

ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI BOLOGNA
FACOLTA' DI INGEGNERIA
CORSO DI LAUREA IN INGEGNERIA CIVILE

USO DEL GNSS PER APPLICAZIONI DI
MONITORAGGIO GLACIOLOGICO IN ANTARTIDE

ELABORATO IN TOPOGRAFIA

RELATORE:
PROF. LUCA VITTUARI

PRESENTATA DA:
NICOLO' REGAZZI

CORRELATORE:
DOTT. ANTONIO ZANUTTA

SESSIONE II
ANNO ACCADEMICO 2012-2013

*“Nissuna umana investigazione si può dimandare vera scienza
s'essa non passa per le matematiche dimostrazioni,
e se tu dirai che le scienze,
che principiano e finiscono nella mente,
abbiano verità, questo non si concede,
ma si nega, per molte ragioni,
e prima, che in tali discorsi mentali non accade esperienza,
senza la quale nulla dà di sé certezza.”*

Leonardo da Vinci

INDICE ANALITICO DEGLI ARGOMENTI TRATTATI NELLA TESI

-1 INTRODUZIONE pagina 1

-1.1 PROBLEMATICHE DELLE ESPLORAZIONI ANTARTICHE pagina 1

-1.2 SISTEMA G.P.S. pagina 2

-1.2.1 IL SEGMENTO SPAZIALE pagina 3

-1.2.2 IL SEGMENTO DI CONTROLLO pagina 4

-1.2.3 IL SEGMENTO DI UTILIZZO pagina 5

-1.2.4 I SISTEMI DI RIFERIMENTO pagina 5

-1.2.5 STRUTTURA DEL SEGNALE pagina 6

-1.2.6 MESSAGGIO pagina 7

-1.2.7 UTILIZZO DELLE OSSERVABILI G.P.S. pagina 8

-1.2.8 MISURE DI PSEUDO RANGE pagina 8

-1.2.9 MISURE DI FASE pagina 10

-1.2.10 COMBINAZIONI DI OSSERVABILI pagina 12

-1.2.10.1 DIFFERENZE SINGOLE pagina 13

-1.2.10.2 DIFFERENZE DOPPIE pagina 13

-1.2.10.3 DIFFERENZE TRIPLE pagina 14

-1.2.11 TECNICHE DI RILEVAMENTO G.P.S. pagina 14

-1.2.11.1 POSIZIONAMENTO RELATIVO pagina 14

-1.2.11.2 G.P.S. STATICO pagina 15

-1.2.11.3 G.P.S. STATICO RAPIDO pagina 15

-1.2.11.4 POSIZIONAMENTO CINEMATICO pagina 16

-1.2.11.4.1 INIZIALIZZAZIONE STATICA pagina 18

-1.2.11.4.2 INIZIALIZZAZIONE CINEMATICA pagina 18

-2 DESCRIZIONE DEGLI STRUMENTI UTILIZZATI pagina 19

-2.1 TRIMBLE 5700 pagina 19

-2.2 ASHTECH Z12 pagina 20

-2.3 COFEE CAN pagina 21

-2.4 ANTENNA TRIMBLE ZEPHYR GEODETIC pagina 22

-3 IL MONITORAGGIO DI CORPI GLACIALI PER STUDI PALEOCLIMATICI

pagina 23

-3.1 INTRODUZIONE E DESCRIZIONE DEGLI ICE STREAM pagina 23
-3.2 CAMPAGNA ANTARTICA DI TIPO SISMOLOGICO PER LO STUDIO DELLA CORRELAZIONE TRA SISMA E ICE STREAM pagina 26

-3.2.1 RACCOLTA DATI E ANALISI pagina 26

-3.2.2 EVENTI A MONTE pagina 28

-3.2.3 EVENTI A VALLE pagina 29

-3.3 CAMPAGNA G.P.S. ANTARTICA PER LO STUDIO DELLE DEFORMAZIONI pagina 30

-3.4 CONCLUSIONI E COMMENTI SUGLI ICE STREAM pagina 33

-4 TALOS DOME pagina 35

-4.1 MATERIALI E METODI UTILIZZATI pagina 37

-4.2 ACCUMULO DI NEVE E ISOCRONE pagina 37

-4.3 MISURE DI VELOCITA' pagina 39

-4.4 DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DELL' ACCUMULO pagina 39

-4.5 VELOCITA' DI SPOSTAMENTO DEL GHIACCIO pagina 41

-4.6 CASO DI STUDIO DELLA TESI pagina 43

-SCREENSHOT 1-2 pagina 45

-SCREENSHOT 3-4 pagina 46

-SCREENSHOT 5-6 pagina 47

-SCREENSHOT 7 pagina 48

-APPENDICE DI CALCOLO pagina 49-50

-5 DOME CONCORDIA pagina 51

-5.1 DISTRIBUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DELL'ACCUMULO pagina 53

-5.2 CAMBIAMENTI DI VELOCITA' DEL GHIACCIO pagina 56

-6 CONCLUSIONI pagina 57

-7 BIBLIOGRAFIA pagina 59

USO DEL GNSS PER APPLICAZIONI DI MONITORAGGIO GLACIOLOGICO IN ANTARTIDE

Come parte introduttiva della tesi ho ritenuto opportuno affrontare due tematiche: una riguarda le problematiche che si possono incontrare durante le esplorazioni antartiche e una riguarda il funzionamento e le parti costitutive di un sistema gps, la scelta di quest' ultimo argomento è motivata dal fatto che esso costituisce il metodo principale per effettuare un monitoraggio degli spostamenti di grandi masse di ghiaccio per lunghi periodi anche in un ambiente estremo come quello antartico.

1.1 PROBLEMATICHE DELLE ESPLORAZIONI ANTARTICHE

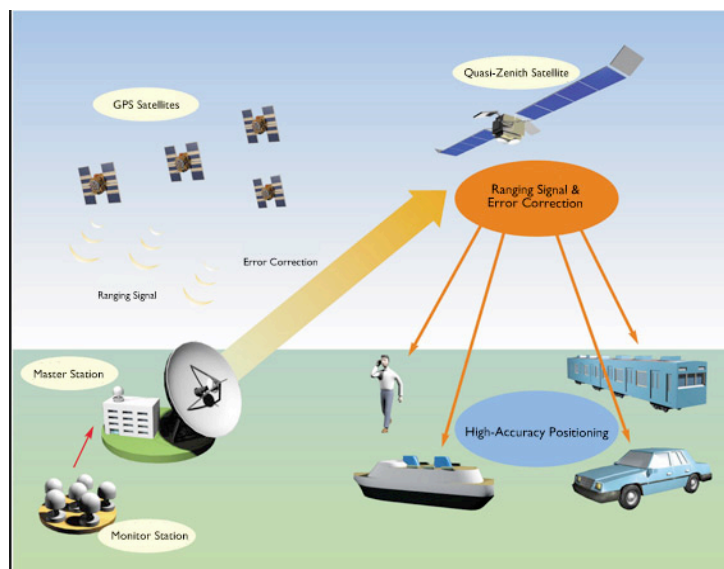
Il successo delle indagini scientifiche antartiche è spesso legato alla capacità di ottimizzare la qualità e la quantità delle osservazioni che possono effettivamente essere eseguite. Le difficoltà di diversa natura possono insorgere improvvisamente durante una sessione di osservazione o di una campagna. La capacità di affrontare imprevisti è quindi obbligatoria in termini immediati. D'altra parte, può insorgere una altrettanto grande quantità di difficoltà quando sono necessarie osservazioni di lungo termine. Alcune complicazioni possono accadere quando si è tenuti a fare lunghe serie temporali di osservazioni, i dati devono essere registrati e conservati in modo sicuro in luoghi isolati e senza equipaggio, in cui le condizioni atmosferiche così come la capacità delle batterie sono spesso un grave limite per la qualità delle osservazioni registrate .

L'importanza di registrazioni scientifiche affidabili e precise è quindi essenziale per la ricerca antartica. Infatti, le osservazioni effettuate in Antartide sono spesso centrali per modelli matematici globali che descrivono lo stato e l' evoluzione dell'intero sistema Terra .

Se possibile , il numero di dati e di osservazioni deve essere costantemente aumentato, tenendo presente che la massima versatilità di osservazioni si ottiene attraverso azioni internazionali volte a coordinare gli sforzi , gli investimenti finanziari e le esigenze di tutta la comunità scientifica.



1.2 IL SISTEMA G.P.S.



Raffigurazione schematica degli elementi costituenti il sistema gps

Negli anni settanta il Dipartimento della Difesa degli Stati Uniti diede inizio alla realizzazione di un sistema di navigazione satellitare commissionando la progettazione e la costruzione del primo satellite NAVSTAR GPS che venne poi lanciato nel 1978, nel 1985 venne attivata la prima costellazione costituita da 11 satelliti denominata Blocco 1 per poi venire implementata negli anni con le successive costellazioni Blocco II, e Blocco II A (Advanced) e da allora il G.P.S. è attivo 24h al giorno in tutto il globo.

Il sistema è in grado di fornire il posizionamento tridimensionale in tempo reale degli oggetti anche in rapido movimento, è basato sulla ricezione a terra di segnali radio emessi dai satelliti artificiali posti su orbite quasi circolari con raggio di circa 26500 Km, i suddetti satelliti non sono geostazionari cioè la loro posizione rispetto ad un punto fissato sulla terra varia con il tempo. La trasmissione dei segnali da parte dei satelliti è in sola andata con una strategia di impiego di modulazione di codici binari simile a quella adottata nella trasmissione dati nei programmi radiotelevisivi, pertanto il numero di utilizzatori può essere teoricamente illimitato. Attualmente sono in fase di lancio i satelliti del gruppo IIR; tali satelliti sono in grado di effettuare misure inter satellite costituendo una sorta di rete geodetica orbitante in grado di fornire una maggiore precisione nella determinazione delle orbite, grazie anche al miglioramento della qualità degli orologi atomici posti a bordo, rispetto alle costellazioni precedenti. Il G.P.S. ha rivoluzionato anche il campo del rilievo geodetico e topografico ed ha trovato impiego anche in Italia, le applicazioni in campo topografico possono essere: la rilevazioni di reti geodetiche, l' inquadramento cartografico, il controllo delle deformazioni etc...

Gli elementi che costituiscono il sistema G.P.S. sono:

- segmento spaziale
- segmento di controllo
- segmento di utilizzo (civile)

due raffigurazioni del segmento spaziale con le orbite dei satelliti



1.2.1 Segmento spaziale:

Il segmento spaziale è costituito dalla costellazione satellitare, che nella sua configurazione finale presenta 24 satelliti posti su 6 piani orbitali ugualmente spazati di 60° in longitudine e inclinati di 55° rispetto al piano equatoriale. Essi sono distanti dalla superficie terrestre circa 20200 Km ed il loro periodo di rivoluzione è di 11 ore 58 min, queste peculiarità del sistema sono studiate in modo tale che un osservatore generico in un qualsivoglia punto sulla superficie terrestre possa vedere contemporaneamente più di 4 satelliti sopra un' elevazione di 15° rispetto all' orizzonte. La stessa costellazione viene riosservata dopo 23 ore e 56 minuti. Ogni satellite trasmette segnali di navigazione modulati in fase su due portanti chiamate L1 e L2 entrambe multiple della frequenza fondamentale $f_0=10.23$ Mhz degli oscillatori atomici di bordo.

I satelliti GPS sono divisi in cinque gruppi chiamati rispettivamente Blocco I, Blocco II, Blocco IIA-Advanced, Blocco IIR-Replacement, Blocco IIF-Follow on. Tra le innovazioni apportate al sistema di lancio del blocco IIR vi è la capacità di misura inter-satellite e un miglioramento delle caratteristiche degli orologi di bordo; ciò consentirà a costellazione completata di ottenere precisioni orbitali sub metriche e si prevede un miglioramento di un ordine di grandezza nella posizione assoluta di punti a terra.

1.2.2 Segmento di controllo:

Il segmento di controllo è attualmente costituito da cinque stazioni: Hawaii, Colorado Springs, Ascension, Diego Garcia, Kwajalein e sono disposte in una fascia equatoriale. Le stazioni di controllo effettuano un monitoraggio continuo della costellazione GPS, e tra queste quella di Colorado Springs è la stazione Master che ha la funzione di raccogliere ed elaborare tutti i dati ricevuti dalle altre stazioni.

I dati raccolti nella settimana dalle stazioni di controllo vengono elaborati in modo da effettuare una prima stima delle effemeridi di riferimento aventi una scarsa precisione. Poi attraverso una procedura basata sulle osservazioni delle ultime 24h, si determinano delle correzioni da applicare agli elementi orbitali e agli orologi.

Vengono così ottenute le effemeridi predette che sono poi trasmesse dai satelliti agli utenti finali al momento della ricezione dei segnali. Il segmento di controllo è responsabile dell'attivazione o disattivazione della Selective-Availability responsabile di un degrado della precisione degli orologi dei satelliti e della precisione delle effemeridi, per portare volontariamente per scopi militari la precisione nel posizionamento assoluto, dai +/- 20m ottenibili in assenza di Selective Availability a circa +/- 100m con tale opzione attivata, attualmente il programma SA è disattivata a partire dal 2 maggio 2000



Global Positioning System (GPS) Master Control and Monitor Station Network

Raffigurazione dell'ubicazione delle varie stazioni che costituiscono il segmento di controllo



Particolare di un'antenna della stazione di controllo di Kwajalein

1.2.3 Segmento di utilizzo

È costituito dall'utenza dotata di ricevitori con antenna. Questi sono strumenti di tipo passivo ovvero non emettono segnali ma sono in grado di acquisire dati. La posizione che verrà determinata è quella del centro di fase dell'antenna, normalmente messa in stazione sul treppiede sul vertice di interesse.



Raffigurazione di una comune antenna GPS, rappresenta sostanzialmente il segmento di utilizzo

1.2.4 Sistemi di Riferimento

Il sistema gps è in grado di fornire la posizione del centro di fase dell'antenna ricevente, e tale posizione è riferita rispetto ad una terna cartesiana geocentrica. Si può effettuare una distinzione tra sistemi di riferimento solidali con le stelle fisse (sistemi Space Fixed) e quelli chiamati sistemi terrestri cioè solidali a punti appartenenti alla superficie della Terra.

E' necessario tenere presente che l'asse di rotazione oscilla per effetto dell'attrazione gravitazionale generata dal Sole e dalla Luna, tale movimento oscillatorio lo chiameremo moto del polo, può essere descritto attraverso due componenti, la componente di Chandler (430 gg di periodo e escursione giornaliera di 12m ca) e la seconda con una oscillazione giornaliera con variazioni dell'ordine di un metro. Fissando la posizione media dell'asse di rotazione terrestre coincidente con un asse fissato Z e l'asse X in direzione del meridiano di Greenwich si viene a creare un S.D.R. Terrestre denominato Terrestrial Reference Frame T.R.F.

Uno di questi sistemi è il W.G.S. 84, è un sistema geocentrico che è individuato utilizzando l'osservabile doppler del sistema satellitare Transit, tale sistema tuttavia non è in grado di ottenere elevate precisioni e per tale motivo si introdussero altre tipologie di S.D.R. come ad esempio l' I.T.R.F., quest'ultimo non è statico ma viene rideterminato continuamente tenendo in considerazione anche fenomeni quali la dinamica superficiale della crosta terrestre, la massima precisione raggiungibile è di tipo centimetrico e per questo motivo è particolarmente indicato per osservazioni geodetiche di precisione. Il sistema I.T.R.F. è seguito da un numero che identifica l'anno in cui è stato determinato ad esempio I.T.R.F. 2000.

Attraverso una trasformazione di similitudine costituita da tre traslazioni, tre rotazioni ed un fattore di scala, (disponibili in rete) sono possibili trasformazioni tra i vari sistemi I.T.R.F. ed anche tra I.T.R.F. e W.G.S.84

Per quanto riguarda i riferimenti altimetrici è necessario fare una ulteriore precisazione, la quota ortometrica è definita come la distanza lungo la linea di forza del campo gravitazionale, tra il punto considerato e la superficie geoidica, vista la modesta curvatura di tale congiungente, in prima approssimazione possiamo considerare come quota ortometrica la congiungente tra il geode e il punto considerato misurata lungo la verticale passando per il punto. La componente altimetrica che viene misurata attraverso il gps risulta vincolata non più alla superficie geoidica ma a quella puramente geometrica definita dall'ellissoide di riferimento. Considerando H la quota ortometrica, h l'altezza ellissoidica e N l'ondulazione geoidica (scostamento tra geode ed ellissoide di riferimento nel punto considerato) i due valori saranno legati tra loro dalla relazione $h=H+N$.

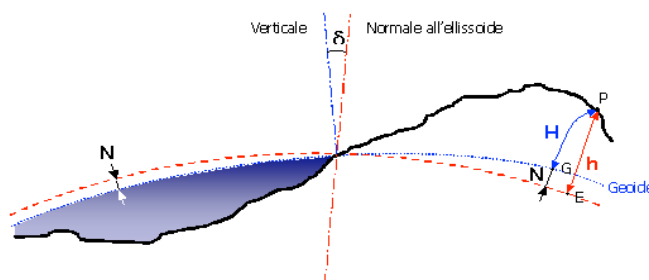


Figura 1.9.4 - Quota ortometrica e quota ellissoidica.

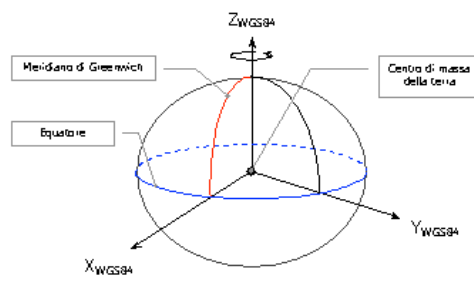


Figura 1.9.3 - Il sistema WGS84.

1.2.5 Struttura del segnale

La precisione del sistema è garantita dal fatto che tutte le componenti del segnale sono controllate da orologi atomici. Gli orologi producono una frequenza fondamentale in banda L $f_0=10,23$ Mhz e lunghezza d'onda di ca 30m. Da questa frequenza fondamentale si originano tre parti fondamentali del segnale trasmesso dal Gps e precisamente:

- 1- componente portante: 2 onde sinusoidali chiamate L1 e L2
- 2- componente impulsiva: 2 codici detti C/A e P
- 3- componente messaggio: codice D

Le portanti sono generate moltiplicando la frequenza fondamentale per 154 (portante L1) e per 120 (portante L2), l'utilizzo di due frequenze è fondamentale per eliminare diverse cause di errore, ad esempio l'effetto del ritardo del segnale per la rifrazione ionosferica.

La misura della distanza satellite-ricevitore, necessaria per il posizionamento, viene ricavata dal tempo di propagazione del segnale dal satellite al ricevitore, misurato a partire da codici che modulano le portanti. I codici sono delle onde quadre formate da transizioni di valori +1 e -1, generati da un algoritmo che si ripete periodicamente nel tempo, vengono per questo motivo chiamate pseudo casuali.

Il codice C/A è disponibile per uso civile e modula la sola portante L1. Si ripete ogni millisecondo, fornisce anche l'identificativo del satellite. Il codice P (precision) è riservato ad utenti e autorizzati e per scopi militari, modula entrambe le portanti L1 e L2 sfasate però di $\Pi/2$. Si ripete ogni settimana. Il passaggio di un codice dallo stato +1 a quello -1 provoca nell'onda portante uno sfasamento di Π . Per depurare l'onda dai codici occorre demodularla. Conoscendo il codice è possibile rimodulare l'onda di partenza con un codice identico: le fasi, ove subivano un'inversione (segno di fase -1), modulate ancora con l'onda quadra di partenza (che ha valore -1) ritornano a sfasamento nullo. Il sistema gps include la possibilità da parte del gestore del sistema di liberalizzare o mascherare il sistema P, in maniera da renderlo o accessibile a tutti o solo ad utenti autorizzati, questo processo si chiama anti spoofing A/S e consiste nel criptare il codice P con un codice W(t), noto solo agli utenti abilitati: la somma dei due moduli P e W viene chiamata codice Y. Quando è attivo l'A/S il codice P è rimpiazzato dal codice Y, l'A/S è attivo dal 31 gennaio 1994.

1.2.6 Messaggio

Il messaggio navigazionale D ha una frequenza $f_d = f_0/204800 = 50$ Hz. Contiene importanti informazioni quali le effemeridi dei satelliti, ovvero i parametri per il calcolo della loro posizione, il loro stato di salute e informazioni sugli orologi di bordo.

La descrizione analitica del segnale completo, nelle frequenze è:

$$L1(t) = A1 C/A D(t) \sin(f1t + \Phi1) + A1 P(t) W(t) D(t) \cos(f1t + \Phi1)$$

$$L2(t) = A2 P(t) W(t) D(t) \cos(f2t + \Phi2)$$

Il segnale in L2 ha ampiezza A2 e frequenza f2. E' modulato dal messaggio D e dal codice P che sono una sequenza di numeri +1 e -1. Entrambi sono funzione del tempo in quanto hanno una loro frequenza. Il segnale in L1 è più complicato in quanto ha una parte sfasata di $\Pi/2$, modulata dal codice C/A e una, come in L2 modulata dal codice P. Entrambe sono modulate dal codice D. I ricevitori di piccole dimensioni, usati per navigazione, escursionismo ecc., possono ricevere normalmente il codice D e il C/A: essi permettono un posizionamento assoluto con precisione di circa 100m.

I motivi per cui il segnale gps è complesso sono:

1- Il gps deve dialogare con un numero imprecisato di utenti e questi a loro volta non debbono rivelare la loro posizione con l'emissione di segnali che possono rendere individuabile la stazione. Non è dunque praticabile, per motivi di segretezza (il gps è un sistema militare), un sistema a due vie tipo distanziometro a onde.

- 2- Le misure di codice servono per un posizionamento in tempo reale ma di bassa precisione
- 3- Le misure di fase si utilizzano per posizionamenti di precisione, spesso in post-elaborazione
- 4- L'utilizzo di due frequenze è indispensabile per contenere e modellizzare l'effetto dovuto alla rifrazione attraverso lo strato ionosferico.

1.2.7 Utilizzo delle osservabili g.p.s.

Il segnale radio emesso dal satellite viene captato dall'antenna g.p.s. del ricevitore; il ricevitore identifica il segnale trasmesso dai vari satelliti e solitamente, almeno nei ricevitori geodetici, viene attribuito un differente canale di acquisizione per ogni portante e per ogni satellite. Per le sue caratteristiche, un ricevitore gps geodetico è in grado di effettuare due tipi diversi di misura, su di una o di entrambi le portanti

- misure di codice o pseudo range
- misure di fase (delle portanti)

1.2.8 Le misure di pseudo range

Si utilizza la componente impulsiva del segnale ovvero il codice C/A o il codice P se disponibile. Il principio si basa sulla misura del tempo di volo ovvero l' intervallo di tempo tra la trasmissione del segnale da parte del satellite e la ricezione nel ricevitore. La misura avviene tramite un procedimento di correlazione di due segnali. All' istante d'arrivo del segnale nel ricevitore, questo è in grado di emettere una replica identica. I segnali all' istante di ricezione saranno dunque:

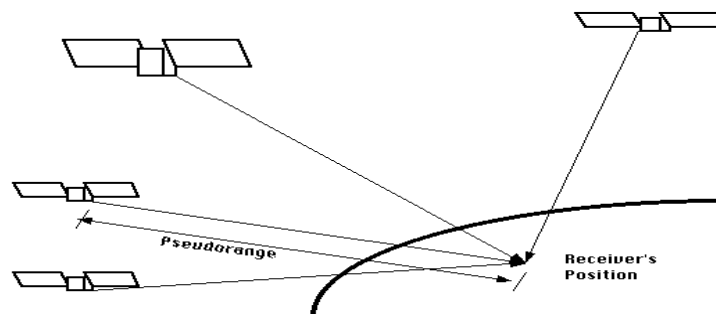
- segnale trasmesso dal satellite
- segnale generato localmente dal ricevitore

I due segnali, pur essendo identici fra loro, si trovano sfalsati nel tempo a causa del fatto che il segnale trasmesso ha già percorso lo spazio terra-satellite.

