info available, 12.70 means that the doppler could be over the threshold

OK Print Delete item Save

Fig. 24.4: finestra DESCW con l'indicazione dei valori di baseline spaziale (entrambe le componenti) e temporale.

In EOLI-SA per quasi tutte le scene è disponibile un'immagine di preview, molto utile per rendersi conto della qualità del dato: capita infatti abbastanza spesso che una scena sia ordinabile ma che poi al momento della produzione risulti non processabile, tipicamente per la presenza di un eccessivo numero di missing lines.



Il fatto che molte delle scene ordinate poi non siano state consegnate da ESA ha poi comportato problemi non indifferenti nella gestione degli ordini, con una notevole dilatazione dei tempi inizialmente preventivati per la costituzione del dataset.

Ad esempio è capitato più volte di essere informati che una scena appartenente ad una coppia di coppie non sarebbe stata consegnata perché non processabile quando invece delle altre tre si era già effettuato il download: in una situazione di questo tipo bisogna verificare che questa scena non sia sostituibile con un'altra senza stravolgere il baseline della coppia (senz'altro la configurazione sarà peggiore perché altrimenti la si sarebbe ordinata in prima battuta), e, nel

caso non la si trovi, informare il prima possibile ESA (prima telefonicamente, poi via mail per formalizzare la richiesta) e chiedere di non contabilizzare (almeno a livello di quota) neanche le tre scene già consegnate perché non più utilizzabili in four pass interferometry. Poi, in ogni caso si procede all'inoltro di un nuovo ordine, che richiede altre ricerche nei cataloghi e quindi dispendio di tempo.

DATASET PROCESSATO

Nonostante inizialmente l'obiettivo fosse quello di confrontare le misure GPS dell'intera rete VLNDEF con il dato interferometrico, per diversi motivi non è stato possibile processare accuratamente l'intero dataset acquisito e si è limitata l'analisi al solo ghiacciaio David-Drygalski.

In particolare l'attenzione è stata concentrata su due coppie tandem, appartenenti al frame 5211 della track 228, quindi nella stessa geometria di acquisizione ("coppia di coppie", cfr. cap. Descrizione approccio), con start time (20.15.18s) e stop time (20.18.32s) identici.

Le coppie sono state denominate per comodità rispetto alla lunghezza del baseline:

| coppia | normal baseline [m] | altezza d'ambiguità [m] | master |
|----------------|---------------------|-------------------------|------------|
| baseline corto | 13.07 | 753.468 | 09.04.1996 |
| baseline lungo | 134.546 | 73.204 | 30.01.1996 |

Per convenzione si è scelto di considerare in entrambe le coppie come master la scena ERS-1, come slave la scena ERS-2: si riporta solo la data della prima essendo la seconda stata acquisita il giorno successivo.

L'ingombro a terra del frame è visibile in fig. 25.1.

Sempre nell'area del Drygalski si era precedentemente processata anche un'altra coppia di coppie appartenenti però a track differenti, si riporta in tabella anche l'heading (cfr. cap. Mappe di deformazione) per avere un'indicazione della divergenza delle traiettorie:

| coppia | normal baseline [m] | altezza d'ambiguità [m] | master | track | heading [°] |
|----------|---------------------|-------------------------|------------|-------|-------------|
| b. corto | 3.057 | 3232.046 | 03.04.1996 | 139 | 315.064 |
| b. lungo | 177.382 | 56.611 | 18.03.1996 | 411 | 314.268 |

La differente geometria d'acquisizione complica il processing comportando la necessità di effettuare la riproiezione della coppia a baseline corto su quella a baseline lungo (nonostante l'angolo tra le track sia talmente piccolo da poter essere considerato almeno in prima battuta trascurabile).

Tra gli sviluppi futuri della ricerca, oltre a processare le rimanenti scene del dataset, c'è anche quello di integrare le mappe di deformazione ottenute considerando altre coppie con geometrie diverse, in modo da avere un'indicazione ancora più attendibile degli spostamenti.

Per quel che riguarda invece il processing rispetto alla stessa geometria d'acquisizione un'ulteriore incremento del dataset consentirebbe, nonostante non siano disponibili abbastanza scene da costituire uno stack idoneo per il processing con tecniche tipo SBAS (PS non si presterebbe comunque più di tanto data la bassissima densità di riflettori che possano essere considerati ai fini della tecnica stabili anche in un arco di tempo relativamente breve) anche la possibilità di tentare una stima del contributo atmosferico.

Capitolo 25

Mappe di deformazione

Nell'ipotesi che la fase interferometrica sia espressione del solo movimento intercorso tra le due acquisizioni (e non anche di un residuo topografico) è possibile esprimerla in termini di movimento osservato in line of sight considerando che una frangia corrisponde a mezza lunghezza d'onda (quindi per ERS a circa 2.8 cm).

eq. 25.1

$$\Delta\varphi_d = \frac{4\pi}{\lambda} d$$

dove d è la proiezione in slant range dello spostamento relativo del target
 $\Delta\varphi_d$ la fase interferometrica, che si ricorda essere indipendente dal baseline.

Si immagini il vettore spostamento d orientato nel sistema di riferimento tridimensionale individuato dagli assi Nord Est Up, con la direzione up ortogonale al piano Nord – Est; siano (Hanssen, 2001):

d_n, d_e, d_u le sue componenti rispetto agli assi

α_h l'heading dell'orbita rispetto al nord (azimuth topografico), il cui valore nominale calcolato a centro scena è indicato nel leader file

(http://www.crisp.nus.edu.sg/ers/raw_lead.html); in SARscape lo si trova nel file `_sml`, si riporta come esempio uno stralcio di quello della scena master della coppia a baseline corto:

```
<InitialGeometry>
  <Projection>SLANT_RANGE</Projection>
  <SceneHeading>223.523</SceneHeading>
  <MeanAltitude>812210.85317627899</MeanAltitude>
  <TimeDirectionPixel>INCREASE TIME DIRECTION</TimeDirectionPixel>
  <TimeDirectionLines>INCREASE TIME DIRECTION</TimeDirectionLines>
  <OrbitConfiguration>DESCENDING</OrbitConfiguration>
  <ReferenceHeight>0</ReferenceHeight>
</InitialGeometry>
```

La direzione azimuth della scena SAR (along track) per un sensore che osservi lateralmente a destra (rispetto al verso di avanzamento del satellite lungo l'orbita) è perpendicolare all'heading e forma rispetto al Nord un angolo di ampiezza $\alpha_h - \frac{3}{2}\pi$.

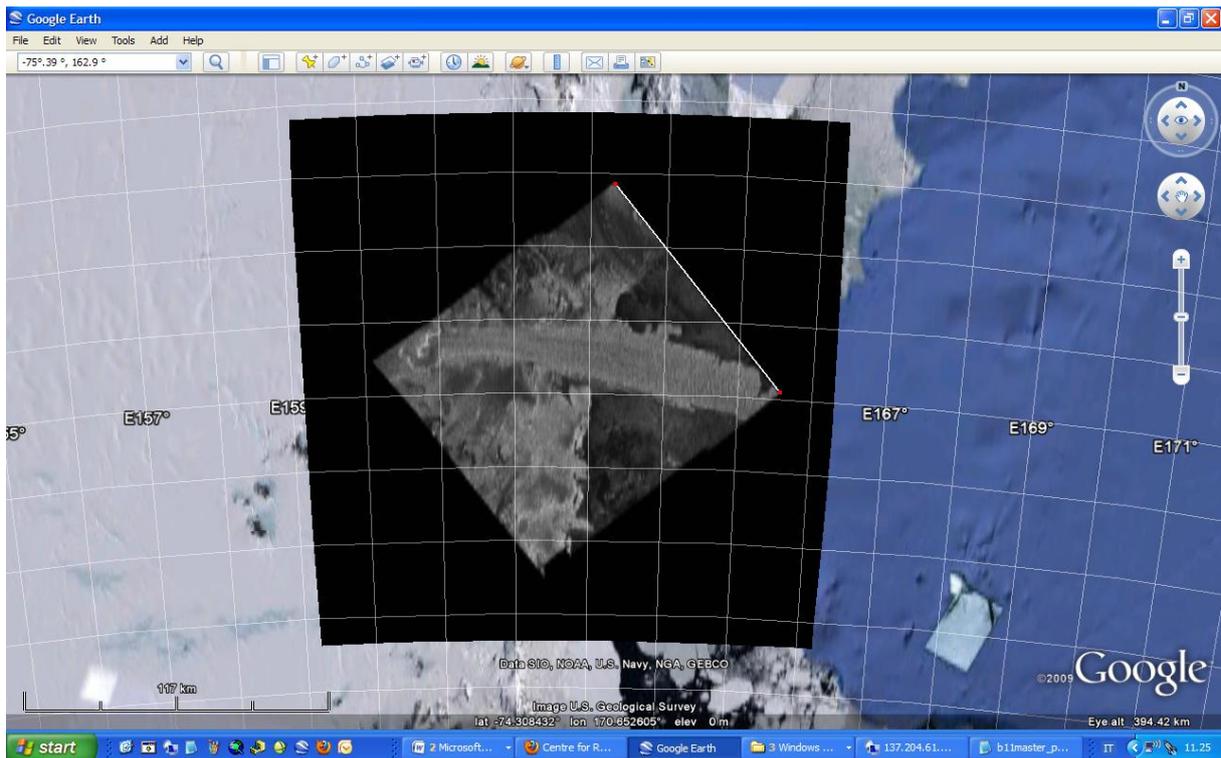


Fig. 25.1: screenshot da Google Earth, scena master b11 georeferenziata, la direzione che si è rimarcata in bianco è l'azimuth SAR, cioè l'along track della scena.

Quel che il SAR osserva non è il movimento d ma la sua componente d_r in line of sight, che nel sistema di riferimento considerato è possibile esprimere come (Hanssen, 2001):

eq. 25.2

$$d_r = d_u \cos \vartheta_{inc} - \sin \vartheta_{inc} \left[d_n \cos \left(\alpha_h - \frac{3}{2}\pi \right) + d_e \sin \left(\alpha_h - \frac{3}{2}\pi \right) \right]$$

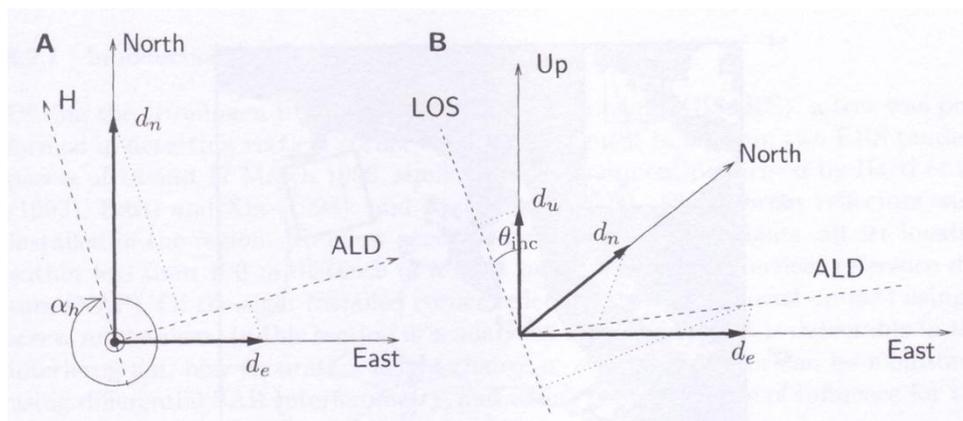


Fig 25.2 (Hanssen, 2001): H heading, ALD azimuth look direction, LOS line of sight

- A) proiezione sul piano cartografico
- B) schema tridimensionale con indicate anche la proiezione in slant range della component del movimento rispetto all'asse up.

Nota invece la direzione del vettore di spostamento è possibile determinarne l'entità, anche con un solo interferogramma.

Invece che il sistema cartografico precedentemente descritto si consideri per semplicità il piano across track – along track:

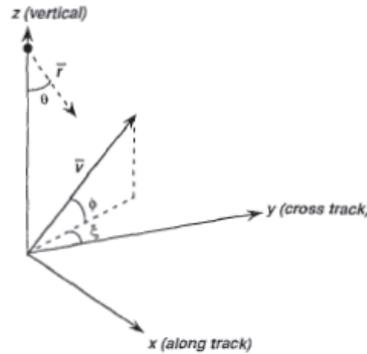


Fig. 25.3 (Kwok e Fahnestock, 1996): geometria di osservazione SAR del vettore di scorrimento \vec{v}_f nel piano cartesiano ortogonale xyz , dove l'asse x corrisponde alla direzione along track (azimuth), l'asse y a quella across track (range), e l'asse z , normale al piano xy , corrisponde alla verticale passante per il sensore. Nella trattazione si è preferito sostituire la ϕ in figura con γ per evitare di ingenerare confusione con la notazione precedentemente utilizzata.

Per una conversione approssimativa da un sistema all'altro è sufficiente considerare l'heading, per una conversione rigorosa è invece necessario ricondursi al sistema ECR (si tenga presente che del resto quelli proposti non sono altro che schemi per rendere più agevole la trattazione, in realtà il processing in SARscape è implementato in ECR).

Esprimendo i versori line of sight \vec{r} e movimento \vec{v}_f (dove il pedice f sta per flusso di scorrimento) rispettivamente come

eq. 25.3

$$\vec{r} = (0, \sin \vartheta, -\cos \vartheta)$$

dove la componente x , corrispondente all'azimuth, è nulla, ϑ presenta una variabilità da near range a far range ma è noto come parametro d'acquisizione

eq. 25.4

$$\vec{v}_f = v_f (\cos \gamma \sin \xi, \cos \gamma \cos \xi, \sin \gamma)$$

dove per determinare le componenti di \vec{v}_f si possono considerare alcuni punti aventi velocità nota nella scena, nel caso ad esempio della lingua galleggiante (Drygalski) appartenente al ghiacciaio David sono stati considerati alcuni punti GPS misurati in successive epoche lungo il corpo glaciale, di cui sono state stimate le velocità giornaliere e l'azimut di movimento orizzontale, nonché la pendenza derivata dal DEM generato per via interferometrica.

Come spiegato la componente osservabile v_r del vettore spostamento \vec{v}_f si ottiene effettuandone la riproiezione:

eq. 25.5

$$v_r = \vec{v}_f \cdot \vec{r} = v_f (\cos \gamma \cos \xi \sin \vartheta - \sin \gamma \cos \vartheta)$$

La velocità v_f è data da:

eq. 25.6

$$v_f = \frac{v_r}{(\cos \gamma \cos \xi \sin \vartheta - \sin \gamma \cos \vartheta)}$$

Assumendo che la direzione del vettore spostamento sia tangente alla superficie topografica l'angolo d'inclinazione γ sostanzialmente corrisponde alla pendenza locale.

Nel caso specifico è comunque necessario considerare anche l'entità della marea differenziale, che, nella coppia a baseline corto è di circa 2.7 cm (valore calcolato con l'interpolazione che sarà descritta nel capitolo 26).

Dato che il modulo delle velocità orizzontali dei punti disponibili per la calibrazione non eccede mai i 2m si ha che è possibile ritenere trascurabile corrispondente angolo d'inclinazione rispetto all'orizzontale.

Ad esempio al vettore effettivamente utilizzato per la calibrazione, misurato nel punto GPS Da2, corrisponde un valore di inclinazione γ di:

$$\gamma = \tan^{-1} \frac{2.7}{151.6} = 1.02^\circ$$

Considerando quindi nulla l'inclinazione γ è possibile semplificare l'equazione 25.6 in: eq. 25.7

$$v_f = \frac{v_r}{\cos \xi \sin \vartheta}$$

dove, considerando una separazione temporale di un giorno, è possibile sostituire a v_r lo spostamento osservato in line of sight.

Si tenga presente che senza conoscere il versore \vec{v}_f (cioè γ e ξ) non sarebbe possibile determinare il modulo con una sola acquisizione interferometrica ma ne servirebbero almeno tre.

La precisione finale è inoltre funzione anche dell'ampiezza di ξ , dato che la geometria d'acquisizione interferometrica è meno sensibile ai movimenti orizzontali nel caso ξ tenda a $\pi/2$ (Kwok e Fahnestock, 1996).

In questo caso ξ corrisponde indicativamente a 45° e quindi si è ampiamente nel campo d'applicabilità della tecnica.

| nome punto | est [m] | nord [m] | quota ellissoidica [m] | azimuth[°] | velocità orizzontale [m/giorno] | velocità InSAR [m/giorno] |
|------------|-------------|---------------|------------------------|------------|---------------------------------|---------------------------|
| Drv1 | 467191,0522 | -1525495,3991 | -11 | 103 | 1.865 | 1.808 |
| Da2 | 491227,1445 | -1521659,2760 | 48 | 101 | 1.516 | 1.302 |
| Drv8 | 431774.4356 | -1528711,2274 | | 104 | 1.957 | 1.969 |

Tabella riassuntiva con indicati sia i punti GPS disponibili nella lingua glaciale Dryglaski (Frezzotti et al., 1998) che le velocità ottenute per via interferometria.

Le coordinate sono espresse in proiezione stereografica polare, gli angoli in gradi sessagesimali, le velocità in m/giorno.

Schema per il processing della mappa di deformazione (si considera la sola coppia b13)

- 1) Generazione dell'interferogramma considerando anche la variabilità della pendenza locale nell'effettuare lo spectral shift (in modo da ottenere anche gli shift di coregistrazione al netto di tipografia e geometria d'acquisizione, cfr. cap. Coregistrazione)
- 2) Filtraggio
- 3) Srotolamento della fase con algoritmo region growing (soglia di coerenza relativamente bassa, 0.15, in modo da agevolare la propagazione), senza successiva correzione.
- 4) Non si effettua orbital refinement per i motivi spiegati al punto B della descrizione della procedura seguita per la generazione del DEM interferometrico
Generazione della mappa di spostamento inserendo come punto di controllo per la calibrazione (determinazione del phase offset) il punto GPS Da2 (o altrimenti vettore di uno dei punti GPS dove sia possibile considerare nulla la componente z).

Si è considerata la coppia a baseline 13 che, come spiegato, una volta spianata è espressione del solo movimento.

Conoscere \vec{v}_f consente sia di determinare il phase offset e quindi di calibrare il processo che di validare il risultato.

Il confronto della misura GPS con il dato di spostamento rilevato dal SAR indica sostanzialmente un buon accordo:

Gli scarti rispetto ai valori GPS riportati in tabella sono giustificabili considerando:

- le dimensioni della cella
- l'errore introdotto dal considerare nulla la componente z del vettore spostamento
- l'interpolazione finale effettuata dal software al momento della generazione della mappa anche se quest'aspetto incide in misura minore e sostanzialmente dipende dal primo
- imprecisioni nella modellizzazione della geometria d'acquisizione

Una validazione areale della mappa SAR è possibile confrontandola con la stima dei movimenti desunti da tecniche di tracking, sia con immagini ottiche che SAR.

Stima dei movimenti dagli offsets della coregistrazione delle stesse scene processate

Questa tecnica consiste nel desumere il movimento intercorso tra le due acquisizioni tramite gli offset di coregistrazione: è particolarmente indicata quando la perdita di coerenza è tale da impedire il normale processing interferometrico.

Si consideri inoltre che fornisce un'indicazione del movimento anche in azimuth, nonostante la precisione sia inferiore a quella che si ottiene in range per via interferometrica.

E' quindi possibile generare mappe di velocità bidimensionali combinando il dato interferometrico in slant range con quello di coregistrazione in azimuth.

