



POLITECNICO
MILANO 1863

Bilancio di massa del ghiacciaio Perito Moreno tramite remote sensing e misure radar

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
INGEGNERIA PER L'AMBIENTE E IL TERRITORIO

Author: **Claudia Riggio**

Student ID: 997044

Advisor: Prof. Daniele Bocchiola

Co-advisors: Leonardo Stucchi

Academic Year: 2022-23

Abstract

This thesis proposes an innovative approach to calculate the mass balance of the terminal area of Perito Moreno, a stable glacier in Argentine Patagonia. The calculation of the mass balance is based on a system that uses information about the thickness of the glacier in two sections and displacement trajectories. Trajectories are plotted using an average velocity field derived from four years of Sentinel-2 satellite images (2019-2023). *Templatematch*, a code from *ImGraft*, is used to calculate velocity fields using Orientation Correlation, following the shifts between two images. The trajectories were plotted with a function in MATLAB environment. From the results, only those trajectories reaching the front were selected and the more irregular ones were shortened. Ablation is calculated between two sections where bed elevation traces are known from measurements taken by Stuefer 1999, while values from ASTER DEM v003 were extracted for the surface. Ablation is calculated for each pair of trajectories using a mass balance formula based on glacier stability. Included in the calculation are the initial and final section area, the surface area between the trajectories and the average velocity. From this it was possible to perform a quality analysis of the ablations obtained based on the irregularity of the trajectories used. The results indicate an average ablation of 13.00 m day^{-1} , a value in line with in situ measurements. Finally, a model was used to calculate the annual mass balance based on temperature and a degree-day factor. This is used to calibrate a degree-day associated with the ablation of the proposed method, obtaining a value of $5.53 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1}\text{day}^{-1}$, which is confirmed by the literature data.

Abstract in lingua italiana

La presente tesi propone un approccio innovativo per calcolare il bilancio di massa dell'area terminale del Perito Moreno, un ghiacciaio stabile della Patagonia Argentina. Il calcolo del bilancio di massa si basa su un sistema che impiega informazioni di spessore del ghiacciaio in due sezioni e sulle traiettorie di spostamento. Le traiettorie sono tracciate utilizzando un campo di velocità medio derivato da quattro anni di immagini satellitari Sentinel-2 (2019-2023). Templatematch, codice di ImGraft, viene impiegato per calcolare i campi di velocità utilizzando l'Orientation Correlation, seguendo gli spostamenti tra due immagini. Le traiettorie sono state tracciate con una funzione in ambiente MATLAB. Dai risultati sono state selezionate solo quelle che giungono al fronte e sono state accorciate quelle più irregolari. L'ablazione viene calcolata tra due sezioni dove sono note le tracce di elevazione del letto grazie alle misurazioni effettuate da Stuefer 1999, mentre per la superficie sono stati estratti i valori dell'ASTER DEM v003. L'ablazione viene calcolata per ogni coppia di traiettorie con una formula di bilancio di massa basata sulla stabilità del ghiacciaio. Nel calcolo sono incluse: l'area della sezione iniziale e finale, l'area superficiale tra le traiettorie e la velocità media. Da questo è stato possibile effettuare un'analisi di qualità delle ablazioni ottenute in base all'irregolarità delle traiettorie usate. I risultati indicano un'ablazione media di $13.00 \text{ m giorno}^{-1}$, valore in linea con le misure in situ. Infine è stato utilizzato un modello per calcolare il bilancio di massa annuale basato sulle temperature e degree-day. Questo viene utilizzato per calibrare un degree-day associato all'ablazione del metodo proposto ottenendo un valore di $5.53 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1}\text{giorno}^{-1}$, confermato dai dati in letteratura.

Parole chiave: ghiacciaio, calving, ablazione, bilancio di massa, feature tracking, campo di velocità, stabilità, perito moreno

Contents

Abstract	i
Abstract in lingua italiana	iii
Contents	v
1 Introduzione	1
1.1 Ghiacciai nel sesto rapporto dell'IPCC	1
1.2 Obiettivi	3
2 Contesto geografico	5
2.1 Sito di studio	5
2.1.1 Il Southern Patagonian Icefield	5
2.1.2 Il Clima	7
2.2 Il Perito Moreno	11
2.2.1 La velocità	14
2.2.2 La stabilità del ghiacciaio e la sua evoluzione	16
2.2.3 Il Lago Argentino	17
2.2.4 Calving e diga glaciale	18
3 Campo di velocità	19
3.1 Immagini satellitari di Sentinel-2	19
3.2 ImGRAFT Templatematch	22
3.2.1 Funzionamento di Templatematch	22
3.2.2 Griglie usate	24
3.2.3 Metodo di stima del campo di velocità	24
3.2.4 Parametri	26
3.2.5 Outliers	28
3.3 Risultati: Campi di velocità	29

3.4	Confronto con le misure di velocità di Stuefer	31
3.4.1	Confronti con il profilo B	33
3.5	Velocità medie	35
4	Traiettorie del flusso	39
4.1	I punti di partenza	39
4.2	Metodo di individuazione delle traiettorie	40
4.3	Risultato	42
4.3.1	Selezione dati ottenuti	43
4.4	Analisi dell'inclinazione dei vettori velocità	44
5	Spessore del ghiacciaio	47
5.1	Elevazione del letto	47
5.2	Elevazione della superficie del ghiacciaio	49
5.2.1	GMTED 2010 e SRTM 2000	49
5.2.2	ASTER GDEM v003	51
5.2.3	Rappresentazione degli spessori usati	53
6	Ablazione	55
6.1	Le ipotesi	55
6.2	La formula	55
6.3	L'ablazione per coppie di punti	57
6.3.1	Dati per singola traiettoria	58
6.3.2	Dati per area	58
6.3.3	Risultati: Ablazione	60
6.4	Variante: ghiacciaio come unico concio	63
6.5	Confronto con le misure di ablazione di Stuefer	64
7	Modello alternativo per ablazione e degree day	67
7.1	Dati di temperatura	67
7.2	Divisione in fasce di quota	69
7.3	Calibrazione del degree-day	70
7.4	Confronto dei risultati con i dati in letteratura	71
8	Conclusioni e sviluppi futuri	73
	Bibliography	77

List of Figures	83
List of Tables	87
Ringraziamenti	89

1 | Introduzione

Nel contesto attuale di cambiamento climatico e crescente scarsità di risorse idriche il ruolo della criosfera ricopre un'importanza cruciale per la terra e per l'uomo. I ghiacciai, imponenti testimonianze di antiche ere glaciali, nella loro dinamicità rappresentano uno degli elementi più suscettibili al cambiamento climatico. Per millenni hanno trattenuto considerevoli volumi d'acqua il cui rilascio e successivo accumulo stagionale è rimasto in equilibrio fino agli ultimi decenni. Lo scioglimento stagionale dei ghiacciai fornisce risorse idriche ai centri abitati che fanno parte del suo bacino idrografico per irrigare, approvvigionare e produrre; si può dire che tutte le persone del mondo dipendono direttamente o indirettamente dalla criosfera [10]. La comprensione di questo legame tra popoli e ghiacciai è diventata sempre più rilevante nel contesto attuale di surriscaldamento globale senza precedenti che sta influenzando in modo significativamente negativo le caratteristiche e la vita di entrambi. Circa il 10% della superficie terrestre è ricoperta da ghiacciai o calotte glaciali, la sua riduzione, non solo minaccia le risorse idriche fondamentali, ma comporta anche la perdita di informazioni paleoclimatiche conservate nel ghiaccio per millenni che costituiscono autentici modelli climatici del passato [10]. Senza escludere che i ghiacciai non trattengono solo acqua ma anche una serie di altre sostanze come CO₂, il cui impatto sulla terra è già ampiamente documentato. La riduzione dell'area della terra coperta da ghiacciai costituisce inoltre un feedback negativo per il surriscaldamento globale riducendo l'albedo e quindi aumentando l'assorbimento di radiazione solare da parte della terra.

Alla luce di queste mutazioni, il presente studio si propone di approfondire la dinamica del ghiacciaio argentino Perito Moreno con particolare attenzione al fenomeno dell'ablazione, il processo di perdita di massa dei ghiacciai, al fine di contribuire a una consapevole gestione delle risorse idriche e a una valutazione accurata degli impatti sulla criosfera del cambiamento climatico.

1.1. Ghiacciai nel sesto rapporto dell'IPCC

Il sesto rapporto IPCC include il rapporto speciale *Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [10] del 2019 dove si discute dei cambiamenti passati e futuri della criosfera e degli

oceani in relazione al cambiamento climatico in corso. Il capitolo sui ghiacciai montani si apre con questa frase: *“Observations show general decline in low-elevation snow cover (high confidence), glaciers (very high confidence) and permafrost (high confidence) due to climate change in recent decades”* [10]. In questo modo si conferma con grande certezza lo stato di crisi della criosfera terrestre che si è manifestato in particolare negli ultimi decenni e per questo può essere principalmente attribuito all’influenza delle attività umane. Nel rapporto si delineano i rischi che incombono su ecosistemi e comunità umane sottolineando l’importanza di azioni di mitigazione, governance e adattamento pensate per essi. Ad esempio, si fa riferimento alle recenti perdite di massa della Calotta Glaciale Antartica e si evidenzia che regioni come il Caucaso, le Alpi, i Pirenei e le Ande del sud hanno sperimentato il bilancio negativo di massa di ghiaccio montano peggiore al mondo tra il 2006 e il 2015 e pari a $850 \text{ kg m}^{-2}\text{yr}^{-1}$ di ghiaccio perso [10]. Il documento espone inoltre le soglie critiche di temperatura oltre le quali i cambiamenti saranno irreversibili in scale temporali rilevanti per gli umani (*“tipping points”*).