Il ricevitore è in grado di spostare la replica del segnale nel tempo fino ad allineare i due segnali, ricercandone il massimo di correlazione. Il tempo di volo Δt non è altro che lo spostamento da dare alla replica del segnale nel ricevitore per allinearla al segnale trasmesso dal satellite.

Chiamiamo R la distanza misurata tra satellite j e ricevitore i: in linea teorica questa può essere ottenuta tramite la:

$$R(t) = c * \Delta t \quad \text{con } c = 300000 \text{ km/s} = \text{velocità della luce nel vuoto}$$



La distanza misurata in questo modo non è che lo pseudorange, dal momento che gli orologi dei satelliti e del ricevitore non sono tra loro sincroni ma esiste un asincronismo chiamato offset.

Esistono tre scale temporali:

-scala di tempo atomico (t_a) che si assume come riferimento fondamentale

-scala di tempo del satellite (t^j)

-scala di tempo del ricevitore (t_i)

Riportando tutti i tempi alla scala fondamentale t_a . Il range misurato sarà allora:

$$R_i^j(t) = c * ((t^j + \delta^j(t)) - (t_i + \delta_i(t))) = c * ((t^j - t_i) + \delta^j(t) - \delta_i(t)) = c * (\Delta t + \Delta \delta_i^j(t))$$

L'equazione di pseudorange all'epoca t può essere modellata tramite la:

$$R_i^j(t) = \rho_i^j(t) + c * \Delta \delta_i^j(t)$$

dove:

$R_i^j(t)$ misura osservata tra satellite j e ricevitore i

$\rho_i^j(t) = \sqrt{((X^j(t) - X_i)^2 + (Y^j(t) - Y_i)^2 + (Z^j(t) - Z_i)^2)}$ = distanza geometrica

$\Delta \delta_i^j(t) = \delta^j(t) - \delta_i(t)$ = combinazione tra bias degli orologi satellite j e ricevitore i

il bias dell'orologio del satellite può essere modellato, rispetto ad un'epoca di riferimento t_0 con un polinomio di secondo grado:

$$\delta^j(t) = a_0 + a_1(t - t_0) + a_2(t - t_0)^2$$

Consideriamo tra loro gli orologi atomici di tutti i satelliti. Quest'ipotesi che come vedremo in seguito non è possibile rimuovere, porta ad un errore approssimativamente del nanosecondo ovvero, alla velocità della luce (300000 km/s), ad un errore sulla distanza ricevitore-satellite di 30 cm. Gli orologi dei ricevitori sono normalmente al quarzo, con stabilità minore di alcuni ordini di grandezza rispetto agli orologi atomici. Gli orologi dei ricevitori possono essere considerati sincronizzati con un errore approssimativamente del ms. Questo porta alla velocità della luce ad un errore di circa 300 km, essendo quest'ultimo un valore non accettabile si considera incognito l'errore (offset) dell'orologio del ricevitore $\delta(t)$ ogni epoca di misura.

L'equazione di pseudorange di codice sarà:

$$R_i^j(t) - c * \delta^j(t) = \rho_i^j(t) - c * \delta_i(t)$$

La configurazione base è definita come la condizione per la quale il numero delle osservazioni è pari o superiore al numero delle incognite. Analizziamo questo bilancio nel caso statico e cinematico. In entrambi i casi il numero delle osservazioni sarà $n_j n_t$ dove:

n_j = numero di satelliti

n_t = numero di epoche acquisite da ogni satellite (il ricevitore è in continuo contatto con i satelliti, ma vengono acquisite solo epoche di misura ad intervalli di tempo

regolari di alcuni secondi, in funzione del tipo di misura che si sta effettuando). Nel posizionamento statico il ricevitore permane sullo stesso punto per diverse epoche di misura. Le incognite sono rappresentate da:

-3 coordinate del vertice;

-un bias dell'orologio del ricevitore per ogni epoca di misura n_t , per un totale di $3 + n_t$ incognite. La configurazione base sarà definita dalla

$$n_j n_t \geq 3 + n_t$$

da cui ne consegue:

$$n_t \geq 3/(n_j - 1)$$

Il numero minimo di satelliti per arrivare ad una soluzione è $n_j = 2$ che richiede al minimo $n_t = 3$ epoche di misura. Per $n_j = 4$ satelliti, $n_t \geq 1$. Con questa configurazione è possibile la soluzione istantanea della posizione, dove le quattro incognite sono risolte ad ogni epoca se si tracciano almeno 4 satelliti.

La configurazione che coincide con $n_j = 2$ satelliti e $n_t \geq 3$ epoche di misura per il posizionamento statico è teoricamente possibile. In pratica tuttavia il risultato non è accettabile a causa di un mal condizionamento del sistema di equazioni di osservazione che richiederebbe epoche maggiormente spaziale, ad esempio alcune ore, per assicurare una conformazione geometrica abbastanza diversa. Acquisendo 3 epoche di misura con intervallo di pochi secondi, il satellite compie infatti solo un breve arco di orbita: il mal condizionamento è analogo a quello che avviene in una intersezione classica con misure di distanza, da una base molto stretta.

Un'altra soluzione possibile consiste nell'acquisire almeno 3 epoche da 2 satelliti seguite da almeno 3 epoche su altri 2 satelliti. Quest' applicazione pur essendo rara può essere utile in speciali circostanze, ad esempio centri urbani con visibilità impedita sulla costellazione satellitare).

Per il posizionamento cinematico, la configurazione base si ricava direttamente dalla seguente considerazione: dato il moto del ricevitore, il numero delle coordinate incognite della stazione è $3n_t$.

Aggiungiamo n_t bias incogniti relativi all'orologio del ricevitore e il totale delle incognite diventa $4n_t$, la configurazione base diventa allora:

$$n_j n_t \geq 4n_t$$

da cui $n_j \geq 4$. In altre parole, la posizione (e velocità) del ricevitore mobile può essere determinata ad ogni istante se si tracciano almeno 4 satelliti.

1.2.9 Le misure di fase

L' osservazione di fase è ottenuta mediante la misura dello sfasamento tra il segnale della portante proveniente dal satellite, demodulata dagli altri segnali sovrapposti, e la replica della stessa generata dal ricevitore, in fase di aggancio del segnale, oltre alla misura della fase della portante, viene aggiornato anche un contatore relativo al numero intero di lunghezze d'onda dovute al movimento relativo tra satellite e ricevitore. Tale numero di lunghezze d'onda intere, non rappresenta però la lunghezza dell' intero range satellite ricevitore che resta incognito, ma solo la variazione di lunghezza da quando è cominciata l' acquisizione.

Qualora il ricevitore interrompa momentaneamente l'acquisizione di un satellite, ad

esempio a causa dell'oscuramento del segnale da parte dell' ostacolo, alla ripresa delle acquisizioni il numero intero di lunghezze d'onda misurate verrà di nuovo azzerato e tra i due periodi osservati esisterà un salto di ciclo (cycle slip).

A causa dell' effetto Doppler indotto dal movimento indotto dal movimento relativo satellite-ricevitore, l'onda generata dal satellite risulta avere una frequenza variabile nel tempo, mentre la replica generata all'interno del ricevitore non è soggetta a tale effetto. Dal confronto di questi due segnali si ottiene un terzo segnale a più bassa frequenza detto segnale di battimento. La fase di tale segnale risulta essere l'osservabile memorizzato, e risulta più agevolmente misurabile proprio grazie alla sua bassa frequenza.

Considerando il satellite j ed il ricevitore i , l'osservabile di fase ϕ_i^j è definita come la differenza tra la fase relativa al segnale del ricevitore ϕ_i all' istante t , e la fase del segnale del satellite ϕ^j all' istante di partenza, che precede quello di ricezione di un tempo τ pari al tempo di volo. Come detto in precedenza dal confronto effettuato all' interno del ricevitore si ottiene una misura frazionaria della differenza di fase, più una parte intera relativa al numero di lunghezze d'onda intercorse dal momento di inizio delle osservazioni, a causa del movimento relativo satellite-ricevitore. Resta incognito il numero di lunghezze d'onda intere N_i^j relativo al momento di inizio delle osservazioni chiamato ambiguità iniziale di fase, diverso per ogni portante di ogni satellite, ma costante fino a quando la ricezione rimane continua. Considerando anche l' effetto indotto dal rumore sul segnale rappresentato con ε_i^j , l'osservabile di fase può essere espressa nella forma seguente:

$$\phi_i^j(t) = \phi_i(t) - \phi^j(t - \tau) + N_i^j + \varepsilon_i^j$$

considerando che la fase può essere espressa come il prodotto della frequenza nominale f_0 per il tempo e introducendo gli errori degli orologi relativi al ricevitore ed al satellite perciò la relazione precedentemente esposta diventa:

$$\phi_i^j(t) = f_0 (\tau + \delta t_i - \delta t^j) + (\phi_i(t) - \phi^j(t)) + N_i^j + \varepsilon_i^j$$

o più sinteticamente, ponendo

$f^j \delta t^j = \phi^j / (2\pi)$ errore dell' orologio del satellite

$f_i \delta t_i = \phi_i / (2\pi)$ errore dell' orologio del ricevitore

ρ_i^j distanza satellite ricevitore

l' osservabile di fase diventa:

$$\text{Osservabile Fase} = \phi_i^j = (\rho_i^j / \lambda_i^j) + f^j \delta t^j - f_i \delta t_i + N_i^j$$

Volendo confrontare l' osservabile fase, con la formulazione adottata in precedenza per la misura di codice (pseudo-range), si deve esprimere in termini di distanza, moltiplicando per il valore della lunghezza d'onda nominale $\lambda = c / f_0$

$$\lambda\phi_i^j(t) = c*\tau + c*(\delta t_i - \delta t^j) + \lambda*(\phi_i(t_0) - \phi^j(t_0)) + \lambda* N_i^j + \lambda*\epsilon_i^j$$

Considerando anche il ritardo ionosferico e quello troposferico

$$\lambda\phi_i^j(t) = \rho_i^j*(t-\tau) + c*(\delta t_i - \delta t^j) + \lambda*(\phi_i(t_0) - \phi^j(t_0)) - I_i^j + T_i^j + \lambda* N_i^j + \lambda*\epsilon_i^j$$

dove si è posto:

$\rho_i^j*(t-\tau)$ distanza geometrica tra satellite e ricevitore

I_i^j ritardo del segnale dovuto alla ionosfera

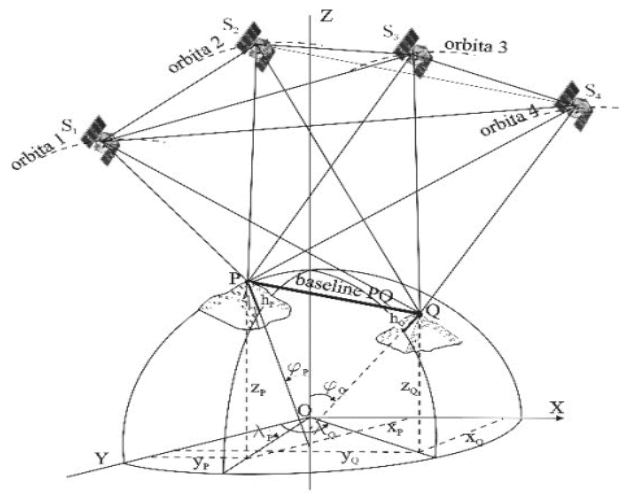
T_i^j ritardo del segnale per effetto della troposfera

Che può essere scritta in funzione delle coordinate geocentriche del satellite j e del ricevitore i

$$\lambda\phi_i^j(t) = \sqrt{((X^j-X_i)^2 + (Y^j-Y_i)^2 + (Z^j-Z_i)^2)} - I_i^j + T_i^j + c*(\delta t_i - \delta t^j) + \lambda*(\phi_i(t_0) - \phi^j(t_0)) + \lambda* N_i^j + \lambda*\epsilon_i^j$$

Per ogni epoca di osservazione, per ogni portante e per ogni satellite può essere scritta una equazione del tipo appena presentato sopra. Ma la posizione assoluta del punto non può essere ottenuta direttamente a causa delle ambiguità iniziali di fase che sono incognite, e possono essere risolte allo stato attuale di precisione dei codici, solo attraverso l'elaborazione di osservazioni simultanee da parte di più ricevitori. Tale operazione può avvenire o in post-processing o attraverso l'impiego di radio link tra i ricevitori direttamente in campagna.

Comunque nonostante la complicazione indotta dalle ambiguità iniziali, le misure di fase sono intrinsecamente più accurate delle misure di pseudo-range e sono



l'osservabile gps maggiormente usato in ambito di Geodesia.

1.2.10 Combinazioni di osservabili

Una parte considerevole degli errori insiti nelle osservazioni GPS assumono un

carattere di sistematicità, qualora si analizzino le osservazioni contemporanee di due o più ricevitori.

Ragionando in termini di posizione relativa di un ricevitore rispetto agli altri, gran parte degli errori di sincronizzazione temporale, di orbita e in parte anche di propagazione dei segnali possono essere mitigati attraverso metodologie di differenziazione delle osservazioni e di combinazione lineare delle stesse. La metodologia maggiormente usata per l'elaborazione delle osservazioni simultanee di più ricevitori, si basa sulla differenziazione delle omologhe osservazioni di fase (differenze singole, doppie e triple), sulla combinazione lineare di portanti differenti (L1 e L2) e particolarmente per alcuni tipi di rilievi che prevedono che una o più stazioni possano essere anche in rapido movimento (modalità cinematica) risultano particolarmente agevoli le combinazioni miste di codice e fase

1.2.10.1 Equazioni alle differenze singole

Dati due ricevitori ed un satellite per un qualsiasi istante di osservazione, trascurando in questa fase l'effetto indotto dall' attraversamento della ionosfera e della troposfera si ha la differenza di due equazioni relative al ricevitore 1 e 2 ed al satellite j

$$\begin{aligned}\phi_1^j(t) &= (\rho_1^j(t) / \lambda) + f\delta t^j - f\delta t_1 + N_1^j \\ \phi_2^j(t) &= (\rho_2^j(t) / \lambda) + f\delta t^j - f\delta t_2 + N_2^j\end{aligned}$$

facendo la differenza fra le due si ottiene:

$$\phi_2^j(t) - \phi_1^j(t) = (\rho_2^j - \rho_1^j) / \lambda - f\delta t_2 + f\delta t_1 + N_2^j - N_1^j$$

come si può osservare scompare il termine relativo agli errori dell' orologio del satellite, e quindi cosa molto importante ai fini della precisione finale, scompare anche l' eventuale effetto di disturbo temporale indotto dalla Selective-Availability. Sinteticamente l'osservabile a differenza singola può essere scritta come:

$$DS = \phi_{12}^j(t) = (\rho_{12}^j(t)) / \lambda - f\delta t_{12} + N_{12}^j$$

1.2.10.2 Equazioni alle differenze doppie

Dati due ricevitori (1 e 2), e due satelliti (j e k) per ogni epoca di osservazione si possono evidentemente scrivere due equazioni alle differenze singole (una per il satellite j ed una per il satellite k):

$$\begin{aligned}\phi_{12}^j(t) &= (\rho_{12}^j(t)) / \lambda - f\delta t_{12} + N_{12}^j \\ \phi_{12}^k(t) &= (\rho_{12}^k(t)) / \lambda - f\delta t_{12} + N_{12}^k\end{aligned}$$

facendo la differenza si ottiene:

$$\phi_{12}^j(t) - \phi_{12}^k(t) = (\rho_{12}^k(t) - \rho_{12}^j(t)) / \lambda + N_{12}^k - N_{12}^j$$

e come si può vedere, in questo caso si elimina anche l' errore degli orologi dei ricevitori; l' osservabile differenza doppia è solitamente indicato nella forma seguente:

$$DD = \phi_{12}^{jk}(t) = (\rho_{12}^{jk}(t)) / \lambda + N_{12}^{jk}$$

1.2.10.3 Equazioni alle differenze triple

Dati due ricevitori (1 e 2), due satelliti (j e k) e due epoche di misura (t_1 e t_2), è possibile scrivere per le due epoche le seguenti differenze doppie:

$$\begin{aligned}\phi_{12}^{jk}(t_1) &= (\rho_{12}^{jk}(t_1)) / \lambda + N_{12}^{jk} \\ \phi_{12}^{jk}(t_2) &= (\rho_{12}^{jk}(t_2)) / \lambda + N_{12}^{jk}\end{aligned}$$

Effettuando la differenza si ottiene:

$$\phi_{12}^{jk}(t_1) - \phi_{12}^{jk}(t_2) = (\rho_{12}^{jk}(t_2) - \rho_{12}^{jk}(t_1)) / \lambda$$

dove si elimina anche il termine relativo alle ambiguità. L' osservabile differenza tripla può essere scritta nel seguente modo:

$$DT = \phi_{12}^{jk}(t_{12}) = (\rho_{12}^{jk}(t_{12})) / \lambda$$

1.2.11 Tecniche di rilevamento g.p.s.

Il gps è un sistema estremamente versatile, e trova applicazioni in una ampia varietà di ambiti, dalla geodesia al rilievo cartografico, dal tracciamento di infrastrutture al controllo delle deformazioni del suolo. I diversi utilizzi del sistema gps richiedono approcci e metodologie di misura molto diverse, sia per quanto riguarda gli investimenti per l'acquisto, sia per quanto concerne le precisioni raggiungibili. Oltre al sistema gps esistono sul mercato strumenti in grado di ricevere i segnali inviati non solo dalla costellazione gps, ma anche da un analogo sistema di posizionamento satellitare russo, denominato glonass. Attualmente sono in commercio ricevitori capaci di utilizzare entrambe le costellazioni.

1.2.11.1 Tecniche di posizionamento relativo

Attualmente le elevate precisioni nell' uso del gps possono essere raggiunte attraverso il posizionamento relativo ed in particolare usando come osservabile principale le fasi. Generalmente in questo tipo di rilievo occorre una post elaborazione dei dati acquisiti, questo implica il fatto che non si può conoscere il tempo reale altro che una posizione approssimata. Tale aspetto non è certo un vincolo per la misura di reti geodetiche ma lo è sicuramente se si vuole effettuare delle operazioni che riguardano

Il tracciamento di confini o qualora dal posizionamento dipende un atterraggio strumentale, per questa ragione negli ultimi anni si sono fatte moltissime ricerche su strumentazioni in grado di operare in tempo reale

1.2.11.2 Gps statico

Questo è il metodo per eccellenza per le reti geodetiche ad alta precisione, è il metodo utilizzato anche per le reti globali, quali ad esempio la rete IGS costituita da stazioni permanenti.

In questo caso i ricevitori rimangono fermi sui vertici da misurare per tutta la durata delle osservazioni, e osservano la stessa costellazione di satelliti contemporaneamente per un periodo, la cui durata è variabile in funzione della distanza e della precisione ricercata. Indicativamente le osservazioni possono durare da un'ora fino ad alcuni giorni, o addirittura senza interruzioni come avviene per le reti di stazioni permanenti.

La massima precisione può essere valutata indicativamente attraverso una relazione binomia, in cui si ha un contributo fisso legato principalmente alla indeterminazione di posizione del centro di fase dell'antenna e agli errori strumentali, ed una parte proporzionale alla distanza legata ai bias non modellizzati nella propagazione (ionosfera e troposfera) ed agli errori d'orbita.

Volendo ottenere una stima degli errori sulle due componenti planimetriche N e E si avrà:

$$\sigma_N = \sigma_E = \pm \sqrt{(a^2 + (b \cdot D)^2)}$$

Valori normalmente dichiarati (al livello 1σ) sono nel posizionamento orizzontale dell'ordine di (5mm + 1ppm), mentre la quota peggiora con un fattore di circa 1.5-2 per entrambi i termini a e b

In questo tipo di rilievo occorre una post elaborazione dei dati gps e nel processamento entrano in gioco i vari problemi precedentemente trattati quali la modellazione degli effetti sistematici, la risoluzione dell'ambiguità, l'effetto delle riflessioni multiple etc...

Nei software più comuni il processamento, che precede o è contestuale alla fase di compensazione e trattamento statistico dell'insieme delle osservazioni, segue tre passi successivi:

- soluzione alle triple differenze
- soluzione alle doppie differenze con ambiguità stimate attraverso numeri reali (soluzione float)
- soluzione alle doppie differenze con ambiguità stimate attraverso numeri interi (soluzione fixed), e validazione statistica del set di ambiguità stimato.

1.2.11.3 Gps Statico rapido

Il rilievo in modalità statico rapido, è un tipo di rilievo statico che viene effettuato per le baselines corte (al massimo di 10-15 km) con tempo di osservazione che varia in

base al numero di satelliti in vista, ma indicativamente possono essere tra i 10 e i 20 minuti. La produttività di tale metodo è sicuramente elevata, ed al contrario di una tecnica utilizzata in passato chiamata pseudo-static, non prevede la rioccupazione doppia dei punti e le precisioni sono comparabili con quelle di un rilievo statico di media precisione (10 mm + 1ppm). Vista la breve durata delle osservazioni deve essere posta molta attenzione da parte dell'operatore affinché l'intero periodo acquisito non presenti problemi di acquisizione, pena il rischio di dovere ripetere le osservazioni. Questa metodologia infatti, deve raggiungere per conseguire un risultato accettabile, una soluzione ad ambiguità fissate in forma intera (soluzione fixed). Qualora tale risultato non venga raggiunto, la sessione risulta troppo corta per fornire una soluzione di tipo float accettabile.

Il concetto di base su cui si basa questa tecnica, è quello di separare nel calcolo la stima delle ambiguità (stimate per prime), da quello delle posizioni relative, al contrario di quanto avviene nella modalità statica di lunga durata, in cui le incognite (ambiguità e posizioni) sono stimate contemporaneamente attraverso soluzioni successive float e fixed. Queste tecniche di recupero delle ambiguità, fanno intenso uso di combinazioni di codice e di fase, e pertanto risentono moltissimo nella loro efficienza dell'evoluzione tecnologica, e sono necessari per questo tipo di rilievo costosi strumenti a doppia frequenza e doppio codice.

1.2.11.4 Posizionamento cinematico

Nel caso cinematico relativo, un ricevitore occupa un vertice A su cui rimane fisso per tutta la durata delle misure, mentre un secondo ricevitore si muove e occorre determinare la sua posizione ad ogni epoca di misura. Come nel caso statico, il modello delle differenze singole, doppie, triple, contiene intrinsecamente la distanza (range) geometrica, ora variabile nel tempo. Si considera dunque un punto B e un satellite j; se nel caso statico la distanza geometrica è data dalla:

$$\rho^j_B(t) = \sqrt{((X^j(t) - X_B)^2 + (Y^j(t) - Y_B)^2 + (Z^j(t) - Z_B)^2)}$$

nel caso cinematico sarà data dalla:

$$\rho^j_B(t) = \sqrt{((X^j(t) - X_B(t))^2 + (Y^j(t) - Y_B(t))^2 + (Z^j(t) - Z_B(t))^2)}$$

dove compare la dipendenza dal tempo delle coordinate del ricevitore B.