In SARscape, tra gli output del processo di generazione dell'interferogramma, vi sono anche shapefiles in coordinate SAR con i punti corrispondenti ai centri delle finestre di coregistrazione, con associati i relativi offsets (cfr. cap. Coregistrazione):

- `_orbit_off.shp`: offset stimati dalla coarse registration con i parametri orbitali
- `_winCC_off.shp`: cross correlazione delle intensità
- `_winCoh_off.shp`: massimizzazione della coerenza

Mentre per gli interferogrammi necessari alla generazione del DEM interferometrico si è utilizzata la procedura standard, con spectral shift fisso, per la stima dei movimenti si è preferita quella che considera anche la variabilità della pendenza locale.

Le ragioni di questa scelta risiedono non tanto in un miglioramento della qualità dell'interferogramma quanto piuttosto perché in questo modo SARscape calcola anche gli offset residuali al netto del contributo della geometria d'acquisizione (orbite) e della morfologia del terreno (spectral shift).

Gli offsets sono espressi in termini di pixel in coordinate slant range e azimuth e quindi per convertirli in metri è necessario moltiplicarli per la corrispondente dimensione del pixel, tenendo anche conto nel caso del range del passaggio da geometria slant a ground (cfr. cap. Speckle e multilooking):

$$\text{offset in azimuth espresso in metri} = \text{azimuth offset} \times 3.99 \text{ m}$$

$$\text{offset in ground range espresso in metri} = \frac{\text{slant range offset} \times 7.90 \text{ m}}{\sin \vartheta}$$

Data la variabilità presentata dall'angolo di vista ϑ da near a far range è necessario considerarne un valore esatto, desumibile dai files di output di un altro tool di SARscape, Phase to Displacement.

D'ora in avanti, se non esplicitamente indicato altrimenti, si farà riferimento agli offsets espressi in metri nel piano ground range – azimuth.

Dato che si assume che l'angolo d'inclinazione γ sia nullo il vettore spostamento e la sua proiezione nel piano ground range azimuth coincidono, gli offsets ne rappresentano le componenti rispetto agli assi across track – along track.

Per confrontarli con lo spostamento ottenuto per via interferometrica e con le misure GPS è necessario ricomporre il vettore.

Si consideri la fig. 25.1, noto l'angolo ξ (e considerando l'angolo γ nullo), il vettore spostamento è calcolabile come:

eq. 25.8

$$\text{vettore spostamento} = \frac{\text{ground range offset}}{\cos \xi} = \frac{\text{azimuth offset}}{\sin \xi}$$

Altrimenti trattandosi di un triangolo rettangolo è possibile applicare il teorema di Pitagora

Si tenga presente che conoscendo gli offsets è anche possibile calcolare l'angolo ξ come eq. 25.9

$$\hat{\xi} = \arctan\left(\frac{\text{azimuth offset}}{\text{ground range offset}}\right)$$

dove l'apice indica appunto che lo si è ottenuto tramite calcoli.

In questo modo si ha quindi un'indicazione della direzione del vettore spostamento che eventualmente è possibile considerare, nel caso non fosse altrimenti nota, nell' eq. 25.6.

Data la non contemporaneità delle misure GPS con le scene SAR è possibile ottenere un'indicazione dell'attendibilità del vettore spostamento \vec{v}_f confrontandone la direzione ξ con $\hat{\xi}$.

Si consideri che è possibile assegnare a SARscape i centri delle finestre di coregistrazione direttamente già in input e che quindi in questo modo il confronto può avvenire a livello di pixel, nonostante comunque anche a livello macroscopico la direzione dovrebbe rimanere indicativamente la stessa osservata a livello puntuale.

Come esempio numerico si propone il calcolo del vettore spostamento considerando gli offset disponibili per un pixel vicino al punto GPS Da1:

angolo di vista: $23^\circ.229507$

offset residuale in slant range: 0.07417 pixel slc

offset residuale in azimuth: 0.4164 pixel slc

azimuth stimato nel piano across track – along track (cfr. fig. 25.6) : 45°

modulo vettore GPS: 1.6847 m/giorno

misura dell'offset in ground range espressa in metri:

$$\Delta_{\text{ground range}} = \frac{0.07417 \times 7.99m}{\sin(23^\circ.229507)} \cong 1.5 m$$

$$\Delta_{\text{azimut h}} = 0.4164 \times 3.99m \cong 1.66 m$$

Modulo del vettore spostamento calcolato rispetto all'offset in range:

$$V_{f\ gr} = \frac{1.5}{\cos 45} \cong 2.12\ m/giorno$$

Modulo del vettore spostamento calcolato rispetto all'offset in azimuth:

$$V_{f\ azimuth} = \frac{1.66}{\cos 45} \cong 2.35\ m/giorno$$

$$\hat{\xi} = \arctan\left(\frac{azimuth\ offset}{ground\ range\ offset}\right) \cong 39.3^\circ$$

Nonostante la precisione della tecnica dipenda dalle dimensioni terreno del pixel lo scarto (comunque non rilevante) presentato rispetto al modulo del vettore GPS è spiegabile considerando che probabilmente in corrispondenza di quel pixel l'angolo ξ non vale 45° .

Il calcolare il valore di ξ rispetto agli offset comunque non rappresenta un elemento significativo a conferma di quest'ipotesi perché il valore potrebbe essere diverso proprio perché sono gli offsets a non essere sufficientemente accurati.

Se, come in questo caso, punto GPS e pixel al quale sono riferiti gli offsets sono molto vicini lo scarto non può essere giustificato dalla distanza tra le due misure.

Confronto con immagini ottiche

Si confronta la mappa di deformazione interferometrica con una ottenuta tramite la cross-correlazione di due immagini ottiche Landsat ETM+ acquisite nel 2001-2002.

Nonostante i dataset dai quali sono state prodotte non siano coevi è possibile affermare che siano rappresentative sostanzialmente della stessa cinematica del ghiacciaio:

- un incremento della velocità da monte a valle, con una decisa accelerazione dopo la grounding line
- accelerazioni in corrispondenza del Cauldron e della successiva confluenza con il flusso di Nord-Ovest (di destra rispetto alla direzione di avanzamento del ghiacciaio)

Per quel che concerne i moduli delle velocità sono anche questi dello stesso ordine di grandezza

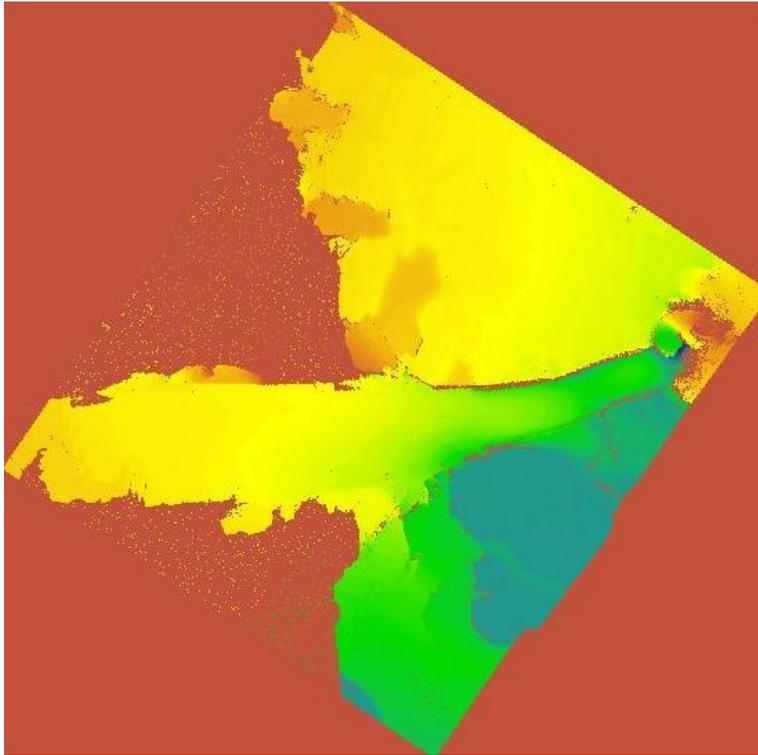
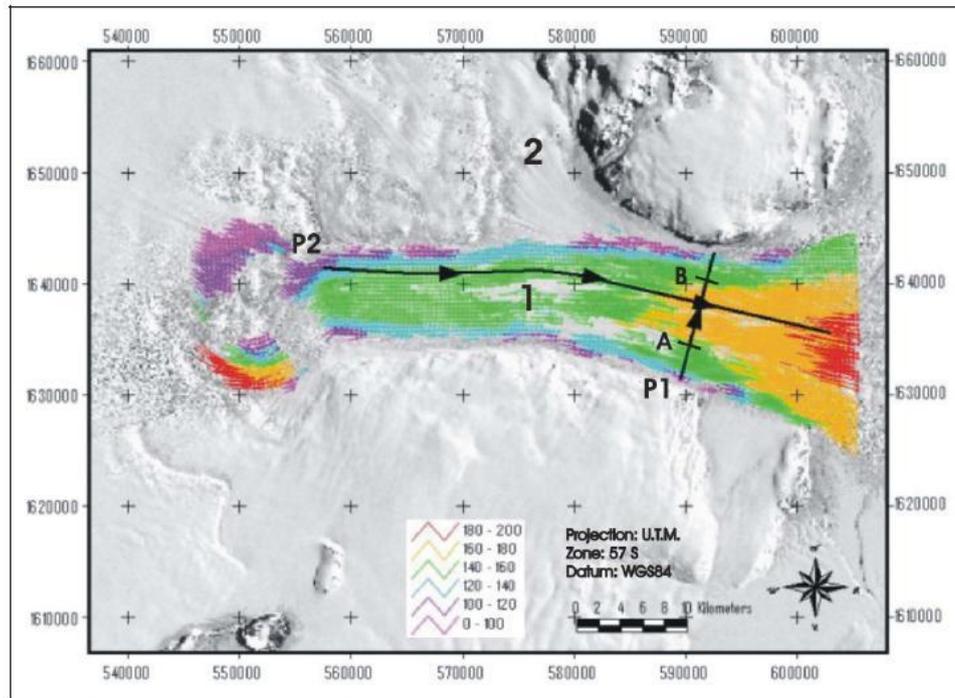


Fig. 25.4, a lato: mappa di deformazione ottenuta per via interferometrica processando una coppia ERS tandem con master acquisita il 9 aprile 1996. Non essendo state riallineate le isole di fase (cfr. cap. Unwrapping) è da ritenersi corretta solo quella corrispondente al corpo del ghiacciaio David Drygalski, dove è stato posto il Le velocità crescono dal verde al giallo, si è scelta questa palette per rendere più agevole il confronto con la mappa in fig 25.5.



FIGURE_5_18: Ice Velocity Field of David Glacier (Flow 1, 29 November 01- 4 December 02)

Fig. 25.5 (Pino, 2008): mappa di velocità del ghiacciaio David ottenuta per cross-correlazione di due immagini ottiche Landsat ETM + acquisite nel periodo 2001-2002.

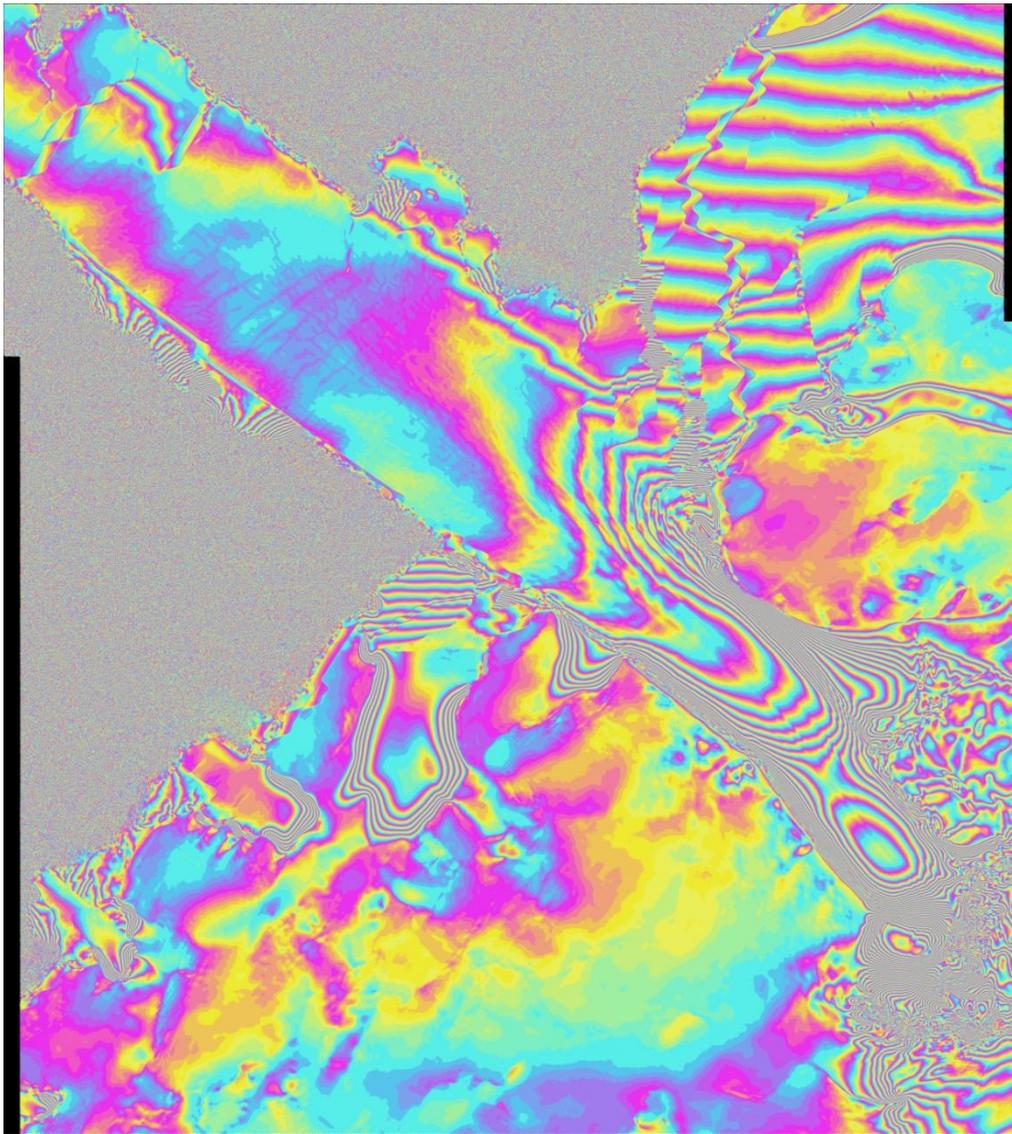


Fig. 25.6: interferogramma b13 spianato e filtrato, l'azimuth del vettore spostamento è di indicativamente di 45° . Nel caso l'azimuth del vettore spostamento non fosse stato noto a priori lo si sarebbe potuto assumere coincidente alla direzione media di scorrimento, parallela ai margini del corpo glaciale (Massom e Lubin, 2006).

Capitolo 26

Descrizione dell'approccio per la generazione del DEM interferometrico

Le due coppie processate sono state volutamente acquisite in modo che una presentasse un baseline molto corto, l'altra un baseline relativamente lungo (cfr. cap. Scelta immagini). In questo modo la coppia a baseline corto presenta un'altezza d'ambiguità talmente elevata (753 m) da consentire uno spianamento efficace con qualsiasi DEM.

Al contrario la coppia a baseline lungo presenta un valore d'altezza d'ambiguità (73 m) che è probabilmente al limite dell'accuratezza media che il DEM ICESat-SRA utilizzato per lo spianamento presenta nella porzione di territorio corrispondente al frame (cfr. cap. Verifica accuratezza DEM).

L'interferogramma a baseline lungo, una volta spianato, contiene quindi sia una piccola componente di residuo topografico che una di movimento mentre quello a baseline corto è sostanzialmente espressione del solo movimento.

Si ricorda che quando è stato effettuato l'ordine delle scene il DEM ICESat-SRA non era ancora stato pubblicato e che le coppie erano state individuate considerando l'accuratezza del RAMP.

Dato che le due coppie presentano lo stesso baseline temporale (1 giorno) e sono state acquisite a distanza di 70 gg. l'una dall'altra, quindi in condizioni climatiche presumibilmente analoghe, è plausibile assumere una sostanziale linearità dei movimenti tra le due.

In estrema sintesi l'approccio è consistito nel sottrarre la componente del movimento espressa dalla coppia a baseline corto a quella a baseline lungo e poi generare da questa un DEM interferometrico.

Dalla coppia a baseline corto è stata poi ottenuta una mappa di deformazione, confrontata con i movimenti desunti dagli offsets di coregistrazione (cfr. cap. Mappe di deformazione).

Si propone uno schema dei passaggi del processing seguito per il DEM interferometrico, fare riferimento ai capitoli indicati tra parentesi per maggiori dettagli:

- A) Si spiana, filtra e srotola l'interferogramma a baseline corto
La correzione della fase non è necessaria perché sarà poi riarrotolata al momento della sottrazione all'interferogramma a baseline lungo; si preferisce evitare l'orbital refinement data la ridotta lunghezza del baseline (cfr. cap. Orbital refinement).
- B) Geocodifica dell'interferogramma a baseline corto e successivo backward geocoding rispetto alla geometria della coppia a baseline lungo (cfr. cap. Equazioni range-Doppler).

Si ottiene così l'interferogramma srotolato b13 nella geometria della coppia a baseline lungo, la procedura è concettualmente analoga all'effettuare una coregistrazione con DEM (cfr. paragrafo Approccio geometrico nel cap. Coregistrazione).

- C) Lo si sottrae all'interferogramma b134, già spianato e filtrato (cfr. cap. Flattening)
- D) Per evitare l'introduzione di artefatti si srotola la fase differenziale senza prima effettuare ulteriori filtraggi.
- E) Si applica alla fase srotolata una correzione in modo da tener conto del diverso effetto di marea nei due interferogrammi
- F) Orbital refinement con punti di controllo nella sola isola di fase corrispondente alla lingua del Drygalski (cfr. cap. Orbital refinement)
- G) Conversione in topografia (cfr. cap. DEM interferometrico)

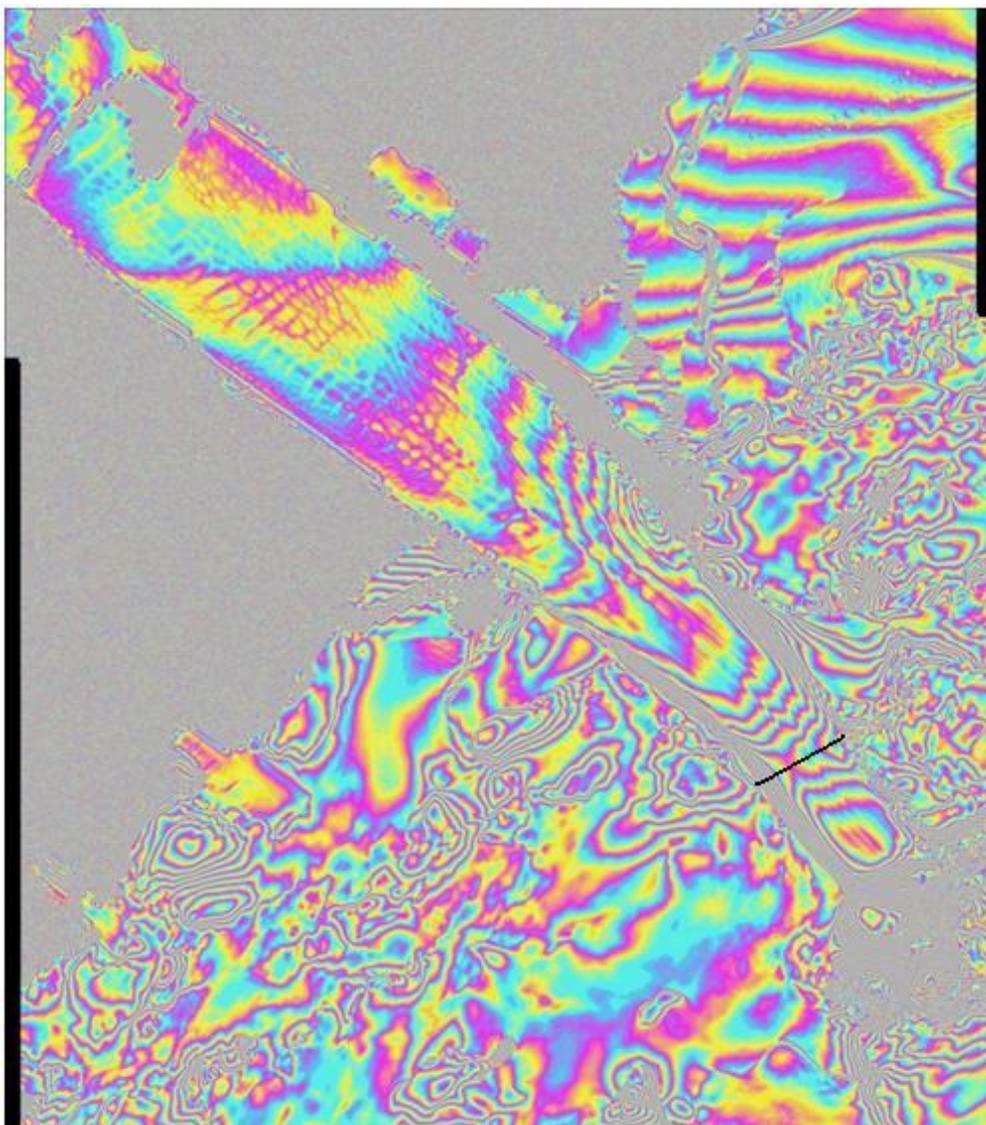


Fig. 26.1: interferogramma a baseline lungo spianato e filtrato.