Se la riduzione in massa dei ghiacciai e l’aumento in numero ed area dei laghi glaciali è confermato con alta confidenza, al contrario ci sono solo prove limitate che la frequenza delle inondazioni causate dai laghi glaciali sia cambiata. Lo scioglimento della criosfera occupa una parte preponderante dell’aumento del livello del mare (con confidenza molto alta) e questa relazione viene studiata usando gli scenari futuri di emissione della società e conseguente cambiamento climatico con i quali si simulano le probabili variazioni future dei ghiacciai al variare delle temperature. Queste alterazioni volumetriche negative dei ghiacciai vengono tradotte in metri di aumento del livello del mare (*“Sea level equivalent”*) come riporta la Figura 1.1.

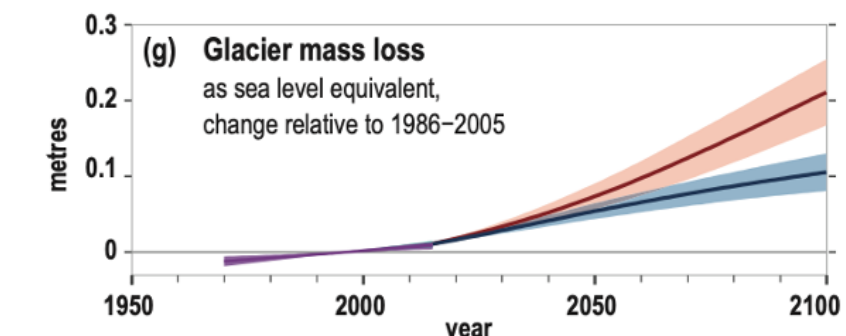


Figure 1.1: Innalzamento del livello del mare previsto come conseguenza del futuro scioglimento dei ghiacciai. Scenari RCP 8.5 (in rosso) e 2.6 (in blu) [10].

Anche gli scenari di cambiamento climatico più ottimisti e compatibili con gli obiettivi a lungo termine dell’Accordo di Parigi non sarebbero in grado di rallentare l’innalzamento

del livello del mare entro il 2100, il quale potrebbe rientrare in un range di 0.29–0.59 m in più rispetto al periodo 1986-2005, di cui è riportato in Figura 1.1 il contributo dei soli ghiacciai.

Viene inoltre menzionato che lo scioglimento dei ghiacciai montani potrebbe influenzare l'SDG 6 (Clean Water and Sanitation), in quanto dopo un iniziale aumento del flusso d'acqua apportato al bacino idrografico, questo andrà riducendosi. Questo avviene poiché il ghiacciaio non sarà in grado di accumulare più ghiaccio di quanto ne perde causando una successiva riduzione dell'afflusso idrico approvvigionato annualmente a diverse regioni del mondo.

Considerando l'urgenza e la criticità del contesto il rapporto sottolinea la necessità di attuare delle procedure di mitigazione del cambiamento climatico almeno per rallentare alcuni di questi esiti ma purtroppo si tratta di azioni di lenta efficacia e soprattutto attualmente non completamente messe in opera. Dunque, è di altrettanta importanza l'applicazione di misure di adattamento che includono anche il monitoraggio attivo dei ghiacciai per la prevenzione di eventuali ripercussioni causate dal loro repentino scioglimento. Il remote sensing è e potrà essere una modalità di monitoraggio veloce e poco dispendiosa nel campo dei cambiamenti climatici e più nel dettaglio della criosfera terrestre. I dati ottenuti dal monitoraggio possono essere elaborati con modelli matematici, fisici e statistici per la rappresentazione dei fenomeni in atto e la previsione futura sempre più precisa della variazione delle masse di ghiaccio e del loro stato di salute.

1.2. Obiettivi

Il presente studio si propone, a partire da immagini satellitari, misure di profondità del letto, batimetria e temperature giornaliere di monitorare lo spostamento del ghiacciaio Perito Moreno e il suo bilancio di massa superficiale tra due sezioni già studiate da Stuefer 1999 [36] e Bocchiola et al. 2021 [1]. Lo scopo finale è quello di dimostrare che con l'utilizzo di strumenti di misura satellitari affiancati a misure di campo è possibile ricostruire la dinamica e il bilancio di massa di un ghiacciaio. Inoltre si vuole dimostrare come, generando dei campi di velocità superficiali del ghiacciaio e delle traiettorie di spostamento, è possibile calcolare il tasso di ablazione annuale con un metodo innovativo che può affiancare quelli già messi in pratica. Nel complesso si cerca di dimostrare come lo studio e il monitoraggio di aree del globo che risultano difficilmente accessibili, come i ghiacciai della Patagonia, è possibile e in avanzamento.

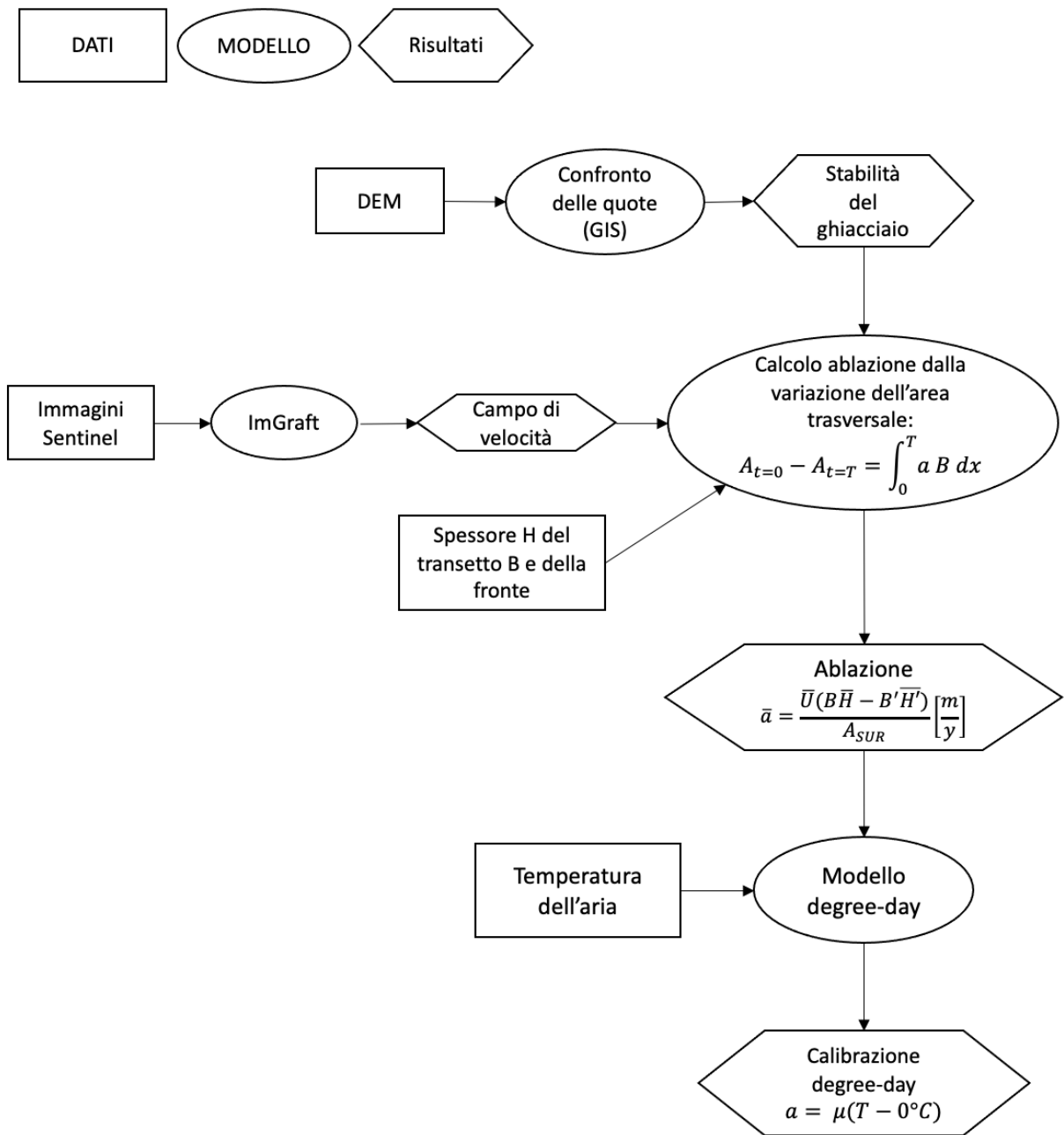


Figure 1.2: Flow chart della metodologia applicata

2 | Contesto geografico

2.1. Sito di studio

Il Perito Moreno è situato in Argentina del sud, più precisamente in Patagonia, nel lato orientale della catena montuosa delle Ande. Nel presente capitolo si illustra il contesto geografico e climatico in cui si colloca e se ne analizza l'evoluzione nel tempo.