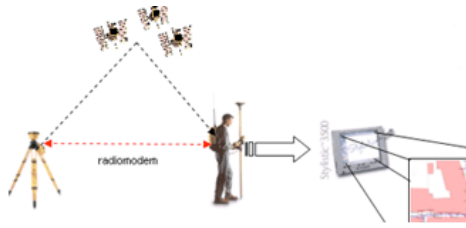
Nel modello matematico compaiono dunque tre coordinate incognite per ogni epoca di misura. Posto n_t = numero di epoche, il numero totale delle incognite sarà $3 n_t$.

Le relazioni tra numero di equazioni e numero di incognite nei casi di singola, doppia e tripla differenza saranno:

-singola differenza: $n_j n_t \geq 3 n_t + n_j + n_t$

-doppia differenza: $(n_j - 1) n_t \geq 3 n_t + (n_j - 1)$

-trippla differenza: $(n_j - 1) (n_t - 1) \geq 3 n_t - 1$



Per esempio, la relazione:

$$n_t \geq (n_j)/(n_j-4)$$

equivale alla configurazione base delle singole differenze; il moto continuo del ricevitore restringe il numero di dati disponibili per determinare la posizione epoca per epoca. Nessuna delle relazioni precedentemente esposte permette la soluzione cinematica con una sola epoca cioè per $(n_t=1)$. Per fare questo occorre eliminare dalle incognite le ambiguità di fase, con una procedura di inizializzazione. Dopo l'eliminazione di queste incognite dalle singole alle doppie differenze (termine a destra delle disequazioni), si richiedono ancora le seguenti configurazioni

-singola differenza: $n_j \geq 4$ satelliti

-doppia differenza: $n_j \geq 4$ satelliti

per qualunque n_t .

Le triple differenze possono essere usate se sono note le coordinate della stazione mobile B ad un'epoca di riferimento. In questo caso la relazione $(n_j - 1) (n_t - 1) \geq 3n_t - 1$ diventa:

- tripla differenza: $n_j \geq 4$ satelliti

Tutti i modelli in pratica richiedono almeno 4 satelliti. Si noti che in generale le triple differenze non verranno usate per il posizionamento cinematico in quanto la posizione di riferimento varia da epoca a epoca. Omettere le ambiguità di fase dalle singole e doppie differenze implica che queste devono essere note: le equazioni corrispondenti per la loro determinazione sono semplicemente ottenibili.

Le singole differenze diventano pertanto:

$$\Phi_{AB}^j - N_{AB}^j = (1/\lambda) * \rho_{AB}^j - f^j \delta_{AB}(t)$$

e le doppie differenze:

$$\Phi_{AB}^{jk} - N_{AB}^{jk} = (1/\lambda) * \rho_{AB}^{jk}(t)$$

Le incognite compaiono solo a destra dell'eguaglianza. Tutte le equazioni possono essere risolte nota la posizione iniziale del ricevitore mobile. Preferibilmente ma non necessariamente questa sarà la partenza del ricevitore mobile: la base line, ossia il vettore che unisce due punti misurati differenzialmente, relativa a questo punto di partenza (starting point) è chiamata starting vector. Noto dunque lo starting vector si può dunque determinare l'ambiguità di fase iniziale e tutte le successive posizioni del

ricevitore mobile fino a quando non si abbia la perdita del segnale e si rimanga con meno di 4 satelliti in vista. In questo caso occorre inizializzare la misura cinematica. La rapidità e l'affidabilità dell'inizializzazione è determinante per la precisione e la produttività delle misure. Si analizzano qua di seguito le diverse possibilità.

1.2.11.4.1 Inizializzazione statica

Si dispone principalmente di tre metodi:

-Il ricevitore viene inizialmente posto su di un vertice di posizione nota creando uno starting vector noto, rispetto al ricevitore fisso. L'ambiguità può essere calcolata alle doppie differenze come valore reale fissato poi ad intero.

-Il vettore iniziale viene calcolato (starting vector) viene determinato in maniera statica

-Metodo dello scambio (swap) delle antenne dei ricevitori “base” e “mobile”. Sia A il ricevitore base e B la posizione di partenza del ricevitore mobile: vengono acquisite poche epoche in questa configurazione e, senza perdere il contatto con i satelliti, il ricevitore su A si sposta su B mentre il ricevitore su B va su A. Vengono acquisite ancora poche epoche in questa nuova configurazione. In questo modo è possibile fissare con precisione lo starting vector in tempi molto brevi (meno di 30 secondi). Usualmente il metodo di scambio dell'antenna è completato con lo spostamento del ricevitore sul punto di partenza

1.2.11.4.2 Inizializzazione cinematica

Alcune tecniche richiedono la posizione cinematica GPS senza una inizializzazione statica, ma anche quando l'oggetto è in movimento (ad esempio aeroplano durante il volo). La determinazione dell'ambiguità in movimento è detta O.T.F. (on the fly). La soluzione richiede una determinazione istantanea dell'ambiguità di fase ed un posizionamento istantaneo ad ogni epoca. Il principale problema è la ricerca veloce della posizione con l'accuratezza migliore possibile. Questo si ottiene partendo da una posizione approssimata di codice, che viene successivamente migliorata con tecniche ai minimi quadrati applicate in modo sequenziale.

2 DESCRIZIONE DEGLI STRUMENTI UTILIZZATI

Con lo scopo di effettuare dei rilevamenti di tipo geodetico in Antartide in particolare per determinare lo spostamento di un determinato punto dovuto al deflusso dei ghiacci abbiamo utilizzato i seguenti strumenti topografici:

-Trimble 5700

-Ashtech Z12

Di seguito si effettuerà una descrizione delle principali caratteristiche tecniche di ciascuno dei due strumenti

2.1 Trimble 5700



Il ricevitore Trimble 5700 è stato progettato per applicazioni di rilevamento GPS. Il ricevitore dispone di una funzione di registrazione di tipo one-touch per la facilità d'uso, e cinque LED che consentono di monitorare l'indagine in corso e la capacità della batteria. Il ricevitore 5700 tiene traccia dei satelliti GPS sia sulle frequenze L1 che e L2 per fornire posizioni precise per applicazioni di rilevamento topografico. I dati registrati dal ricevitore GPS vengono memorizzati su una scheda CompactFlash interna e resi disponibili attraverso le porte seriali o USB.

Il ricevitore fornisce le seguenti funzionalità:

- precisione centimetrica nel posizionamento in tempo reale con i dati RTK / OTF; fino a 10 aggiornamenti di posizione al secondo, e intorno a 20 ms di latenza
- precisione submetrica di posizionamento in tempo reale utilizzando correzioni pseudorange con meno di 20 ms di latenza

- posizionamento esteso RTK (eRTK)
- sistema adattivo RTK a doppia frequenza
- sistema organizzato di negoziazione automatica (on-the-fly) inizializzazione durante il movimento
- 1PPS (un impulso al secondo) di uscita
- ingresso marcatore evento doppio
- Porta USB per il trasferimento dati
- Scheda CompactFlash tipo I per la memorizzazione dei dati
- ricarica delle batterie interne (senza caricabatteria esterno)
- tre porte seriali RS-232 per:
 - Uscita NMEA
 - RTCM SC-104 di ingresso e uscita
 - Formato di input e output Trimble (CMR)
- due porte TNC per:
 - Collegamento ad un'antenna GPS
 - Collegamento ad un antenna radio

2.2 Ashtech Z12



Il ricevitore GPS Z12, sfrutta il NAVSTAR Global Positioning System. Il ricevitore Z-12 offre un sistema di tracking automatico. E' dotato di 12 canali indipendenti, tiene traccia automaticamente di tutti i satelliti in vista, eliminando così la necessità di selezione manuale, programmata, o pre-programmata di satelliti comuni tra siti di indagine.

Il sistema include una antenna microstrip montata su una piattaforma di lavoro di precisione per il posizionamento preciso sopra la zona di indagine.

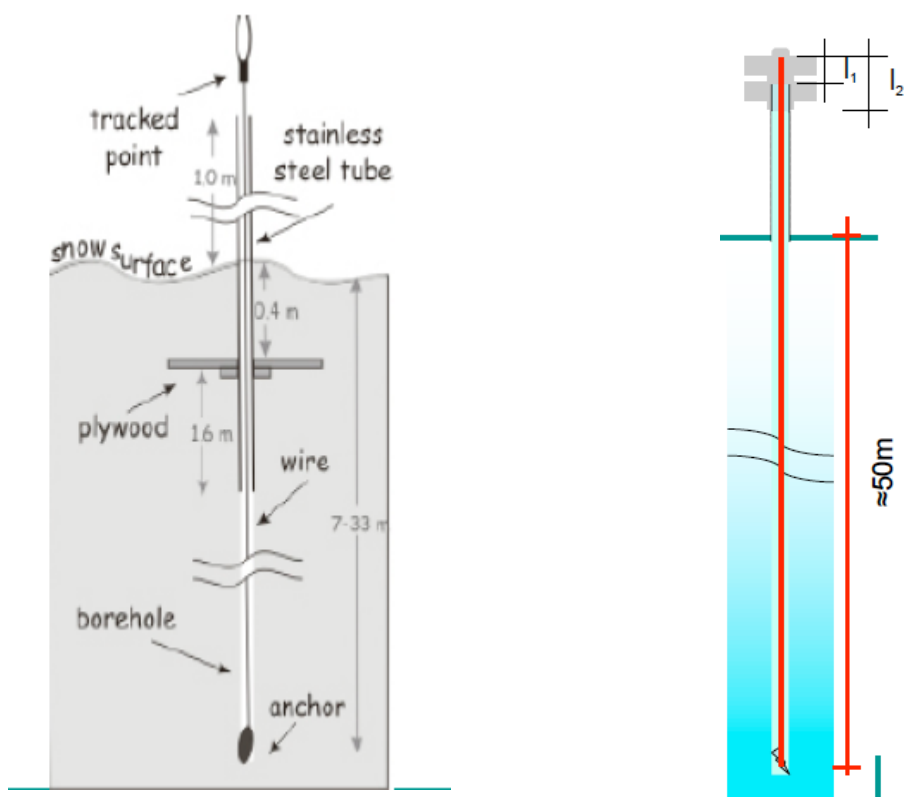
Il ricevitore GPS Z12 di Ashtech è un ricevitore GPS che utilizza tecnologia per il

rilevamento preciso e applicazioni per la navigazione. Questo ricevitore GPS consente l'uso ininterrotto anche quando il sistema Anti - Spoofing (AS) è acceso. Quando l'Anti - spoofing è acceso , il ricevitore Z -12 attiva automaticamente la modalità Z - Tracking che mitiga gli effetti di AS . Quando AS è spento, il ricevitore torna automaticamente in modalità P-Code .

Questo grazie ad un procedimento di elaborazione digitale e ad un sistema algoritmico. Di conseguenza , non solo il ricevitore offre prestazioni ottime in modalità " Z" , ma anche eccellenti prestazioni in modalità "P".

Questo si traduce in una impercettibile differenza di prestazioni, nella stragrande maggioranza delle applicazioni, del ricevitore quando A / S è abilitata rispetto a quando A / S è disabilitata .Questo ricevitore può operare anche in ricezione a doppia frequenza eliminando così effetti di rifrazione dovuti alla ionosfera, il che significa che le baselines medio-lunghe possono essere misurate con maggiore precisione. Le misurazioni di alta qualità possono essere effettuate sia sulle portanti L1 che L2, la modalità P -Code permette una riduzione significativa del tempo di occupazione della stazione, questo si traduce in un aumento della produttività per le squadre di indagine ad alta precisione e questo in un ambiente ostile come quello antartico assume una notevole importanza.

2.3 Materializzazione di punti di controllo assestometrici per la stima della compattazione della neve: sistema "Coffee Can"



Il coffee can è uno strumento di semplice costruzione, costituito essenzialmente da un tubo e da un cavo di acciaio, esso risponde all'esigenza di porre un rimedio al

problema della materializzazione di un punto materiale di controllo situato su di una superficie nevosa o composta da ghiaccio. Per prima cosa si procede con la perforazione per una lunghezza di 50 m all' interno del quale viene ancorato un cavo di acciaio a fondo pozzo e poi introdotto un tubo dove nella parte sommitale è strettamente vincolata l'antenna utilizzata per il rilevamento, effettuando poi un confronto tra la lunghezza del cavo con la posizione dell'antenna sarà possibile conoscere una stima degli eventuali movimenti verticali che possono essere avvenuti durante il periodo delle misurazioni, negli strati maggiormente soggetti alla compattazione del nevato, che normalmente avviene nei primi 50 metri di profondità.

2.4 Antenna Trimble Zephyr Geodetic



Trimble Zephyr Geodetic Antenna

Il Trimble Zephyr Geodetic è un antenna ideale per il lavoro di controllo. La Zephyr Geodetic integra il sistema Trimble Stealth Ground Plane, che permette di mettersi al riparo della riflessione delle superfici (multipath) utilizzando una tecnologia simile a quella usata dagli aerei Stealth per nascondersi dai radar. E' protetto da materiali resistenti agli agenti atmosferici ed ha un design a basso profilo, in modo che quando l'antenna viene utilizzata per una installazione permanente, si può contare su molti anni di funzionamento continuo senza la necessità di una eccessiva manutenzione.

Alcune caratteristiche sono:

E' presente il supporto GNSS globale, sia per il segnale GPS che per il GLONASS, multipath minimizzato

Centro di fase individuato con precisione sub-millimetrica

Ideale per stazioni di riferimento fisse e reti GNSS

3 IL MONITORAGGIO DEI CORPI GLACIALI PER STUDI PALEO-CLIMATICI

L'attività svolta in questa tesi sarà principalmente rivolta allo studio dei fenomeni legati al bilancio di massa e al monitoraggio della dinamica dei corpi glaciali antartici, al fine di utilizzare tali parametri quantitativi per modellizzazioni numeriche che sono alla base di studi paleo-climatici. Due importanti studi riguardano le perforazioni profonde in ghiaccio realizzate a Dome c e Talos Dome (Antartide orientale). In particolare per studiare il campo di velocità superficiale del ghiaccio presso questi due siti, sono state istituite due reti di controllo GPS. Nell'ambito della parte sperimentale di questa tesi è stata in particolare elaborata una campagna di misure eseguita presso la rete di controllo di Talos Dome e della quale presenterò anche una parte con i calcoli riguardanti i movimenti relativi tra ghiaccio e bedrock, questa sarà la parte principale della tesi, oltre a ciò si farà riferimento anche alla zona antartica situata presso Concordia Dome (altresì chiamata Dome C o DC). Un ulteriore studio bibliografico ha riguardato infine il monitoraggio di *ice stream*, si tratta di importanti flussi glaciali che drenano grandi porzioni di plateau antartico. La misura delle velocità di deflusso degli ice stream costituisce un importante indicatore climatico. In particolare è stata eseguita una ricerca bibliografica sul più importante ice stream della Terra Vittoria settentrionale: il Ghiacciaio David e la sua lingua glaciale galleggiante Drygalski.

3.1 Introduzione e descrizione degli ice-stream

I flussi di ghiaccio (ice stream) svolgono un ruolo fondamentale nel bilancio di massa del ghiaccio e nel computo del livello globale del mare, perciò, data la loro importanza scientifica sono stati oggetto di studi per oltre 30 anni.

Durante la 21° spedizione antartica italiana, svoltasi nell'estate australe del 2005-2006, è stata implementata una rete sismografica e geodetica nella zona del ghiacciaio David (Terra Vittoria), in questa campagna è stato esteso un esperimento similare svoltosi nel 2003-2004; riscontrando attraverso l'utilizzo dei sismografi una micro-sismicità al di sotto del ghiacciaio come un paio di piccoli cluster.

Nel periodo 2005-2006 sono state distribuite 7 stazioni sismiche e 3 ricevitori geodetici gps in continuo per un periodo di 3 mesi (novembre 2005-inizio febbraio 2006) su una superficie di circa 100x150 km² attorno al ghiacciaio David.

Con l'utilizzo di un set di dati combinati sono state effettuate diverse analisi tra cui anche uno studio per correlare la microsismicità del ghiacciaio con la cinematica dei flussi di ghiaccio, e le maree del Mare di Ross.

Purtroppo non è emersa una chiara correlazione tra il verificarsi di eventi sismici e il movimento del ghiacciaio.

Presento ora alcuni dettagli delle due reti temporanee e dei risultati preliminari e alcune implicazioni. I flussi di ghiaccio (ice stream) sono deflussi particolarmente veloci attraverso i quali

i ghiacciai riversano il ghiaccio negli oceani circostanti influenzando il proprio bilancio di massa e il regime termico con evidenti conseguenze sui cambiamenti climatici su grande scala.

Il livello globale del mare è sostanzialmente regolato dall' espansione termica e dal bilancio di massa dei ghiacciai, con un crescente impatto della Groenlandia e del ghiaccio antartico.

Da alcuni studi di bilancio di massa si è dedotto e generalmente accettato che la fusione completa del ghiaccio polare potrebbe potenzialmente provocare un drammatico aumento del livello del mare (circa 70 m).

Una interpretazione molto plausibile degli ultimi 30 anni è che la risposta delle calotte polari ai cambiamenti climatici è tutt'altro che lenta e costante, le lastre di ghiaccio al contrario sono estremamente sensibili al riscaldamento globale, con un rapida risposta dinamica sul flusso di ghiaccio e conseguenti variazioni nel bilancio di massa.

Per questa ragione, la comprensione della meccanica dei flussi di ghiaccio e la misurazione delle variazioni di portata costituiscono la chiave di accesso verso lo studio della stabilità delle calotte glaciali.

Il Ghiacciaio David e la lingua glaciale Drygalski (la sua estensione galleggiante di lunghezza di oltre 100 km) rappresentano la struttura portante del complesso sistema di drenaggio della Terra Vittoria.

Il ghiacciaio ha due affluenti principali, che scorrono da Dome Concordia e Talos Dome e che convergono dopo in una straordinaria cascata di ghiaccio a causa di una cresta subglaciale dopo un grande bacino chiamato David Cauldron.

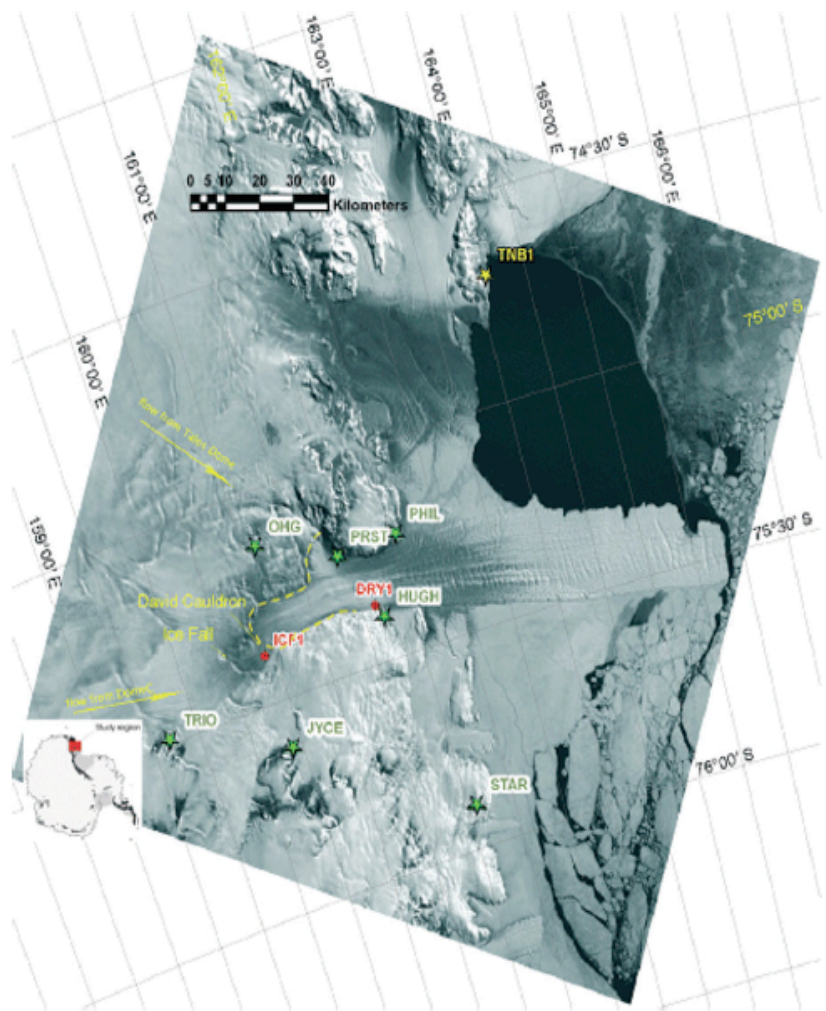
Sono stati condotti diversi studi glaciologici negli ultimi decenni per rilevare la posizione della linea di terra e di studiare il profilo della lingua di ghiaccio galleggiante. La linea di terra è stata inizialmente pensata per essere rilevata alla foce della baia del ghiacciaio, ma alcune osservazioni scientifiche ora indicano che si trovi circa 15 km a monte, appena a valle del David Cauldron.

Durante l'estate australe 2005-06, è stata condotta una campagna di osservazione nella zona del ghiacciaio David, con l'obiettivo di raccogliere serie storiche simultanee di dati geodetici e sismologici.

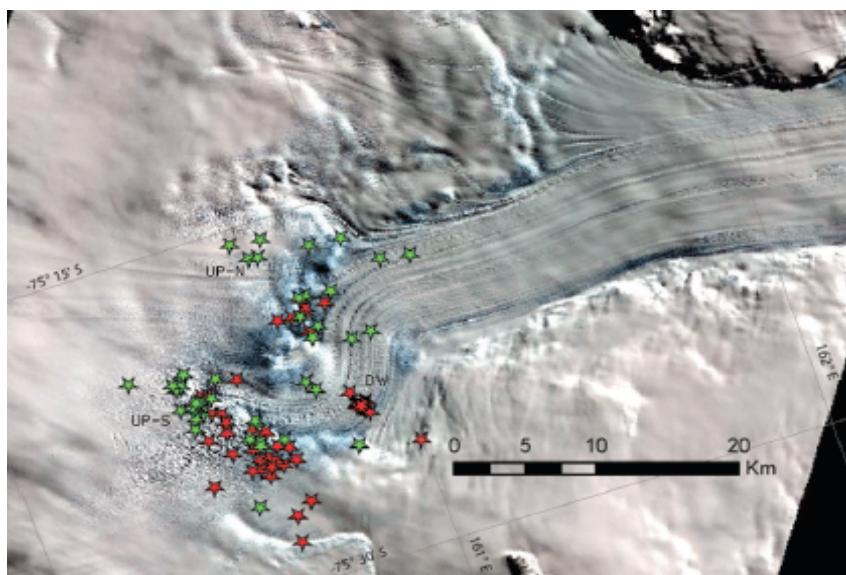
L'obiettivo dell'esperimento è lo studio delle possibili correlazioni tra spostamenti verticali / orizzontali del ghiacciaio e la debole attività sismica tipica nell'entroterra sotto il ghiacciaio.

Il Global Navigation Satellite System (GNSS) si avvale di tecniche satellitari di posizionamento per fornire informazioni di posizionamento preciso con riferimento temporale affidabile. È stato dimostrato che l'uso di strumentazioni GNSS può essere molto utile per la misurazione dei movimenti ghiacciai ed è uno dei metodi più affidabili per monitorare la posizione di determinati punti situati su un ghiacciaio con precisione centimetrica. I ghiacciai in movimento possono essere monitorati anche in una prospettiva sismologica. Segnali sismici legati al ghiacciaio in movimento sono stati osservati fin dai primi anni '70 ottenendo un crescente interesse negli ultimi decenni tra le comunità scientifiche.