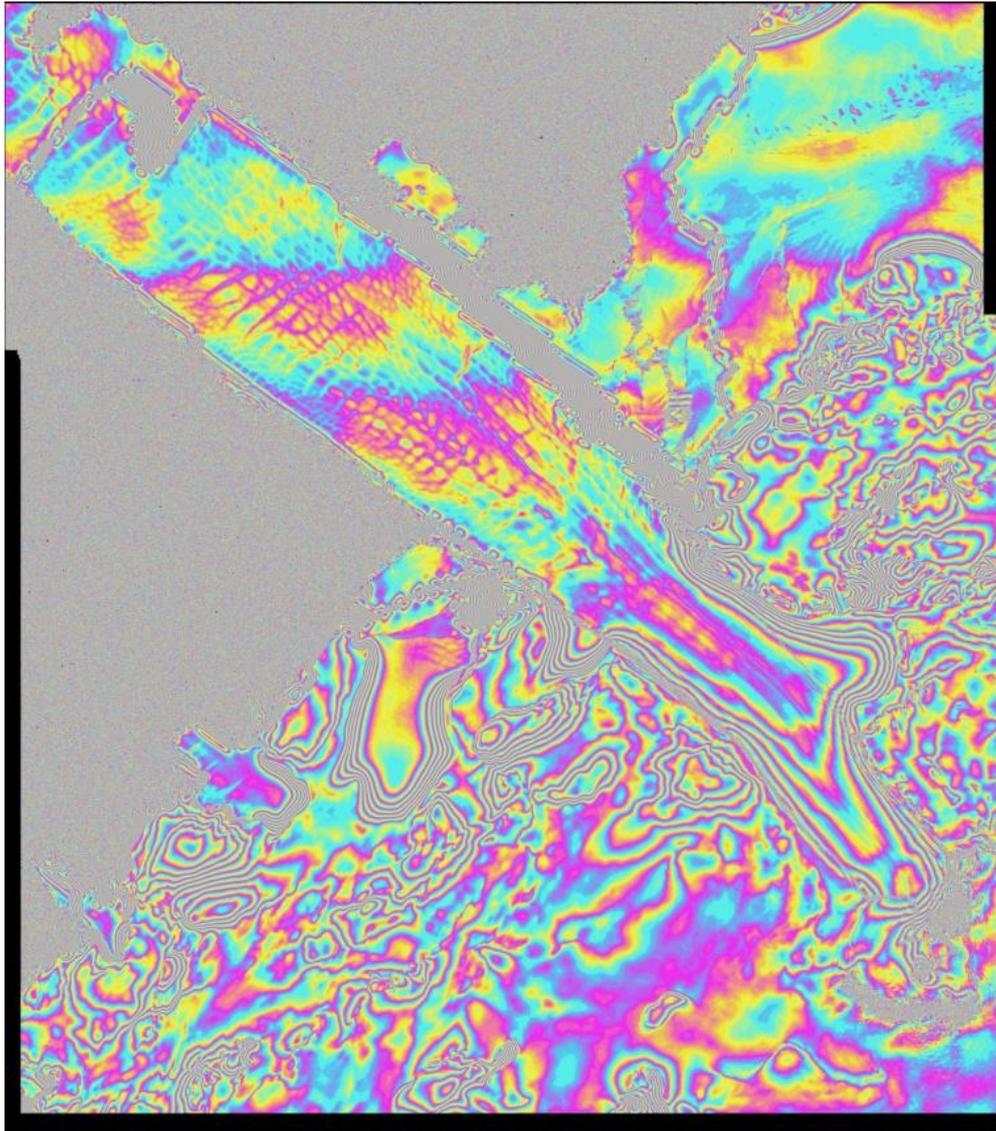


Fig. 26.2: interferogramma differenziale risultante dalla sottrazione dell'interferogramma a baseline corto all'interferogramma a baseline lungo. Si noti la riduzione del numero delle frange nella zona a monte della grounding line e in quella del Cauldron (cfr. cap. Drygalski).

Analiticamente è possibile descrivere il procedimento considerando le espressione della fase interferometrica spianata (cfr. eq. 16.10, 16.14) riferita ad un dato punto P sulla superficie di riferimento:

eq. 26.1

$$\Delta\varphi^{b^{134}} = -k \frac{b_{\perp}^{134}}{R \sin \vartheta} h + k\Delta_{displacement} \qquad \Delta\varphi^{b^{13}} = -k \frac{b_{\perp}^{13}}{R \sin \vartheta} h + k\Delta_{displacement}$$

dove:

h è la quota del punto P

k indica il numero d'onda $\frac{4\pi}{\lambda}$

si assume che sia l'angolo d'incidenza ϑ che lo slant range R corrispondente al punto P possano essere considerati uguali per entrambe le coppie.

Dato che la componente di movimento è indipendente dalla geometria d'acquisizione è possibile differenziare le due coppie senza effettuare nessuna operazione di scaling dei baseline (come sarebbe invece stato necessario per isolare la componente di movimento nel caso la componente da elidere fosse stata quella topografica) (Mancini, 2000; Joughin et al., 1996):

eq. 26.2

$$\Delta\varphi^{b^{134}} - \Delta\varphi^{b^{13}} = -k \frac{b_{\perp}^{134}}{R \sin \vartheta} h + k \Delta_{displacement} - \left(k \frac{b_{\perp}^{13}}{R \sin \vartheta} h + k \Delta_{displacement} \right) = -k \frac{b_{\perp}^{134} - b_{\perp}^{13}}{R \sin \vartheta} h$$

In generale il baseline corrispondente alla combinazione di due interferogrammi si calcola come somma o come differenza dei baseline delle due coppie a seconda che queste vengano sommate o sottratte (Rignot, 1996).

Si tenga presente che in caso di baseline negativo bisogna considerarne anche il segno, ad esempio nel caso si effettui una differenza di interferogrammi (Joughin et al., 1996):

$$b_1 = v \quad b_2 = -w \quad b_{diff} = v - (-w) = v + w$$

In questo caso, trattandosi di una differenza, il baseline corrispondente alla fase differenziale presenta una componente perpendicolare data dalla differenza di quella dei baseline delle due coppie (Joughin et al., 1996):

eq. 26.3

$$b_{\perp diff} = b_{\perp}^{134} - b_{\perp}^{13}$$

in termini numerici $134.546 - 13.07 = 121.476$

corrispondente ad un'altezza d'ambiguità di circa 81m (calcolata considerando lo slant range medio della master b134).

Si consideri che comunque, anche ammettendo la linearità del movimento del ghiacciaio, le componenti non topografiche delle due coppie in realtà non saranno mai identiche per via di differenti effetti atmosferici e, nel caso specifico, per il diverso effetto della marea nella lingua flottante.

S'introduce quindi nella fase differenziale anche una componente che non è espressione al solo residuo topografico.

La separazione temporale di 24 ore caratteristica delle coppie tandem infatti consente di considerare approssimativamente identiche le condizioni delle due acquisizioni solo per quel che riguarda l'effetto delle componenti principali della marea ma non di tutte le altre che, anche se di minore entità, presentano periodi diversi e possono quindi essere in parte presenti nella fase interferometrica ("marea differenziale").

Nel mare di Ross la marea presenta un carattere diurno, con piccole componenti semidiurne: in un giorno lunare (periodo di rotazione della Luna, corrispondente all'intervallo di tempo dopo il quale da uno stesso punto della Terra si osserva nuovamente la Luna) vi sono solo un'alta e bassa marea con un evidente ciclo spring to neap (Danesi et al., 2007).

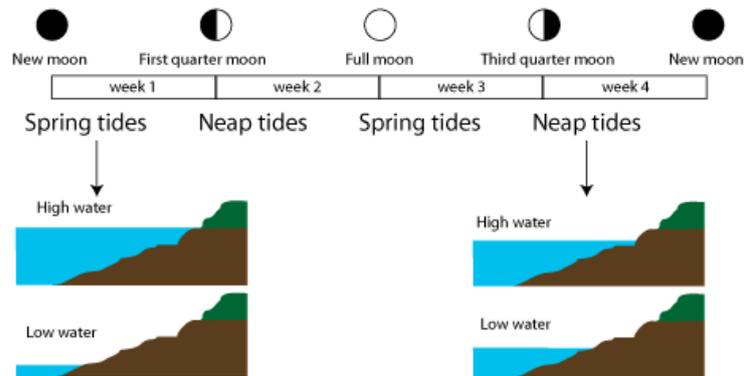


Fig. 26.3 (<http://www.aztecsailing.co.uk>): spring to neap cycle.

Il ciclo neap to spring è determinato dalla posizione reciproca di Sole e Luna (cfr. fig. 26.4), e si ripete due volte in 29 giorni (mese lunare):

- spring corrisponde al massimo, si verifica quando Sole e Luna sono allineati (indipendentemente dal trattarsi di Luna nuova o Luna piena) con la Terra e quindi il loro effetto è sinergico.
- neap corrisponde al minimo, si verifica quando la Luna si trova nel primo o terzo quarto e quindi l'effetto del Sole, anche se molto minore, è antagonista rispetto a quello lunare che risulta quindi più contenuto.

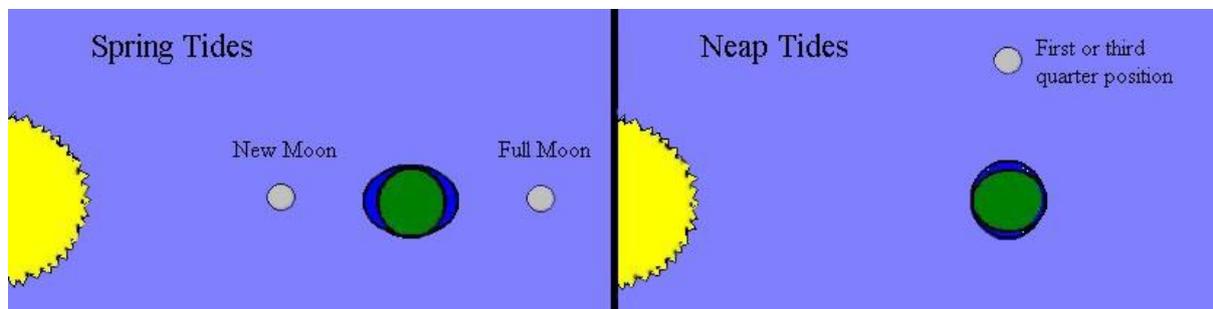


Fig. 26.4 (<http://www.dinosaurtheory.com>): il spring to neap cycle è determinato dalla posizione reciproca di Sole, Terra e Luna.

In definitiva è possibile concludere che le condizioni di marea di acquisizioni effettuate alla medesima ora in giorni diversi non sono identiche perché:

- la durata del giorno lunare, 24 ore e 50 minuti, è, anche se di poco, differente da quella del giorno solare e quindi in un interferogramma anche gli effetti delle maree diurne e semidiurne non si elidono completamente
- le acquisizioni generalmente corrispondono a momenti differenti del ciclo neap to spring.

Di seguito si riporta il procedimento seguito per esprimere la marea differenziale in termini di fase interferometrica.

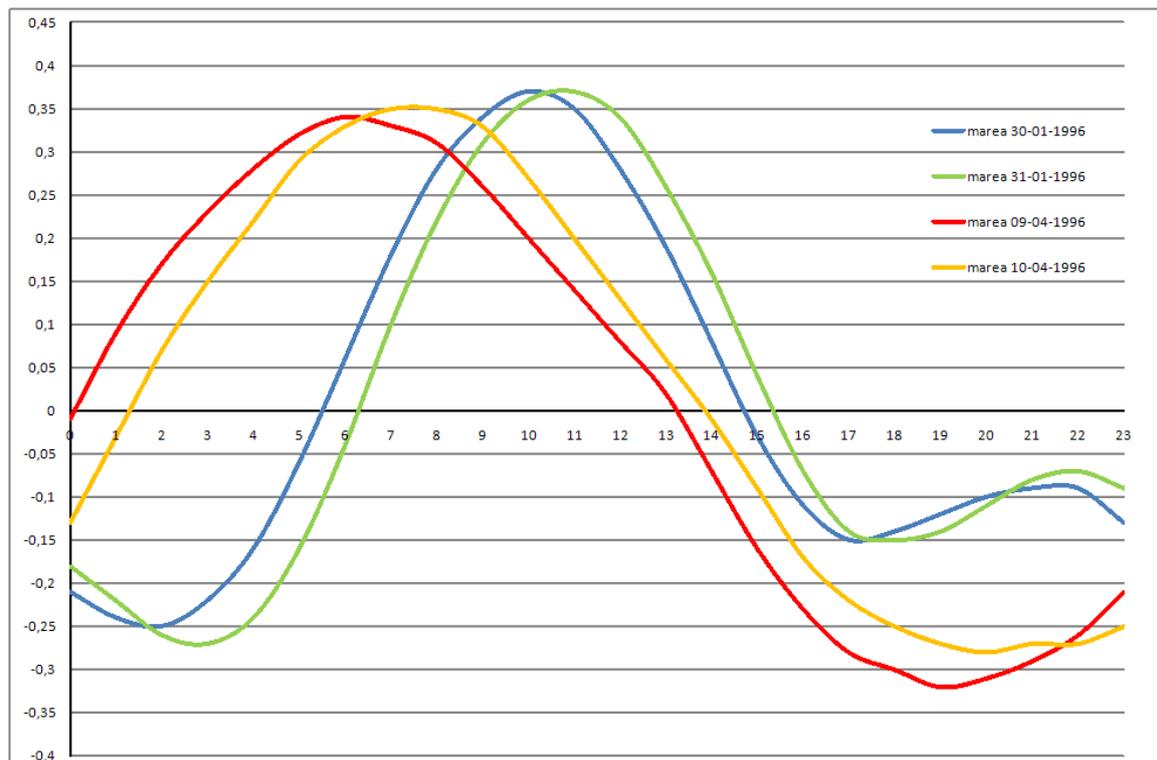


Fig. 26.5: profili di marea misurati a Baia Terra Nova relativi ai giorni in cui sono state acquisite le quattro scene, in ascissa l'ora UTC (Coordinated Universal Time), in ordinata l'escursione della marea rispetto al livello medio del mare misurato a Baia Terra Nova con un mareografo installato nelle adiacenze della base italiana (Capra et al., 1999).

L'eq. 25.3 consente di esprimere la componente della fase interferometrica dovuta allo spostamento come (Joughin et al., 1996):

eq. 26.4

$$\varphi_{disp} = 2k [(y_2 - y_1) \sin \vartheta - (z_2 - z_1) \cos \vartheta]$$

dove

con ϑ si indica l'angolo d'incidenza locale ^{26.1}

con y si indica la componente del vettore spostamento in ground range,

con z si indica la componente del vettore spostamento lungo la verticale,

con i pedici 2 e 1 rispettivamente slave e master della coppia a baseline lungo (b134, master 30.01.1996, slave 31.01.1996).

Assumere la linearità del movimento del ghiacciaio significa porre $y_2 - y_1 = y_4 - y_3$. Dato che i profili di marea delle due coppie non sono identici la fase corrispondente alla differenza delle componenti di movimento si calcola quindi come (Joughin et al., 1996; Rignot et al., 2000):

Nota ^{26.1}: si ricorda che l'angolo d'incidenza locale, riferito al terreno, si calcola sottraendo all'angolo d'incidenza la pendenza locale. $\vartheta_{loc inc} = \vartheta_{inc} - \text{pendenza locale}$

L'angolo d'incidenza, riferito alla superficie di riferimento matematica, coincide con l'angolo di vista a centro scena solo nella condizione teorica in cui si assuma la planarità della superficie di riferimento.

eq. 26.5

$$\begin{aligned} \varphi_{diff\ tide} &= 2k [(y_2 - y_1) \sin \vartheta - (z_2 - z_1) \cos \vartheta] - 2k [(y_2 - y_1) \sin \vartheta - (z_4 - z_3) \cos \vartheta] = \\ &= 2k [-(z_2 - z_1) + (z_4 - z_3)] \cos \vartheta = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta_{diff\ tide} \cos \vartheta \end{aligned}$$

dove i pedici 4 e 3 sono riferiti rispettivamente a master e slave della coppia a baseline corto (b13, master 09.04.1996, slave 10.04.1996)

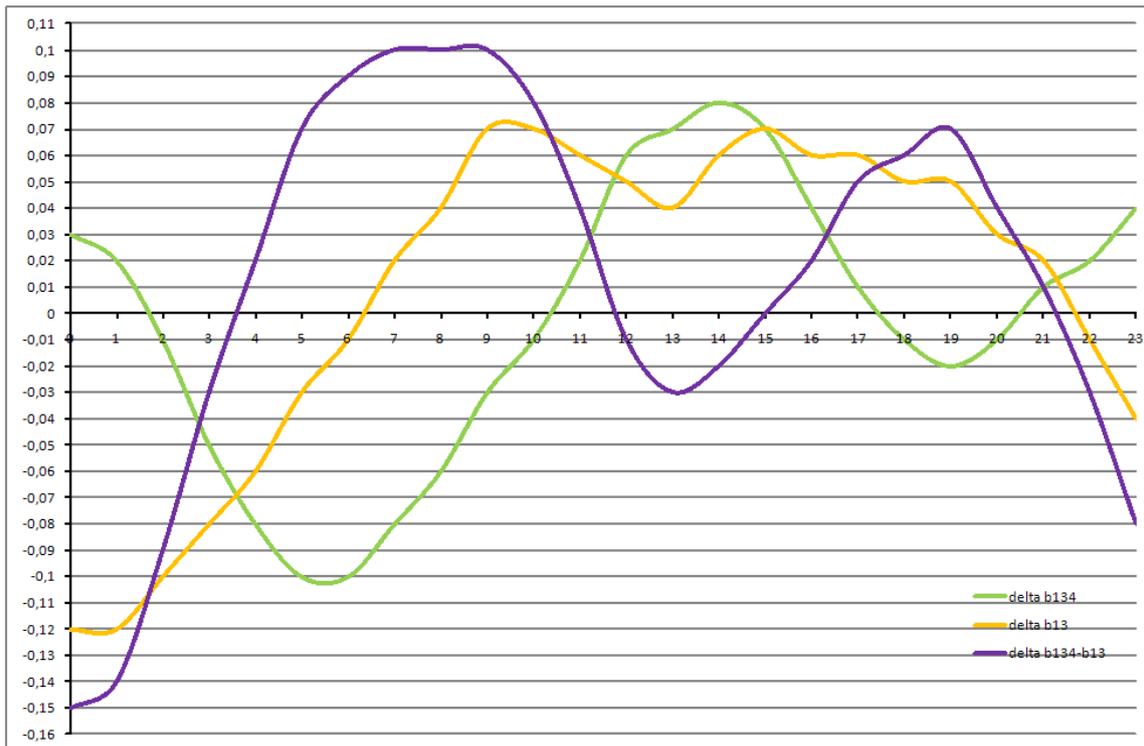


Fig. 26.6, profili di marea differenziali, calcolati sottraendo il profilo di marea dell'acquisizione master a quello della slave:

- in verde coppia a baseline lungo b134
- in giallo coppia a baseline corto b13
- in viola differenza tra i profili differenziali delle due coppie ("marea differenziale"), calcolato sottraendo il profilo della coppia a baseline lungo a quello a baseline corto (cfr. eq. 26.5).