2.1.1. Il Southern Patagonian Icefield

I campi di Ghiaccio della Patagonia (o *Patagonian Icefields*) sono le masse di ghiaccio in clima temperato più grandi dell'Emisfero Sud [36], questi si dividono in Campo Nord e Campo Sud che rispettivamente coprono 3 700 km² e 12 000 km² [18]. Il Campo di Ghiaccio della Patagonia Meridionale (SPI: *Southern Patagonian Icefield*) è situato in una zona che si estende dai 48°14'S ai 51°35'S come si può vedere in Figura 2.1. Insieme al Northern Patagonian Icefield (NPI) e al Campo di Ghiaccio della Cordillera Darwin, il SPI anticamente faceva parte della molto più ampia Lastra di Ghiaccio Patagonica (*Patagonian Ice Sheet*) che copriva tutta la parte sud-ovest dell'America del Sud durante l'Ultimo Massimo Glaciale [12].

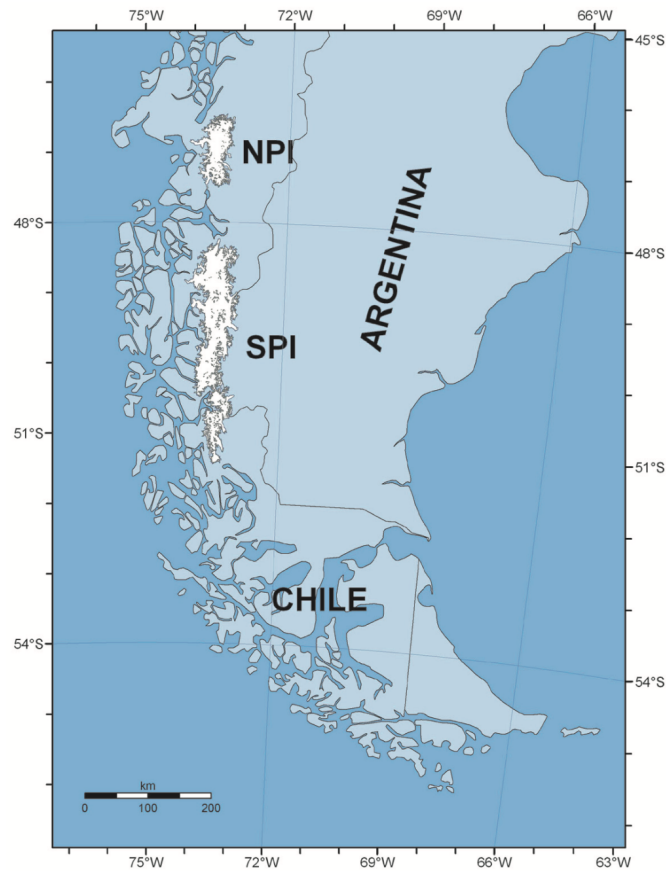


Figure 2.1: Campi di ghiaccio della Patagonia [4].

Il Southern Patagonian Icefield si estende per una lunghezza di 370 km, con una longitudine media centrale di circa 73°30' E. Le elevazioni del ghiaccio spaziano dal livello del mare a ovest fino a 3.607 m sulla cima del Vulcano Lautaro, situato sullo spartiacque tra il ghiacciaio Pío XI e il ghiacciaio O'Higgins. Il SPI è caratterizzato da un altipiano centrale di ghiaccio, situato tra i 1 400 e i 2 000 m di altitudine, che segue l'asse principale nord-sud delle Ande della Patagonia. I ghiacciai che si diramano dalla massa di ghiaccio scorrono verso ovest, raggiungendo i fiordi del Pacifico, mentre quelli orientali solitamente terminano in laghi proglaciali, posizionati a circa 300-500 km a ovest dell'Oceano Atlantico. Sia i fiordi che i laghi proglaciali orientali sono il risultato di processi erosivi avvenuti durante il Pleistocene, associati ai movimenti del Patagonian Ice Sheet [12].

Poiché il NPI e il SPI coprono quasi il 65 % dell'area totale dei ghiacciai dell'America del Sud meridionale, il loro contributo all'innalzamento del livello del mare è uno dei più significativi dopo le calotte glaciali della Groenlandia e dell'Antartide. Lo scioglimento del solo SPI è stato calcolato che abbia contribuito all'innalzamento globale del livello del mare tra il 2000 e il 2015/16 con un tasso di perdita di massa equivalente a $0,033 \pm 0,006$

mm anno⁻¹ [17].

Il NPI e il SPI condividono diverse caratteristiche glaciologiche grazie al clima simile e alla topografia affine in cui sono situati. Ad esempio, il 76% dei ghiacciai del NPI e il 96% dei ghiacciai del SPI terminano in acqua, dando origine al suggestivo fenomeno del calving, ovvero un tipo di ablazione frontale che incide notevolmente sull'arretramento del fronte. Il numero di ghiacciai che concludono il loro percorso in laghi continua a crescere [41], principalmente a causa del loro ritiro e della conseguente riduzione di spessore. Il progressivo ritiro ha modellato dei solchi sempre più profondi, i quali si sono trasformati in siti di formazione di laghi proglaciali.

Tutti i ghiacciai del SPI è molto probabile che siano di tipo temperato, ovvero caratterizzati da una temperatura sempre vicina al punto di fusione, e siano ancorati al suolo ("*grounded*") [41]. Ciò significa che, anche quando la lingua del ghiacciaio è immersa in acqua, questa giace costantemente sul fondo del lago o del mare, senza galleggiare.

A livello tettonico è stata misurata un'elevata sollevazione crostale che si estende fino ai 41 mm all'anno da Richter, 2016 [31] calcolata con metodo geodetico GNSS in 43 siti del SPI. Questo valore risulta essere il tasso di isostasia più alto al mondo. Le cause sono una combinazione di una recente deglaciazione (I tassi di scioglimento antichi erano circa 1/4 - 1/2 dei tassi odierni) appunto causata dal surriscaldamento globale e dalla bassa viscosità del mantello.

2.1.2. Il Clima

L'analisi del clima della Patagonia risulta un compito arduo a causa della limitata disponibilità di stazioni meteorologiche. La rete di stazioni meteo argentina, principalmente concentrata nelle vicinanze dei centri urbani e a bassa altitudine, risulta invece lacunosa nelle regioni di rilevante interesse naturalistico. In tale contesto, risulta preferibile affidarsi alla rete di misurazione cilena, la quale si distingue per la maggiore densità di stazioni dislocate nelle remote aree della Patagonia, nonché per la maggiore fruibilità dei dati storici tramite siti istituzionali.

Il clima del sud-ovest della Patagonia è fortemente influenzato dalla fascia zonale di venti occidentali provenienti dall'Oceano Pacifico. Questa regione è cinta dai due anticicloni semi-permanenti degli Oceani Atlantico e Pacifico, situati a circa 30°S, insieme a una fascia di bassa pressione subpolare a circa 60°S ([27], [30]). Durante l'inverno, l'intensificarsi della bassa pressione subpolare, lo spostamento dell'alta pressione del Pacifico e le temperature oceaniche superiori a quelle continentali concorrono ad un aumento delle precipitazioni. Le regioni nord-orientali e meridionali subiscono ulteriori impatti da masse

d'aria provenienti dall'Atlantico, accentuando la già marcata variabilità stagionale delle precipitazioni.

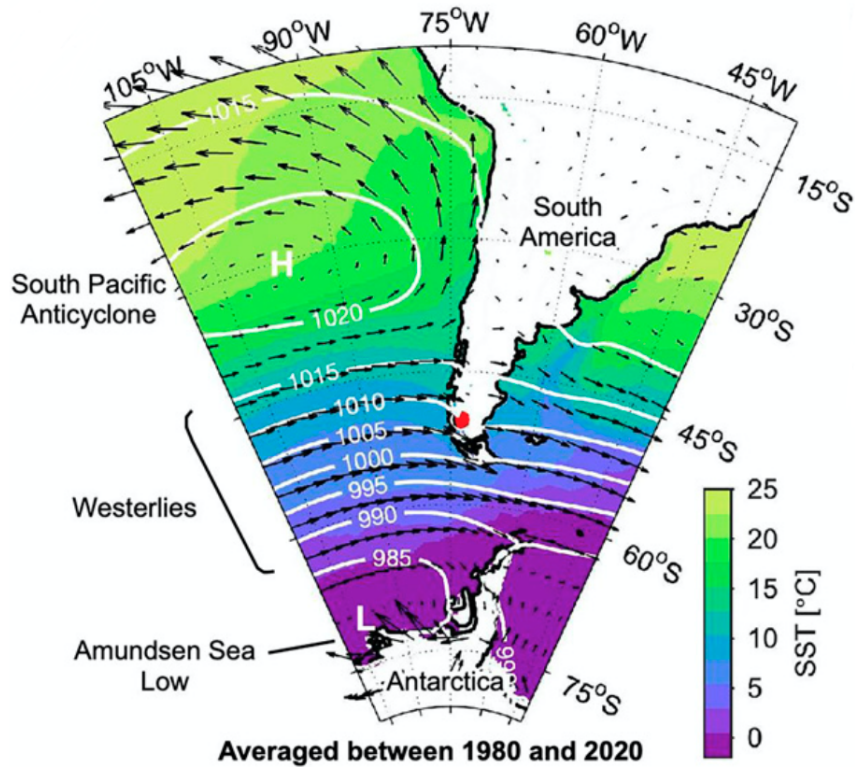


Figure 2.2: Pressione media al livello del mare (linee bianche), venti (vettori in nero) e temperature al livello del mare (SST[°C]) delle rianalisi ERA5 (Dati medi mediati dal 1980 al 2020). Ghiacciaio Perito Moreno localizzato con il punto rosso [24].