In realtà, l'attività sismica originatasi sotto a rapidi flussi di ghiaccio è stato registrata sia in Groenlandia che in Antartide con caratteristiche abbastanza diverse. Dallo studio delle onde sismiche superficiali si individuarono una serie di terremoti glaciali, con magnitudo superiore a 4.5. Essi hanno osservato un notevole aumento del numero di tali eventi tra il 2002 e il 2005 in seguito a variazioni significative del flusso glaciale dovute al riscaldamento globale.



3.2 Campagna antartica di tipo sismologico per lo studio della correlazione tra sisma e ice-stream



3.2.1 Raccolta dati e analisi

Il sistema meglio studiato di flussi di ghiaccio antartici si trova nella Costa Siple, la costa occidentale del mare di Ross. Nel corso degli ultimi 20 anni, serie geofisiche di osservazioni sono state tenute circa la dinamica di veloci corsi d'acqua e ghiaccio correlate con implicazioni climatiche in senso globale.

Nella zona del ghiacciaio David, si nota una significativa attività sismica, rilevata durante la campagna 1999-2000 che è stata effettuata da un progetto congiunto di Australia e Nuova Zelanda. Il ghiacciaio era a più di 200 km dalla zona di indagine della spedizione, pertanto gli eventi sono stati localizzati inizialmente con alcune incertezze ed attribuiti alla presenza di una grande regione rocciosa posta sotto il ghiacciaio David oppure al movimento di tipo stick-slip che si origina alla base del flusso di ghiaccio fondamentalmente dovuto allo stress da taglio di rocce basaltiche. In seguito, il ghiacciaio David era l'area di destinazione per 2 campagne sismologiche: la prima si è tenuta congiuntamente tra Italia e Nuova Zelanda durante l'estate australe 2003-04 (19 ° Spedizione Italiana), la seconda è stata svolta da un gruppo italiano durante l'estate australe 2005-2006 con osservazioni sismiche e GPS simultanee. La figura soprastante mostra i luoghi dove sono state installate stazioni sismiche remote autonome nel 2005-06 (stelle verdi). Le stazioni sono state collocate su affioramenti rocciosi circostanti il ghiacciaio (alcuni sono stati nuovamente occupati dopo la prima spedizione) e hanno operato continuamente oltre 3 mesi ricaricate da pannelli fotovoltaici. Ogni sito era dotato di un sismometro

Trilium40 e un registratore digitale / registratore di dati Reftek 130-01, coprendo una superficie di circa 100×150 kmq attorno al ghiacciaio David, dalla costa verso le prime cime dei monti Transantartici.

Dopo il recupero dei dati e l'individuazione di episodi sismici con algoritmi di trigger, abbiamo individuato più di 10000 eventi di bassa energia distribuita su tre classi principali.

Lo schieramento messo in campo ha registrato con successo segnali sismici, principalmente originati lungo la zona periantartica e lo spandimento delle dorsali oceaniche.

Si sono registrati quasi esclusivamente episodi sismici all'interno dello strato di ghiaccio che chiameremo icequakes seguito. Il loro segnale sismico è fortemente impulsivo, di breve durata, ricco di alte frequenze e di rapida attenuazione, motivo per cui di solito sono registrati da solo una o due stazioni e possono essere difficilmente o per niente individuati. Centinaia di icequakes al giorno testimoniano che questi fenomeni sono i più comuni e frequenti in ambienti glaciali: le fratture si possono originare e propagare attraverso il ghiaccio a causa di crepacci, cambiamenti repentini nella roccia. Tipicamente, gli icequakes sono effetti locali del flusso del ghiacciaio.

Tuttavia, gli eventi più interessanti sono di un'altra classe. Essi si sono verificati a livello dell'interfaccia roccia-ghiaccio con più di 150 eventi a cui si farà riferimento in seguito con il nome di eventi basali. Il segnale caratteristico degli eventi basali mostra onde deboli P e S, della durata di qualche decina di secondi e spettri ricchi di frequenze basse.

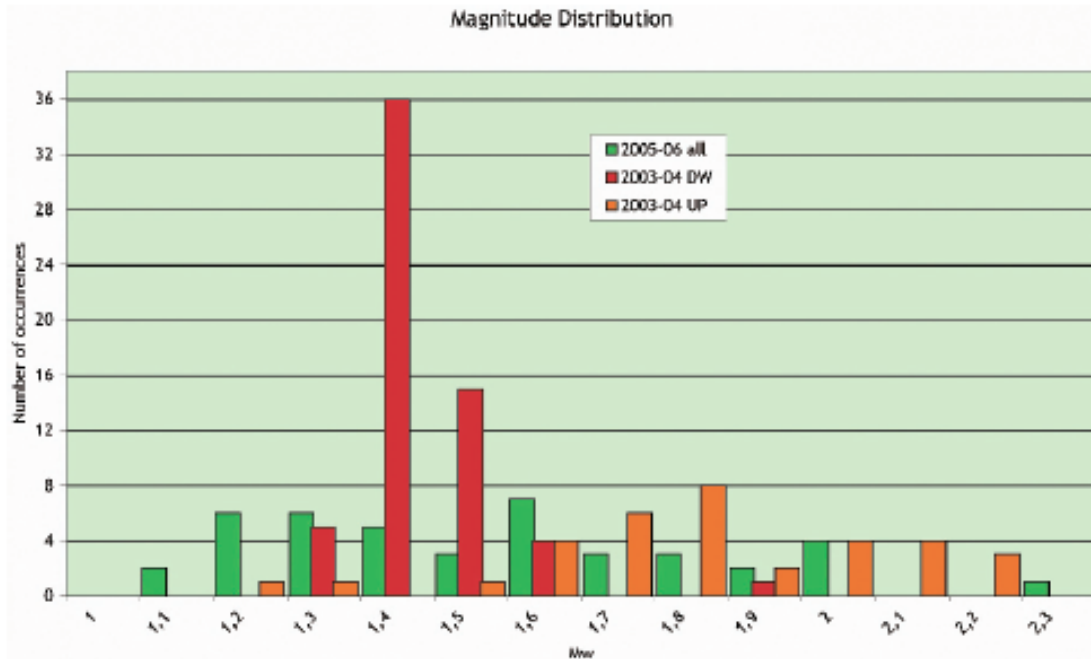
Dopo una determinazione preliminare dell'ipocentro utilizzando un algoritmo del tipo HYPOINVERSE, si è provveduto a determinare la posizione precisa degli eventi basali con il metodo del doppio Differenza di Waldhauser, che fornisce posizioni relative ad alta precisione. La distribuzione spaziale degli epicentri è tracciata in figura: le stelle rosse e verdi rappresentano eventi registrati rispettivamente nel primo (Nov 2003-gennaio 2004) e il secondo esperimento (novembre 2005-gennaio 2006). Si noti che tutti gli episodi avvenuti lungo il ramo principale del ghiacciaio David, sono stati registrati lungo il flusso meridionale più veloce, che drena Dome Concordia ed invece non sono stati rilevati eventi nell'affluente più lento che scorre da Talos Dome.

I fenomeni sismici sono raggruppati nello spazio e in generale concentrati intorno alla cascata di ghiaccio principale, che ci permette di escludere una origine tettonica legata alla presenza di un faglia attiva. E' possibile distinguere tre gruppi principali di eventi basali a seconda della loro posizione in riferimento alla cascata di ghiaccio: eventi a monte (UP-N), eventi a Sud (UP-S) e a valle (DW).

3.2.2 Eventi a monte (UP-N)

Gli insiemi di eventi UP-N e UP-S contano insieme 74 eventi verificatisi scarsamente nella parte superiore della cascata, in corrispondenza della zona in cui il ghiaccio scorre velocemente (più di 500 metri per anno, la conformazione della roccia si abbassa di circa 300-400 metri e la pendenza media è di circa il 60-80%.

Seguendo una procedura ben dettagliata, si è trovata la magnitudine espressa in Mw per tutti gli eventi come mostrato in figura sottostante:



Gli eventi osservati in questo studio hanno magnitudo compresa tra 1.1 e 2.3, in genere non indicano una evidente correlazione prima e dopo la scossa e non segue la tipica distribuzione di Gutenberg-Richter della scala magnitudo-frequenza.

Cambiamenti nella topografia hanno una grande influenza sulla dinamica dei ghiacciai, come la sollecitazione di taglio presso il letto del ghiacciaio indicata come σ_d dipende sia dallo spessore h dei ghiacci e dalla pendenza della superficie α

$$\sigma_d = \rho g h \sin \alpha$$

dove ρ è la densità del ghiaccio e g è l'accelerazione di gravità.

L'accoppiamento tra un ghiacciaio in movimento e la sua roccia è generalmente un problema fortemente non lineare con uno sforzo tagliente dipendente dalla proprietà plastica del ghiaccio, fino a deformazione. Tuttavia, se si assume un notevole effetto di abrasione sulla roccia in cima alla cascata di ghiaccio, a causa della forte pendenza e del flusso veloce di scorrimento possiamo trascurare i sedimenti e la loro deformazione e aspettarci che il movimento di un ghiacciaio sulla roccia sarà controllato principalmente dalla deformazione ghiaccio.

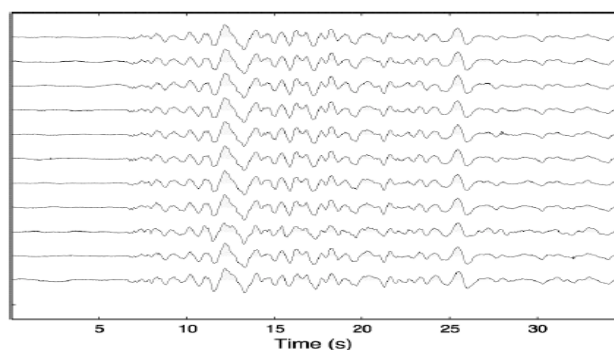
Per quanto riguarda un valore realistico della sollecitazione tagliente all'interfaccia ghiaccio roccia sarà di circa: $\sigma_d = \rho g h \sin \alpha \approx 2.25 \text{ MPa}$

dove: $\rho = 917 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, $g = 9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, $h = 500 \text{ m}$, $\sin \alpha = 0.5$ assumendo $\alpha = 30^\circ$ oltre al peso del ghiaccio e alla forza di gravità più forze frenano pesantemente il flusso del ghiaccio. Lo stress resistivo dominante, è la resistenza laterale esercitata al confine di

scorrimento del ghiaccio. Si dimostrò agli inizi degli anni 2000 che il suddetto effetto sul lato valle può produrre una riduzione della velocità del flusso in profondità fino a un fattore 8. Lo scorrimento in una valle profonda e scabra, il ghiacciaio David è in realtà fortemente frastagliato lungo i bordi, e perciò la resistenza laterale può essere ridotta, ma non trascurabile. La resistenza delle rocce basali è un altro sforzo di decelerazione in un ghiacciaio a valle. Dipende molto dalla forma del letto e può essere espressa come funzione della profondità z nella forma: $\sigma_b(z) = -S_f \rho g z \sin \alpha$ dove il fattore di forma S_f è definito in termini di area di sezione trasversale del ghiacciaio A , di lunghezza dell'interfaccia ghiaccio-letto P e di spessore del ghiaccio in mezzeria H : $S_f = A / PH$, per un ipotetico ghiacciaio semicircolare S_f vale $\frac{1}{2}$. L'attrito basale all'interfaccia ghiaccio-roccia può anche essere dovuta alla presenza di rugosità e urti sulla roccia, quindi è difficile da quantificare esso, essendo estremamente irregolare e variabile nel tempo e nello spazio. Un ghiacciaio di sbocco, come il David, risentirà anche degli effetti del carico della piattaforma di ghiaccio che può esercitare sia una pressione positiva o negativa sul flusso di ghiaccio controllata dalla modulazione delle maree. Un approccio quantitativo per la stima del bilancio delle forze in gioco su flusso di ghiaccio richiederebbe esperimenti ad hoc e misure, ma il risultato di tutto lo stress resistivo potrebbe ridurre l'effettivo sforzo di taglio basale di ordini di grandezza. Vale la pena notare che un aumento dello sforzo di taglio può provocare una ulteriore formazione di acqua di fusione all'interfaccia e può favorire la velocità di scorrimento, eventualmente causando un parziale disaccoppiamento del ghiacciaio dal letto. D'altra parte, gli ostacoli distribuiti sulla roccia subiranno forze di resistenza elevate e possono avere origine episodi sismici.

3.2.3 Eventi a valle (UP-S)

75 epicentri si sono verificati in una zona estremamente stretta di meno di 2 kmq, dove il ghiacciaio probabilmente devia il suo flusso, forzato dalla presenza del confine topografico. La magnitudo tracciata in figura con barre rosse rivela una distribuzione di frequenza gaussiana centrata a 1,4 Mw. Le relazioni incrociate tra forme d'onda per coppie di eventi indicano delle piccolissime separazioni tra gli ipocentri e una impressionante somiglianza nelle forme d'onda come si può vedere nella figura sottostante.



L'altissima somiglianza fra gli epicentri, forme d'onda e magnitudini per eventi DW, implica che il processo non può essere puramente attribuito all'attrito radente sulla roccia, ma piuttosto suggerisce la presenza di un'asperità sull'interfaccia ghiaccio-roccia, che rompe ripetutamente con una lunghezza caratteristica.

Un'asperità isolata, resistente al flusso di ghiaccio e che agisce come un punto appiccicoso, spiegherebbe la maggiore concentrazione locale di sforzo di taglio ed il ricorrere di episodi quasi identici.

La stima ottenuta come somma degli eventi DW accaduti nel corso di un intero anno sarebbe dell'ordine dei 16 m che rappresentano non più del 2,5% del movimento del ghiacciaio annuale dedotto da misure GPS.

Pertanto, la parte principale del processo con cui il flusso si muove oltre l'asperità non è lo scorrimento sismico ma la deformazione plastica del ghiaccio intorno all'ostacolo.

Episodicamente, la zona DW sperimenta rottura fragile e, quando scivola sismicamente, l'episodio sismico è sempre associato con la stessa energia e la lunghezza caratteristica.

È interessante notare che nessuno degli eventi registrati durante la campagna 2005-06 (stelle verdi in figura) è rilevato nella zona DW, suggerendo che il punto appiccicoso non fosse stato più attivo sia a causa di una possibile abrasione levigante che di una maggiore lubrificazione basale.

In quest'ultimo caso, ci si potrebbe aspettare una velocità del flusso in aumento rispetto alle precedenti osservazioni riguardanti la velocità orizzontale.

I dati GPS raccolti nel calderone David durante l'estate australe 2005-06 rivelano che la velocità del flusso in questo punto è stato di 1,6 m / giorno, ma purtroppo, non abbiamo alcuna misura GPS disponibile per la velocità del flusso di ghiaccio relativo all'anno 2003-04. Negli anni novanta è stata misurata la velocità media del ghiaccio tra il 1991 e il 1994 alcuni km a valle trovando un valore leggermente più basso di 1,39 m / giorno.

Le due misure non possono essere confrontate direttamente, perché il ghiacciaio traccia una curva stretta a forma di S tra i due punti in cui si sono effettuati i rilevamenti ma si può ragionevolmente pensare che il flusso riduce la sua velocità prima di curvare e lentamente accelerare nuovamente dopo l'angolo.

Tenendo presente che non è possibile correlare esattamente le due misure, il punto essenziale a questo livello è la compatibilità delle misure effettuate.

C'è la possibilità che non siano stati rilevati alcuni eventi DW.

Questo potrebbe non essere dovuto alla rete sismica, ma al fatto che l'attività si fosse verificata prima o dopo della venuta dell'estate australe.

3.3 Campagna GPS Antartica di studio delle deformazioni

Al fine di seguire la cinematica del David-Drygalski, sono stati installati sul ghiacciaio due stazioni geodetiche gps temporanee nel novembre 2005 e nel gennaio 2006, nei punti ICF1 e DRY1, sono state utilizzate apparecchiature Trimble 5700

dotate di antenne Zephyr e Zephyr Geodetic con schede di memoria da 1GB, ed è stato fissato come parametro di frequenza di acquisizione il valore di 15 secondi. L'apparecchiatura è stata preparata per un funzionamento continuo, utilizzando l'energia solare fotovoltaico mediante pannelli opportunamente dimensionati per la ricarica della batteria.

Il primo punto (ICF1) è stato installato nella parte inferiore della cascata, il più vicino possibile alla zona epicentrale del cluster di terremoti, il secondo punto (DRY1) è stato installato sulla lingua glaciale galleggiante dell'affioramento Hughes Bluff. Come stazione master primaria per la trasformazione cinematica si usa un ricevitore GPS, ma per inserire le misure nel quadro internazionale di riferimento terrestre (ITRF2000), abbiamo utilizzato anche acquisizione simultanea GPS dalla stazione permanente GPS situata presso la stazione Mario Zucchelli (TNB1).

Il metodo di rilevamento gps cinematico è un metodo di indagine satellitare relativo che consente la valutazione della traiettoria di un ricevitore in movimento rispetto ad una stazione di riferimento, con questo metodo è possibile un posizionamento con una precisione nel range di pochi centimetri.

Il problema della copertura dell' area è legato ad una gamma di distanze limitate tipicamente nell'ordine di 15-30 km dalla stazione di riferimento.

Su intervalli più ampi la soluzione diventa più disturbata a causa della correlazione di effetti sistematici nelle misurazioni GPS e in particolare alle alte latitudini, dove la presenza di grandi attività ionosferiche provoca significativi effetti di scintillazione sul segnale GPS.

La lingua glaciale Drygalski oscilla per effetto della marea di Ross.

Uno dei nostri obiettivi era l'indagine sugli effetti della marea dell'oceano sulla lingua glaciale in particolare sui movimenti verticali e orizzontali di ghiaccio.

Sfortunatamente, non abbiamo potuto osservare alcuna correlazione diretta tra marea e attività sismica perché non si registrò alcun terremoto nella zona DW durante la campagna GPS.

L'analisi delle misure acquisite nel 1991, 1994 e 1995 da mareografi installati presso MZS, rivela che la marea presso Terra Nova By a caratteristiche diurne, ossia durante un giorno lunare (24 ore e 50 min) c'è solo una alta marea e una sola bassa marea.

Purtroppo un problema tecnico si è verificato presso la stazione di riferimento Hughes Bluff nel periodo 24/06-30/06 e così abbiamo elaborato una doppia differenza di osservabile di fase iono-free rispetto alla stazione permanente italiana TNB1 che è continuamente operativa MZS.

A causa della lunga distanza tra il David-Drygalski e TNB1 (più di 100 km), il livello di incertezza osservato nel posizionamento relativo è di circa un decimetro.

Il trattamento dei dati di acquisizione cinematica a lungo raggio in Antartide richiede lo sviluppo di strategie particolarmente ottimizzate per ogni esperimento.

Al fine di gestire gli effetti di tali vincoli stringenti, è stato adottato il pacchetto software gratuito di elaborazione scientifica Gamit / Globk e in particolare in questo lavoro sono stati analizzati i dodici giorni di osservazioni contemporanee GPS a DRY1 e ICF1 utilizzando il modulo di cinematica TRACK versione 1.15.

Nel processo di analisi dei dati abbiamo calcolato posizioni del sito per mezzo del

formato file di dati RINEX (Receiver Independent Exchange) e di precise effemeridi post-calcolate dalla IGS (International GNSS Service) utilizzando i dati globali. Nell'ultima versione di TRACK, è stato implementato uno strumento per la determinazione del centro di fase in modo che il software è anche in grado di leggere il file di calibrazione assoluta. TRACK consente l'uso di diverse strategie di analisi a seconda della distanza sito dalla stazione master di riferimento. Nel nostro caso, la lunghezza delle baselines è di circa 100 km ed il differenziale dei ritardi ionosferici e troposferici sono molto elevati.

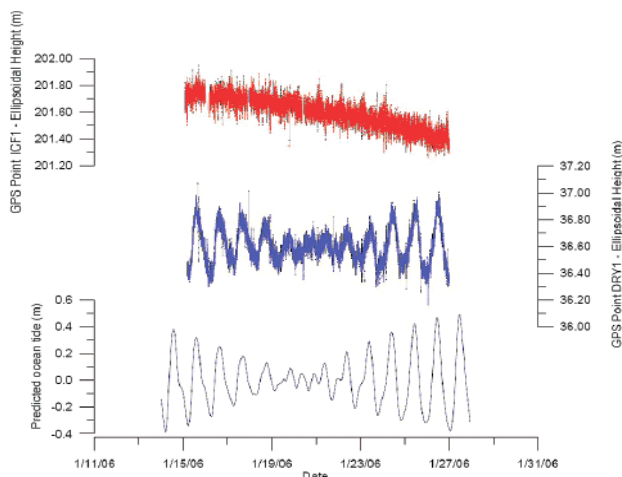
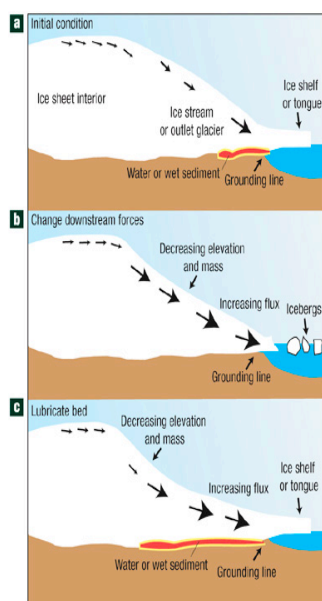


Fig. 8 GPS Vertical Displacements. ICF1 and DRY1 ellipsoidal heights derived by kinematic GPS solutions as a function of time, with respect to predicted sea tide

Nella figura soprastante si riporta il confronto tra le componenti verticali derivate dalle soluzioni in forma GPS cinematica (calcolate ogni 15 s) nei punti ICF1 e DRY1 e i valori di marea dell'oceano calcolate nello stesso periodo con l'adozione di 26 costanti armoniche.

Il movimento verticale al punto DRY1 con ondulazioni periodiche fino a 70 cm dimostra la chiara risposta della lingua glaciale galleggiante alla marea del mare. D'altra parte, l'ampiezza di movimento verticale al punto ICF1 è fortemente ridotta, suggerendo che ICF1 è vincolato e situato vicino alla linea di terra, presumibilmente a 1-2 km a monte della linea in cui la lingua galleggiante giunge a contatto con la linea di costa (*grounding-line*).

Dati GPS raccolti durante il periodo dell'estate australe 2005/2006 rivelano che la velocità media del flusso orizzontale è stata di 1,6 m / giorno (ca 580 m / anno) nel punto ICF1 con azimuth $42^{\circ} 57'$, e 1,48 m / giorno (ca 540 m / anno) con azimuth $101^{\circ} 15'$ nel punto DRY1.



3.4 Conclusioni e commenti a riguardo degli ice stream

Il dispiegamento di stazioni sismiche e geodetiche temporanee lungo tutto il ghiacciaio David ci ha permesso di raccogliere serie temporali di dati simultanee di dati e di analizzarle congiuntamente.

Un movimento sismico molto comune di bassa magnitudo viene rilevato all'interfaccia ghiaccio-roccia congiuntamente ad uno sforzo di taglio dovuto puramente all'attrito basale o alla presenza di asperità nel sottostrato roccioso, gli epicentri sono diffusi nella parte superiore della cascata (dove la pendenza media è circa del 60-80%) o concentrata in piccoli gruppi, che avrebbero rivelato la presenza di macchie basali.

Tuttavia, asperità isolate non inciderebbero in modo significativo sulla stabilità del flusso di ghiaccio, ma piuttosto le deformazioni basali rappresenterebbero la maggior parte del movimento del ghiacciaio.