Le scene sono state acquisite alle 20:18:15 (start time, si ricorda che appartenendo le quattro scene allo stesso frame/track i tempi in azimuth sono identici, cfr. cap. Scelta immagini), è possibile quantificare la componente differenziale di marea (d'ora in avanti ci si riferirà a questa componente come marea differenziale) in circa 3 cm interpolando i valori calcolati alle 20 e alle 21 (per semplicità si omette di considerare che la risposta della lingua flottante alla marea non è immediata (Schmeltz et al., 2002)).

Dato che alle 20 (t_0) il valore di marea differenziale è di 4cm e alle 21 è di 1cm, è possibile calcolare la velocità media di decremento in quest'intervallo di tempo come:

$$v_{\Delta_{tide}} = \frac{3 \text{ cm}}{3600 \text{ s}}$$

L'intervallo di tempo Δt tra t_0 e lo start time delle scene è di

$$\Delta t = 18 \text{ min} \times 60 \text{ s} + 15 \text{ s} = 1095 \text{ s}$$

Assumendo la linearità del decremento è possibile calcolare di quanto allo start time la marea differenziale è calata rispetto a t_0 moltiplicando la velocità di decremento per Δt :

$$v_{\Delta_{tide}} \times \Delta t \cong 0.9125 \text{ cm}$$

Il valore di marea differenziale allo start time si calcola quindi come:

$$4 \text{ cm} - 0.9125 \text{ cm} = 3.0875 \text{ cm}$$

Dato che i rilievi GPS hanno evidenziato che l'effetto tidale (tidal forcing) si manifesta come una traslazione rigida dell'intera lingua flottante è quindi possibile considerare un unico valore di correzione per tutta l'estensione della lingua, anche se chiaramente in questo modo non si tiene conto dell'attenuazione dell'oscillazione che si verifica a ridosso della grounding line (tidal flexure zone).

Considerando invece dell'angolo d'incidenza locale (cfr. fig. 5.1, e nota 26.1) il valore nominale dell'angolo di vista a centro scena, 23° , e una lunghezza d'onda di 5.66 cm, si ha che la marea differenziale introduce un contributo di fase di: 6.309958806 rad. (d'ora in avanti correzione tidale), poco più di un ciclo di fase (2π).

Questo valore di correzione è pertanto da considerarsi solo come indicativo in quanto non tiene conto della variabilità dell'angolo di vista da near range a far range, comportando quindi l'introduzione di un gradiente nella correzione.

Data un'altezza d'ambiguità dell'interferogramma differenziale di 81.4 m si ha che la marea differenziale si tradurrebbe in un errore nel calcolo della quota interferometrica di circa 82 m (vincolare con molti punti l'orbital refinement consente comunque un notevole contenimento di quest'errore nel DEM interferometrico anche senza applicare la correzione tidale).

È possibile mitigare l'errore introdotto dalla marea differenziale sottraendo alla fase differenziale il valore di $\varphi_{diff \ tide}$ nella porzione di lingua a valle delle grounding line (correzione tidale).

Si consideri che una correzione di questo tipo comporta inevitabilmente una soluzione della continuità della fase differenziale sia per via dell'indeterminatezza nell'ubicazione della grounding line che per il non sfumare la correzione in corrispondenza del raccordo.

Operativamente la difficoltà maggiore consiste proprio nell'individuazione della grounding line, una sintesi delle diverse ipotesi che negli anni sono state avanzate circa la sua ubicazione si trova in (Schmeltz et al., 2002).

Considerando l'andamento della frequenza delle frange negli interferogrammi spianati (linea nera in fig. 26.1) e sulla base dei risultati di alcune prove sperimentali si è posizionata la grounding line immediatamente a monte della confluenza con il flusso da destra. Per evitare di scontornare manualmente la lingua flottante si è preferito applicare la correzione tidale all'intero frame, con la consapevolezza di introdurre un errore corrispondente alla correzione nella porzione a monte della grounding line.

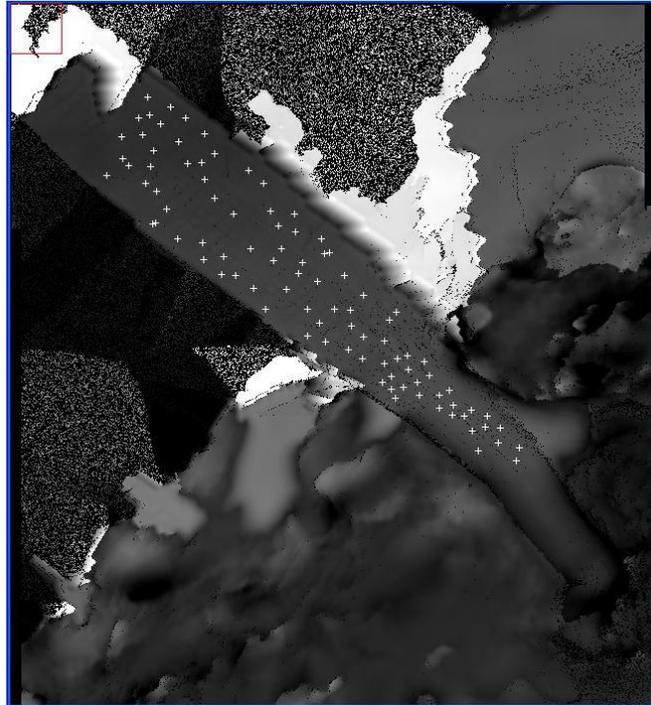


Fig. 26.7: interferogramma srotolato con punti di controllo per orbital refinement, dove disponibili si sono utilizzati punti appartenenti al dataset GLAS ICESat.

I punti di controllo sono stati individuati tutti a valle della grounding line, la cui ubicazione è stata ipotizzata immediatamente poco più a monte della confluenza con l'ice stream di destra (rispetto alla direzione di avanzamento del ghiacciaio).

Dato che nel caso per il flattening si utilizzi il DEM ICESat-SRA l'intero corpo glaciale corrisponde ad una sola isola di fase (o, nel caso si utilizzi invece il RAMP, a due isole di fase adiacenti) è possibile evitare la correzione degli errori (phase editing) verificatisi nello srotolamento della fase individuando i punti per l'orbital refinement all'interno di questa sola isola (cfr. cap. Unwrapping e Orbital refinement).

Inserire i punti di controllo per l'orbital refinement solo nell'isola di fase che effettivamente interessa processare da un lato presenta il vantaggio di evitare la correzione degli errori dell'unwrapping dall'altro comporta che la costante di fase stimata risulti corretta solamente per quell'isola di fase (cfr. cap. Orbital refinement).

In generale da un punto di vista concettuale a meno di non indicarne anche le velocità è necessario che i punti siano ubicati in zone che si ritengono comunque non soggette a eventuali spostamenti (il che corrisponde al considerarne la velocità nulla) perché altrimenti, nel caso questi si verificassero, sarebbero erroneamente interpretati come topografia e l'orbital refinement risulterebbe compromesso.

La strategia adottata consente di prescindere da questa condizione perché si assume che la sottrazione della coppia a baseline corto abbia lasciato in quella a baseline lungo il solo residuo topografico.

Dato che la linearità dei movimenti del ghiacciaio è una premessa che, per quanto plausibile, non è stata verificata, non sarebbe prudente identificare i punti di controllo lungo il corpo glaciale, il problema è che questo costituisce da solo un'intera isola di fase (la perdita di coerenza in corrispondenza delle morene laterali ha infatti impedito la propagazione negli affioramenti rocciosi adiacenti).

Avendo applicato la correzione tidale i punti sono stati tutti identificati a valle della grounding line per evitare l'introduzioni di distorsioni comportate dal considerare nell'orbital refinement un valore di fase non esatto.

In questo modo è come se si escludesse la porzione a monte che infatti nel DEM interferometrico presenta valori non attendibili.

Individuare i punti di controllo lungo tutta la lingua consente di contenere gli errori a monte a scapito di un leggero peggioramento dell'accuratezza lungo la lingua: si è preferito evitare quest'approccio perché concettualmente non corretto.

Inoltre non si è considerata l'eventuale presenza di componenti atmosferiche nella fase interferometrica di entrambe le coppie, combinandosi potrebbero comportare l'introduzione di errori anche significativi (cfr. cap. Atmosfera).

Si ricorda che prima della conversione della fase srotolata in quota le si risomma l'interferogramma sintetico precedentemente sottratto (espresso nella geometria della coppia a baseline lungo) al momento del flattening.

Dovendo generare un DEM interferometrico e non una mappa di deformazione è superfluo effettuare un anche reflattening (cfr. cap. Orbital refinement).

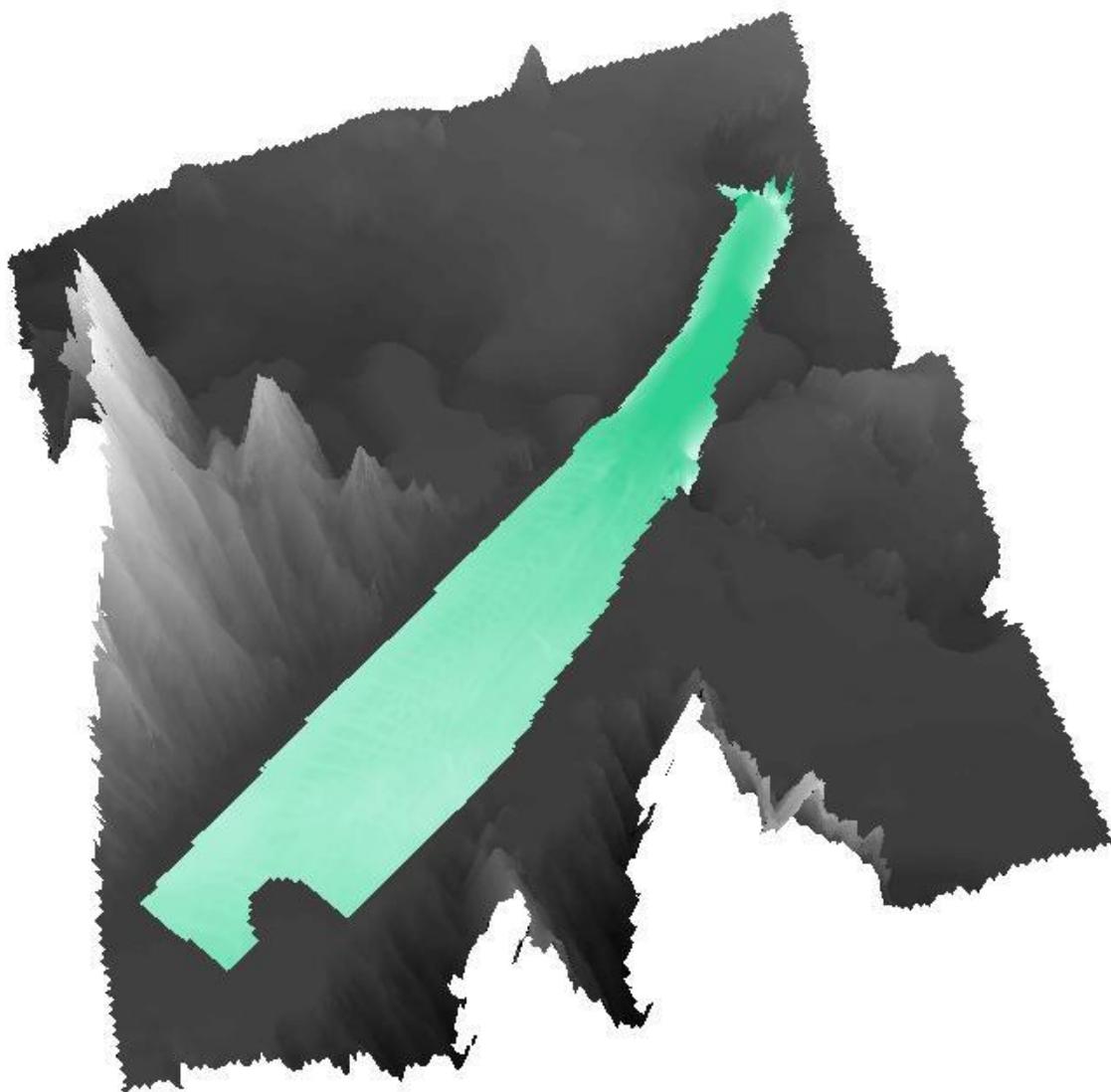


Fig. 26.8: DEM interferometrico in proiezione stereografica polare: in verde il ghiacciaio David-Dryglalski, corrispondente all'isola di fase per la quale il valore di phase offset è stato stimato correttamente.

Dal confronto con la fase srotolata in fig. 26.7 appare evidente come il valore di phase offset stimato non tenga conto delle isole di fase adiacenti che quindi risultano per forza di cose processate in maniera errata.

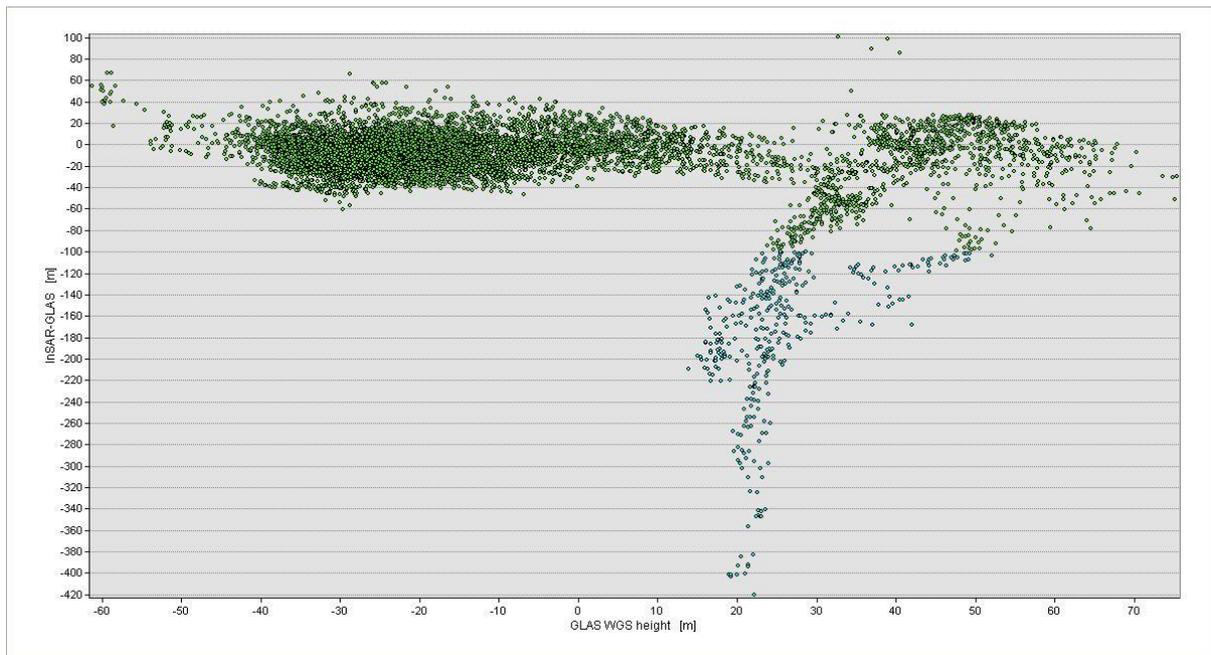


Fig. 26.9: in ascissa la quota ellissoidica dei punti ICESat GLAS (per la precisione sono presenti anche tre punti GPS disponibili), in ordinata la differenza che questi presentano rispetto alla porzione del DEM interferometrico corrispondente al ghiacciaio David Dryglaski; si consideri che la distribuzione a cluster è determinata anche da quella transetti dei punti GLAS (fig. 21.2).

Dall'analisi del grafico non si desume una stretta relazione tra quota ed errore: indicativamente gli errori più significativi, (evidenziati in azzurro sia in questa figura che in fig. 26.8 quelli che presentano un valore assoluto della differenza maggiore di 100 m) si sono riscontrati vicino ai bordi dell'isola di fase e, come atteso, nelle adiacenze dell'ubicazione ipotizzata per la grounding line.

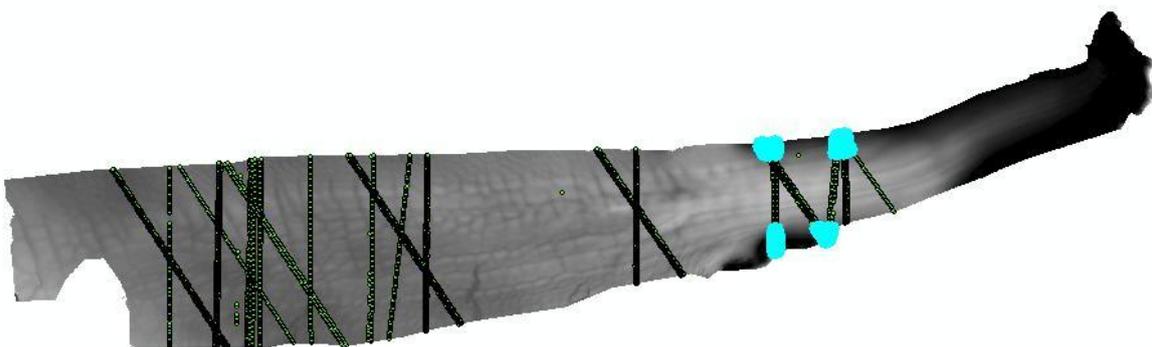


Fig. 26.10: evidenziati in azzurro i punti ICESat GLAS che presentano un valore assoluto della differenza maggiore di 100 m.

Conclusioni

La ricerca condotta ha confermato come l'interferometria SAR da satellite sia in grado di produrre sia mappe di deformazione che DEM di buona qualità anche in assenza di dati ancillari accurati.

Il filo conduttore della ricerca è rappresentato dall'intento di perseguire l'integrazione maggiore possibile delle informazioni di diversa natura estraibili dallo stesso dataset anche con tecniche interferometriche che, al contrario di SBAS e PS, non prevedano il processing di stack cospicui di immagini.