Precipitazioni

Le Ande formano un ostacolo orografico perpendicolare al flusso atmosferico prevalente e ciò genera un'ascensione di masse d'aria umida che si traduce in quantità estreme di precipitazioni sul lato cileno [35]. Di conseguenza, le precipitazioni sul lato occidentale possono arrivare fino a 10 000 mm all'anno, mentre la quantità diminuisce rapidamente entro una distanza di circa 50-150 km verso est a fino ad aver meno di 500 mm all'anno, formando così un ripido gradiente da ovest a est ([3], Figura 2.3).

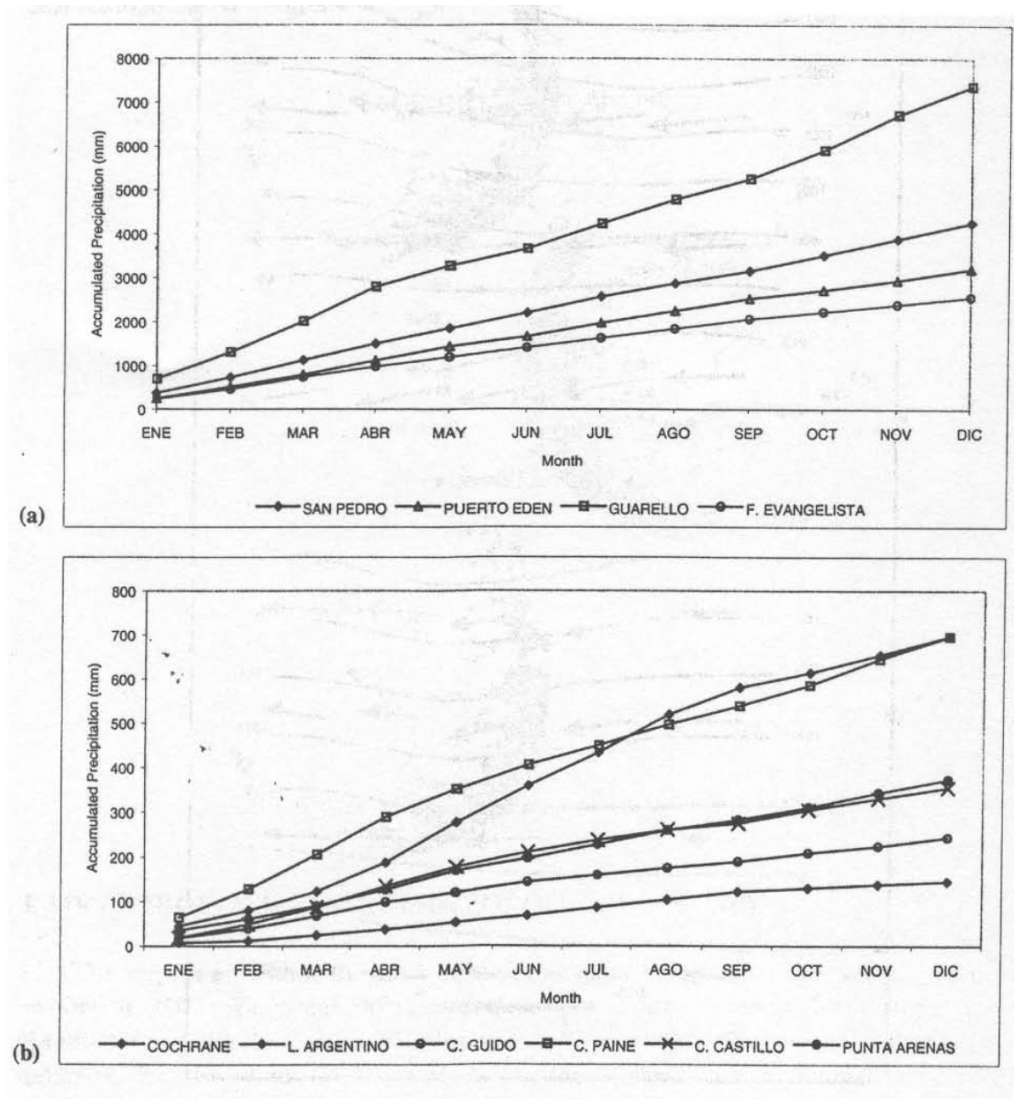


Figure 2.3: Precipitazione media cumulata misurata da stazioni situate sul lato ovest (a) e est (b) del SPI [3]

In Patagonia, le precipitazioni sono concentrate in inverno, rappresentando il 46% del totale [14] e la maggior parte degli eventi non supera i 5 mm di pioggia. La presenza di nuvole è significativamente elevata, particolarmente nelle regioni meridionali come la Terra del Fuoco e la provincia di Santa Cruz, che include il Ghiacciaio Perito Moreno. In queste zone, il numero di ore di sole non supera il 40% [27]. Tuttavia, nonostante questa elevata copertura nuvolosa, i giorni effettivi di pioggia risultano limitati [30]. L'area ad est delle Ande risulta particolarmente arida, questo causa un deficit idrico in alcune zone dell'Argentina nei periodi di primavera ed estate. Questo conferma l'importanza dei ghiacciai presenti sul versante argentino come unica risorsa idrica del territorio.

Venti

La regione è principalmente attraversata dai venti provenienti da ovest, ossia dall'Oceano Pacifico (Figura 2.2). Annualmente, il 65-70% delle osservazioni giornaliere è attribuibile a tali venti. La caratteristica distintiva di questi venti non si limita alla loro direzione, ma comprende anche la loro notevole intensità: la media annuale della velocità si colloca tra i 15 e i 20 km h⁻¹ nelle regioni centro-orientali [27]. Indipendentemente dalla provenienza, che sia ovest (dal versante dell'Oceano Pacifico) o sud (dall'Antartide), i livelli di umidità risultano generalmente bassi, con un leggero incremento nella Patagonia orientale in presenza di venti oceanici.

Temperature

Le temperature medie annuali presentano un'ampia variazione, oscillando dai 12°C nelle regioni nord-orientali ai più freschi 3°C delle zone meridionali della Patagonia. Nel mese più freddo, giugno, le temperature rimangono superiori a 0°C in tutte le aree patagoniche esterne alle Ande, ma in prossimità delle zone meridionali si registrano temperature minime assolute inferiori ai -20°C.

Un confronto con le zone dell'emisfero boreale situate alla stessa latitudine evidenzia chiare differenze climatiche con la Patagonia. L'intervallo annuale delle temperature mensili è più limitato rispetto alle controparti nordamericane alla stessa latitudine [26]. Come per le precipitazioni, anche le temperature subiscono l'influenza di fattori locali, quali vento e topografia. I robusti venti che caratterizzano la regione patagonica contribuiscono a una sensazione termica ridotta di 4.2°C [7] rispetto alle temperature reali (effetto di "*wind chill*"), con un impatto più marcato soprattutto nei mesi estivi.

Influenza del SAM e dell'ENSO

Il clima della Patagonia è influenzato dalla variabilità climatica su larga scala. Diversi studi hanno evidenziato che il vento prevalente da ovest può essere modulato dai fenomeni climatici che dominano l'emisfero meridionale, con conseguenti variazioni di temperatura e precipitazioni [39]. Il Southern Annular Mode (SAM) e l'El Niño-Southern Oscillation (ENSO) sono spesso utilizzati come indici rappresentativi di questi fenomeni [42]. Il SAM è definito dalla differenza di pressione media mensile normalizzata a livello del mare tra le medie (40°S) e le alte latitudini (65°S) [9]. Quando il SAM è positivo può provocare l'avvezione di aria calda verso la Patagonia, potenziando le correnti occidentali e causando un aumento delle precipitazioni e delle temperature e viceversa quando è negativo [39]. D'altra parte, anche l'ENSO gioca un ruolo nel clima della Patagonia, modulando i venti

occidentali. La diminuzione del gradiente di pressione a livello del mare sulla Patagonia indebolisce la velocità del vento durante gli eventi El Niño, mentre l'aumento del gradiente di pressione rafforza la velocità del vento durante gli eventi La Niña [5].

2.2. Il Perito Moreno

Il Ghiacciaio Perito Moreno ($50.5^{\circ}28'2''S$, $73.2^{\circ}02'10''W$) è situato nel Parco Nazionale Los Glaciares, nella parte sud-occidentale della provincia di Santa Cruz in Argentina. Si tratta di un ghiacciaio d'acqua dolce che si estende per 30 km dal Cerro Pietrobelli (2950 m s.l.m. sul confine con il Cile) al Lago Argentino (circa 187 m s.l.m.) mentre la sua lingua è larga 4 km [28].