Le osservazioni GPS nei due siti posti dopo la cascata di ghiaccio rivelano che gli spostamenti dei ghiacciai sia verticali che orizzontali sono in gran parte costretti dalle maree Mare di Ross. Sfortunatamente, nessuno degli eventi verificatosi durante la campagna GPS si trovava nella stessa zona, e quindi non abbiamo potuto verificare possibili correlazioni tra la marea e l'attivazione sismica.

Come previsto, il moto verticale della lingua galleggiante (sito DRY1) è interamente correlato, in fase e ampiezza, con la marea predetta. Al contrario, il grande movimento a ICF1 presenta oscillazioni verticali molto contenute, quindi possiamo dedurre che il ghiacciaio è ancora ancorato alla roccia in quel punto, a monte della linea di terra.

È interessante notare che la marea diurna dell'oceano regola anche le velocità orizzontali del flusso di ghiaccio con una variazione temporale e con una chiara correlazione con la primavera. Le perturbazioni longitudinali si propagano rapidamente su grandi distanze. In realtà, gli atti di oscillazione di marea fungono da modulatore dello stress verticale: ritiro e marea corrispondono, rispettivamente, alla

riduzione e incremento delle sollecitazioni verticali sulla roccia, rendendo il flusso di ghiaccio più veloce o più lento. Vale la pena notare che le variazioni di ampiezza a ICF1 non sono in fase con la marea: il ritardo potrebbe essere introdotto come effetto combinato della tipica plasticità a monte della linea di terra e il possibile trasferimento variabile di acqua di riempimento a cavità in cui il ghiacciaio si stacca dal suo letto e comincia a galleggiare.

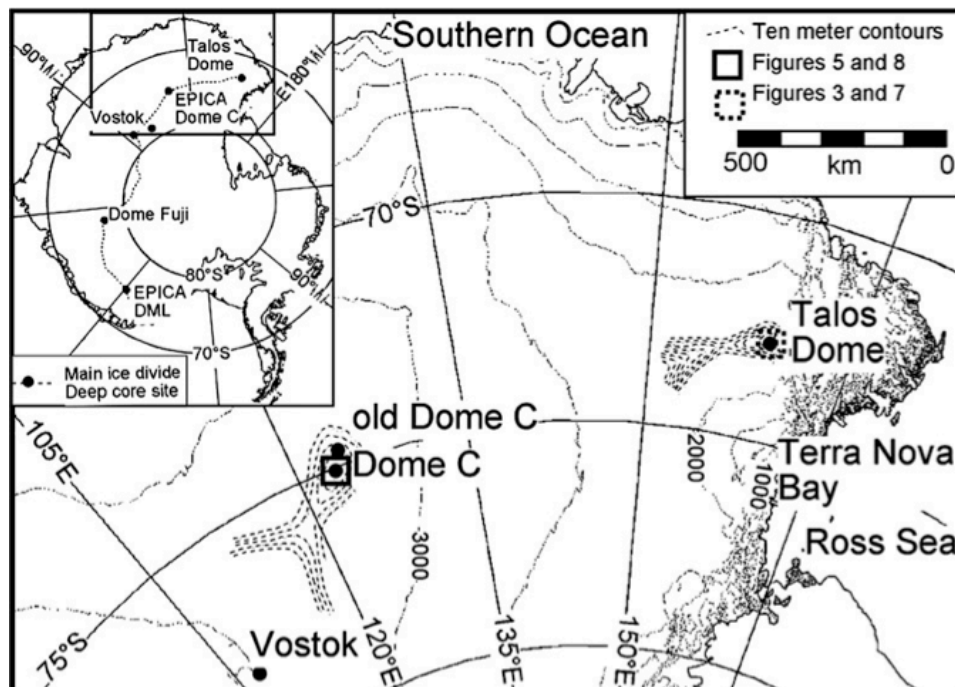
I dati GPS raccolti durante l'estate australe 2005-06 rivelano che la velocità del flusso in generale è d'accordo con i dati raccolti tra il 1991 e il 1994: in particolare, la velocità orizzontale misurata dal 1991-1994 nel punto DA2 (1,51 m / giorno) situato alla S 75° 21'45", E 162° 08'58", è abbastanza confermata dalla nuova misure GPS effettuate a punto DRY1 undici anni più tardi.

In linea con le recenti osservazioni questi risultati potrebbero suggerire che la portata media del ghiacciaio non è variata in modo significativo negli ultimi dieci anni in termini di velocità orizzontale di flusso: in un momento in cui le zone polari stanno generalmente vivendo una crescente instabilità a causa del riscaldamento globale, in ritardo, lo strato glaciale dell' Est Antartide presenta ancora un bilancio di massa positivo, contribuendo a moderare l'aumento del livello del mare.



4 Rete geodetica per la misura delle velocità di flusso del ghiaccio attorno al sito di perforazione profonda di Talos Dome:

In questa parte andrò a illustrare e descrivere i meccanismi antartici, gli spostamenti, le variazioni dell'accumulo di neve e la morfologia di un'area situata presso Talos Dome avvalendoci di una rete GNSS di 9 punti e del G.P.R.



Il comportamento del duomo di ghiaccio è utilizzato per studi di bilancio di massa delle calotte glaciali e per l'interpretazione dei dati registrati da carotaggi profondi in ghiaccio. Per caratterizzare il comportamento storico (ultimi 400 anni) di Dome C e Talos Dome (Antartide orientale), sono state misurate dal 1996 le velocità del ghiaccio utilizzando un sistema GPS; la variabilità paleo-spaziale dell'accumulo di neve è stata misurata utilizzando un Geo Radar e mediante carotaggi superficiali. La distribuzione dell'accumulo di neve di entrambi i duomi indica distribuzioni di accumulo che non sono simmetriche rispetto alla morfologia del duomo.

I cambiamenti nella distribuzione spaziale sono stati osservati nel corso degli ultimi secoli, con una diminuzione del gradiente di accumulo di neve lungo la direzione del vento a Talos Dome e una rotazione in senso antiorario della distribuzione dell'accumulo nella parte settentrionale di Dome C.

Osservazioni a Dome C rivelano un aumento significativo di accumulo dal 1950, che potrebbe correlare modelli di accumulo di neve alterati da cambiamenti nella traiettoria della nevicata.

I meccanismi di accumulo della neve sono differenti nei due duomi: un processo di accumulo di neve soffiata opera a Talos Dome, mentre la direzione della traiettoria dei cristalli di neve è il fattore principale a Dome C.

Misure GPS rilevate in anni successivi a Talos Dome hanno evidenziato cambiamenti della velocità del ghiaccio, con un decelerazione nella porzione NE, accelerazione nella porzione SW della rete e mediante lo studio della stratificazione della neve ottenuta con i rilievi geofisici è stato possibile osservare un migrazione della sommità del duomo, che sono apparentemente correlati a variazioni nella distribuzione di accumulo. Il comportamento osservato in accumulo e velocità indica che anche le zone più remote dell' Antartide orientale sono cambiate passando dalla scale decennale ad una scala secolare.

Uno degli ambienti più estremi della superficie terrestre è lo spartiacque glaciale che si estende dalla Dronning Maud Land (DML) a Talos Dome (TD) nella parte interna dell' Antartide orientale. A causa delle condizioni di campo estremamente difficili della parte interna dell'Antartide orientale, il modello di accumulazione e l'evoluzione dello spartiacque glaciale del duomo è poco conosciuto. I più antichi carotaggi di ghiaccio della Terra sono stati ottenuti lungo o nelle vicinanze di questa separazione tra i bacini di ghiaccio. Dome C (DC), quarta cupola più alta dell'Antartide (3233 m), si trova a circa 1200 km dall'Oceano Meridionale. La stazione franco-italiana Concordia (123 ° 20'52" E, 75 ° 06 '04" E), dove si trova il sito di perforazione EPICA, (Progetto europeo di carotaggio nel ghiaccio in Antartide) è circa 1,4 km a ovest del vertice superficie DC.

TD è una cupola di ghiaccio sul bordo del plateau antartico orientale (159 ° 04'21" E, 72 ° 47'17" S, 2318 m), circa 1100 km ad est di DC e circa 280 km dall'Oceano Meridionale e Mare di Ross.

Nel dicembre 2004 un carotaggio di ghiaccio profondo 3270 m è stato recuperato a DC nel contesto del progetto EPICA. Questo carotaggio fornisce la più antica testimonianza di ghiaccio esistente sul clima, che si estende per circa 820.000 anni. Nel 2004, un nuovo progetto di carotaggio di ghiaccio, TALDICE (Talos Dome Ice core Project), è stato avviato a TD con l'obiettivo di recuperare 1550 m di ghiaccio che coprono gli ultimi 120.000 anni. La migrazione della divisione dei ghiacci della cupola non può essere rilevata direttamente. Tuttavia, la stabilità della cupola e la posizione della divisione dei ghiacci deve essere nota al fine di interpretare correttamente i dati sulle carote di ghiaccio e per completare gli studi di bilancio di massa sui fogli di ghiaccio. I modelli del rapporto fra profondità e età per carote di ghiaccio profonde sono sensibili alla migrazione della posizione della cupola. La divisione dei ghiacci è importante anche nel determinare il parametro di ingresso di grandi bacini idrografici antartici. Il comportamento dello spartiacque è guidato dalla storia del tasso di accumulo, dalla sua struttura spaziale e dalle condizioni al contorno dei fogli di ghiaccio. Infatti, gli aumenti di superficie per DC, Vostok e Dome Fuji hanno variato fino a 100-150 m tra i periodi glaciali e interglaciali dovuti al mutamento dell' accumulo. La bassa pendenza (meno di 1 dm per km) delle cupole Antartiche orientali e la loro morfologia superficiale a scala metrica rende molto difficile determinare il punto della cupola e il tempo di migrazione della vetta. L'obiettivo di questo documento è quello di fornire informazioni sul comportamento storico di DC e TD usando le distribuzioni di accumulo di neve

durante gli ultimi 400 anni, come rivelato da dettagliati accumuli di neve, isocrone derivate dai radar e cambiamenti dinamici del ghiaccio basati su misure di velocità del ghiaccio fatte negli ultimi 10 anni. Questi dati dovrebbero essere molto utili in futuro per determinare cambiamenti nel bilancio di massa e spessore e rilevare il possibile impatto del cambiamento climatico per la carota di ghiaccio. DC e TD sono anche siti interessanti per i confronti con le osservazioni satellitari e modellistica numerica.

4.1 Materiali e metodi utilizzati

Gli strati interni che sono osservati con il Ground Penetrating Radar (GPR) vengono definiti come isocrone, e le indagini lungo profili continui forniscono informazioni dettagliate sulla variabilità spaziale dell' accumulo di neve. Ai fini di questo studio, sono stati perforati nella zona di DC sedici carote superficiali di neve e sei nella zona TD. Tutti i siti principali sono stati collegati tramite indagini GPR e GPS (Global Positioning System) al fine di ottenere una visione dettagliata della variabilità spaziale di accumulo di neve . Le zone DC e TD sono state indagate mediante GPS statico dal 1993.

4.2 Accumulo di neve e isocrone

Un totale di 800 km di GPR e rilievi cinematici GPS (500 km a DC , 300 km a TD) sono state effettuate in meno di 25 km di raggio dalle sommità dei duomi . I Rilievi GPS sono stati integrati con le indagini precedenti per creare una dettagliata mappa topografica. La precisione del profilo altimetrico GPS è di circa 10 cm; il processo di interpolazione riduce la precisione di circa 20 cm nelle mappe. A causa di una pendenza molto bassa nella zona sommitale del duomo, è molto difficile da definire con precisione la posizione più elevata del duomo. Pertanto , abbiamo identificato il vertice della duomo come l'area all'interno della curva di livello più elevata.

L' acquisizione dati GPR è stato eseguito utilizzando una unità GSSI Sir10B dotato di due antenne monostatiche con una frequenza centrale di 400 MHz e 900 per DC e una antenna monostatica con una frequenza centrale di 200 MHz a TD. Le tracce sono state registrate a circa una scansione per metro in una finestra di tempo di 150 ns per l'antenna da 900 MHz (14-15 m) , una finestra di tempo di 350 ns per l'antenna 400 MHz (33-35 m di profondità di indagine) e di una finestra temporale di 750 ns per l' antenna 200 MHz (60-70 m). Un tasso di 4 scansioni per secondo e 1024 campioni per traccia sono stati scelti per le antenne. I tempi di volo del segnale a due vie registrati (TWT) sono stati convertiti in profondità seguendo la metodologia basata sulla relazione densità-profondità. Le informazioni sulla densità sono state ottenute da 16 carotaggi (da 6 a 50 m di profondità) e 1 trincea (3 m di profondità) a DC e 3 carotaggi (26-89 m di profondità) e 2 trincee (2,5 m di profondità) a TD .

L'analisi del profilo di densità non ha rivelato nessuna variazione geografica rilevabile nella densità o nella compattazione all'interno delle aree del duomo. Tutti i

dati di densità sono stati quindi dotati di una funzione polinomiale del secondo ordine per ciascuna area del duomo, questo ha prodotto un coefficiente di correlazione (R^2) superiore a 0,9 sia per densità misurate che calcolate. L'integrazione di misure di densità ha prodotto una funzione densità-profondità in ciascun profilo radar. Date le piccole differenze di densità a profondità isocrona (differenza massima a profondità di 1 m), il fattore di compattazione della neve presenta delle differenze minime tra i diversi luoghi pertanto è trascurabile ai fini del calcolo. L'assottigliamento dello strato a causa della deformazione verticale può essere anche considerato trascurabile (3×10^{-5} anno⁻¹).

Sei strati interni continui sono stati monitorati lungo tutti i profili per DC (L1 e L2 con l'antenna da 900 Mhz e L3, L4, L5 e L6 con l'antenna da 400 Mhz) e quattro lungo i profili a Talos Dome (L3, L4, L5 e L6 con l'antenna da 200 MHz).

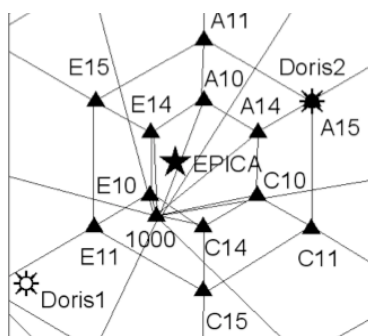
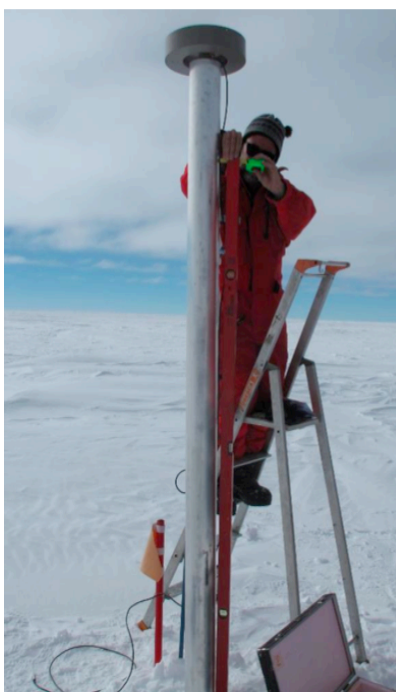
L'incertezza nella profondità nei dati GPR è stata stimata a circa ± 14 cm per i dati acquisiti con l'antenna 200 MHz (TD), ± 6 cm per i dati acquisiti con l'antenna 400 MHz e di ± 3 cm per l'antenna 900 MHz (DC). La profondità degli strati misurata nei punti di intersezione sono in buon accordo (± 25 cm per 200 MHz, ± 15 cm per 400 MHz e di ± 10 cm per 900 MHz). I dati degli strati sono stati mappati mediante interpolazione Kriging al fine di descrivere l'accumulo di neve.

La datazione stratigrafica di EPICA, attraverso il sale non marino (NSS) e picchi di SO_4^{2-} dovuti ad eventi vulcanici passati, è stata utilizzata per stabilire la funzione profondità-età delle isocrone GPR a DC. Analogamente a TD, l'età delle isocrone GPR è stata stimata utilizzando la datazione stratigrafica del carotaggio TD attraverso le variazioni stagionali della concentrazione di sale non marino (NSS) accoppiato con l'individuazione di livelli significativi di trizio e dei picchi di SO_4^{2-} dovuti a eventi vulcanici del passato.

Secondo la funzione ben definita profondità - età, lo spessore degli strati L1 (5,7 m) e L2 (9,1 m) nel sito EPICA era datata attorno al 1921 ± 3 e al 1869 ± 3 AD, rispettivamente; strato L5 (16,4 m) era datato al 1739 ± 7 dC, mentre lo strato più profondo L6 (23,2 m) è stato datato a 1602 ± 9 dC. Precedentemente hanno utilizzato la stessa metodologia per stabilire una funzione profondità - età in siti fondamentali a Talos Dome; S1 (14,8 m) risale al 1920 ± 2 dC, S2 (26,7 m) al 1835 ± 2 dC, S3 (49,3 m) al 1635 ± 5 AD e il più profondo S4 (61,2 m) al 1525 ± 5 AD. Il tasso di accumulo di neve di 16 nuclei firn che si trovano in un'area di 25 km di raggio da DC (Vincent e Pourchet, 2000. Frezzotti et al, 2005) è stato determinato per gli ultimi 50 anni utilizzando i picchi di β e trizio a partire dal 1965 al 1966 AD, anni in cui si svolsero test di bombe termonucleari e negli ultimi due secoli, utilizzando il marcatore Tambora (1816 dC). Si calcola l'errore sperimentale ($\pm \sigma_e$) dei tassi di accumulo di neve calcolati utilizzando il nucleo firn dovrebbe essere inferiore al 10% per la radioattività β (1965-2000 AD) e minore del 5% per entrambi i periodi del trizio (1966-1998 AD) e il periodo a partire da Tambora (1816-1998 AD).

4.3 Misure di velocità

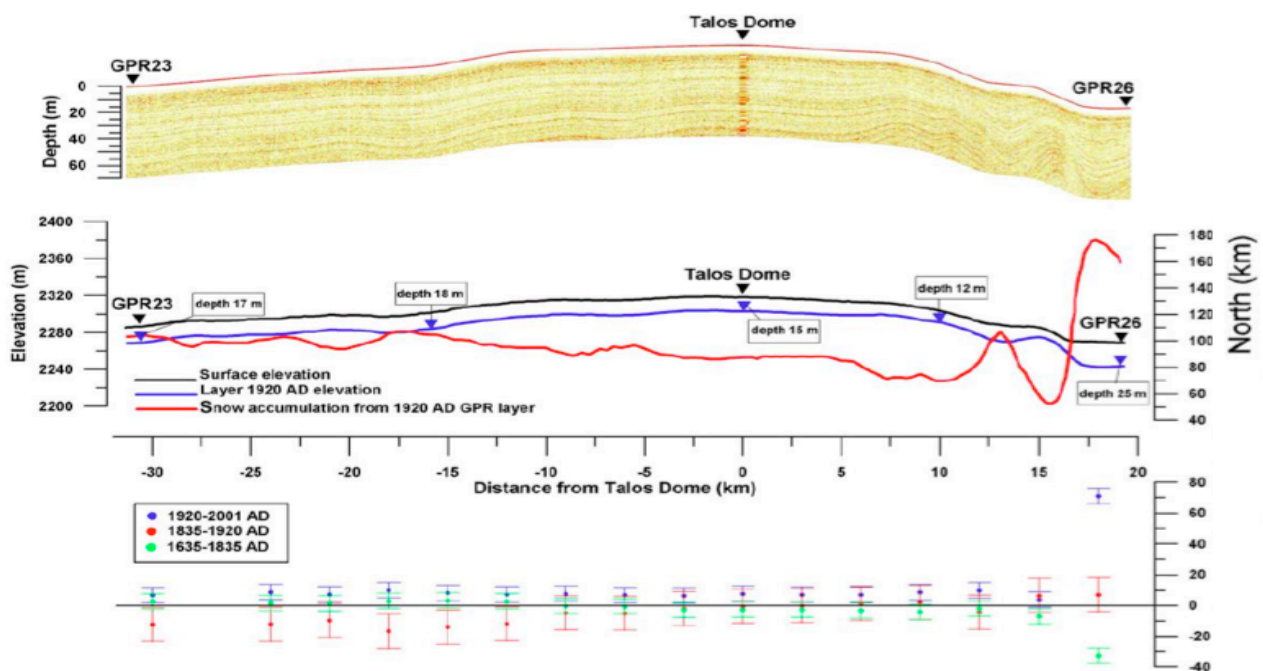
Le reti di deformazione superficiale consistevano in 9 pali a Talos Dome e 37 pali per Dome Concordia. I pali sono stati collocati a 8 km dal centro di Talos Dome e 3, 6, 12,5 e 25 km dal centro di Dome Concordia. Le misure GPS delle reti sono state completate 4 volte a TD e 2 volte a DC. I Poli di riferimento (situati vicino alle vette dei duomi) sono stati posizionati sulla base di misurazioni GPS statiche; la stazione GPS permanente della Baia di Terra Nova è stata la base per TD, mentre DORIS è stata la base per la DC. Qui vi presentiamo i risultati di 4 misurazioni ripetute eseguite in TD (Tabella 1) tra la fine del 1996 e l'inizio del 2005 (novembre 1996; dicembre 1998, gennaio 2002, gennaio 2005). L'incertezza stimata tra due posizioni GPS a TD è ~ 28 mm, con un'incertezza inferiore a 10 mm yr^{-1} per le misure del periodo 1998-2002 e ~ 14 millimetri yr^{-1} per il 1996-1998 e per il 2002-2005; l'incertezza in accelerazione è stimata per circa $2,5 \text{ mm yr}^{-2}$ per le misure prese a 5,6 anni di distanza.



4.4 Distribuzione spaziale e temporale dell' accumulo

Basandosi sulla distribuzione dello spessore degli strati di neve si è potuto sperimentare che l'accumulo di Talos Dome diminuisce sottovento (N - NE) ed è maggiore nel settore SSW (Fig. 3). Le linee di contorno della superficie sono ellittiche e allungate in direzione NW- SE; le pendici NW e NE sono le più ripide. La direzione di allungamento del duomo è perpendicolare alla direzione del vento prevalente e parallela ad entrambi gli affioramenti di Nunataks Outback (50 km a nord di TD) e alla cresta NW- SE forte nella roccia . A TD, il vento prevalente soffia in salita da SW con un gradiente di $1-2 \text{ m km}^{-1}$ per una distanza di 100 km. Come sottolineato dallo studioso Frezzotti, l'accumulo più elevato nel settore SSW è correlato con una ridotta

sublimazione dovuta al vento, che è dovuta al gradiente di pendenza positivo che riduce la velocità del vento. L'accumulo inferiore nel settore sottovento è riconducibile ad un aumento della sublimazione indotta dal vento, che è determinata dalla crescita della pendenza della superficie topografica verso l'Oceano Meridionale. Alcune analisi della mappa del paleo-accumulo mostra la variabilità spaziale e temporale di accumulo nel corso degli ultimi quattro secoli . Durante il periodo 1835-1920 dC , il valore di accumulo è inferiore in modo significativo rispetto al precedente (1635 - 1835 dC) e il successivo (1920-2001 dC) che risale nella porzione SW , mentre l'accumulo nel settore NE è più costante nel tempo. La diminuzione nella parte SW riduce significativamente il gradiente di accumulo lungo la direzione del vento durante il periodo 1835-1920 AD. L'analisi delle posizioni di vertice delle isocrone in passato rivela una possibile migrazione a SE di circa 3,5 m per anno a partire dalla deposizione dello strato S4 (1526 dC) . Il δD registrato per il carotaggio di TD mostra una condizione più fredda e una diminuzione di accumulo di neve durante la Piccola Età Glaciale (LIA) , seguita da una tendenza all'aumento di δD dal 1920 al 1930 e poi negativa durante i periodi 1930 - 1996 dC . Le più fredde condizioni di temperatura atmosferica nella zona TD durante la LIA potrebbero aver aumentato la persistenza di venti catabatici (venti che soffiano per gravità dalle aree a più alta quota verso il mare). Le precipitazioni riflettono su larga scala i fenomeni relativi alla circolazione su scala globale, ma il fenomeno di sublimazione determinato dalla pendenza della superficie lungo le principali direzioni del vento hanno un notevole impatto sulla la distribuzione spaziale della neve su piccola (decine di metri) e media scala (km). I cambiamenti nelle condizioni di vento potrebbero determinare una diminuzione / aumento dell'accumulo della neve in aree sopravvento / sottovento.