Nonostante il processing abbia richiesto l'introduzione di elementi interpretativi della cinematica del ghiacciaio, come ad esempio l'ubicazione della grounding line (posizione della linea di disancoraggio del ghiacciaio dal bedrock prima di divenire flottante sull'acqua del mare), si è preferito evitare per il momento ogni tentativo di lettura dei risultati in chiave glaciologica per focalizzare l'attenzione sugli aspetti geometrici dell'acquisizione SAR e sulla validazione metrica dei prodotti interferometrici.

L'aver processato un dataset di un sensore non tra i più recenti come ERS ha comportato la necessità di acquisire consapevolezza delle problematiche inerenti la correzione della scala dei tempi dell'acquisizione, completamente superate nei sensori di nuova generazione.

Questi aspetti, così come le caratteristiche molto particolari del caso di studio, se da un lato hanno rappresentato un ostacolo ad un facile ottenimento di buoni risultati dall'altro sono stati didatticamente molto formativi.

In particolare diverso tempo si è speso nel tentativo di individuare una strategia per il reperimento di punti di controllo per la correzione delle timing annotations.

Dopo diverse prove la strategia che ha consentito l'ottenimento dei risultati migliori è stata quella di desumerli tramite la coregistrazione ad una scena di un sensore che presenti parametri accurati, Envisat, per poi tornare alle immagini ERS originarie.

Un altro aspetto al quale si è dedicata una particolare attenzione è stata la determinazione dell'accuratezza dei DEM disponibili, analisi che ha richiesto la comprensione del ruolo giocato dalla strategia di interpolazione scelta e dal passo di campionamento, i fattori chiave che, a prescindere dai dati in input, controllano la qualità del risultato.

Interessante ad esempio il confronto tra i modelli digitali GTOPO e RAMP che nella Terra Vittoria sono stati generati sostanzialmente con gli stessi dati (database ADD) ma con interpolatori e passo di campionamento diversi.

Da un punto di vista interferometrico l'aspetto più significativo della ricerca è senz'altro consistito nella determinazione dei diversi contributi che incidono nella stima delle componenti di movimento nell'interferogramma differenziale.

Questa fase è infatti di fondamentale importanza per evitare l'introduzione di errori, anche di notevole entità, nel caso s'intenda generare per via interferometria un DEM dell'oggetto rilevato.

Le prospettive di ricerca in questa direzione sono rappresentate certamente da un approfondimento circa l'influenza delle differenti condizioni atmosferiche nelle coppie successive, e come tali effetti si ricombinino nella fase differenziale.

Troppo spesso infatti nelle applicazioni interferometriche “classiche” basate sull’interpretazione degli interferogrammi nella loro interezza, la risoluzione delle problematiche connesse alla propagazione del segnale nell’atmosfera finiscono per essere trascurate e le correzioni degli artefatti indotti dalle variazioni delle condizioni atmosferiche tra le diverse scene, sono demandate a tecniche di stacking come PS e SBAS.

In definitiva si ritiene che il contributo di questa ricerca stia non solo nell’importanza intrinseca dei risultati conseguiti, quanto piuttosto nell’aver individuato una strategia concettualmente corretta, che, applicata a sensori di nuova concezione (ad esempio TerraSAR-X e Cosmo-SkyMed), si spera possa consentire un ulteriore miglioramento dei prodotti interferometrici per lo studio di aree particolarmente remote e prive di conoscenze metriche ancillari sufficientemente precise, quale sicuramente l’ambiente antartico descritto in questo caso di studio.

Bibliografia

Altamimi Z (2002)

“Discussion on how to express a regional GPS solution in the ITRF”
EUREF Symposium.

Baek S (2006)

“DEM generation and ocean tide modeling over Sulzberger ice shelf, West Antarctica, using synthetic aperture radar interferometry”
Ph.D. thesis, Ohio State University.

Bamber J., Bindschadler R. (1997)

“An improved elevation data set for climate and ice sheet modeling: validation with satellite imagery”
Annals of Glaciology, 25.

Bamber J., Gomez-Dans J (2005)

“The accuracy of digital elevation models of the Antarctic continent”
Earth and Planetary Science Letters, 237, pp.516-523.

Bamber J.L., Gomez-Dans J.L., Griggs J.A. (2009)

“A new 1 km digital elevation model on the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data – Part 1: Data and methods”
The Cryosphere, 3, pp.101-111.

Bamber J.L., Griggs J.A. (2009)

“A new 1 km digital elevation model on the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data – Part 2: Validation and error estimates”
The Cryosphere, 3, pp.113-123.

Bamler R., Davidson G. (1997)

“Multiresolution signal representation for phase unwrapping and interferometric SAR processing”
IGARSS '97 proceedings.

Bamler R., Hartl P. (1998)

“Synthetic aperture radar interferometry”
Inverse problem, 14 (4).

Bamler R., Davidson G. (1999)

“Multiresolution phase unwrapping for SAR interferometry”
IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 37 (1).

Bamler R., Eineder M. (2005)

“Accuracy of differential shift estimation by correlation and split-bandwidth interferometry for wideband and delta-k SAR systems”
IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 2 (2).

- Baroni C., Orombelli G. (1987)
 “Glacial geology and geomorphology of Terra Nova Bay (Victoria Land, Antarctica)”
 Memorie della Società Geologica Italiana, 33, pp. 171-193.
- Baroni C., Orombelli G. (1994)
 “Holocene glacier variations in the Terra Nova Bay area (Victoria Land, Antarctica)”
 Antarctic Science 6(4), pp.497-505.
- Bean R., Dutton E. (1966)
 “Radio meteorology”
 monogr. 92, Nat. Bur. of Stand, Gaithersburg, Md.
- Bernard M., Boucher F., Cazenave A., Celeste F., Cozian G., Pace O., Remy F. (2004)
 “Potential of ERs-1 derived orthometric heights to generate ground control points for absolute orientation of imagery and DEM quality evaluation”
 Proceedings of the XXXV ISPRS congress.
- Bonforte A., Ferretti A., Prati C., Puglisi G., Rocca F. (2001)
 “Calibration of atmospheric effects on SAR interferograms by GPS and local atmosphere models: first results”
 Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, 63.
- Bonforte A., Puglisi G., Ferretti A., Menegaz A., Prati C., Rocca F. (1999)
 “Modelli atmosferici per il controllo dei movimenti dell’Etna”
 Alta Frequenza, 11 (4).
- Brenner A., Bindschadler R., Thomas R., Zwally H. (1983)
 “Slope-induced errors in radar altimetry over continental ice sheets”
 Journal of geophysical research, 88, pp. 1617-1623.
- Brenner A.C., DiMarzio J.P., Zwally H.J. (2007)
 “Precision and accuracy of satellite radar and laser altimeter data over the continental ice sheets”
 IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 45 (2).
- Capra A., Mancini F., Negusini M. (2007)
 “GPS as a geodetic tool for geodynamics in northern Victoria Land, Antarctica”
 Antarctic Science 19 (1), pp.107-114.
- Capra A., Gandolfi S., Vittuari L., Lusetto C., Stocchino C. (1999)
 “Kinematic GPS for the study of tidal undulation of floating ice tongue”
 Bollettino di geodesia e scienze affini, 58 (2).

Capra A., Dubbini M., Galeandro A., Gusella L., Zanutta A., Casula G., Negusini M., Vittuari L., Sarti P., Mancini F., Gandolfi S., Montaguti S., Bitelli G. (2008) "VLNDEF Project for Geodetic Infrastructure Definition of Northern Victoria Land, Antarctica" Springer.

Closa J. (1998) "The influence of orbit precision in the quality of ERS SAR interferometric data" ESA, ES-TN-APP-APM-JC01.

Colombo F. (1999) "Il Clima in Antartide: considerazioni generali con particolare riferimento all'area di Baia Terranova" Rivista di Meteorologia Aeronautica, Roma.

Crosetto M. (2002) "Calibration and validation of SAR interferometry for DEM generation" ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 57, pp. 213-227.

Curlander J. (1982) "Location of spaceborne SAR imagery" IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 20 (3).

Curlander J., McDonough R. (1991) "Synthetic aperture radar. Systems and signal processing" John Wiley & Sons, Inc, New York.

Danesi S., Dubbini M., Morelli A., Vittuari L. (2007) "Joint geophysical observations of ice stream dynamics" Springer

Davis C. (1992) "Satellite radar altimetry" IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 40 (6).

Di Nicola L., Strasky S., Schlüchter C., Salvatore M.C., Akçar N., Kubik, P.W., Christl M., Kasper H. U., Wieler R., Baroni C. (2009) "Multiple cosmogenic nuclides document complex Pleistocene exposure history of glacial drifts in Terra Nova Bay (northern Victoria Land, Antarctica)" Quaternary Research, 71, pp.83-92.

DiMarzio J., Brenner A., Shutz R., Shuman C.A., Zwally H.J. (2008) "GLAS/ICESat 500 m laser altimetry digital elevation model of Antarctica" Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.

Elachi C., van Zyl J. (2006) "Introduction to the physics and techniques of remote sensing" John Wiley & Sons, Inc, New York.

- Ekholm S., Bamber J., Krabill W. (2002)
 “The use of airborne laser data to calibrate satellite radar altimetry data over ice sheets”
 Journal of Geodynamics, 34.
- ESA (1997)
 Proceedings of “Seminar on user application of ERS SAR interferometry techniques in topography”
 ESA/ESRIN Frascati, Roma
- Ferraccioli F., Armadillo E., Zunino A., Rocchi S., Armienti P. (2009)
 “Magmatic and tectonic patterns over the Northern Victoria Land sector of the Transantarctic Mountains from new aeromagnetic imaging”
 Tectonophysics, 478, pp. 43-61.
- Ferretti A., Monti Guarnieri A., Prati C., Rocca F., Massonnet D. (2007)
 “InSAR principles: Guidelines for SAR interferometry processing and interpretation”
 ESA TM-19.
- Fetterer F., Drinkwater M., Jezek K., Laxon S., Onstott R., Ulander L. (1992)
 “Sea Ice Altimetry”
 in F.D. Carsey Ed., “Microwave remote sensing of sea ice”, (AGU Geophysical Monograph 28), American Geophysical Union, Washington, DC, USA, pp. 111-135.
- Fornaro G., Monti Guarnieri A. (2002)
 “Minimum mean square error space-varying filtering of interferometric SAR data”
 IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 40 (1).
- Fornaro G., Sansosti E., Lanari R., Tesauro M. (2002)
 “Role of processing geometry in SAR raw data focusing”
 IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 28 (2).
- Fornaro G., Manunta M., Serafino F., Berardino P., Sansosti E. (2005)
 “Advances in multipass SAR image registration”
 IGARSS '05 proceedings.
- Franceschetti G., Tesauro M. (1998)
 “Nuove idee sullo srotolamento pesato della fase interferometrica”
 XII Riunione Nazionale di Elettromagnetismo, Cetraro (CS).
- Freeman A., Saatchi S. (1997)
 “The effects of Faraday rotation on backscatter signatures in SAR image data”
 Proceedings of SPIE.
- Frezzotti M., Capra A., Vittuari L. (1998)
 “Comparison between glacier ice velocities inferred from GPS and sequential satellite images”
 Annals of Glaciology, 27, pp.54-60.

- Fricker H.A., Borsa A., Minster B., Carabajal C., Quinn K., Bills B. (2005)
 “Assessment of ICESat performance at the salar de Uyuni, Bolivia”
 Geophysical Research Letters, 32
- Gatelli F., Monti Guarnieri A., Parizzi F., Pasquali P., Prati C., Rocca F. (1994)
 “The wavenumber shift in SAR interferometry”
 IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 32 (4).
- Gelautz M., Mitteregger E., Leberl. F. (1997)
 “Automated acquisition of ground control using SAR layover and shadows”
 IGARSS '97 proceedings.
- Gersch D.B., Verdin K.L., Greenlee S.K. (1999)
 “New land surface Digital Elevation Model covers the Earth”
 Eos Transactions, American Geophysical Union, 80 (6), pp 69-70.
- Ghiglia D.C., Pritt M.D. (1998)
 “Two-dimensional phase unwrapping: theory, algorithms, and software”
 John Wiley & Sons, Inc, New York.
- Gobert S., Tannous I., Bally P., Laur H. (2000)
 “Localization using ERS for operational mapping”
 Proceedings of CEOS SAR Workshop, Tolosa, 26-29 October 1999, ESA SP-450.
- Grosfeld K., Sandhänger H. (2004)
 “The evolution of a coupled ice shelf - ocean system under different climate states”
 Global and Planetary Change, 42.
- Hanssen R. (2001)
 “Radar interferometry. Data interpretation and error analysis”
 Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands.
- Hanssen R., Bamler R. (1999)
 “Evaluation of interpolator kernels for SAR interferometry”
 IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 37 (1).
- Hanssen R., Klees R. (1999)
 “An empirical model for the assessment of DEM accuracy degradation due to vertical atmospheric stratification”
 FRINGE '99.
- Hellwich O., Ebner H. (2000)
 “Geocoding SAR interferograms by least squares adjustment”
 ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 55, pp.277-288.
- Huanyin Y., Hanssen R., Kianicka J., Marinkovic P., van Leijen F., Ketelaar G. (2004)
 “Sensitivity of topography on InSAR data coregistration”
 Proc. of the 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg, Austria, 6-10 September 2004.

- Hutchinson, M.F. (1989)
 “A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits”
 Journal of Hydrology, 106, pp. 211-232.
- Joughin J. (1995)
 “Estimation of Ice Sheet Topography and Motion Using Interferometric Synthetic Aperture Radar”
 Ph.D. Thesis University of Washington, DC, USA.
- Joughin J. (2002)
 “Ice-sheet velocity mapping: a combined interferometric and speckle-tracking approach”
 Annals of Glaciology, 34.
- Joughin J., Bamber J. (2005)
 “Thickening of the ice stream catchements feeding the Filchner-Ronne ice shelf, Antarctica”
 Geophysical Research Letters, 32.
- Joughin J., Winebrenner D., Fahnestock M., Kwok R., Krabill W. (1996)
 “Measurement of ice-sheet topography using satellite-radar interferometry”
 Journal of Glaciology, 42 (140).
- Ketelaar V.B.H. (2009)
 “Satellite radar interferometry. Subsidence monitoring techniques.
 Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands.
- Kwok R., Fahnestock M. (1996)
 “Ice sheet motion and topography from radar interferometry”
 IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 34 (1).
- Lauknes I., Malnes. E. (2004)
 “Automatical geocoding of SAR products”
 ERS and ENVISAT symposium, Salzburg, Austria.
- Li Z., Bethel J. (2008)
 “Image coregistration in SAR interferometry”
 The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 37 (B1), Beijing.
- Li Z.W., Ding X.L., Chen Y.Q., Li Z.L., Zhu J.J. (2002)
 “Study of atmospheric effect on satellite synthetic aperture radar (SAR) measurements in tropical regions”
 FIG XXII Congress.

- Liu H., Jezek C., Li B. (1999)
 “Development of an Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data: a geographic information system based approach”
 Journal of Geophysical Research, 104 (B10), pp. 199-223.
- Liu H., Zhao Z., Jezek C. (2007)
 “Synergistic fusion of interferometric and speckle-tracking methods for deriving surface velocity from interferometric SAR data”
 IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 4 (1).
- Löw A. (2004)
 “Coupled modeling of land surface microwave interactions using ENVISAT ASAR data”
 PhD thesis, University of Munich, Germany.
- Lwin A. (2008)
 “Geomorphological mapping with respect to altitude, coherence and phase information of ERS tandem pair”
 The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 37 (B8), Beijing.
- Mancini F. (2000)
 “Tecniche di geodesia spaziale (GPS) e di telerilevamento (SAR e InSAR) per il monitoraggio glaciale in Antartide”
 Tesi di Dottorato, Università di Bologna, Italy.
- Martin T., Zwally H., Brenner A., Bindschadler R. (1983)
 “Analysis and retracking of continental ice sheet radar altimeter waveforms”
 Journal of geophysical research, 88, pp. 1608-1616.
- Massmann F.H., Neumayer K.H., Raimondo J.C., Enninghorst K., Li H. (1997)
 “Quality of the D-PAF ERS orbits before and after the inclusion of the PRARE data”
 Third ERS symposium, Firenze.
- Massom R., Lubin D. (2008)
 “Polar Remote Sensing. Volume II: Ice sheets”
 Praxis/Springer. Chichester, UK, and Berlin, Germany.
- Massonnet D., Souyris J.C. (2008)
 “Imaging with synthetic aperture radar”
 EFPL Press.
- Memarzadeh Y. (2009)
 “Ionospheric modeling for precise GNSS applications”
 Netherlands Geodetic Commission, Publications on Geodesy 71, Delft, The Netherlands.
- Meyer F. (2004)
 “Topography and displacement of polar glaciers from multi-temporal SAR interferograms: potentials, error analysis and validation”
 Proceedings of the XXth ISPRS Congress, Istanbul.

- Meyer F.J., Nicoll J. (2008)
 “The impact of the ionosphere on interferometric SAR processing”
 IGARSS '08 proceedings.
- Meyer F., Bamler R., Jakowski N., Fritz T. (2005)
 “The potential of broadband L-band SAR systems for small scale ionospheric TEC mapping”
 Fringe '05.
- Mohr J. J., Madsen N. M. (1999)
 “Automatic generation of large scale ERS DEMs and displacement maps”
 Fringe '99.
- Mohr J. J., Madsen N. M. (2001)
 “Geometric calibration of ERS satellite SAR images”
 IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 39 (4).
- NASA Goddard Space Flight Center (2002)
 “Environmental assessment for ICESat”
 Greenbelt, Maryland, USA.
- Orombelli G. (1991)
 “Glaciers and glacial morphology at Terra Nova Bay: an opportunity for significant studies
 on environmental and climatic global changes”
 Memorie della Società Geologica Italiana, 46, pp. 9-16.
- Orombelli G., Baroni C., Denton G.H. (1990)
 “Late cenozoic glacial history of the Terra Nova Bay region, (Victoria Land, Antarctica)”
 Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria ,13, pp. 139-163.
- Pino I. (2008)
 “Monitoring ice velocities field in Victoria Land (Antarctica) using cross-correlation
 techniques on satellite images”
 Tesi di Dottorato, Università di Bologna, Italy.
- Prati C., Monti Guarnieri A., D'Amico M. (2007)
 “Appunti di teoria e tecnica radar”
 CLUEB, Milano.
- Ren K., Prinnet V., Shi X., Wang F. (2003)
 “Comparison of satellite baseline estimation methods for interferometry applications”
 IGARSS '03 proceedings.
- Rignot E. (1996)
 “Tidal flexure, ice velocities, and ablation ratio of Petermann Gletscher, Greenland”
 Journal of Glaciology, 42.