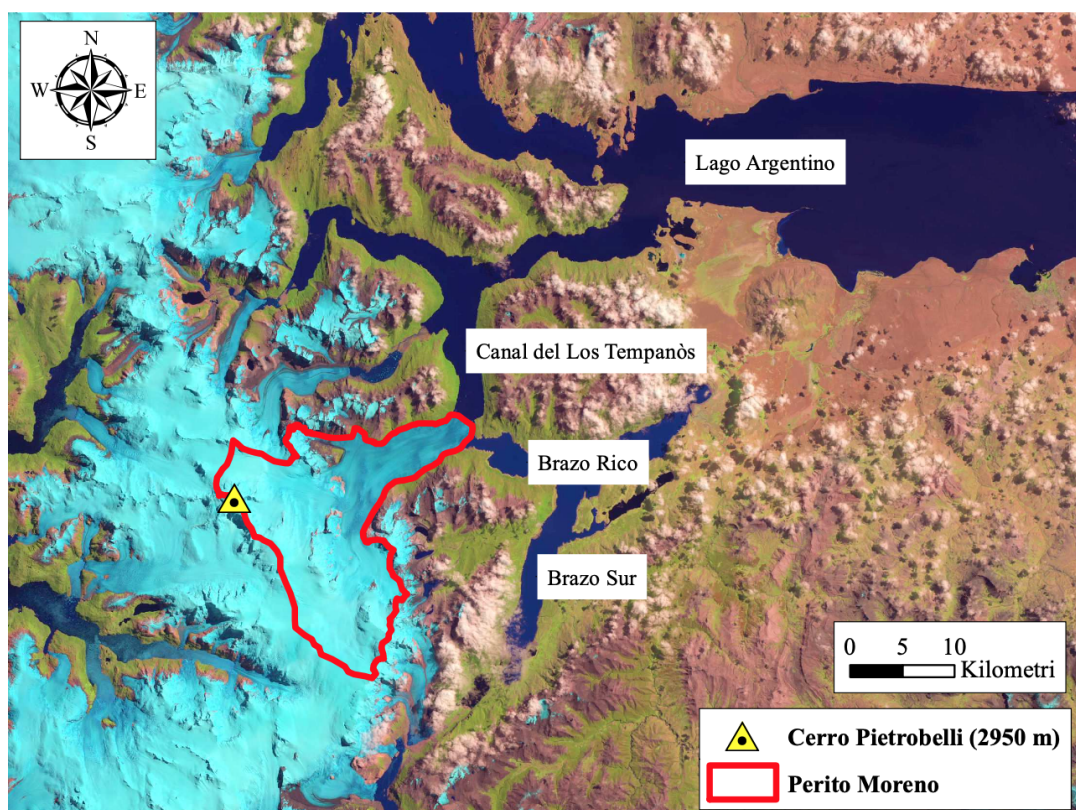


Figure 2.4: Confini del ghiacciaio Perito Moreno[1].

Il ghiacciaio copre un'area di $257,3 \text{ km}^2$ [36] e sfocia nel lago sia dal lato del Canal de los Témpanos che da quello del Brazo Rico (Figura 2.5). Questi due bracci lacustri fanno parte del Lago Argentino (circa 1480 km^2), un grande sistema lacustre formatosi in seguito al ritiro dei ghiacciai durante l'Ultimo Massimo Glaciale (20.000 anni fa)[11].

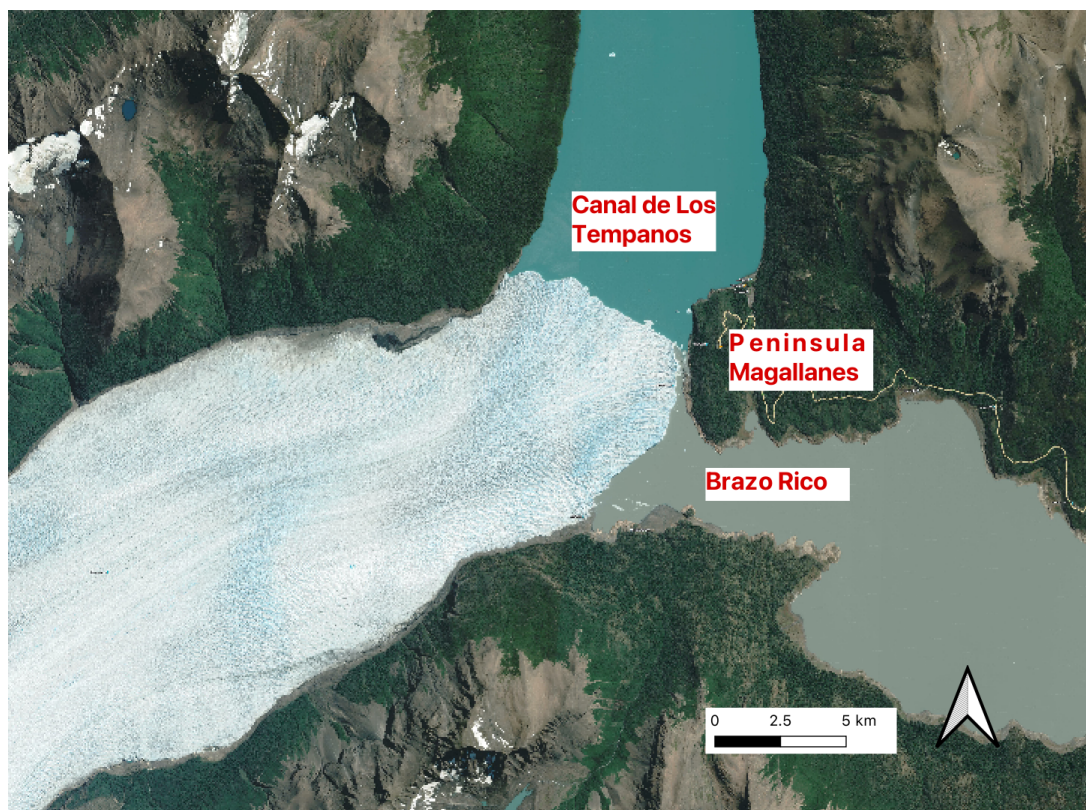


Figure 2.5: Immagine aerea dell'area terminale del Perito Moreno

La pendenza media del ghiacciaio è di circa 100 m km^{-1} . Tuttavia, nelle vicinanze dell'Equilibrium Line Altitude (ELA), posizionata a un'altitudine di circa 1 170 metri s.l.m., si osserva un notevole incremento di questa pendenza. L'area di ablazione, che rappresenta la zona in cui il ghiacciaio registra un bilancio di massa negativo, si estende dalla ELA fino al Lago Argentino occupando 74 km^2 . Invece l'area di accumulo, situata al di sopra della ELA, occupa 180 km^2 decretando un Accumulation Area Ratio (AAR) per il ghiacciaio di 0.71, valore che fa rientrare il ghiacciaio tra i più stabili [37].

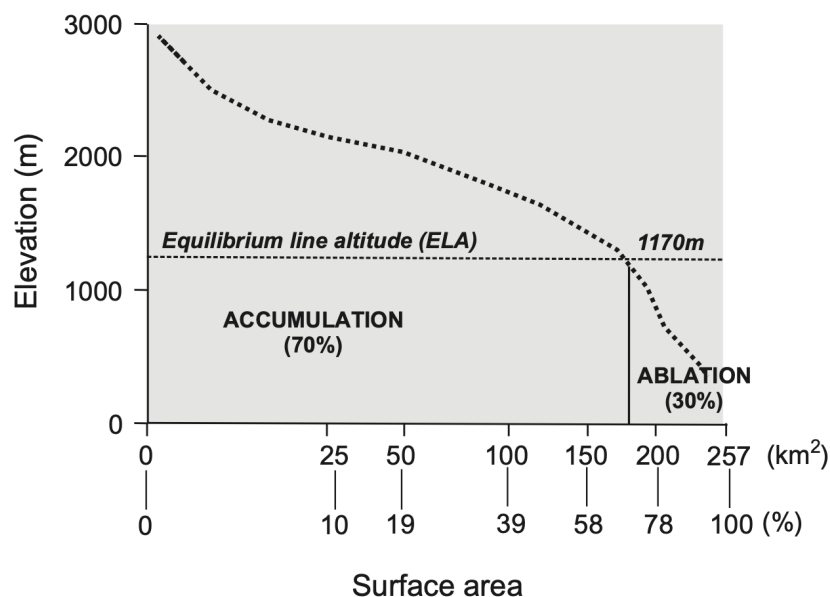


Figure 2.6: Curva ipsometrica del Perito Moreno e posizione della ELA dallo studio di Pasquini et al. 2011 [28]

Il Ghiacciaio, presenta anche diverse caratteristiche uniche e rilevanti che lo differenziano dagli altri del SPI. Per iniziare, la larghezza e la profondità media del lago in cui è immerso il fronte di calving varia dal lato nord a quello sud: 2.3 km e 105 m nel Canal de los Témpanos (CT) e 2.1 km e 64 m nel Brazo Rico (BR) [36]. Un aspetto interessante è la differenza di velocità di scorrimento del ghiaccio tra CT e BR. Il ghiaccio si muove del 50% più velocemente in CT, con una velocità di 620 m a^{-1} , rispetto a BR, dove la velocità è di 420 m a^{-1} [36]. La scogliera di ghiaccio sopra la superficie del lago ha un'altezza compresa tra 55 e 75 m, suggerendo che il fronte di ghiaccio sia "grounded" [36], ovvero poggiato sul letto. La parte terminale del ghiacciaio è fortemente crepacciata, e gli iceberg si staccano frequentemente in corrispondenza del fronte di calving.

Per quanto riguarda il bilancio di massa, i dati sono limitati, in particolare per l'area di accumulo difficilmente accessibile. Pasquini et al. (2011) [28] stimano un accumulo specifico netto medio annuo di $5540 \pm 500 \text{ mm w.e.}$, uno dei più elevati al mondo. Considerando che parte delle precipitazioni viene persa per deflusso superficiale, la reale precipitazione media annua potrebbe aggirarsi tra i 7 000 e gli 8 000 mm [32].