I dati di accumulo derivanti dalle misure effettuate presso i pali di controllo e dai carotaggi effettuati presso la sommità di Talos Dome mostrano incrementi negli ultimi 200 anni, l'aumento dell'accumulo è stato più marcato nel periodo successivo al marker stratigrafico relativo al 1960, nel quale si sono depositati nella neve dell'Antartide livelli radioattivi, causati dalle esplosioni nucleari effettuate in quegli anni, rispetto al periodo precedente, contrassegnato da un importante marker stratigrafico lasciato dall'eruzioni del Tambora, ossia nel periodo 1816-1965 dC . Tuttavia, è stata osservata dal 1990 in poi una diminuzione dell'accumulo (circa 10 %) rispetto alla media del 20° secolo, calcolata dalle misure effettuate presso i pali di controllo. Le misurazioni di accumulo di neve presi lungo un percorso a terra di oltre 500 km di lunghezza effettuato mediante veicoli cingolati, nell'ambito del progetto di traverse scientifiche ITASE, che ha attraversato TD, non mostrano aumenti significativi di accumulo nel corso degli ultimi due secoli.

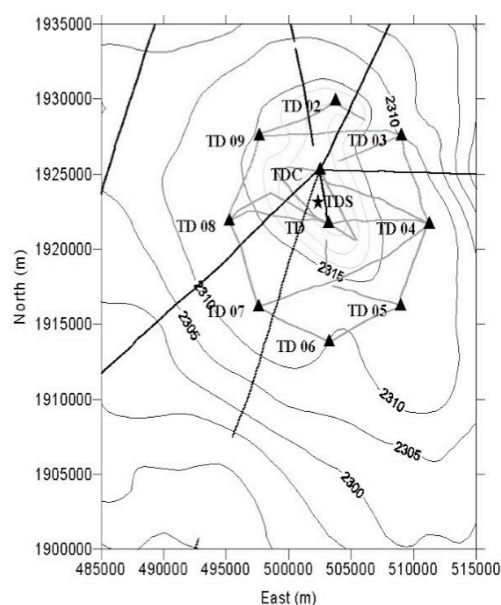
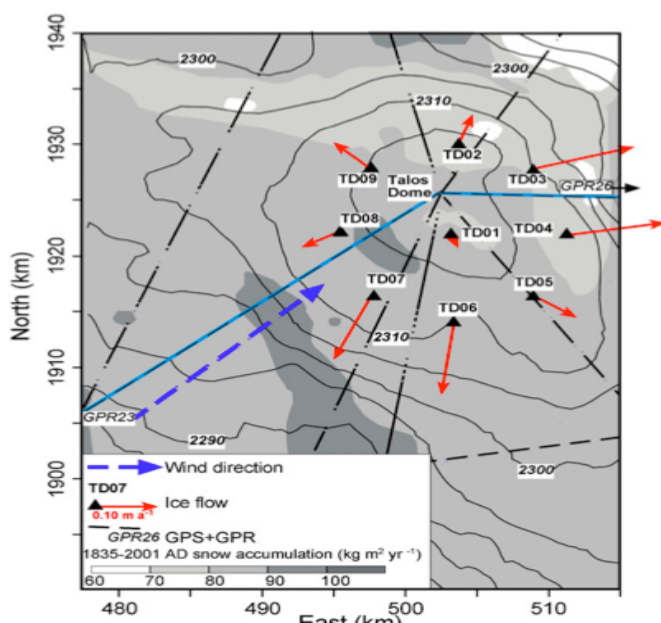
4.5 Velocità di spostamento del ghiaccio

Di seguito si riporta una tabella con i vari risultati riguardanti le velocità di spostamento delle stazioni in cui sono stati posizionati i 9 pali di riferimento, in un secondo momento si riporterà anche una spiegazione corredata da calcoli di come è stato calcolato il vettore spostamento e la relativa velocità di spostamento misurata in mm anno

Station ID	Lat. S	Long. E	1996–1998 (δ yr 2.12)	1998–2002 (δ yr 3.03)	2002–2005 (δ yr 3.04)	Acceleration (mm yr ⁻²)
TD01	72°48'03"	159°05'46"				-2±3
Dir. (°)			327	171	177	
Vel. (mm yr ⁻¹)			56±13	40±9	44±9	
TD02	72°43'41"	159°06'45"				-4±3
Dir. (°)			29	15	14	
Vel. (mm yr ⁻¹)			114±13	112±9	90±9	
TD03	72°44'55"	159°16'19"				-5±3
Dir. (°)			76	73	78	
Vel. (mm yr ⁻¹)			343±13	324±9	314±9	
TD04	72°48'04"	159°20'28"				-5±3
Dir. (°)			82	80	82	
Vel. (mm yr ⁻¹)			336±13	302±9	307±9	
TD05	72°51'01"	159°16'21"				-3±3
Dir. (°)			122	125	124	
Vel. (mm yr ⁻¹)			161±13	131±9	143±9	
TD06	72°52'19"	159°05'58"				1±3
Dir. (°)			185	189	191	
Vel. (mm yr ⁻¹)			293±13	301±9	300±9	
TD07	72°51'03"	158°55'38"				3±3
Dir. (°)			202	206	206	
Vel. (mm yr ⁻¹)			270±13	288±9	290±9	
TD08	72°47'59"	158°51'24"				4±3
Dir. (°)			233	246	242	
Vel. (mm yr ⁻¹)			104±13	124±9	125±9	
TD09	72°44'56"	158°55'44"				4±3
Dir. (°)			318	310	305	
Vel. (mm yr ⁻¹)			137±13	156±9	158±9	

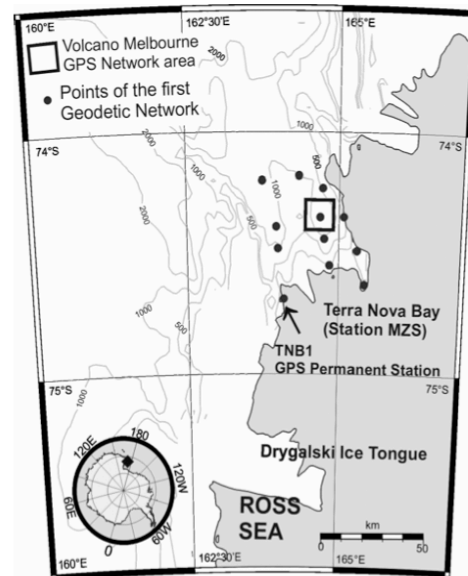
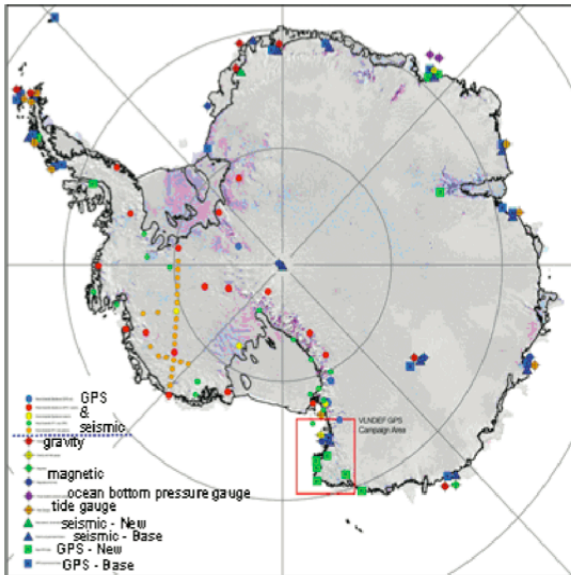
A Talos Dome , le più alte velocità orizzontali sono stati registrati per il ripido pendio S -SW e per quello che va da E- NE, mentre le basse velocità orizzontali sono state registrate vicino al vertice del duomo e lungo lo spartiacque del ghiaccio SE. I dati rivelano una decelerazione da 5 ± 3 a 2 ± 3 millimetri yr - 2 nel settore da nord a SE e un'accelerazione da 1 ± 3 a 4 ± 3 millimetri yr- 2 nel settore da NW a Sud. Anche se i cambiamenti di velocità inferiori a 3 millimetri yr -2 rientrano nel margine di errore a

causa dell' incertezza della misura, la distribuzione geografica di tutte le misure di accelerazione / decelerazione sono coerenti in ciascun sito e sono superiori al livello di incertezza in 5 su 9 misurazioni (Tabella 1). La posizione ruota in senso antiorario nel Nord e in porzioni situate a NW mentre gira in senso orario negli altri settori. Il profilo radar della neve rivela un aumento di circa il 10 % in accumulo nella parte SW . A causa della bassa pendenza , è difficile valutare variazioni di pendenza . Nel duomo, dove le pendenze della superficie varia di poco, i processi dinamici del ghiaccio sono molto lenti e sembrano essere una funzione complessa della pendenza, dello spessore del ghiaccio, delle condizioni del substrato roccioso e della distribuzione del tasso di accumulo di neve . È difficile determinare i fattori che influenzano la posizione assoluta del duomo perché la tettonica determina valori che sono simili o superiori alla migrazione del duomo derivante da fattori glacio - climatologici. Per determinare lo spostamento assoluto attraverso indagini ripetute , gli effetti del movimento tettonico della placca antartica devono essere modellati e corretti . La nostra analisi prende in considerazione lo spostamento tettonico della placca antartica come affermato dal modello globale Nuvel 1A- NNR 1991 e verificato all'interno della Terra Vittoria attraverso ripetute misure GPS della rete V.L.N.DEF, acronimo di Victoria Land Network Deformation. L'effetto osservabile principale è indotto dal moto di rotazione-traslazione del continente nel suo insieme con il movimento approssimativo del continente che è stato estrapolato a TD01 essendo ~ 15 millimetri yr⁻¹ con un azimut di 141°.L' accelerazione - decelerazione a Talos Dome avviene in una direzione SW , mentre il movimento tettonico del continente è a 90 ° in una direzione SE .



4.6 Caso di studio della tesi:

Il caso di studio di questa tesi consiste nel calcolare lo spostamento inteso come vettore spostamento e velocità di spostamento della rete posta nei pressi di Talos Dome prendendo come punto fisso TNB1 ossia la Mario Zucchelli Station dove è situata una stazione GPS permanente, di seguito illustrerò il metodo utilizzato. Si precisa inoltre che come software per il calcolo si è scelto il Trimble Total Control.



Per prima cosa abbiamo scelto una stazione GPS che fosse collegata ad una rete internazionale, una parte della rete IGS è stata utilizzata per conoscere le coordinate della stazione TNB1, questa stazione è situata su di un affioramento roccioso nella zona costiera della Terra Vittoria. A questo punto conoscendo la velocità di deriva continentale possiamo portare le coordinate che ci sono state fornite relativamente all'anno 2003 all'anno 2005 nel sistema I.T.R.F. che è quello a cui si riferiscono tutti i dati raccolti. In seguito abbiamo provveduto a recuperare le effemeridi precise che vengono fornite gratuitamente sul sito IGS NASA, quelle che abbiamo preso sono quelle relative alle settimane 1302-1303-1304-1305. Adesso è necessario fare un piccolo discorso sulla semplificazione che è stata effettuata per non complicare eccessivamente il calcolo ossia è stato considerata la stazione TNB1 solidale con il substrato roccioso formato da graniti tipici del continente Antartico, questa ipotesi permette di annullare eventuali moti relativi tra il sito considerato e il continente sottostante. Nella realtà dei fatti bisognerebbe considerare anche il suddetto moto relativo con relativa applicazione del complicato metodo dei poli euleriani ma lo spostamento indotto dal moto, in termini relativi tra MZS e TD è molto piccolo e perciò, vista l'entità degli spostamenti cercati di ordine centimetrico lo si è considerato nel calcolo di questa tesi di entità trascurabile. Fatto questa assunzione andiamo a calcolare gli altri punti della rete e andiamo a vedere quali sono stati gli spostamenti, confrontando tra loro rilievi effettuati in anni successivi; con il metodo delle singole, doppie e triple differenze di fase che ho illustrato nella parte

introduttiva del GPS ho potuto eliminare gli errori relativi all' orologio del satellite, del ricevitore ed al termine relativo alle ambiguità. In particolare ora andrò a trovare quale è stato lo spostamento del coffee can dal 2002 al 2005, le misurazioni vengono effettuate sia in forma biased che in rete libera cioè nel primo caso si tiene conto che il punto TNB1 è vincolato mentre nel secondo caso non ho nessun tipo di vincolo. Dopo questa fase ottengo per ciascun punto della rete due set di coordinate che sostanzialmente mi dicono quale era la posizione del punto nel 2002 e nel 2005, perciò effettuando la differenza sotto forma di coordinate. Ad esempio per il punto di controllo dove è installato il sistema coffee can ottengo il seguente vettore spostamento che è 0,168 m in direzione $193^{\circ} 22' 33''$; questo è un vettore spostamento, se noi volessimo il vettore velocità media dobbiamo dividere tale valore per 3 ossia il numero di anni intercorsi dal 2002 al 2005, cioè $0,168/3 = 5,6$ cm/anno sempre nella medesima direzione, questo significa che ogni anno il punto si sposta mediamente di una distanza di 5,6 cm.

46

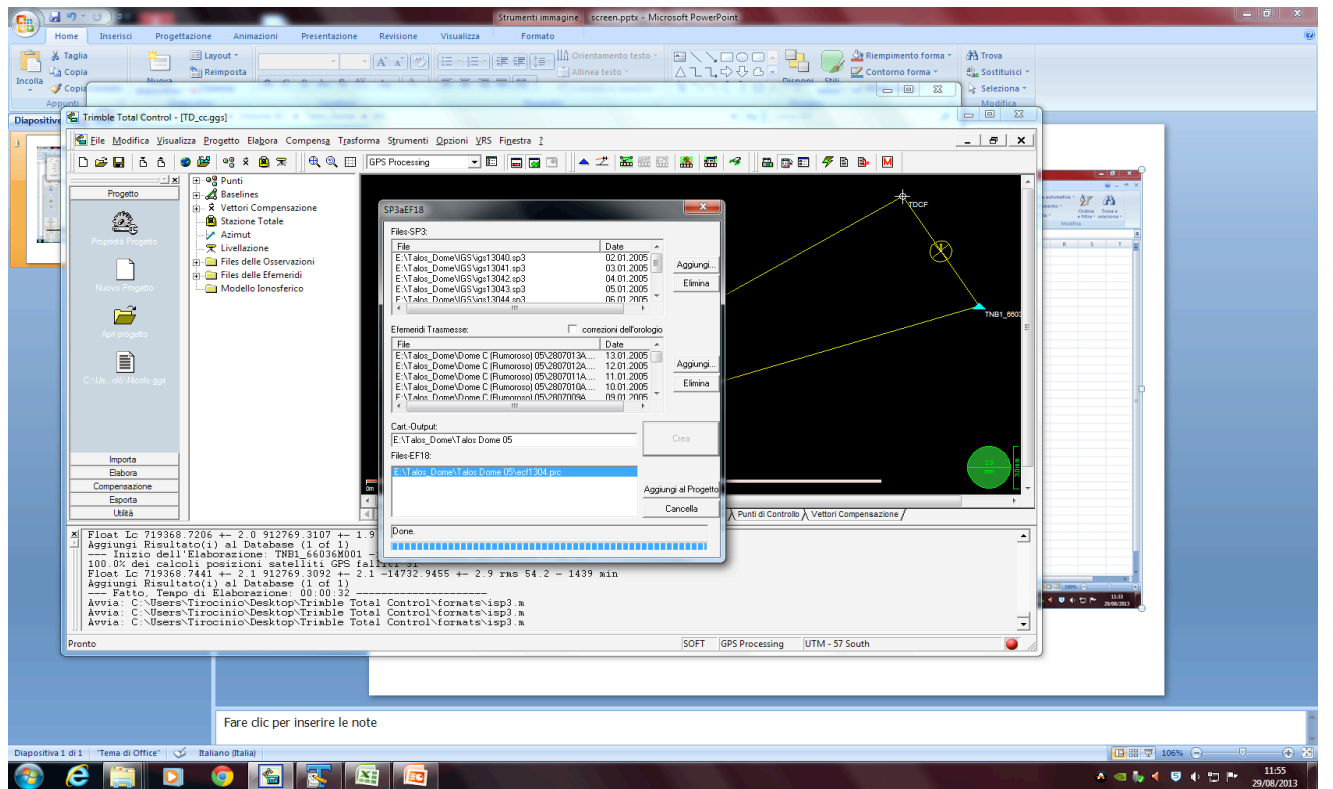
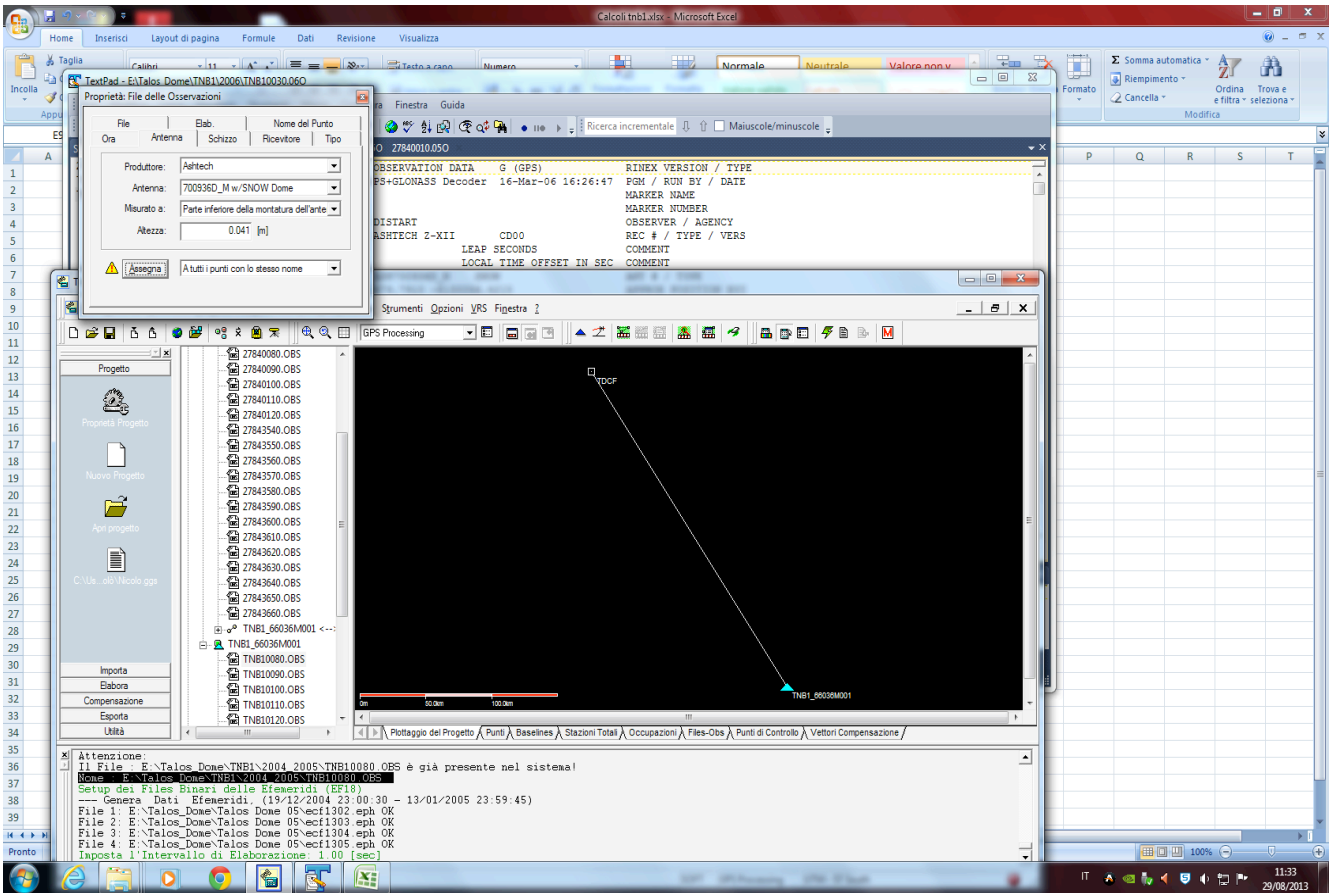
A. Capra et al.