- Rignot E. (2000)
 “Effect of Faraday rotation on L-Band interferometric and polarimetric synthetic-aperture radar”
 IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 38 (1).
- Rignot E. (2002)
 “Mass balance of East Antarctic glaciers and ice shelves from satellite data”
 Annals of Glaciology, 34, pp.217-227.
- Rignot E., Padman L., MacAyeal D., Schmeltz M. (2000)
 “Observation of ocean tides below the Filchner and Ronne Ice Shelves, Antarctica, using synthetic aperture radar interferometry: Comparison with tide model predictions”
 Journal of Geophysical research, 105 (C8).
- Rignot E., Bamber J., van den Broeke M., Davis C., Li Y., van de Berg W., van Meijgaard E. (2008)
 “Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling”
 Nature Geoscience, 1, pp.106-110.
- Rodriguez E., Martin J.M. (1992)
 “Theory and design of interferometric synthetic aperture radars”
 Radar and Signal Processing, IEE proceedings F., 139 (2).
- Rosmorduc V., Benveniste J., Lauret O., Maheu C., Milagro M., Picot N. (2009)
 “Radar Altimetry Tutorial”
 J. Benveniste and N. Picot Ed., <http://www.altimetry.info>.
- Roth A., Craubner A., Hügel T. (1993)
 “Standard geocoded ellipsoid corrected images”
 in Schreier G. Ed., “SAR geocoding: data and systems”
 ed. Wichmann, Karlsruhe, Germany, pp. 159-172.
- Salvini F., Storti F. (1994)
 “Domino faulting in Northern Victoria Land (Antartica): preliminary data from the Mt.Murchinson quad area”
 Terra Antartica, 1, pp. 78-81.
- Salvini F., Storti F. (1999)
 “Cenozoic tectonic lineaments of the Terra Nova Bay region, Ross Embayment, Antarctica”
 Global and Planetary Change 23, pp. 129-144.
- Salvini F., Brancolini G., Buseti M., Storti F., Mazzarini F., Coren F. (1997)
 “Cenozoic geodynamics of the Ross Sea region, Antarctica: crustal extension, intraplate strike-slip faulting, and tectonic inheritance”
 Journal of Geophysical Research, 102 (B11), pp. 669-696.

- Saastamoinen J. (1972)
 “Introduction to practical computation of astronomical refraction”
 Bulletin of Geodesy, 106, pp 383-397.
- Sansosti E., Berardino P., Manunta M., Serafino F., Fornaro G. (2006)
 “Geometrical SAR image registration”
 IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 44 (10).
- Schmeltz M., Rignot E., MacAyeal D. (2002)
 “Tidal flexure along ice-sheet margins: comparisons of InSAR with an elastic-plate model”
 Annals of Glaciology 34.
- Schubert A., Small D., Rosich B., Meier E. (2007)
 “ASAR WSS product verification using derived image mosaics”
 Envisat Symposium 2007, Montreaux, Switzerland, 23-27 April 2007, ESA SP-636.
- Schubert A., Jehle M., Small D., Meier E. (2008)
 “Geometric validation of TerraSAR-X high resolution products”
 Proceedings of the 3rd TerraSAR-X Science Team Meeting, DLR, Oberhaffenhofen, Germany.
- Schwäbisch M. (1995)
 “Die SAR-Interferometrie zur Erzeugung digitaler Geländemodelle”
 DLR Forschungsbericht, Oberhaffenhofen, Germany.
- Singh L.P., van Westen C.J., Pasquali P. (2005)
 “Accuracy assessment of InSAR derived input maps for landslide susceptibility analysis: a case study from the Swiss Alps”
 Landslides, 2, pp. 221-228.
- Sirota J.M., Millar P., Volodin B., Brown T., Bae S. (2000)
 “Inertially referenced laser pointing determination system”
 Conference on Lasers and Electro-Optics, OSA Technical Digest, Optical Society of America, Washington, DC, pp. 603-604.
- Sirota J.M., Bae S., Millar P., Mostofi D., Webb C., Schtuz B., Luthcke S. (2005)
 “The transmitter pointing determination in the Geoscience Laser Altimeter System”
 Geophysical Research Letters, 32.
- Small D. (1998)
 “Generation of digital elevation models through spaceborne SAR interferometry”
 PhD. Thesis, Remote Sensing Laboratories, Department of Geography, University of Zurich, Switzerland.
- Small D., Pasquali P., Füglistaler S. (1996)
 “A comparison of phase to height conversion methods for SAR interferometry”
 IGARSS '96 proceedings.

- Small D., Jehle M., Schubert A., Meier E. (2008)
“Accurate geometric correction for normalisation of PALSAR radiometry”
ALOS 2008 Symposium, Rodi, Greece.
- Strozzi T., Luckman A., Murray T., Wegmüller U., Werner C. (2002)
“Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures”
IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 40 (11).
- Tarayre H., Massonnet D. (1994)
“Effects of a refractive atmosphere on interferometric processing”
IGARSS proceedings 1994.
- Tarayre H., Massonnet D. (1996)
“Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ERS-1 interferometry”
Geophysical research letters, 23 (9), pp. 989-992.
- Torlai D. (2009)
“Applicazioni di interferometria radar da satellite per la generazione di mappe di spostamento nell’analisi di fenomeni dinamici”
Tesi di laurea, Università di Bologna, Italy.
- Trianni G. (2006)
“Introduzione al telerilevamento per l’osservazione della Terra”
Dipartimento di Elettronica della Facoltà d’Ingegneria dell’Università di Pavia, Italy.
- Van der Wateren F., Verbers A. (1990)
“Cenozoic glaciation of the Rennick Glacier area, the Everett Range and Yule Bay area, North Victoria Land, Antarctica”
Polarforschung 60 (2), pp 73-77.
- Webley P.W., Wadge G., James I.N. (2004)
“Determining radio wave delay by non-hydrostatic atmospheric modelling of water vapour over mountains”
Physics and Chemistry of the Earth, 29.
- Wegmüller U., Werner C., Strozzi T., Wiesmann A. (2006)
“Ionospheric electron concentration effects on SAR and InSAR”
IGARSS ’06 proceedings.
- Wilson T.J. (1995)
“Cenozoic transtension along the Transantarctic Mountains-West Antarctic rift boundary, southern Victoria Land, Antarctica”
Tectonics, 14 (2), pp. 531-544.

- Xiang Z., Wang K., Liu X., Yu W. (2009)
“Analysis of the InSAR flattening errors and their influence on DEM reconstruction”
Radar Conference IEEE.
- Xu W., Cumming I. (1999)
“A region-growing algorithm for InSAR phase unwrapping”
IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 37 (1).
- Zanutta A., Vittuari L., Gandolfi S. (2008)
“Geodetic GPS-based analysis of recent crustal motions in Victoria Land (Antarctica)”
Global and Planetary Change, 62, pp.115-131.
- Zebker , H.A., Rosen P.A., Hensley S. (1997)
“Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps”
Journal of Geophysical Research, 102.
- Zebker H. A., Werner C. L., Rosen P.A., Hensley S. (1994)
“Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar”
IEEE Transactions on geosciences and remote sensing, 32 (4).
- Zwally H.J., Schutz B., Abdalati W., Abshire J., Bentley C., Brenner A., Bufton J., Dezio J., Hancock D., Harding D., Herring T., Minster B., Quinn K., Palm S., Spinhirne J., Thomas R. (2002)
“ICESat’s laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean and land”
Journal of Geodynamics, 34, pp 405-445.

Appendice

ATMOSFERA

Premessa

Volutamente si è scelto il titolo “Atmosfera” e non piuttosto “Disturbi atmosferici” perché si ritiene che tutto quel che accade al segnale nella sua propagazione presenti un contenuto informativo, anche se magari non utile alla generazione di mappe di deformazione e di DEM per via interferometrica: il termine disturbo, che comunque più volte per comodità d’espressione ricorre, dev’essere inteso in questo senso.

Nonostante tra gli intenti iniziali vi fosse anche quello di verificare la possibilità di isolare il contributo alla fase interferometrica comportato dall’attraversamento dell’atmosfera, come già spiegato per il momento si è processata in maniera accurata solo una “coppia di coppie” e quattro scene sono davvero troppo poche per questo tipo di analisi.

Il “filtraggio” dell’atmosfera è infatti consentito da tecniche di stacking, come SBAS e PS, che prevedono l’utilizzo di molte più scene e che si sono ritenute non adatte allo studio dei fenomeni che interessa indagare.

Si consideri in tal senso che il dataset acquisito è sì relativamente consistente ma non presenta più di 6 scene con la stessa geometria d’acquisizione, questo perché al momento degli ordini la finalità primaria era quella di acquisire il maggior numero possibile di coppie tandem con la giusta combinazione di baseline.

Altre tecniche (Wegmüller et al., 2006) consentono una stima e un contenimento degli effetti atmosferici considerando le anomalie presentate dagli offset di coregistrazione di più coppie, prospettiva di ricerca interessante ma al momento non percorribile perché prevede modifiche a quella che è l’implementazione standard degli algoritmi di coregistrazione.

Data l’importanza che l’attraversamento dell’atmosfera ha nella propagazione dei segnali e le strette analogie presentate con il GPS si è comunque ritenuto opportuno dedicarvi un intero capitolo, collocato però in appendice perché non tratta specificatamente del processing effettuato per la ricerca.

Gli strati dell’atmosfera che influenzano maggiormente la propagazione dei segnali sono troposfera, che si estende fino indicativamente ad un’altezza di 40 km da terra, e ionosfera, tra i 40 e 1100 km.

L’atmosfera presenta un indice di rifrazione (n) leggermente diverso rispetto a quello del vuoto e quindi il suo attraversamento comporta una modifica nella frequenza/velocità del segnale che corrisponde poi a un diverso tempo di volo (maggiore in caso di ritardo di fase, minore in caso di anticipo).

In questo paragrafo introduttivo, per motivi che saranno spiegati successivamente, si preferisce la generica espressione di “diverso tempo di volo” per quello che solitamente si trova denominato in letteratura come ritardo.

Analogamente a “disturbo”, per maggiore velocità d’espressione, alla fine anche qui si preferisce comunque il termine “ritardo”, da intendersi però nell’accezione sarà poi specificata.

La differenza di cammino si calcola moltiplicando questo diverso tempo di volo/”ritardo” per la velocità della luce nel vuoto.

Modifiche all’indice di rifrazione introducono anche una curvatura nel percorso del segnale rispetto alla propagazione rettilinea nel vuoto ma per quel che riguarda i sistemi SAR attualmente operativi è possibile trascurarne gli effetti nella fase interferometrica (la differenza degli eccessi di cammino nelle due scene, anche se corrispondenti a curvature diverse, è infatti una quantità piccola rispetto agli altri effetti atmosferici) (Zebker et al., 1997).

Le alterazioni all’indice di rifrazione nel caso della troposfera sono determinate da variazioni in temperatura, pressione e tenore del vapore acqueo mentre nel caso della ionosfera da variazioni della densità elettronica.

Si consideri che processando coppie tandem, o a 3gg., dato che le scene sono acquisite nello stesso istante della giornata gli effetti diurni e stagionali che caratterizzano l’atmosfera standard poi nella generazione dell’interferogramma risultano per la maggior parte elisi (rimane una piccola componente dovuta al non essere i due angoli di vista coincidenti ma è possibile considerarla trascurabile, (Zebker et al., 1997)); in interferogrammi across-track, come ad esempio la missione SRTM, chiaramente l’atmosfera non introduce nessun disturbo.

La non idealità del mezzo trasmissivo diventa problematica quando le sue condizioni sono diverse tra le due acquisizioni, per via di baseline temporali lunghe (ad es. a 70, 105 gg.) o irregolarità atmosferiche, e quindi non si verifica una cancellazione reciproca degli effetti.

In ogni caso in un interferogramma risultano osservabili solo fluttuazioni spaziali dell’indice di rifrazione inferiori alla dimensione della geometria di acquisizione del sensore (per ERS circa un quadrato di 100 km di lato) e superiori a quella un pixel slc (e che comunque da un punto di vista di trattamento statistico delle osservazioni introducano un errore maggiore della precisione interferometrica).

Dato che nella focalizzazione SAR ogni pixel dell’immagine complessa risulta dalla somma di più segnali l’effetto atmosferico di un pixel è calcolabile come media degli effetti atmosferici nei segnali che ne concorrono alla costruzione.

Ad esempio nel caso di ERS, che orbita ad una quota di 785 km, un pixel in azimuth corrisponde a 1300 campioni del segnale, emessi lungo un tratto d’orbita di 5 km e quindi l’interferogramma è sensibile solo a fluttuazioni maggiori di 10m vicino al suolo e di 2 km a 300 km di altezza (Tarayre e Massonnet, 1994).

In generale le perturbazioni dell’atmosfera possono essere distinte in variazioni localizzate (dette eterogeneità atmosferiche) e perturbazioni globali dell’atmosfera standard.

Questa distinzione è importante perché corrisponde ai diversi effetti che l’atmosfera ha nell’interferogramma.

Le eterogeneità atmosferiche comportano variazioni della rifrattività lungo un piano orizzontale ad una determinata quota e questo si traduce in una variabilità spaziale delle differenze di tempo di volo.

Le perturbazioni globali invece comportano variazioni della rifrattività lungo la verticale che, non essendo l’interferogramma sensibile a sistematismi che presentino un’estensione pari a

quella della scena, a livello orizzontale in caso di terreno pianeggiante non determina l'introduzione di frange dato che tutti i pixel sono affetti dallo stesso bias.

La condizione di terreno pianeggiante, ininfluente per quel che riguarda la propagazione nella ionosfera, assume per la troposfera una valenza analoga a quella della premessa che l'estensione spaziale della perturbazione sia la stessa della scena.

Si assuma la troposfera come costituita da una serie infinita di strati sub-orizzontali infinitesimi, ognuno caratterizzato da una diversa rifrattività costante: solo in caso di terreno pianeggiante il numero di strati attraversato dal segnale è indipendente dal cammino percorso e sul piano orizzontale non si determinano effetti differenziali nella propagazione.

Quando invece nella scena siano presenti rilievi la differenza nei profili di rifrattività verticali fa sì che sia diverso il contributo atmosferico alla fase interferometrica tra due celle qualsiasi che fra loro presentino un dislivello.

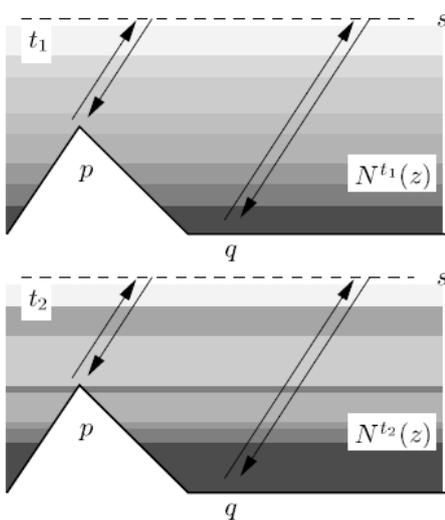


Fig. app.1: perturbazioni globali della troposfera nel caso in cui non sia verificata la condizione di terreno pianeggiante(Hanssen e Klees, 1999).

In figura i punti p e q, posti a quote differenti, corrispondono ad un diverso numero di strati attraversati. La troposfera all'epoca t_2 è perturbata a livello globale ma sul piano orizzontale l'effetto è diverso in funzione della quota.

In Antartide la troposfera in un arco temporale di pochi giorni si presenta di solito piuttosto stabile per via della notevole aridità del clima e quindi non introduce disturbi significativi (che si traducano cioè in frange).

Al contrario la ionosfera nelle regioni polari si caratterizza per un'accentuata variabilità temporale i cui effetti possono poi risultare presenti nell'interferogramma.

Nella successiva trattazione si darà quindi maggiore importanza agli effetti ionosferici piuttosto che a quelli troposferici.

TROPOSFERA

Una caratterizzazione della troposfera nella Terra Vittoria non può prescindere da una breve descrizione del clima del continente e in particolare di questa regione.

L'Antartide presenta un clima molto secco per via delle temperature estremamente rigide che non consentono l'evaporazione dell'acqua che rimane quasi costantemente sotto forma di ghiaccio, al punto che le precipitazioni sono talmente scarse da avere una distribuzione paragonabile a quelle dei deserti caldi, come ad esempio quello del Gobi (Colombo, 1999).

Da ricordare inoltre che risultando una massa d'aria calda più espansa di un'equivalente massa d'aria fredda lo spessore della troposfera non è costante ma è inverso rispetto alla latitudine, con un minimo di circa 8 km ai Poli e un massimo di circa 40 km all'Equatore. Rispetto alle zone centrali del continente tutta la fascia costiera dell'Antartide Orientale, e quindi anche la Terra Vittoria, per via della vicinanza al mare riceve una maggiore quantità di umidità proveniente dagli oceani, trasportata dalle masse d'aria che si muovono nei livelli più bassi dell'atmosfera.

Queste masse d'aria marittima riescono a penetrare verso l'interno, spesso portando nuvolosità e precipitazioni abbondanti, solo quando si attenuano i venti catabatici molto forti (fino a 170 km/h) che spirano dal Plateau Centrale incanalandosi lungo i rilievi verso la costa. Si definisce catabatico (dal greco katabatikos, che significa "andare in discesa") un vento che soffia scendendo lungo un'inclinazione topografica, come una collina, montagna o ghiacciaio. Quando spira su una vasta area, come appunto in Antartide, viene chiamato vento di caduta. Un vento catabatico freddo ha origine nel raffreddamento dell'aria in cima alle alture: poiché la densità dell'aria aumenta quando la temperatura diminuisce, l'aria fluisce verso il basso, riscaldandosi adiabaticamente nello scendere, ma restando sempre relativamente fredda. I venti catabatici quando intensi comportano anche un notevole trasporto di neve (blowing snow o scaccianeve) dal Plateau.

Per quanto riguarda le temperature nella Terra Vittoria il profilo delle medie mensili raggiunge un massimo in corrispondenza dei mesi di Dicembre-Gennaio.

In questi mesi le temperature arrivano ad avvicinarsi allo 0°C, pur restando negative.

Una caduta repentina delle temperature si ha tra Febbraio e Marzo, con un'escursione di quasi 15°C, da -5°C a circa -18°C, per continuare poi a scendere, ma in maniera meno accentuata, fino ad Agosto-Settembre, mesi in cui si registrano i valori più basse di tutto l'anno, con una media, -25°C e punte estreme intorno a -40°C.

Da settembre, poi, le temperature riprendono gradualmente a crescere fino a Dicembre.

Si può quindi concludere che di solito la troposfera della Terra Vittoria si presenta come relativamente stabile, con precipitazioni molto scarse, umidità contenuta e quindi un cielo solitamente terso e limpido.

Dopo questa digressione si descrive come in generale l'attraversamento della troposfera incida sulla propagazione dei segnali, contestualizzando di volta in volta queste considerazioni rispetto alla situazione dell'area di studio.

La troposfera per onde con frequenze inferiori ai 30 GHz si comporta come un mezzo non dispersivo (e quindi non solo nel SAR ma anche nel GPS che utilizza portanti in banda L questa fonte di errore non è contenibile utilizzando frequenze differenti dato che il ritardo nella propagazione è indipendente dalla frequenza).

Perturbata dal calore radiante emanato dalla superficie terrestre e da correnti ascensionali vicino al suolo la troposfera standard presenta un indice di rifrazione variabile in funzione di pressione, temperatura, umidità.

Il ritardo troposferico può essere distinto in due componenti:

- secca (idrostatica, dry/hydrostatic), dipende principalmente dalla pressione, parametro che in assenza di fronti perturbativi per baseline temporali corte è possibile assumere come piuttosto stabile e con effetti quindi trascurabili

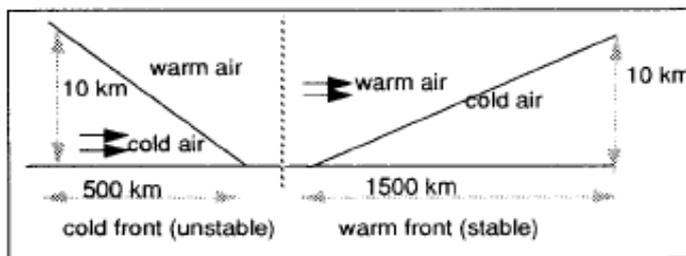
- umida (wet), corrispondente al tenore in vapore acqueo, presenta una notevole variabilità sia temporale (alcune ore) che spaziale (anche a scala sub-kilometrica), particolarmente accentuata in presenza di rilievi, sia per la dipendenza dalla quota dell'altezza della colonna d'aria sovrastante, sia per i movimenti convettivi determinati dall'orografia (Bonforte et al., 2001; Webley et al., 2004).