Un aspetto affascinante di questo ghiacciaio è l'erosione del letto a circa 7.5 km dalla fronte, che nel corso dei secoli è sceso fino a 200 m sotto il livello del mare (Figura 2.7). In quel punto, la superficie del ghiacciaio si trova a circa 400 m s.l.m., con uno spessore massimo di circa 600 m (Figura 2.7). Procedendo verso la fronte, il ghiacciaio si assottiglia,

e il letto torna sopra il livello del mare: sulla fronte, il letto è a circa 50 m s.l.m., mentre la superficie è a circa 250 m s.l.m. [37].

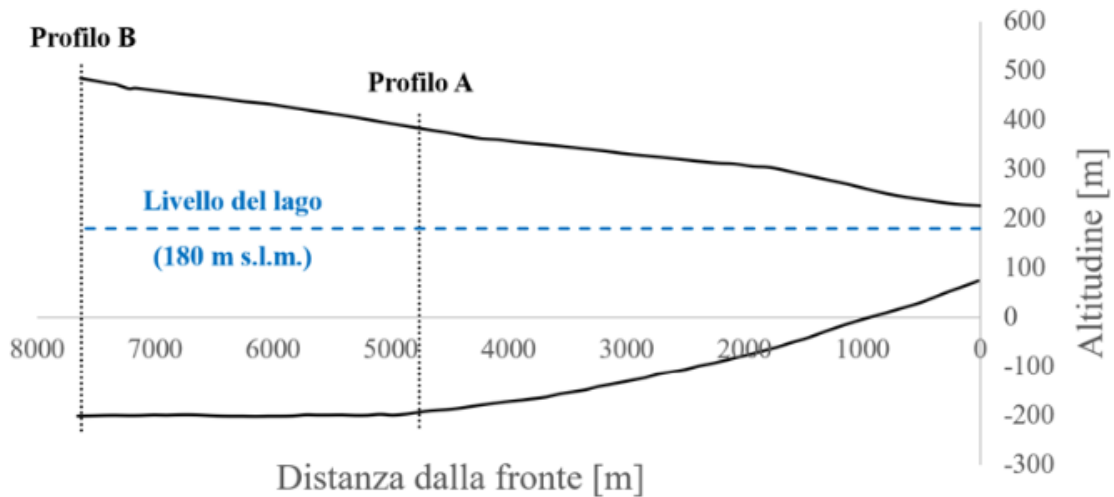


Figure 2.7: Innalzamento del letto negli ultimi 7.5 km della zona di ablazione stimata da Stuefer 1999 [36].

Questo innalzamento è anche dovuto alla presenza di una faglia inversa situata esattamente al di sotto del ghiacciaio che lo spinge verso l'alto solo nella parte terminale [29]

2.2.1. La velocità

La velocità superficiale del Ghiacciaio Perito Moreno è stata oggetto di misurazioni dettagliate utilizzando tecniche di telerilevamento e rilevamenti in situ tramite paline. Ciappa et al. (2010) e Sugiyama et al. (2011) [6, 38] hanno contribuito a queste analisi, riportando variazioni a breve termine nella velocità del ghiacciaio. Nel tratto inferiore, Ciappa et al. (2010) [6] hanno notato un aumento del 66% nella velocità del flusso di ghiaccio a marzo rispetto ad agosto, evidenziando un'accelerazione estiva significativa.

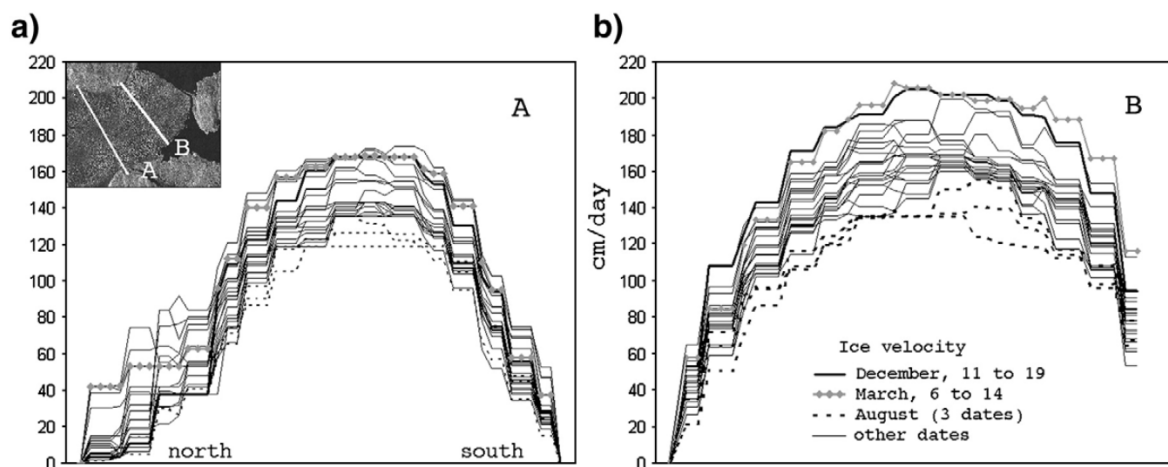


Figure 2.8: Stima della velocità superficiale (in cm giorno^{-1}) attraverso i transetti A e B in figura in alto a sinistra al variare delle stagioni [6].

Questi risultati sono stati estrapolati da coppie di immagini satellitari ed elaborate con cross-correlation, come avverrà nel presente studio.

Nelle vicinanze della fronte del ghiacciaio, Skvarka (1997) [33] ha rilevato una temperatura media dell'aria di $+0.3^{\circ}\text{C}$ nel mese più freddo (giugno). Questa osservazione suggerisce che l'acqua di fusione può fluire verso il letto del ghiacciaio anche in inverno, consentendo lo scivolamento basale, sebbene a velocità significativamente inferiori rispetto all'estate. Inoltre, lo scivolamento basale si rivela significativo durante tutto l'anno in questo ghiacciaio temperato. Sempre Skvarka et al (1997) [33] hanno evidenziato fluttuazioni significative nella velocità del GPM nel corso di alcune ore, con una maggiore velocità nel pomeriggio (circa 4 mm h^{-1}) e una minore al mattino (circa 1 mm h^{-1}). Queste variazioni, correlabili alle temperature dell'aria, sono attribuite a cambiamenti di scorrimento basale, come riportato anche in altri ghiacciai. Per confermare questa ipotesi Sugiyama et al. 2011 [38] hanno condotto misurazioni ad alta risoluzione temporale della velocità superficiale e della pressione dell'acqua subglaciale a 4.7 km dal punto terminale del ghiacciaio. I risultati hanno indicato che variazioni minime nella pressione dell'acqua subglaciale causano un aumento sostanziale della velocità (quasi il 40%), suggerendo una correlazione tra velocità e pressione, entrambe influenzate dalla temperatura dell'aria. Queste osservazioni e le precedenti suggeriscono che la dinamica del ghiacciaio è influenzata dalla produzione di acqua di fusione sulla superficie del ghiacciaio.

2.2.2. La stabilità del ghiacciaio e la sua evoluzione

La posizione frontale del Perito Moreno è stabile dal 1920, a differenza della maggior parte degli altri ghiacciai che terminano in laghi in Patagonia [33]. Studi precedenti hanno attribuito la stabilità del ghiacciaio al grande flusso di ghiaccio discendente dovuto a un'area di accumulo relativamente ampia [37] e alla topografia elevata del letto vicino alla fronte del ghiacciaio (Figura 2.7) [33]. Sebbene i dati di Minowa et al. 2017 [23] mostrino una posizione della fronte generalmente stabile dal 1999, il ghiacciaio ha mostrato un avanzamento dal 2000 al 2004 e un piccolo arretramento dopo il 2008 (2.9).

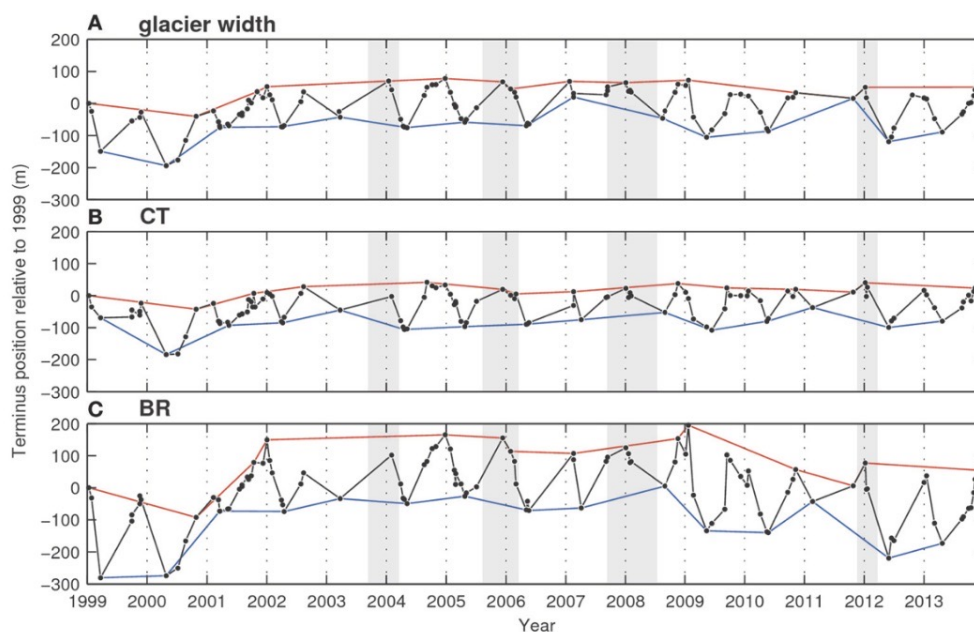


FIGURE 2 | Ice-front position change averaged for (A) the entire ice front and for the fronts in (B) CT and (C) BR. The sections of the ice front are shown in **Figure 1B**. Gray hatches indicate the periods of reported ice-damming events. Red and blue lines connect most advanced and retreated ice-front position for the years a sufficient amount of data available. The front position change is relative to 1999 and a negative value indicates retreat.