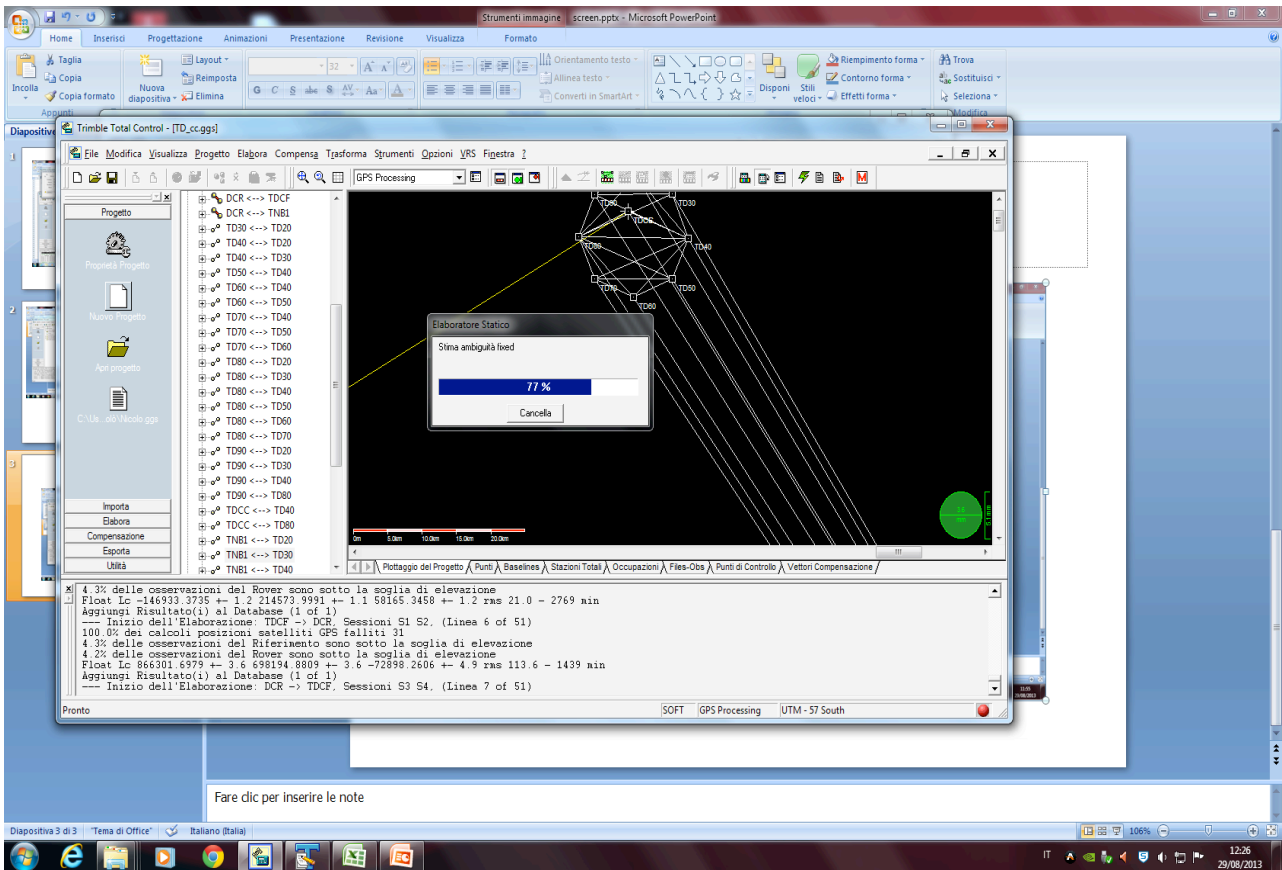
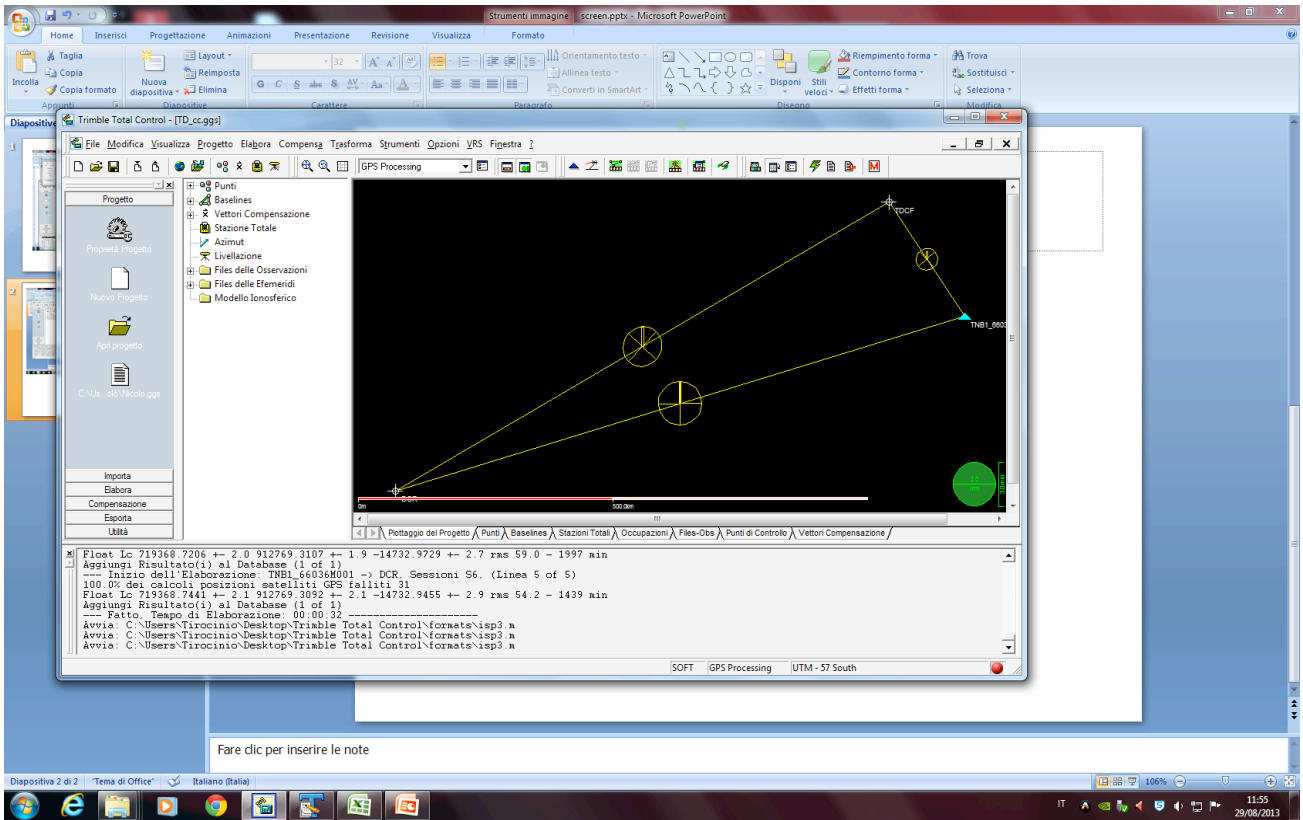


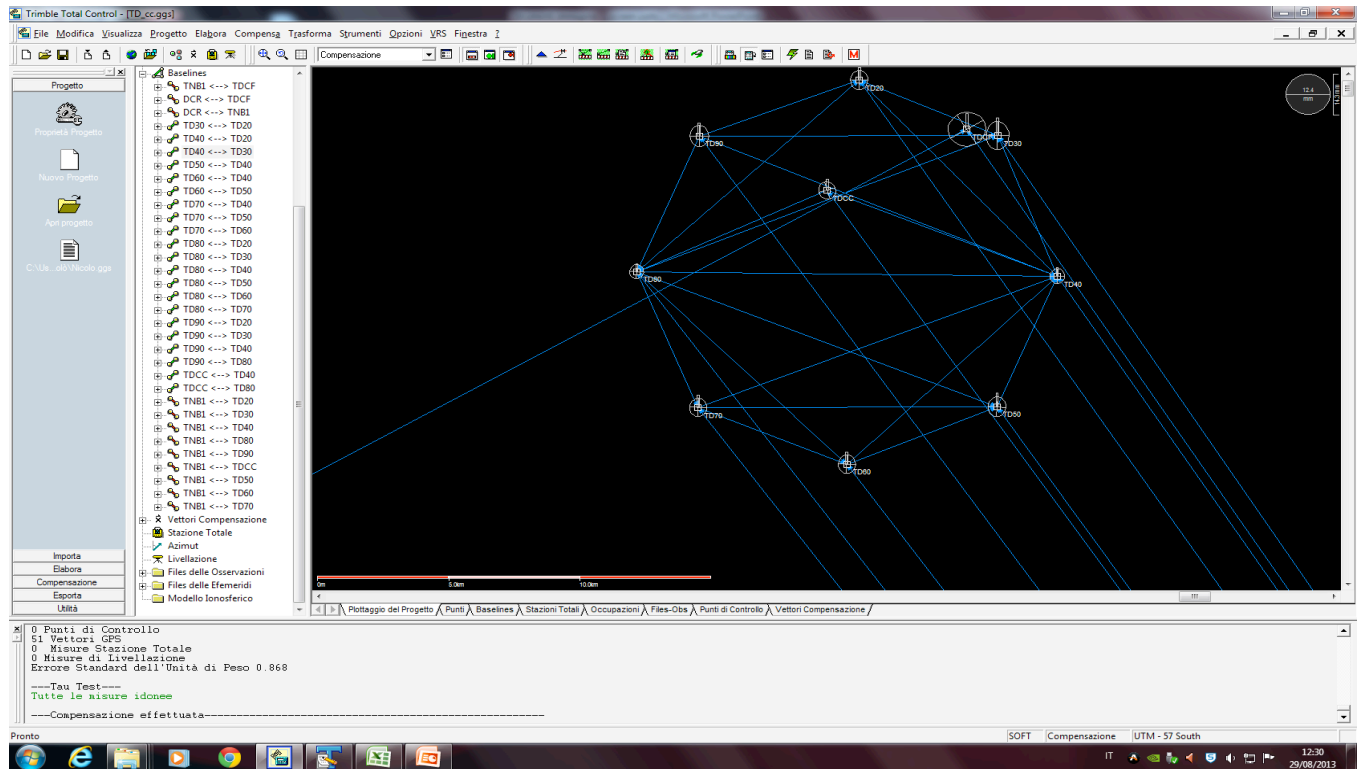
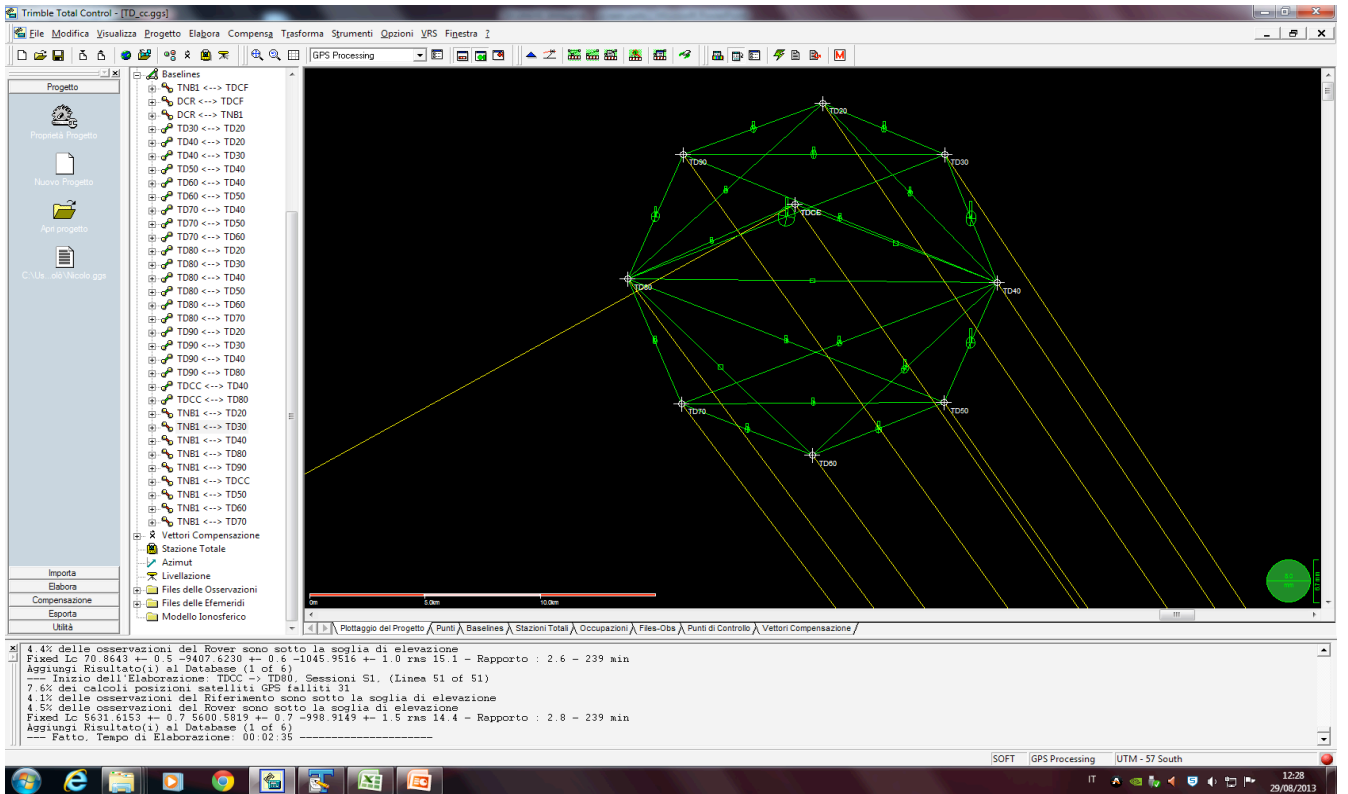
Fig. 7 The monument of TNB1 GPS permanent station. In the small upper-right inset, a black circle highlights the location of the GPS site in the vicinity of the Mario Zucchelli Station (MZS).

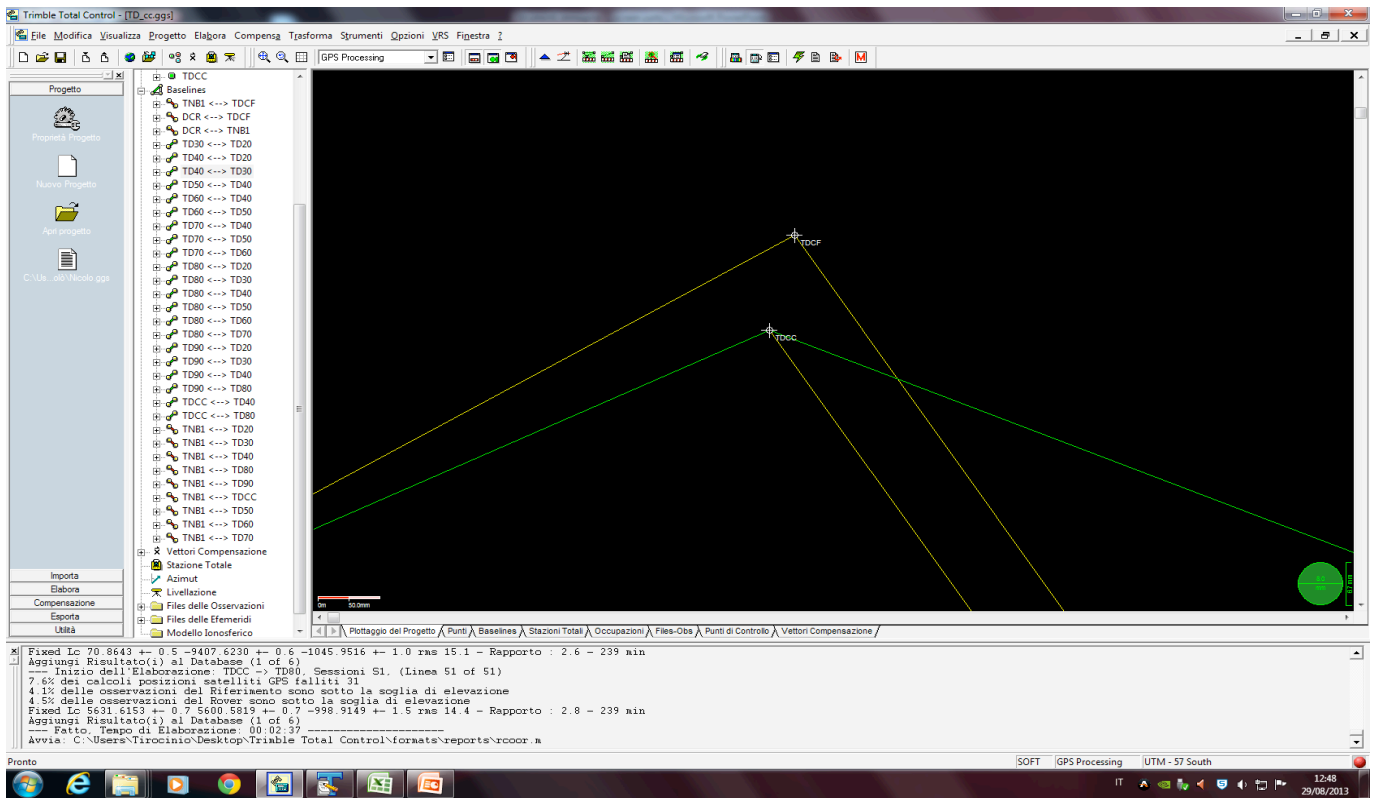
Nelle pagine seguenti si può ritrovare una piccola appendice di calcolo dove si può osservare la schermata dei risultati del calcolo delle coordinate della rete di Talos Dome ottenuta tramite il programma Trimble Total Control.

Mentre di seguito si riporta una carrellata di screenshots a testimonianza del procedimento descritto nel capitolo riguardante il caso di studio di questa tesi.









.Rapporto sulle coordinate(Appendice di calcolo)

User Name	Unibo	Date & Time	12:42:7 29/8/2013
Coordinate System	UTM	Zone	57 South
Project Datum	WGS	Geoid Model	EGM96 (Global)
Coordinate Units	Metro		
Distance Units	Metro		
Height Units	Metro		
Angle Units	Gradi		

Informazioni sul Punto

N° P.to	Cod P.to	Info. P.to	Fix	Compensato	Locale	Controllo
TDCF			Nome:	Si	Nome:	Nome:
TNB1			Si	Si	Nome:	Nome:
DCR			Nome:	Si	Nome:	Nome:
TD20			Nome:	Si	Nome:	Nome:
TD30			Nome:	Si	Nome:	Nome:
TD40			Nome:	Si	Nome:	Nome:
TD50			Nome:	Si	Nome:	Nome:
TD60			Nome:	Si	Nome:	Nome:
TD70			Nome:	Si	Nome:	Nome:
TD80			Nome:	Si	Nome:	Nome:
TD90			Nome:	Si	Nome:	Nome:
TDCC			Nome:	Si	Nome:	Nome:

1. Coordinate Geocentriche Cartesiane

N° P.to	X	Y	Z
TDCF	-1770793.6537m	677055.5288m	-6071909.6860m
TNB1	-1623860.2477m	462481.5297m	-6130075.1850m
DCR	-904491.8987m	1375250.3657m	-6144808.0788m
TD20	-1775342.5102m	677491.2792m	-6070538.1585m
TD30	-1775155.4122m	671775.2120m	-6071214.5060m
TD40	-1770722.8780m	667647.9812m	-6072956.5422m
TD50	-1765019.9086m	667914.0231m	-6074577.7588m
TD60	-1760834.0711m	672422.4639m	-6075285.6336m
TD70	-1760913.9720m	678524.1198m	-6074593.8903m
TD80	-1765162.1270m	682656.1861m	-6072909.5056m
TD90	-1771073.6835m	682379.4990m	-6071230.9803m

TDCC -1770793.7423m

677055.6042m

-6071910.5906m

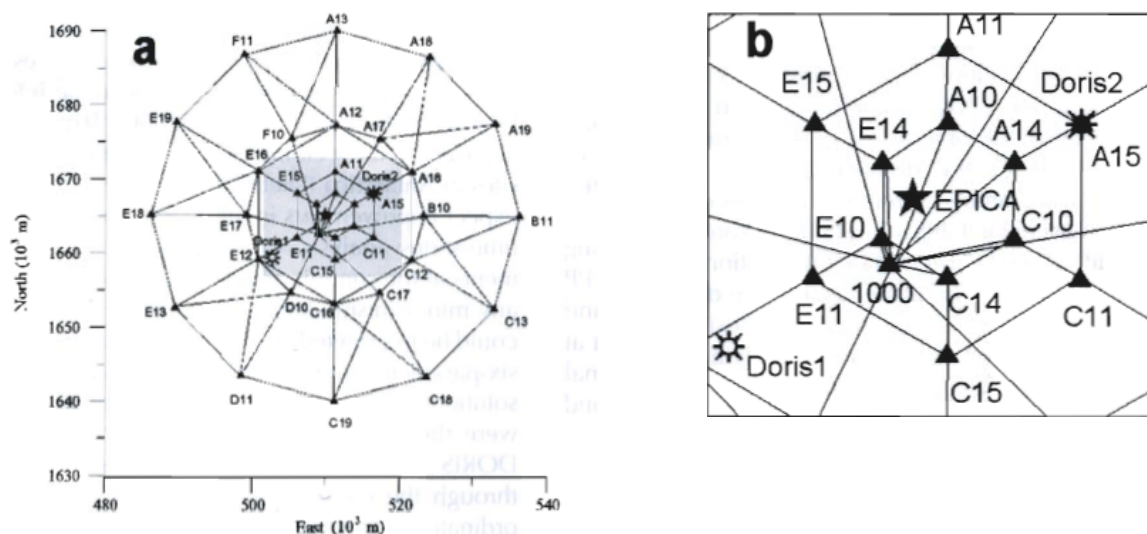
2. Coordinate Geografiche WGS84

N° P.to	Latitudine	Longitudine	Quota
<u>TDCF</u>	S 72° 46' 09.71198"	E 159° 04' 33.07754"	2347.4683m
<u>TNB1</u>	S 74° 41' 55.83924"	E 164° 06' 10.24861"	98.2364m
<u>DCR</u>	S 75° 05' 59.66126"	E 123° 19' 57.43538"	3275.7430m
<u>TD20</u>	S 72° 43' 40.93790"	E 159° 06' 45.23742"	2343.9693m
<u>TD30</u>	S 72° 44' 55.32734"	E 159° 16' 18.35393"	2335.4209m
<u>TD40</u>	S 72° 48' 04.60445"	E 159° 20' 28.08986"	2339.5439m
<u>TD50</u>	S 72° 51' 01.51631"	E 159° 16' 20.97007"	2340.9146m
<u>TD60</u>	S 72° 52' 19.44681"	E 159° 05' 57.41184"	2336.4381m
<u>TD70</u>	S 72° 51' 03.23249"	E 158° 55' 37.48966"	2341.3741m
<u>TD80</u>	S 72° 47' 59.24439"	E 158° 51' 23.73811"	2341.7561m
<u>TD90</u>	S 72° 44' 56.41708"	E 158° 55' 43.51443"	2342.1776m
<u>TDCC</u>	S 72° 46' 09.71724"	E 159° 04' 33.07332"	2348.3649m

3. Coordinate della Griglia Nazionale

N° P.to	Northing	Easting	Quota	Elevazione
<u>TDCF</u>	1925246.3852m	502507.9773m	2347.4683m	2403.2168m
<u>TNB1</u>	1703540.0644m	650140.9706m	98.2364m	153.4866m
<u>DCR</u>	1363609.1619m	-466176.5053m	3275.7430m	3312.9929m
<u>TD20</u>	1929854.4061m	503730.3982m	2343.9693m	2399.6212m
<u>TD30</u>	1927532.4915m	508995.7373m	2335.4209m	2390.8319m
<u>TD40</u>	1921655.8655m	511258.6276m	2339.5439m	2394.8970m
<u>TD50</u>	1916185.6477m	508968.2414m	2340.9146m	2396.4285m
<u>TD60</u>	1913788.5308m	503263.5469m	2336.4381m	2392.2555m
<u>TD70</u>	1916151.3879m	497600.1312m	2341.3741m	2397.4488m
<u>TD80</u>	1921848.3134m	495266.7051m	2341.7561m	2397.8984m
<u>TD90</u>	1927517.6990m	497641.7080m	2342.1776m	2398.1548m
<u>TDCC</u>	1925246.2220m	502507.9384m	2348.3649m	2404.1134m

5 Dome Concordia



Nelle due immagini soprastanti si può osservare la rete gps costituita da 37 punti posizionata nella zona di Dome Concordia

Dome Concordia è stato scelto per un programma di carotaggi europeo chiamato EPICA. Lo scopo dei rilevamenti è quello di produrre dati accurati per lo studio della dinamica del ghiaccio facendo affidamento su una rete di 37 pali con meccanismi del tutto simili a quelli illustrati per la più piccola rete presente a Talos Dome.