Per questi motivi a volte la componente umida nelle due acquisizioni potrebbe essere diversa al punto da introdurre nell'interferogramma effetti differenziali, nonostante incida in misura minore nella variabilità dell'indice di rifrazione rispetto a quella secca (Bonforte et al., 1999; Zebker et al., 1997).

Questi effetti restano solitamente confinati, su tutta l'immagine, in un intervallo di fase avente ampiezza 2π (ma anche maggiore in presenza di rilievi, per le ragioni precedentemente spiegate), e sono caratterizzati da un andamento spaziale di tipo passa basso (cioè lentamente variabile), con spazi di decorrelazione variabili da poche centinaia di metri a qualche chilometro (Prati et al., 2007).

A queste variazioni dell'indice di rifrazione nella troposfera standard se ne aggiungono altre a media scala determinate dai fenomeni meteorologici; i più comuni sono sistemi frontali, nuvole e precipitazioni (Tarayre e Massonnet, 1996):

- Sistemi frontali: si distinguono in stabili e instabili.



Condizioni di instabilità si verificano quando un fronte d'aria fredda s'incunea sotto un altro di aria più calda al contrario si ha stabilità quando è l'aria calda a disporsi sopra quella fredda.

- Nuvole: distinguibili in due tipi, stratificate e cumuliformi, prodotte rispettivamente da fronti stabili e instabili.

Le modifiche maggiori all'indice di rifrazione sono apportate dai cumuli in accrescimento.

- Precipitazioni: nel caso interessi solo una porzione dell'interferogramma può determinare effetti locali importanti.

Si stima ad esempio che una pioggia battente (150 mm/h) possa aumentare l'indice di rifrazione teorico di 9 volte.

Data la notevole aridità del clima antartico, la regolare stratificazione della troposfera e la plausibile assenza di precipitazioni è possibile considerare almeno in prima battuta trascurabili gli effetti introdotti da entrambe le componenti in interferogrammi ERS tandem: si daranno comunque per completezza alcuni brevi cenni riguardo la trattazione analitica del ritardo troposferico e le strategie che è possibile utilizzare per mitigarlo.

Considerando l'espressione semplificata della fase interferometrica ϕ il ritardo troposferico si traduce in un contributo $\Delta\rho$, detto eccesso di cammino troposferico, che viene a sommarsi alla differenza tra gli slant range delle due acquisizioni (Li et al., 2002):

eq. app.1

$$\text{fase master } \Psi_1 = \frac{4\pi}{\lambda} (\rho_1 + \Delta\rho_1)$$

$$\text{fase slave } \Psi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} (\rho_2 + \Delta\rho_2)$$

eq. app.2

$$\varphi = \Psi_1 - \Psi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} (\rho_1 - \rho_2) + \frac{4\pi}{\lambda} (\Delta\rho_1 - \Delta\rho_2)$$

L'indice di rifrazione nell'atmosfera, $n(x)$, può essere anche approssimato come somma dell'indice di rifrazione nel vuoto, 1, e del milionesimo di una componente aggiuntiva $N(x)$ detta rifrattività:

eq. app.3

$$n = 1 + 10^{-6}N(x)$$

dove sia n che N sono adimensionali

L'eccesso di cammino troposferico $\Delta\rho$ può essere espresso come integrale della rifrattività locale $N(x)$ lungo lo slant range ρ :

eq. app.4

$$\Delta\rho = 10^{-6} \int_{\rho} N(x) dx$$

dove con x si indica la posizione lungo lo slant range

Per esprimere la rifrattività N sono stati proposti negli anni diversi modelli, dopo diversi studi sperimentali il più affidabile risulta essere quello modificato da Saastamoinen (Bonforte et al., 2001; Saastamoinen, 1972) che può essere scritto come:

eq. app.5

$$N = k_1 \frac{P_d}{T} + k_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{P_d}{T^2}$$

dove P_d è la pressione parziale dell'aria secca,
con la lettera "e" s'indica la pressione parziale del vapore acqueo
e T è la temperatura dell'aria.

Le pressioni sono espresse in millibar, le temperature in gradi Kelvin, i valori delle costanti k sono quelli calcolati da Bean e Dutton in (Bean e Dutton, 1966).

Da questa formula si evince quanto affermato prima riguardo la minore importanza dell'umidità rispetto agli altri parametri nel determinare la variabilità dell'indice di rifrazione.

In termini di fase il ritardo troposferico corrisponde a (Zebker et al., 1997):

eq. app.6

$$\Delta\varphi = \frac{2\pi 10^{-6}N(x)}{\lambda}$$

IONOSFERA

Le caratteristiche della ionosfera sono già state in parte descritte nel capitolo VLNDEF per quanto riguarda il disturbo che introduce nella misura GPS, di seguito se ne darà una più estesa trattazione rispetto all'interferometria.

La ionosfera si caratterizza per il significativo numero di elettroni liberi e ioni (da qui il nome) prodotti dalla ionizzazione di particelle neutre indotta dalla radiazione solare (raggi UV, EUV – extreme ultraviolet - e X) e dalla collisione con le particelle energetiche portate dal vento solare che penetrano l'alta atmosfera.

Il vento solare consiste in un flusso continuo di particelle, in prevalenza protoni ed elettroni ad alta energia (circa 1 keV), sfuggite alla gravitazione del Sole a causa dell'alta temperatura coronale (la corona è una regione dell'alta atmosfera solare molto calda e altamente magnetizzata).

La ionizzazione determinata dal vento solare è solitamente piccola rispetto a quella dei fotoni e diventa significativa solo nelle regioni polari (Memarzadeh, 2009).

Il parametro che descrive il numero di elettroni liberi è la densità elettronica, n_e , espressa in elettroni/ m^3 .

Nonostante la densità elettronica presenti una notevole variabilità spaziale e temporale la ionosfera è spesso assimilata a un guscio sferico compreso tra i 60 e i 600 km, con una densità elettronica costante in altezza e variazioni omogenee nel tempo.

L'effetto che l'attraversamento della ionosfera comporta nella propagazione di un segnale nella banda delle microonde (analogamente a quanto si verifica per la troposfera) dipende dalla rifrattività ionosferica.

Per la banda delle microonde è in genere possibile approssimare questa relazione utilizzando quest'approssimazione (Meyer e Nicoll, 2008) nota*:

eq. app.7

$$N_{iono} = (n_{iono} - 1)10^6 \approx -K 10^6 \frac{n_e}{f_0^2} \quad n \text{ adimensionale} = \left[\frac{m^3}{s^2} \frac{\frac{n^{\circ} \text{elettroni}}{m^3}}{1/s^2} \right]$$

dove:

N_{iono} è la rifrattività ionosferica

n_{iono} è l'indice di rifrazione ionosferico,

K una costante pari a $40.28 m^3/s^2$

f_0 è la frequenza del segnale

Per l'azione del campo geomagnetico la ionosfera si comporta in maniera magneticamente anisotropa e rappresenta quindi un mezzo dispersivo per le frequenze dei segnali che l'attraversano.

Si ricorda che un mezzo si definisce dispersivo quando il suo indice di rifrattività, corrispondente alla velocità di fase, è funzione della frequenza dell'onda che lo attraversa e che questo comporta che velocità di fase e di gruppo siano leggermente diverse e presentino segno opposto (la troposfera che non è un mezzo dispersivo le presenta infatti con segno concorde).

Da precisare che questo comportamento dispersivo si verifica solamente quando la frequenza del segnale è maggiore di 1 GHz (ad esempio GPS frequenza L1 1.57542 GHz, L2 1.2276 GHz, SAR banda C 5.3 GHz).

Questo perché nella ionosfera il ritardo di fase dipende dalla densità elettronica e riguarda la frequenza portante del segnale mentre il ritardo di gruppo riguarda un'eventuale modulazione del segnale (ad es. i codici del segnale GPS).

Il "ritardo" di fase è negativo e corrisponde quindi ad un anticipo della fase della portante, mentre quello di gruppo è positivo ed effettivamente corrisponde ad un ritardo dell'involuppo del segnale SAR compresso in range (Meyer e Nicoll, 2008).

E' per questo motivo che si ritiene sarebbe più corretto riferirsi ad un generico "diverso tempo di volo" piuttosto che utilizzare il termine "ritardo" nonostante lo si trovi comunemente in letteratura.

Il contenuto totale di elettroni (TEC, Total Electron Content) si calcola come integrale della densità elettronica ionosferica lungo lo slant range ρ :

eq. app.8

$$\text{TEC} = \int n_e d\rho$$

L'unità di misura del TEC è il TECU (TEC-Unit), corrispondente a 10^{16} elettroni/ m^2 .

La notevole variabilità sia spaziale che temporale presentata dal TEC è da imputarsi sia alla variabilità della densità elettronica che alla dipendenza dall'angolo di elevazione del satellite. Per definire una funzione che descriva anche se in maniera approssimativa la distribuzione del TEC in funzione dell'elevazione si approssima la ionosfera ad uno strato molto sottile, che circonda la Terra ad una quota costante e si suppongono qui concentrati tutti gli elettroni (single layer approximation).

In questo modo, escludendo gradienti laterali orizzontali nella densità elettronica, lo slant TEC può essere ricondotto al vertical TEC, VTEC:

eq. app.9

$$\text{TEC} = \frac{\text{VTEC}}{\cos \xi}$$

dove ξ rappresenta l'angolo zenitale all'intersezione della congiungente satellite – bersaglio (o ricevitore nel caso del GPS) con lo strato a cui è stata assimilata la ionosfera.

Geometry of the ionospheric single-layer approximation.

Hi indica la cosiddetta altitudine ionosferica effettiva, in genere 400 km.

SIP, sub ionospheric point, corrisponde alla proiezione dell'intersezione a terra

In prima approssimazione il "ritardo" ionosferico è esprimibile come:

eq. app.10

$$\delta_{ion} = \frac{k}{f^2} \text{TEC}$$

Dove δ_{ion} è appunto il “ritardo” rispetto allo zenith espresso in metri, f è la frequenza del segnale e k una costante pari a $-40.28 \text{ m}^3/\text{s}^2$

Effetto ionosferico e frequenza del segnale sono quindi inversamente proporzionali e, dato che lunghezza d’onda e frequenza sono grandezze inverse, all’aumentare della lunghezza d’onda aumenta anche l’effetto ionosferico: un segnale in banda L, 24.4 cm, ne risentirà di più rispetto ad un segnale in banda C, 5.6 cm.

La dipendenza dalla frequenza si giustifica perché all’aumentare di questa (Meyer e Nicoll, 2008):

- per la natura dispersiva della propagazione ionosferica lo shift comportato da un dato profilo di densità elettronica è maggiore.
- l’impronta del raggio è maggiore e quindi maggiore è anche la probabilità di una più accentuata variabilità spaziale della densità elettronica durante il tempo di apertura.

Per le scene ERS ed ENVISAT processate, con un angolo d’incidenza a centro scena di circa 23° (l’angolo d’incidenza aumenta da near range a far range) e frequenza di 5.3 GHz (banda C) si ha un ritardo ionosferico δ_{ion} di circa $-1.54 \cdot 10^{-18}$ TEC.

Derivando la funzione $\frac{k}{f^2}$ TEC rispetto ad 1 TECU si ha che:

eq. app.11

$$\frac{\delta_{ion}}{\delta_{TECU}} = -0.015 \text{ m} = 15\text{mm}$$

Cioè per un ciclo interferometrico di 28 mm un cambiamento di 1 TECU nella scena comporta l’introduzione di una rampa di fase di circa mezzo ciclo (14 mm).

In definitiva perché gli effetti ionosferici siano apprezzabili in un interferogramma bisogna che presentino:

- una lunghezza d’onda dominante inferiore alla dimensione della scena (per ERS 100 km) in modo da essere distinguibili dalle frange orbitali comportate dall’indeterminatezza delle orbite (Bonforte et al., 2001).
- un’intensità maggiore di 0.36 TECU per corrispondere ad un segnale di 0.2 cicli (cfr. eq. app.11).

L’andamento del TEC presenta dei gradienti, che possono essere sia regolari che irregolari, e che corrispondono ad un effetto omogeneo o eterogeneo.

- gradienti regolari,
sono quelli che caratterizzano la normale variabilità ionosferica diurna e stagionale: il TEC ha un minimo di notte e raggiunge il suo massimo intorno alle 14 ore locali (si consideri la forma della magnetosfera in fig. app.4)
L’effetto comportato dai gradienti regolari in un interferogramma è comunque solitamente limitato in quanto, presentando una variabilità spaziale di decine di chilometri (solitamente sempre $>30\text{km}$) corrisponde a distorsioni a bassa frequenza, che bisogna però prestare attenzione a non trattare come errori orbitali (cfr. paragrafo “Tecniche per la mitigazione degli effetti atmosferici”).
- gradienti irregolari,

dovuti a fenomeni ionosferici irregolari come TID (Travelling Ionospheric Disturbances), Irregolarità F e scintillazioni.

Le TID consistono in effetti d'onda con un'estensione variabile da 30 a 300 km che determinano variazioni localizzate della densità elettronica (circa 1% del TEC) comportate dalle interazioni tra ionosfera e atmosfera neutra (Hanssen, 2001).

Lo studio delle TID porta ad un'ulteriore suddivisione della ionosfera in diversi strati (regioni ionosferiche) che si caratterizzano per un determinato massimo di densità elettronica.

La densità degli atomi che possono essere fotoionizzati decresce con l'altitudine, mentre l'intensità della radiazione solare cresce: questi due effetti opposti producono uno strato di elettroni con un massimo ad una certa altezza e dato che la composizione atmosferica varia con la quota, e differente è la risposta delle diverse specie atomiche alle radiazioni solari, la densità elettronica presenta un andamento con la quota caratterizzato da massimi e minimi relativi che identificano diverse regioni ionosferiche.

Il grado di ionizzazione alle varie altezze dipende inoltre in misura considerevole dal ciclo d'attività solare, dalla variazione diurna e stagionale, dalla località geografica (medie latitudini, zone polari e equatoriali), dalle condizioni geomagnetiche e dall'azione di disturbi solari, geomagnetici e atmosferici (http://roma2.rm.ingv.it/it/aree_di_ricerca/4/ionosfera).

Regione D

E' la parte più bassa della ionosfera (50÷90 km) a sua volta distinguibile in due strati normali e permanenti: lo strato D (massima ionizzazione intorno a 65 km) e lo strato C (massima ionizzazione intorno a 55 km).

In condizioni di quiete questa regione è presente solo di giorno mentre, in concomitanza con elettroni e protoni ad alta energia provenienti dal Sole, associabili a disturbi di natura geomagnetica, addizionali strati D di ionizzazione possono essere prodotti in qualsiasi momento.

Essendo la maggior parte della radiazione solare già stata assorbita dagli strati più alti la regione D, ricevendone solo una piccola parte, presenta una ionizzazione molto debole, da 10^7 a 10^{10} e/m³.

Regione E

Anche la regione E (90-140 km), che presenta una ionizzazione solo leggermente superiore rispetto alla D, non è determinante nella formazione dell'effetto ionosferico.

Questa regione, che caratterizza principalmente la ionosfera diurna, è solitamente costituita da un solo massimo di densità elettronica, lo strato E, a circa 120 km (10^{11} e/m³).

Come lo strato D anche lo strato E segue un tipico andamento diurno con un massimo in corrispondenza del mezzogiorno locale anche se in condizioni di quiete è però possibile, al contrario di quanto accade per lo strato D, avere un residuo di ionizzazione durante le ore notturne.

La concentrazione di elettroni liberi presenta una forte dipendenza dall'angolo di elevazione solare con un massimo giornaliero in corrispondenza della massima elevazione e con un massimo stagionale in estate.

Tuttavia nella regione E, per via di diversi processi, si possono sviluppare degli strati ionizzati sottili (con spessore compreso tra 0.2 e 2 km), molto densi, che prendono il nome di strati E sporadici.

A basse e medie latitudini tali strati hanno un'occorrenza maggiore nei mesi estivi, durante il giorno e nella prima parte della sera mentre ad alte latitudini tendono invece a formarsi prevalentemente di notte.

Regione F

Per quanto riguarda la propagazione dei segnali la regione F (140÷500 km) è la più importante dato che è quella caratterizzata dalle massime concentrazioni di densità elettronica.

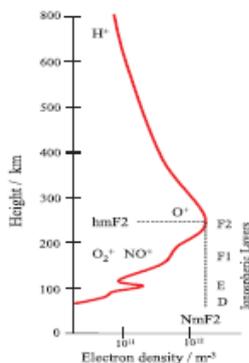


Fig. app.3 (Meyer et al., 2005): tipico profilo verticale della densità elettronica nella ionosfera (asse delle ascisse, in scala logaritmica).

La parte più bassa di questa regione, in cui prevalgono ioni leggeri, mostra una variazione differente rispetto alla parte superiore; ciò ha portato ad una suddivisione della regione in due strati: lo strato F1, essenzialmente uno strato diurno estivo, e lo strato F2, che di notte comunque si fondono in un unico strato F usualmente denominato strato F2.

L'altezza dello strato F1 è compresa tra 140 e 220 km e la densità elettronica è dell'ordine di 10^{11} e/m³.

Lo strato F2, dove si verifica il massimo assoluto di densità elettronica nella ionosfera, si trova a quote variabili fra 250 e 400 km e presenta una concentrazione di circa 10^{12} e/m³ durante il giorno e $5 \cdot 10^{10}$ e/m³ durante la notte.

Specialmente di notte ai poli e all'equatore, tra i 200 e i 500 km di altitudine, si verificano irregolarità che comportano una variazione della densità elettronica.

Queste irregolarità, contraddistinte da una caratteristica forma a sigaro, sono distinte dalle TID e prendono il nome di Irregolarità F (Tarayre e Massonnet, 1996).

Oltre il massimo dello strato F2 la ionizzazione diminuisce gradualmente.

La ionosfera si estende poi fino a 1100 km di altitudine, non se ne considerano gli strati superiori perché si trovano oltre le orbite dei satelliti SAR e quindi chiaramente non sono d'interesse per la propagazione del segnale.

Per quel che riguarda invece le scintillazioni, per meglio spiegare in cosa consistono, è opportuno approfondire le interazioni tra campo geomagnetico e attività solare.

Il campo magnetico terrestre agisce come uno scudo proteggendo l'atmosfera terrestre dal vento solare.

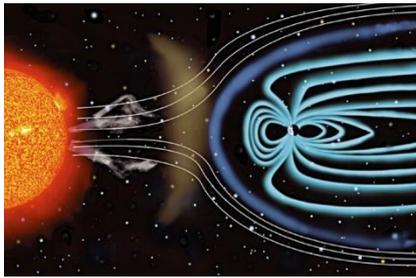


Fig. app.4

L'interazione tra il vento solare ed il campo geomagnetico determina la tipica forma "a cometa" della magnetosfera (regione nella quale il campo esplica la propria azione), compressa di fronte al Sole (lato del giorno) a causa della forza delle particelle in avvicinamento ed allungata nella parte posteriore.

La densità degli elettroni nella ionosfera dipende quindi fortemente dalla latitudine geomagnetica e in questo senso può essere suddivisa in tre macro regioni: equatoriale, media latitudine e polare (o aurorale).

Quest'ultima si divide a sua volta in aurorale (latitudini geomagnetiche indicativamente comprese tra i 60° e 70°) e polare propriamente detta.