Figure 2.9: Oscillazioni della fronte dallo studio di Minowa et al. 2017 [23]

La posizione della fronte dei ghiacciai che terminano in laghi è controllata dalla velocità del ghiaccio e dall'ablazione frontale, che consiste nei processi di distacco (calving) e fusione subacquea. Tuttavia, l'importanza relativa di questi processi nelle variazioni frontali è difficile da valutare e poco chiara, in particolare per i ghiacciai d'acqua dolce. Secondo Minowa et al. 2017 [23] non si sono verificate fluttuazioni sostanziali nella posizione della fronte e nella velocità del ghiaccio durante il periodo di 15 anni 1999-2013. I suoi risultati indicano che le variazioni stagionali del fronte di ghiaccio del Perito Moreno sono dovute principalmente all'ablazione frontale, che è controllata attraverso la fusione subacquea dalle condizioni termiche del lago.

Infine, è possibile affermare che la stabilità del ghiacciaio è influenzata da numerosi fattori. Tra questi, le lievi variazioni di velocità interannuali e l'elevato rapporto tra il flusso di calving e l'accumulo netto di ghiaccio, superiore a 0,36 secondo Stuefer 1999 [36], giocano un ruolo significativo. La notevole altitudine della Equilibrium Line Altitude (ELA) a 1170 metri e l'alta pendenza nel suo intorno conferiscono stabilità, poiché variazioni considerevoli della sua altitudine non si tradurrebbero in significative modifiche dell'area di accumulo. Inoltre, il valore dell'Accumulation Area Ratio (AAR) pari a 0.71, indicherebbe che il 71% dell'area totale è soggetta all'accumulo di ghiaccio e dunque contribuisce alla stabilità del ghiacciaio. Un altro elemento cruciale è rappresentato dalla diminuzione dell'altezza media delle Ande nella zona dei 50°S (dov'è situato il ghiacciaio), facilitando il superamento della barriera da parte dell'aria umida proveniente dal Pacifico, favorendo così l'insorgenza di precipitazioni nevose.

2.2.3. Il Lago Argentino

Il Lago Argentino si trova a un'altitudine di circa 187 m s.l.m. e occupa 1480 km². Si tratta del lago situato più a sud della serie di laghi proglaciali patagonici, formati in 26 cicli glaciali-interglaciali durante il periodo Neozoico. Più precisamente si stima che si sia formato 20 000 anni fa (durante l'Ultimo Massimo Glaciale) a causa del ritiro del ghiacciaio stesso [11]. Il volume d'acqua è stimato pari a 220 km³, la profondità media è di 150 m ma raggiunge anche i 500 m [28]. Possiede come immissario il Rio La Leona e come emissario il Rio Santa Cruz che poi sfocia nell'Oceano Atlantico, inoltre il suo bacino idrografico si estende per 17 000 km². Le temperature del lago variano da 3.8°C ad agosto a 10.3°C a febbraio-marzo e seguono i cambiamenti di temperatura dell'aria con un ritardo di un mese, anche se le variazioni del livello del lago possono influenzare la temperatura dell'acqua (Figura 2.10 [23]).

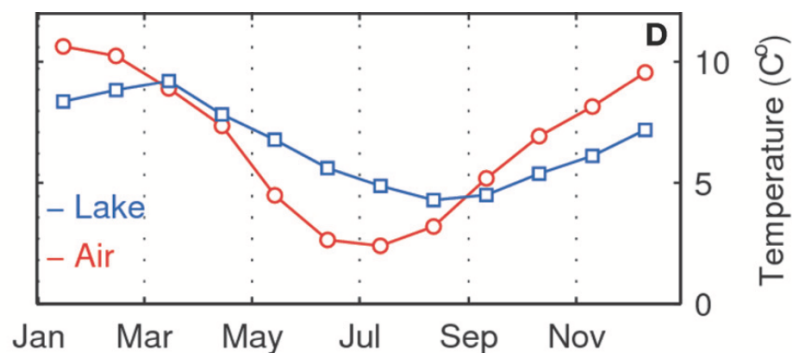


Figure 2.10: Variabilità annuale delle temperature del Lago Argentino e legame con le temperature atmosferiche [23]

2.2.4. Calving e diga glaciale

Il Perito Moreno ha mostrato avanzamenti e arretramenti molto rapidi negli ultimi dieci anni [22], ma i meccanismi delle variazioni stagionali non sono ancora stati compresi. La lingua del ghiacciaio termina con un fronte di calving che si divide in tre parti: uno nel Canal de los Témpanos, uno nel Brazo Rico e il terzo verso la Penisola Magallanes (Figura 2.5). Periodicamente in quest'ultimo punto il ghiacciaio chiude lo stretto canale (normalmente largo circa 100 m) che lo divide dalla penisola, andando a creare una diga di ghiaccio che impedisce il flusso d'acqua dal Brazo Rico al Lago Argentino. Brazo Rico è un ramo secondario del Lago Argentino e, se la diga di ghiaccio ne impedisce il flusso in uscita, il suo livello aumenta di diversi metri, superando i 20 m in alcuni episodi [37]. Ciò comporta un significativo aumento della superficie del lago: per esempio, nel 2003, lo sbarramento del Brazo Rico (circa 150 km²) ha causato un'inondazione, allagando pascoli per circa 22 km². Il livello dell'acqua ritorna alla normalità solo dopo che, trascorsi dai 15 mesi ai 3 anni, la diga viene indebolita da canali di drenaggio, e successivamente il ghiaccio residuo crolla in maniera spettacolare, di solito nel mese di marzo (fine dell'estate australe). Gli eventi di sbarramento sono stati osservati ripetutamente a partire dagli anni '30, con intervalli tipici di 2-4 anni fino al 1988 [37]. Tra il 2003 e il 2013 sono stati registrati quattro eventi: settembre 2003-marzo 2004 [34], agosto 2005-marzo 2006 [37], settembre 2007-luglio 2008 (P. Skvarca, comunicazione personale, 2016) e novembre 2011-marzo 2012 (Parque Nacional Los Glacires, comunicazione personale, 2016).

3 | Campo di velocità

3.1. Immagini satellitari di Sentinel-2

In regioni remote del mondo, l'impiego di tecnologie di remote sensing risulta essenziale per condurre indagini scientifiche. Nel contesto di questa ricerca, focalizzata su un ghiacciaio localizzato nella lontana Patagonia, le immagini satellitari hanno costituito il fondamento da cui avviare le analisi e i calcoli necessari.

Le immagini usate per il presente studio sono state catturate dal satellite Sentinel-2. La missione SENTINEL-2, sviluppata dall'Agenzia Spaziale Europea (ESA), è composta da due satelliti gemelli, Sentinel-2A (S2A) e Sentinel-2B (S2B), lanciati rispettivamente il 23 giugno 2015 e il 7 marzo 2017, e ancora operativi. Questi satelliti offrono un'ampia copertura geografica, spaziando da 56°S a 84°N di latitudine.

Caratteristiche tecniche delle Immagini di Sentinel-2:

- Le immagini acquisite da questi satelliti rappresentano una risorsa fondamentale per lo studio del ghiacciaio. Il loro valore deriva dalla **frequenza temporale** delle acquisizioni, che avviene ogni 7 e 13 giorni in modo alternato. Questa periodicità consente di monitorare i cambiamenti del ghiacciaio con una notevole frequenza, catturando dettagli cruciali per comprendere la dinamica e la posizione dei crepacci.
- **Bande Spettrali e Risoluzione delle Immagini:** Le immagini di Sentinel-2 contengono informazioni in 13 bande spettrali, che spaziano da regioni visibili a infrarossi. Per quanto riguarda la risoluzione spaziale, le bande 2, 3, 4 e 8 offrono una dettagliata risoluzione di 10 metri, mentre le altre hanno risoluzioni di 20 e 60 metri. Particolarmente utile per lo studio del Ghiacciaio Perito Moreno è l'uso combinato delle bande 4 (rossa), 3 (verde) e 2 (blu), che producono un'immagine a colori naturali con una risoluzione spaziale di 10 metri. Questa configurazione è cruciale per monitorare con precisione gli spostamenti della fronte del ghiacciaio.
- **Disponibilità e Selezione delle Immagini:** Tra il 2019 e il 2023, sono state selezionate 27 immagini di Sentinel-2 del Ghiacciaio Perito Moreno, ciascuna rapp-

resentante uno scatto istantaneo prezioso per l'analisi. Tuttavia non tutte le acquisizioni disponibili sono state utilizzate nel contesto della presente ricerca, infatti nel periodo indicato ben più di 27 immagini erano state scattate ma purtroppo la maggior parte presentava una copertura nuvolosa sopra il ghiacciaio che non avrebbe permesso le analisi necessarie.

Le 27 immagini scelte sono state raggruppate a coppie perché verranno usate per il tracciamento di ogni punto da un'immagine all'altra e poi per il calcolo delle velocità. Dunque nella Tabella 3.1 si elencano la serie di coppie associate al lasso temporale in giorni che intercorre tra ognuna di esse.