Di seguito si riporta una descrizione della rete GPS

La rete geodetica GPS è costituita da 37 stazioni posizionate in quattro anelli concentrici a distanze crescenti (3 , 6 , 12,5 e 25 km) dalla vetta topografica del Duomo. Il centro della rete è stato stabilito sulla base dei primi dati topografici dettagliati della superficie ottenuti tramite tecnologia radar, tutto questo venne accoppiato con un rilievo GPS effettuata durante il 1994-1995. La posizione del vertice ottenuta da indagini precedenti ($75^{\circ} 06'06.35''$ S , $123^{\circ} 23'42.76''$ E) è stata confermata da successivi dettagliati rilievi GPS eseguiti nel 1995 /96. Il campo base estivo situato presso DC ($75^{\circ} 06'04''$ S , $123^{\circ} 20'52''$ E) , dove si trova il luogo di perforazione EPICA , è spostato di circa 1400 m ad ovest del Duomo. La configurazione di rete è considerata appropriata per rilevare l' atteso modello radiale di spostamento orizzontale. La rete GPS è stata rilevata due volte , durante due spedizioni, con lo scopo di determinare movimenti relativi al sito di perforazione . La posizione assoluta della rete è stata ottenuta sia attraverso misurazioni DORIS (strumentazione che sfrutta l'effetto Doppler e attraverso una connessione GPS alle più vicine stazioni permanenti GPS . Le misure DORIS e GPS sono state collegate tra loro tramite rilievi statici . Le velocità del ghiaccio intorno alla zona di Dome C sono state pertanto ritenute dell'ordine di pochi cm per anno nella porzione centrale della rete (corrispondente al vertice del duomo) e sono stati poi previsti in aumento verso la parte esterna della rete. Al fine di ottenere la massima precisione attorno alla sommità della cupola, è stato aumentato il numero di baselines gps nella porzione centrale della rete. Allo stesso tempo, per la geometria della rete si sono dovuti considerare diversi problemi riguardanti i requisiti per rilevare movimenti della superficie su di una vasta area e i relativi vincoli logistici. La rete è stata istituita e

esaminato per la prima volta nel dicembre 1995 utilizzando ricevitori Trimble doppia frequenza GPS. I segnali GPS a doppia frequenza sono stati acquisiti in una stazione presso il campo base per tutte le sessioni di misura. Durante la prima campagna, l'occupazione era 1 ora per brevi distanze (<5 km) e fino a 2,5 ore per i punti esterni, garantendo lo stesso livello di precisione per l'intera rete. Durante la campagna 1999, la presenza di veicoli ITASE a Dome C ha consentito la possibilità di fare stazione al confine della rete anche durante la notte, in modo che fosse possibile programmare sessioni GPS prolungate. Sono stati adottati come parametri di riferimento pali di alluminio di 12 cm di diametro e lunghi 3 m, affondati nella neve per almeno 2 metri e sormontati da un dispositivo per la centratura forzata delle antenne GPS. Il software GeoGenius 2000 GPS è stato utilizzato per elaborare la rete GPS, mentre il software Bernese GPS V.4.2 (Università di Berna) è stato utilizzato per trattare le lunghe connessioni statiche. Questi pacchetti software hanno consentito l'uso di dati IGS precisi (International GPS Service) e di modelli per lo studio delle variazioni del centro di fase delle antenne mediante l'elevazione satellite. GeoGenius utilizza un approccio singolo per quanto riguarda le baselines, seguita da una compensazione ai minimi quadrati. Si consideri un livello di confidenza del 95%, l'incertezza stimata per le misure di velocità relative a Dome C è ± 7 mm all'anno per la componente orizzontale del flusso di ghiaccio in superficie, e ± 9 millimetri per anno per la componente verticale. Il metodo delle doppie differenze è stato utilizzato per baselines molto brevi (<5 km), mentre, a causa degli elevati effetti ionosferici su acquisizioni GPS per baselines più lunghe abbiamo scelto il metodo delle doppie differenze iono free.

5.1 Distribuzione spaziale e temporale dell'accumulo

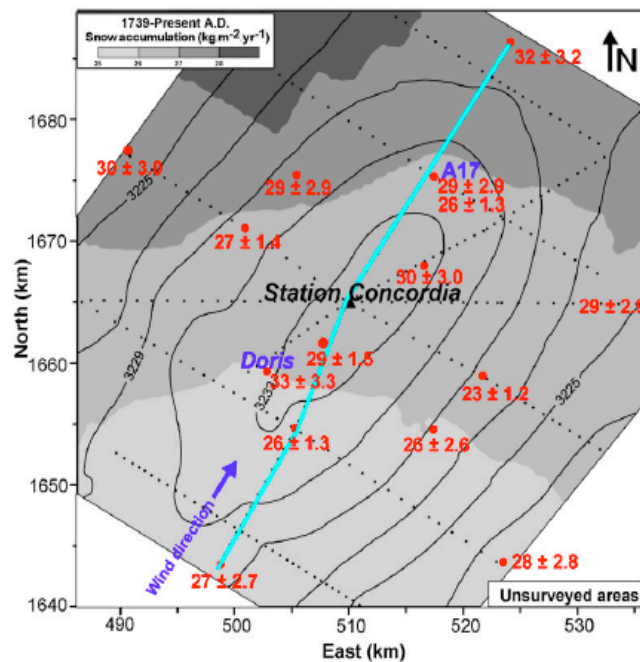


Fig. 6. Dome C snow accumulation map ($\text{kg m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) based on snow radar data (L5: 1710–2000 AD) and snow accumulation values (in red) derived from firn core analysis (tritium/ β marker: 1965–2000 AD). Contour lines of surface topography are placed at 2 m intervals. The dashed line indicates snow radar profiles. The cyan line indicates the elevation and snow radar profile of Fig. 7.

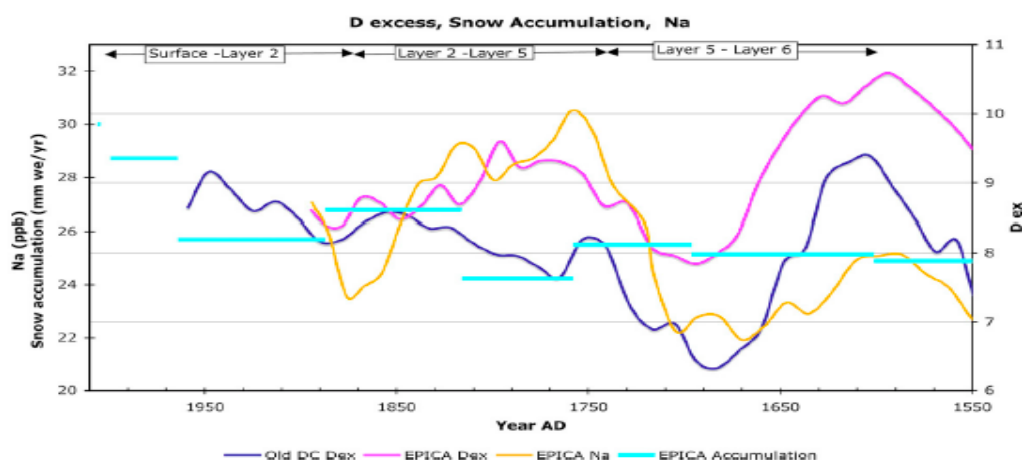
I contorni delle linee di livello, come si può osservare dalla figura soprastante mostrano che la caratteristica più importante della superficie di Dome Concordia è la sua forma ellittica, con l'asse minore (NW- SE), inferiore di circa il 70% del semiasse maggiore (SW - NE) asse. La direzione di allungamento della cupola è parallela alla direzione prevalente del vento SW - NE. Un confronto dell' accumulo di neve dei due carotaggi, trivellati a decine di metri di distanza, rivela una differenza dell' 11 % in accumulo per il marcatore trizio / beta. Un confronto dei dati accumulo di neve derivati da 16 carotaggi (usando marcatori Tambora) e dalle isocrone GPR (utilizzando la funzione EPICA profondità - età) si nota che è in buon accordo con l'errore sperimentale. La differenza dei valori di accumulo di neve tra i carotaggi e i dati radar riflette le differenze temporali e spaziali tra le aree campione, la variabilità nella scala dell'accumulo di neve e l'aumento di accumulo di neve in DC dal 1960. Lo spessore degli strati GPR aumenta da sud a nord (fino a 1,5 m in 50 km ;). La profondità degli strati e il relativo aumento di accumulo è più pronunciato a Nord della Stazione Concordia. L' incremento di profondità è equivalente ad un aumento in direzione Sud-Nord nel tasso di accumulo della neve di circa $0,02 \pm 0,01 \text{ kg per km m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ a Sud della stazione di Concordia e di circa $0.08 \pm 0.01 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ a Nord della Stazione Concordia. La mappa e il profilo di accumulo della neve rappresentate nella figura iniziale mostrano chiaramente questo modello, con un marcato aumento di accumulo nella parte settentrionale di DC. Purtroppo questo modello di accumulo è stato mal definito a causa di una incertezza eccessiva nelle misure.

Questo gradiente spaziale di accumulo di neve è presente in tutti gli strati , ma è più osservabile negli strati più profondi . Le seguenti osservazioni , in aggiunta al modello di accumulo locale discusso sopra , indicano che DC è un'area chiave che segna il cambiamento nella distribuzione di accumulo , con una diminuzione del gradiente di accumulo a sud e est:

- (1) il gradiente di accumulo basato sul marcatore Tambora è di $0,01 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1} \text{ km}^{-1}$ tra Vostok e DC (650 km) e $0,08 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1} \text{ km}^{-1}$ tra DC e il vecchio Dome C (55 km a NE di DC.),
- (2) La profonda sezione SW- NE effettuata con il radar (lunga 800 km) centrata in DC mostra una relativamente brusco aumento del tasso di accumulo solo a NE di DC;
- (3) Gli attuali dati regionali di accumulo da Ovest a Est mostrano una diminuzione dell'accumulo nella parte orientale di Dome Concordia,
- (4) I valori $\delta^{18}\text{O}$ per i siti a Est di DC lungo il tratto DC- Baia Terra Nova sono più negativi di quelli per i tratti a Nord e a Ovest, probabilmente a causa del decadimento di un isotopo.

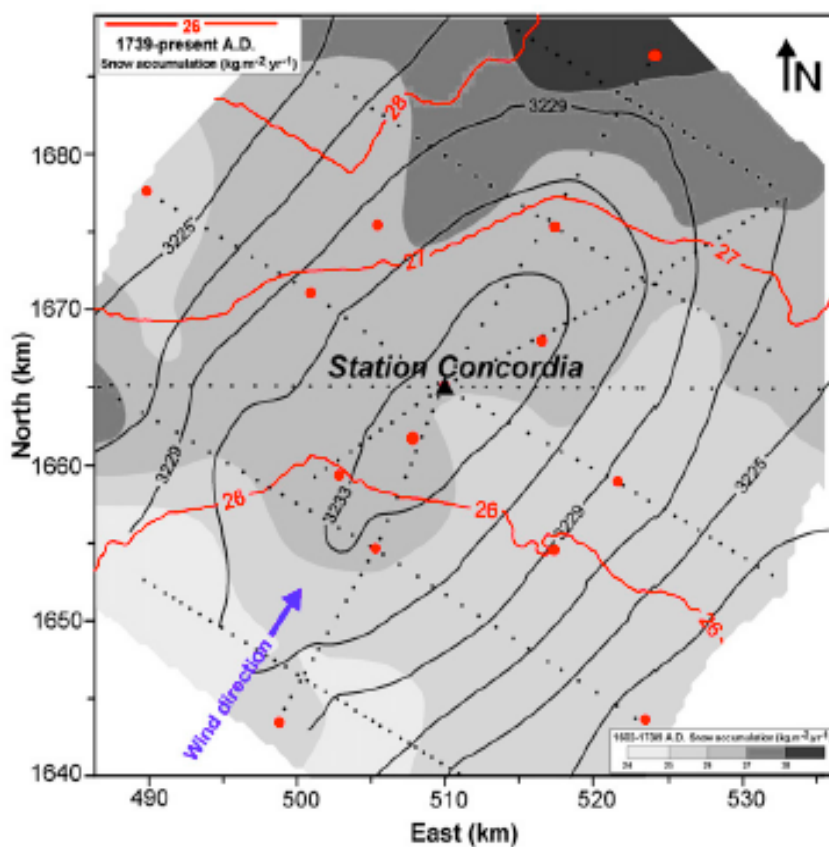
Utilizzando i picchi vulcanici di nssSO_4^{2-} degli ultimi 500 anni , una analisi di un campione accumulo di neve da parte del progetto EPICA EDC96 dimostra che l'accumulo è stato inferiore ($<25 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) durante il periodo di Kuwae - Tambora (1460-1816 dC) confrontato con il periodo che va dal Tambora ad oggi ($>26 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) . Utilizzando una rete di pali a 25 km di distanza da Concordia Station ($39 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$; 1996-1999 dC) e marcatori della bomba atomica per 18 carotaggi si è osservato un incremento recente dell' accumulo di neve confrontato con il periodo Tambora ($25.3 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ 1816-1998 dC) .

Nel 2004 è entrata in funzione un' altra rete con il compito di effettuare misurazioni a cadenza stagionale, confermando un aumento significativo dell' accumulo osservato ($32 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Inoltre, la variabilità temporale del deuterio in eccesso mostra un cambiamento nell' origine dell' umidità atmosferica tra il 1580 e il 1710 dC e dal 1710 dC ad oggi come evidenziato dal grafico sottostante.



Al contrario le traiettorie delle correnti d' aria rivelano che le conseguenti traiettorie di nevicata per la zona di Dome Concordia vengono dal Nord. L' attuale profilo di

paleo accumulo è guidato dalla direzione della nevicata e la sua interazione con l' orografia del territorio . Le modifiche suggerite nel eccentricità del vortice polare durante i periodi glaciali passati, insieme con una variazione del percorso atmosferico di nevicata (da N a NE e / o E), può aver influenzato la distribuzione di accumulo e la forma / posizione della cupola . Una ricostruzione del tasso di accumulo della calotta a Ridge B mostra che il fianco occidentale dello spartiacque glaciale presenta nettamente più accumulo che a Oriente , inoltre , i dati per gli ultimi 124 mila anni mostrano variabilità temporale e spaziale in tutto lo spartiacque glaciale Ridge B. L'analisi dei dati di distribuzione del paleo accumulo GPR rivela un modello generale di aumento e di diminuzione dei tassi di accumulazione , con il valore più basso che cade nel periodo 1602-1739 dC e il più alto dal 1739 al 1869 AD. Sulla base dei dati di distribuzione del paleo accumulo per le aree meridionali e orientali di DC , la distribuzione di accumulo non sembra aver cambiato in modo significativo tra il passato e il presente . Nella parte settentrionale , invece , il modello di distribuzione del paleo accumulo mostra una rotazione antioraria da Est a Ovest , con un aumento della asimmetria tra lo schema accumulazione e la forma morfologia della cupola. Sulla base di osservazioni a diversi siti in Antartide orientale, un aumento di accumulo si è verificato nel corso degli ultimi due secoli, e nel periodo tra il 1960 e il 1990 , con variazione ciclica a scala decennale .



Mappa del paleo accumulo basata su dati radar, le line rosse vanno da oggi al 1739, le curve di livello sono poste a 2 metri di intervallo

Tuttavia , nessun aumento significativo è stato osservato dal 1990 in diversi siti in Antartide Orientale.

L'accumulo di neve in tutto il continente è stato indagato dal 1950 combinando sia simulazioni che osservazioni fatte principalmente da carotaggi, e la ricerca suggerisce che non vi è stato alcun aumento sostanziale , ma piuttosto una leggera flessione dell' accumulo negli ultimi dieci anni.

L' aumento significativo di accumulo di neve osservato attorno a Dome Concordia dal 1990 , ma non in altri siti Antartide orientale , potrebbe essere correlato con uno strano aumento delle precipitazioni nei siti .

Tuttavia, una diversa traiettoria della nevicata potrebbe pure comportare un aumento di accumulo , data la diversa distribuzione spaziale nel sito duomo.

5.2 Cambiamenti di velocità del ghiaccio

Le misure GPS indicano che i poli vicini al vertice di DC si sposta fino a pochi mm all' anno, mentre poli situati a 25 km dalla vetta si spostano fino a 211 millimetri per anno.

Due anni di rilevamenti GPS continui presso la stazione Concordia consente la determinazione della velocità assoluta che si attesta attorno a $10,9 \pm 0,6$ mm all' anno con una direzione di 302° . Il movimento assoluto di Dome Concordia è compreso all' interno di un errore strumentale di ± 7 mm all' anno.

Nel raggio di 25 km da Dome Concordia, lo spessore del ghiaccio e la topografia del substrato roccioso oscilla con ampiezze fino a ± 400 m , con uno spessore maggiore osservabile a Nord e minore al Sud. I calcoli sulla velocità basati sul sistema Legresy sono in accordo con le misure di velocità del ghiaccio e i limiti di rilevazione.

Il maggiore spessore nella zona a nord di Dome Concordia compensa il relativo maggior accumulo nel bilancio di velocità relativamente maggiore accumulo di velocità equilibrio.

La combinazione di un basso gradiente di accumulo ($0.02-0.08 \text{ kg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ per km) , di una bassa pendenza (inferiore a 0,5 m per km) e relativamente grandi variazioni dello spessore del ghiaccio (± 400 m) ostacola il rilevamento delle variazioni della velocità del ghiaccio (± 7 millimetri per anno) o del tasso di deformazione usando il GPS.

In futuro, la ripetizione delle misure della rete di deformazione di Dome Concordia consentirà rilevazione di possibili variazioni nella velocità del ghiaccio nel settore settentrionale della cupola, ma solo una quarta ripetizione svoltasi più di 15 anni dopo le prime misurazioni consentirà di rilevare una eventuale variazione di velocità .

6 CONCLUSIONI

La mappa di accumulo ottenuta da dati radar per lo studio del manto nevoso rivelano una notevole variabilità spaziale del tasso di accumulo di neve a Talos Dome e Dome C. Le distribuzioni di accumulo non sono simmetriche rispetto alla morfologia della cupola, e il modello di distribuzione di accumulo è cambiato nel corso degli ultimi secoli. A Talos Dome il valore di accumulo per il periodo 1835-1920 dC è significativamente inferiore rispetto ai valori del precedente (1635-1835 dC) e del successivo periodo (1920-2001 dC) nella parte SW, mentre nella porzione situata a NE, l'accumulo nello stesso periodo è più simile a quello osservato per gli altri due periodi.

La distribuzione del paleo accumulo a Talos Dome mostra una diminuzione del gradiente di accumulo lungo la direzione del vento, che potrebbe essere dovuta a cambiamenti nel processo di accumulazione guidato dal vento. Le misure GPS ripetute effettuate a Talos Dome hanno evidenziato delle variazioni nella velocità del ghiaccio, con una diminuzione della velocità nella porzione situata a NE e un aumento dell'ordine di mm anno^{-2} nella porzione SW. In conseguenza delle mutate condizioni di accumulo, il vertice Talos Dome ha probabilmente migrato a SE nel corso degli ultimi secoli.

I risultati nella parte settentrionale di Dome C indicano che la distribuzione dell'accumulo ha subito una rotazione antioraria negli ultimi 260 anni (dal 1739 dC al presente) rispetto al modello che comprende i 130 anni precedenti (1602-1739 dC). In entrambi i Duomi, abbiamo osservato un cambiamento nella configurazione della distribuzione su scala secolare e un aumento significativo dell'accumulo a Dome C dal 1990, che potrebbe essere correlato con i cambiamenti nei modelli di accumulo della neve che riflettono un cambiamento della traiettoria della nevicata.

La differenza tra presente e passato nell'accumulo rivela che la dinamica delle cupole cambiano da scala decennale a scala secolare. I meccanismi di distribuzione dell'accumulo di neve sono differenti per le due cupole: un processo di accumulo guidato dal vento opera a Talos Dome, mentre per Dome C il fattore principale risulta essere la traiettoria delle nevicate.

La variabilità spaziale dell'accumulo di neve su scala chilometrica risulta essere molto importante nella calotta antartica ed anche presso il sito del duomo ed è dello stesso ordine di grandezza o maggiore della variabilità temporale su scala pluridecennale/secolare. Inoltre, i passati cambiamenti nella distribuzione dell'accumulo nevoso hanno conseguenze sulla direzione del flusso del ghiaccio e sulla morfologia dello spartiacque glaciale del duomo. Lo studio della posizione e delle caratteristiche ambientali dello spartiacque glaciale nelle attuali condizioni climatiche aiuterà a determinare le variazioni passate dello spartiacque e delle posizioni del duomo.

Il cambiamento in atto non può essere rilevato tramite misurazioni su scala annuale, anzi, sono richieste misurazioni ripetute abbracciano diversi decenni.

Le misure GPS indicano che i vertici delle cupole indagati si spostano fino a pochi mm / anno, a questo livello di risoluzione, misure globali e relative della velocità della superficie del ghiaccio debbono avvalersi di lunghe serie temporali GPS per raggiungere la massima affidabilità rispetto alla deriva dei continenti

1. Per preservare la funzionalità delle reti per lo studio delle deformazioni installate presso Dome C e Talos Dome è necessario aggiungere delle estensioni nei pali prima che la neve li sommerga completamente
2. Al fine di studiare gli effetti della variabilità spaziale dell' accumulo di neve che si presenta in maniera non simmetrica rispetto alla morfologia del duomo è necessario ripetere delle misurazioni per diversi decenni
3. il GPS situato sul tetto della stazione permanente ha dimostrato la capacità del GPS di acquisire dati per diversi anni a Dome C aprendo la possibilità di utilizzare stazioni permanenti GNSS per scopi glaciologici sul plateau Antartico ma per capire gli effetti locali indotti dalla struttura degli edifici la stazione permanente deve essere collegata a sistema sommerso per lo studio della velocità chiamato coffee-can

7 BIBLIOGRAFIA

Brook E. ; Windows on the greenhouse

A. Capra, M. Dubbini, A. Galeandro, L. Gusella, A. Zanutta, G. Casula, M. Negusini, L. Vittuari, P. Sarti, F. Mancini, S. Gandolfi, M. Montaguti, G. Bitelli, *VLNDEF Project for Geodetic Infrastructure Definition of Northern Victoria Land, Antarctica*, in: *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica, An Overview in the IPY Perspective*, BERLIN HEIDELBERG, Springer-Verlag, 2008, pp. 37 - 72 (Earth and Environmental Science)

S. Danesi, M. Dubbini, A. Morelli, L. Vittuari, S. Bannister, *Joint Geophysical Observations of Ice Stream Dynamics*, in: *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica*, BERLIN HEIDELBERG, Springer-Verlag, 2008, pp. 281 – 298

King M.A., Z. Altamimi, J. Boehm, M. Bos, R. Dach, P. Elsegui, F. Fund, M. Hernández-Pajares, D. Lavallée, P.J. Mendes Cerveira, N. Penna, R.E.M. Riva, P. Steigenberger, T. van Dam, L. Vittuari, S. Williams, P. Willis, *Improved Constraints to Models of Glacial Isostatic Adjustment: A Review of the Contribution of Ground-based Geodetic Observations*, «SURVEYS IN GEOPHYSICS», 2010, 31, pp. 465 – 507

K.G. Strassmeier, K. Agabi, L. Agnoletto, A. Allan, M. I. Andersen, W. Ansoerge, F. Bortoletto, R. Briguglio, J.-T. Buey, S. Castellini, V. Coud'e du Foresto, L. Dam'e, H. J. Deeg, C. Eiroa, G. Durand, D. Fappani, M. Frezzotti, T. Granzer, A. Gröschke, H. J. Kärcher, R. Lenzen, A. Mancini, C. Montanari, A. Mora, A. Pierre, O. Pirnay, F. Roncella, F.-X. Schmider, I. Steele, J.W. V. Storey, N. F. H. Tothill, T. Travouillon, L. Vittuari, and M. Weber, *Telescope and instrument robotization at Dome C*, «ASTRONOMISCHE NACHRICHTEN», 2007, AN 328, No. 6, pp. 451 - 474

L. Vittuari, C. Vincent, M. Frezzotti, F. Mancini, S. Gandolfi, G. Bitelli, A. Capra, *Space Geodesy as a tool for measuring ice surface velocity in the Dome C region and along the ITASE traverse*, «ANNALS OF GLACIOLOGY», 2004, 39, pp. 402 – 408

Zanutta A., Vittuari L., Gandolfi S., *Geodetic GPS-based analysis of recent crustal motions in Victoria Land (Antarctica)*, «GLOBAL AND PLANETARY CHANGE», 2008, 62, pp. 115 - 131