Fig. app.5: mentre all'equatore le linee di forza del campo geomagnetico sono quasi orizzontali rispetto alla superficie della Terra a latitudini aurorali sono quasi verticali consentendo alle particelle che compongono il vento solare di penetrare direttamente nell'atmosfera.

Più precisamente alle alte latitudini le linee di forza si congiungono alla frontiera esterna della magnetosfera, controllata dal vento solare, mentre alle medie latitudine si congiungono alla frontiera interna che fondamentalmente ruota solidalmente alla Terra ed è quindi meno sensibile a perturbazioni esterne.

Le scintillazioni consistono in effetti di diffrazione (quindi variazioni di fase e ampiezza) comportati dalle irregolarità (zone a densità elettronica differenziale) del comportamento ionosferico imputabili all'azione del vento solare.

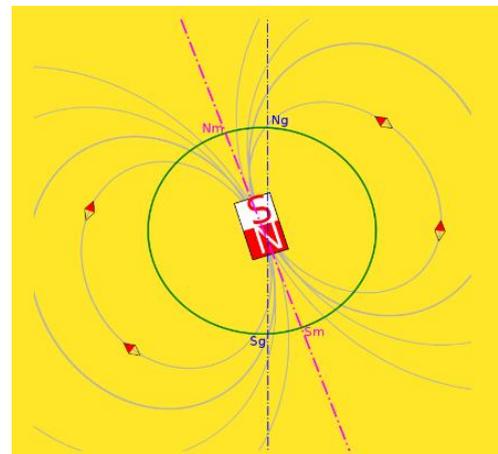


Fig. app.6: aurora boreale.

Si ricorda che con scintillazione si definisce più in generale il fenomeno fisico di cessione di energia da parte di una particella incidente ad un'altra detta appunto scintillatore, causando l'eccitazione di un elettrone che, spostandosi a un livello ad energia superiore ne comporta la ionizzazione.

Quando l'elettrone decade al livello che occupava prima dell'eccitazione emette un fotone ad energia relativamente bassa, tipicamente nel visibile, ed è proprio questo fenomeno a determinare le aurore caratteristiche delle alte latitudini.

EFFETTI IONOSFERICI NEL SEGNALE SAR

Gli effetti ionosferici più significativi in una scena SAR consistono in problemi di focalizzazione, sia in azimuth che in range, e distorsioni interne all'immagine che poi al momento della generazione dell'interferogramma comportano problemi di coregistrazione, con conseguenti perdite localizzate di coerenza ed errori nella fase interferometrica (Meyer e Nicoll, 2008):

- Sfocamento in range

Lo sfocamento in range (*range blurring*) è sostanzialmente una diretta conseguenza della dipendenza non lineare dell'indice di rifrazione ionosferico dalla frequenza, ed è quindi più sensibile all'aumentare di questa.

- Sfocamento in azimuth

Lo sfocamento in azimuth (*azimuth blurring*) è imputabile alle turbolenze a piccola scala della ionosfera che possono comportare variazioni nell'apertura sintetica e quindi una diminuzione della risoluzione in azimuth.

Turbolenze di questo tipo, con estensioni minori di 10 km, sono comunque rare e solitamente caratterizzate da un'energia piuttosto bassa, al punto che è possibile considerarle trascurabili.

- Distorsioni nella scena focalizzata

Le disomogeneità orizzontali a media scala della ionosfera (scintillazioni, TIDs) determinano delle variazioni del chirp in azimuth che comportano la formazione di striature (*azimuth streaking*) parallele o subparallele alla direzione di range.

Nelle scene della coppia di coppie processata non si è riscontrato (almeno a livello macroscopico) nessuno degli effetti fin qui descritti.

Queste striature si presentano come modulazioni a scala chilometrica rispetto a quella che sarebbe dovuta essere la corretta focalizzazione in azimuth e, quando di notevole entità, comportano conseguenza anche nella coerenza e nella fase interferometrica.

- Interferometric phase screen *

Variazioni orizzontali della densità elettronica comportano nella scena fluttuazioni sia in range che poi nella fase interferometrica.

Per due scene acquisite con differenti condizioni di densità elettronica l'interferogramma presenta in range una rampa di fase residuale (consistente in frange allineate con un pattern regolare lungo la direzione di azimuth), analoga a quella comportata dagli errori orbitali, determinata dalla dipendenza dell'effetto ionosferico dall'angolo d'incidenza (l'angolo d'incidenza è minimo in near range e massimo in far range: all'aumentare dell'angolo d'incidenza aumenta il cammino percorso dal segnale nella ionosfera).

Nota *: il *phase screen model* è una teoria proposta da Briggs e Parkin nel 1963 ("On the variation of radio star and satellite scintillations with zenith angle"), per spiegare le fluttuazioni comportate nei segnali dall'attraversamento dell'atmosfera in modo da tener conto della dipendenza dall'angolo d'incidenza dello spessore dello strato effettivamente attraversato.

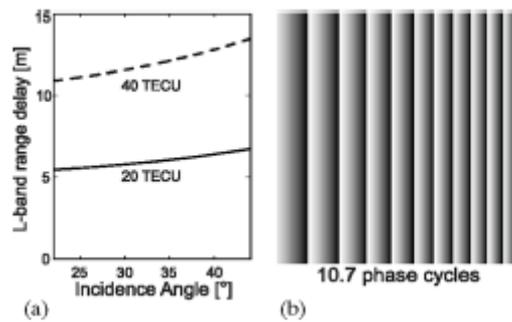


Fig. app.7 (Meyer e Nicoll, 2008): interferometric phase screen, esempio con immagini simulate wide swath (250 km, per rendere più evidente la dipendenza dall'angolo d'incidenza) in banda L, la densità elettronica è costante in ognuna delle due acquisizioni ma diversa tra l'una e l'altra.

Si noti la diminuzione dell'ampiezza delle frange da near range a far range (da qui il termine rampa, metafora semantica per descrivere questo gradiente): la frequenza delle frange aumenta proprio per il maggior effetto ionosferico comportato dall'attraversamento di uno strato di ionosfera via via maggiore.

- rotazione di Faraday

L'attraversamento della ionosfera comporta in un segnale SAR polarizzato linearmente (HH orizzontale, VV verticale), come quello della maggior parte dei sensori, una rotazione dell'angolo di polarizzazione, la rotazione di Faraday.

La rotazione del piano di polarizzazione è funzione del campo geomagnetico, del TEC e della geometria di acquisizione.

Assumendo che il campo geomagnetico e la densità elettronica siano costanti e riferiti ad un'altitudine di 350 km è possibile esprimere in maniera semplificata la rotazione di Faraday comportata dal cammino in una sola direzione (ad es. sola andata) come:

eq. app.12

$$\Omega = \frac{k}{f^2} B \cos\vartheta \sec\theta \text{ TEC}$$

dove:

B campo geomagnetico locale [Tesla]

ϑ angolo tra il campo geomagnetico e il vettore SAR [rad]

θ angolo d'incidenza [rad]

k costante

In definitiva l'angolo corrispondente alla rotazione di Faraday dipende dalla latitudine e, considerando uno stesso angolo d'incidenza, è maggiore ai tropici che ai poli (Rignot, 2000). L'effetto Faraday è da tenere in considerazione non solo per applicazioni polarimetriche ma anche interferometriche: se le due scene sono acquisite in condizioni ionosferiche differenti, i segnali raggiungeranno la superficie terrestre con angoli di polarizzazione diversi, questo comporterà per lo stesso bersaglio i meccanismi di riflessione diversi e quindi rappresenta un'ulteriore fonte di decorrelazione.

Dato che i segnali polarizzati orizzontalmente penetrano più in profondità rispetto a quelli con polarizzazione verticale nel caso di bersagli che presentino una riflessione volumetrica (cioè che non interessa la sola superficie), la fase interferometrica conterrà anche gli effetti differenziali (nella misura dello slant range) dovuti alle differenti profondità di penetrazione.

Gli effetti comportati dalla rotazione di Faraday sono rimovibili utilizzando segnali in polarizzazione piena (quad pol: HH, HV, VH, VV) (Freeman e Saatchi, 1997; Rignot, 2000).

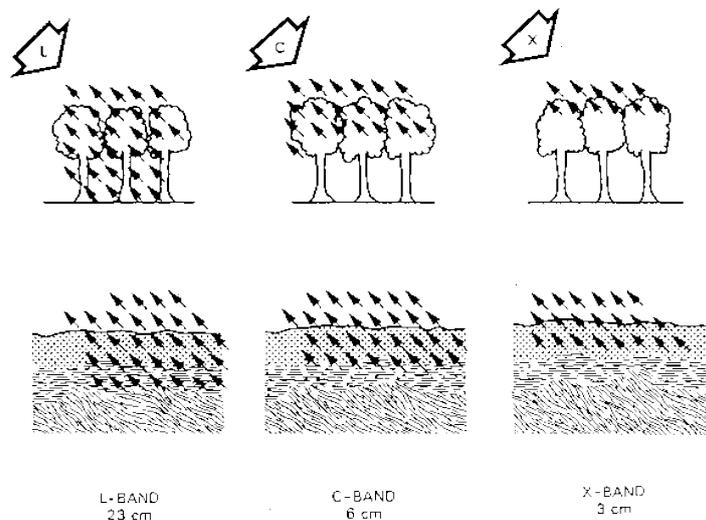


Fig. app.8: dipendenza della profondità di penetrazione dalla lunghezza d'onda.

Data la dipendenza della rotazione di Faraday dalla frequenza (si consideri inoltre che al diminuire della frequenza aumenta la lunghezza d'onda e quindi la profondità di penetrazione) gli effetti nella fase interferometrica sono sensibili solo per le bande P (68 cm) ed L (24.4 cm), mentre per quelle C (5.6 cm) e X (3.1 cm) è possibile considerarli trascurabili in quanto si confondono con il rumore della misura di fase (Freeman e Saatchi, 1997; Rignot, 2000).

CONFRONTO TRA EFFETTO IONOSFERICO E TROPOSFERICO

L'identificazione degli effetti che troposfera e ionosfera hanno in un interferogramma avviene rispetto al segno del ritardo e alla morfologia delle frange introdotte dal disturbo. Dall'eq. app.10 segue che un aumento della densità elettronica ionosferica comporta una diminuzione dello slant range osservato, corrispondente quindi ad un anticipo di fase (phase advance).

Al contrario un'area dove si verifichi un parziale incremento della pressione del vapore acqueo corrisponde ad un incremento dello slant range, cioè ad un ritardo di fase (phase delay).

Sono comunque opportune alcune considerazioni per meglio spiegare la complessità del discernimento dei due effetti.

In primo luogo sarebbe necessario conoscere quale delle due scene è affetta dal disturbo in quanto un anticipo di fase nella master poi nell'interferogramma ha lo stesso effetto di un ritardo di fase nella slave e viceversa.

Dato che in un singolo interferogramma questa distinzione non è possibile bisognerebbe avere a disposizione più scene la cui differenti combinazioni interferometriche consentano la

sicura identificazione di quella che presenta anomalie, sempre che altri disturbi (come ad es. la decorrelazione temporale) non inficino questo tipo di valutazione.

Si consideri inoltre che non è banale riuscire a identificare nell'interferogramma un'area relativamente non disturbata da prendere a riferimento perché le variazioni localizzate che la pressione del vapore acqueo presenta sono frequenti sia in positivo che in negativo.

In tal senso si deve inoltre tenere presente che anche un aumento localizzato di temperatura può corrispondere ad un anticipo di fase relativo, nonostante quest'effetto abbia solitamente una limitata ampiezza.

Al momento è quindi difficile distinguere in maniera univoca effetti ionosferici e troposferici in un interferogramma senza dati ancillari.

TECNICHE PER LA MITIGAZIONE DEGLI EFFETTI ATMOSFERICI

Dato che i disturbi introdotti nella fase interferometrica dalle perturbazioni globali dell'atmosfera presentano lunghezze d'onda analoghe a quelle comportate da errori orbitali (andamento passa basso) per isolarli si rende innanzitutto necessaria un'accurata operazione di baseline refinement.

Non riconoscere nell'interferogramma la presenza di questo tipo di effetti atmosferici e quindi correggerli come si trattasse di errori orbitali determina nella geometria della coppia distorsioni che poi si riflettono nell'accuratezza dei prodotti interferometrici (Tarayre e Massonnet, 1996).

In un approccio two pass la fase interferometrica è espressione del solo residuo topografico, senza deformazione, risulta sensibile agli effetti atmosferici con un errore nella determinazione della quota inversamente proporzionale al baseline.

Al contrario quando contiene invece solo deformazione è praticamente indipendente dal baseline.

La giustificazione di queste affermazioni (Zebker et al., 1997) si trova nelle formule che esprimono l'errore rispettivamente associato alla determinazione di quota σ_z e di spostamento σ_ρ :

eq. app.13

$$\sigma_z = \frac{\lambda \rho \sin \theta}{4\pi B \cos(\theta - \alpha)} \sigma_\varphi \qquad \sigma_\rho = \frac{\lambda}{4\pi} \sigma_\varphi$$

dove B è il baseline (componente perpendicolare), α l'orientazione della direzione del baseline rispetto all'orizzontale, σ_φ è l'errore nella fase interferometrica (che contiene quindi anche gli effetti atmosferici).

Nella pratica la fonte d'errore principale in una mappa di deformazione è spesso rappresentata dall'insufficiente accuratezza del DEM utilizzato per lo spianamento.

Il rumore derivante dall'inaccuratezza del DEM può essere espresso tramite σ_z ed essere poi introdotto nel calcolo di σ_ρ come un termine che si va a sommare a σ_φ : è per questo motivo che non è possibile considerare questo tipo di configurazione interferometrica del tutto indipendente dal baseline (si ricordi che il DEM per essere sottratto alla fase interferometrica

dev'essere prima espresso nella geometria d'acquisizione della coppia e che il baseline è uno dei parametri che controllano questo passaggio).

In un approccio four passes, come quello adottato in questa ricerca, invece che utilizzare un DEM a priori se ne genera uno per via interferometrica (si rimanda al cap. Introduzione all'interferometria per la descrizione della possibile casistica nella combinazione delle coppie): analogamente a quanto descritto sopra per la determinazione dell'errore nelle mappe di spostamento si introduce σ_z nel calcolo di σ_ρ che in questo modo risulta dipendere da entrambe i baselines (analiticamente σ_z è scalato per il rapporto dei due baselines e risulta quindi aumentare o diminuire a seconda che il quoziente sia minore o maggiore dell'unità). Esistono due grandi famiglie di tecniche per la mitigazione degli effetti atmosferici: media di più interferogrammi e calibrazione della fase interferometrica rispetto all'informazione atmosferica desunta da dati GPS eventualmente integrati con misure meteorologiche.

La prima, convenzionalmente detta interferogram stacking, considera più interferogrammi: per la generazione di dem prevede l'utilizzo di baseline lunghi (in teoria fino al limite della decorrelazione, ma si consideri che, oltre al rumore di decorrelazione, all'aumentare del baseline aumentano le difficoltà nello srotolamento della fase), per le mappe di spostamento la media più interferogrammi statisticamente del tutto indipendenti in modo da distribuire gli errori diminuendone sensibilmente l'intensità (Zebker et al., 1997).

Nonostante le features atmosferiche presenti in entrambi gli interferogrammi si ritrovino in quello mediato, la loro ampiezza ne è diminuita e quindi il livello globale di rumore risulta minore: statisticamente la media di due interferogrammi con un livello di rumore simile avrà un rumore diminuito di un fattore $\sqrt{2}$.

Per le mappe di spostamento l'applicabilità di questa tecnica dipende quindi dalla disponibilità di più interferogrammi nell'area d'interesse e dall'assunzione che tra l'uno e l'altro non si sia verificata nessuna deformazione, condizione chiaramente non verificata in Antartide per coppie ERS tandem acquisite a distanza di qualche mese l'una dall'altra. Dato che non sono state utilizzate nell'ambito della ricerca di dottorato si ritiene esulino dall'oggetto di questa trattazione altre tecniche come persistent scatterers e small baselines (SBAS) che consentono un contenimento dei disturbi atmosferici con altri tipi di interferogram stacking (come bibliografia di riferimento si consiglia: "Radar Interferometry Persistent Scatterers Technique" di Bert M. Kampes, 2006; "Long-Term Surface Deformation Mapping using Small-Baseline Differential SAR Interferograms" tesi di dottorato di Tom Lauknes, Dipartimento di Fisica dell'Università di Tromsø, Norvegia, 2004).

Le tecniche di calibrazione presentano il vantaggio dell'ottima risoluzione temporale data da acquisizioni GPS continue ma sono applicabili solo quando la distribuzione delle stazioni consenta un'effettiva stima degli effetti atmosferici, in particolare del ritardo troposferico (Zenith Tropospheric Delay).

La densità dei punti GPS necessari al soddisfacimento di questa condizione, che dipende dalla percentuale di umidità, in alcune zone (ad es. fascia tropicale ed equatoriale) si ritiene debba scendere a 100 m^2 e quindi spesso non si trova verificata anche perché tra l'altro finirebbe in parte per contraddire la finalità dell'interferometria da satellite di consentire telerilevamento di ampie zone senza necessità di misure a terra.

Questa tecnica inoltre è efficace solo quando i fenomeni che s'intendono osservare presentino un'estensione spaziale limitata a qualche decina di chilometri.

La rete VLNDEF, non essendo stata predisposta allo scopo di fornire informazioni atmosferiche ha baseline lunghe anche centinaia di chilometri (in un interferogramma si trovano al massimo due punti) e quindi nell'area di studio non è possibile utilizzare neanche questo tipo di approccio.

Quando disponibili, è possibile integrare nella calibrazione, informazioni meteorologiche contemporanee all'acquisizione delle scene SAR, sia raccolte a terra che da altri sensori, come ad esempio MERIS per ASAR a bordo del satellite ENVISAT.

Purtroppo le coppie ASAR acquisite sono rese inservibili da una notevole decorrelazione e quindi non avrebbe avuto senso proseguire nella direzione di una calibrazione atmosferica. Per quanto riguarda l'integrazione di misure a terra dato che la perfetta contemporaneità con le acquisizioni SAR non si verifica quasi mai quest'operazione è da lungo tempo controversa proprio per l'intrinseca pericolosità presentata dal dover inferire dati relativi a epoche diverse.

Si ricorda infine che i dati dei sensori radar di nuova generazione, come ad esempio TerraSAR, montati insieme a sensori meteorologici, sono distribuiti già corredati di un file ausiliario contenente informazioni sulle condizioni dell'atmosfera incontrate del segnale nella sua propagazione.

Per quel che riguarda l'effetto ionosferico è possibile stimarlo dall'analisi dei segnali GPS, con considerazioni analoghe a quelle precedenti per quanto riguarda la distribuzione delle stazioni.

Nel GPS la variazione in ampiezza determinata dalla scintillazione corrisponde ad una variazione continua dell'intensità del segnale rispetto al centro di fase dell'antenna, e nella frequenza L2 a volte ne determina una caduta sotto il livello di soglia del ricevitore comportando quindi il verificarsi di cycle slips (interruzione nel tracciamento del satellite che comporta la re-inizializzazione del calcolo delle ambiguità di fase).

Nella base italiana "Mario Zucchelli" è stata recentemente introdotta una stazione per il monitoraggio del TEC e delle scintillazioni con un ricevitore GPS opportunamente configurato (GISTM - GPS Ionospheric Scintillation and TEC Monitors) per campionare il segnale sia in ampiezza che in fase alla frequenza appropriata all'estemporaneità delle variazioni (almeno 50 Hz).