Coppie di immagini 2019-2023

	Data A	Data B	ΔT [giorni]
1	15 agosto 2023	14 ottobre 2023	60
2	16 luglio 2023	15 agosto 2023	30
3	25 aprile 2023	16 luglio 2023	82
4	18 marzo 2023	25 aprile 2023	38
5	17 gennaio 2023	18 marzo 2023	60
6	16 novembre 2022	17 gennaio 2022	62
7	12 settembre 2022	16 novembre 2022	65
8	05 agosto 2022	12 settembre 2022	38
9	09 giugno 2022	05 agosto 2022	57
10	07 aprile 2022	09 giugno 2022	63
11	21 febbraio 2022	07 aprile 2022 2022	45
12	18 dicembre 2022	21 febbraio 2022	65
13	11 novembre 2021	18 dicembre 2022	37
14	23 agosto 2021	11 novembre 2021	80
15	16 giugno 2021	23 agosto 2021	68
16	20 aprile 2021	16 giugno 2021	57
17	03 marzo 2021	20 aprile 2021	48
18	15 gennaio 2021	03 marzo 2021	47
19	01 novembre 2020	15 gennaio 2021	75
20	04 settembre 2020	01 novembre 2020	58
21	14 luglio 2020	04 settembre 2020	52
22	12 maggio 2020	14 luglio 2020	63
23	17 aprile 2020	12 maggio 2020	25
24	20 febbraio 2020	17 aprile 2020	57
25	01 gennaio 2020	20 febbraio 2020	50
26	15 ottobre 2019	01 gennaio 2020	78

Table 3.1: Coppie di immagini analizzate per lo studio

3.2. ImGRAFT Templatematch

Per il calcolo dei campi di velocità viene utilizzato uno strumento per il feature-tracking tra immagini. Questo fa parte di ImGRAFT, disponibile all'indirizzo [https://github.com/AslakGrinsted/ImGRAFT](#), che costituisce un toolbox sviluppato in ambiente MATLAB da Aslak Grinsted e Alexandra Messerli, focalizzato sulla georettificazione e il tracciamento di caratteristiche tra immagini. Nel corso del 2014, è stato scritto il primo articolo riguardante questo strumento [19], e nello stesso anno Messerli et al. 2014 [20] ne hanno fatto uso per monitorare le caratteristiche dei ghiacciai della Groenlandia attraverso immagini Landsat 8.

ImGRAFT dispone di diverse funzionalità, ma quella sperimentata in questa tesi è `templatematch.m`, che consente di eseguire il tracciamento di caratteristiche tra due immagini attraverso la tecnica del `template matching`.

Le procedure di feature tracking implicano l'individuazione di punti di riferimento facilmente identificabili, tipicamente blocchi di roccia sulla superficie del ghiacciaio, e il monitoraggio del loro movimento. Questo approccio mira a comprenderne l'estensione degli spostamenti e, di conseguenza, la velocità del ghiacciaio. Tuttavia, questa tecnica presenta una limitazione essenziale: i dati raccolti sono puntuali e non coprono l'intera area di interesse. Al contrario, `Templatematch` supera questa restrizione, consentendo un'analisi continua su tutta l'area considerata riducendo al minimo gli errori di riconoscimento.

3.2.1. Funzionamento di Templatematch

`Templatematch` opera attraverso tecniche di *cross-correlation* per calcolare lo spostamento tra due immagini a distanza temporale ΔT , generando una mappa con un vettore velocità associato a ciascun punto della griglia in input. Utilizzando due immagini per il confronto, A e B (vedi la Tabella 3.1), `Templatematch` richiede la definizione di una regione di interesse e l'implementazione di una griglia di punti su cui applicare il feature tracking.

La regione di interesse può essere il perimetro del ghiacciaio o specifiche aree dettagliate come l'area di ablazione e gli ultimi 4 km fino al fronte. La risoluzione del metodo è regolata dalla definizione di una griglia di punti con un passo specifico. Intorno a ciascun punto, viene definito un template rettangolare (o quadrato) nella prima immagine (A) da seguire nella seconda immagine (B).

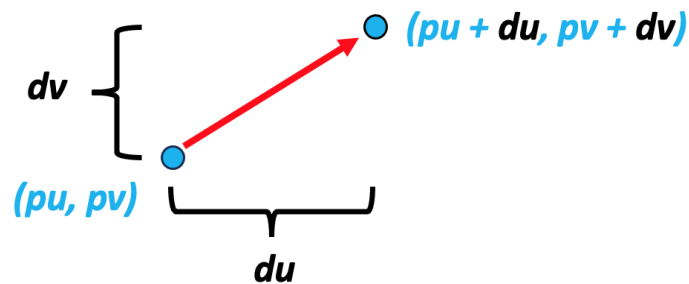
I parametri regolabili da dare in entrata al modello includono:

- Le coordinate dei punti (**pu**, **pv**) che corrispondono alla griglia data in entrata con risoluzione variabile (in alternativa si può usare anche un punto solo).

- La dimensione del template (**TemplateWidth**, **TemplateHeight**)
- La dimensione della regione di ricerca (**SearchWidth**, **SearchHeight**)
- Un fattore di super campionamento per una risoluzione sub-pixel (**Supersample**)
- Lo spostamento iniziale ipotizzato (**Initialdu**, **Initialdv**)
- Il **metodo** di feature tracking che si vuole usare.

Templatematch restituisce in uscita i seguenti valori:

- Una matrice di spostamenti (**du**, **dv**) di cui ogni elemento risulta associato a ogni punto della griglia:



- Il coefficiente di correlazione tra i template (**C**)
- Il modulo della media dei coefficienti di correlazione (**Cnoise**)
- la posizione reale del pixel centrale dei template in A (**pu**, **pv**)
- **Funzioni obiettivo** per valutare la qualità del tracking
- Velocità in base alle date delle immagini di input e allo spostamento

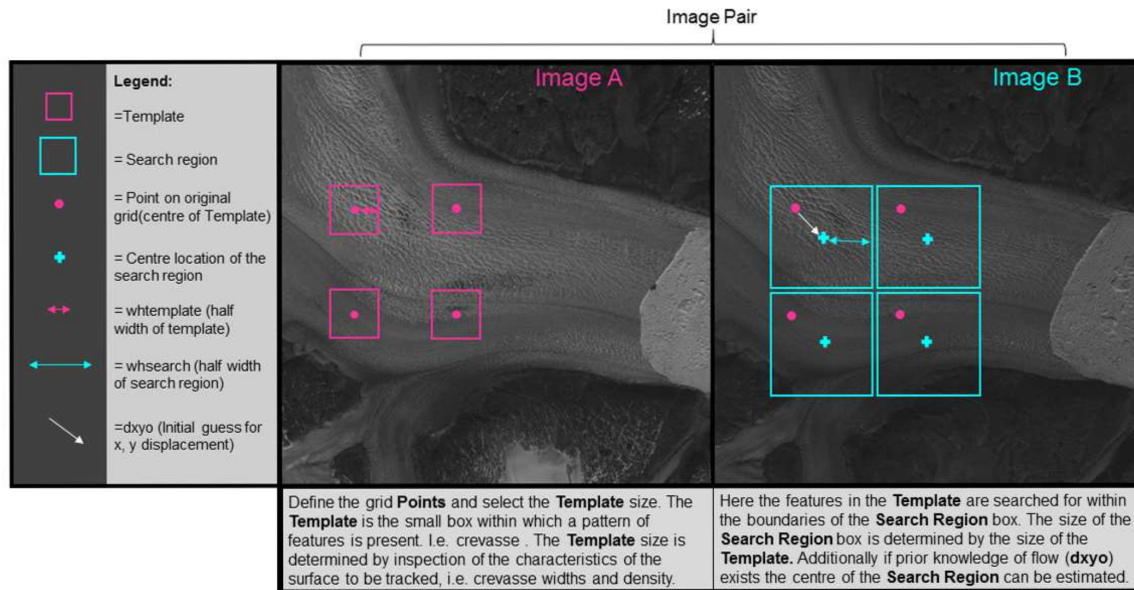


Figure 3.1: Immagine schematica del funzionamento di templatematch fornita dal sito di ImGraft

3.2.2. Griglie usate

La prima fase cruciale nell'applicazione di Templatematch a una nuova area consiste nella definizione delle griglie. Utilizzando la funzione MATLAB `geoimread`, le immagini provenienti da Sentinel sono state lette restituendone le caratteristiche come la risoluzione, i limiti spaziali e la georeferenziazione. Successivamente, sono state create griglie di punti (pu, pv negli input) che coprono esclusivamente l'intera estensione del ghiacciaio per concentrare il calcolo solo in quella zona. Al fine di semplificare le analisi, sono state generate griglie specifiche per l'area di accumulo, l'area di ablazione e la fronte del ghiacciaio. Durante questo processo, Templatematch opera in un sistema di riferimento basato sul numero di pixel dell'immagine, dove l'origine è situata nell'angolo superiore sinistro.

3.2.3. Metodo di stima del campo di velocità

Templatematch consente di specificare il metodo di cross-correlazione desiderato tra gli input, e indipendentemente dalla scelta, restituisce in uscita la correlazione di ogni cella di A con tutte le celle della zona di ricerca in B. Riconosce dunque la cella di B in cui si registra la massima correlazione con la cella in ricerca di A e quindi dove è più probabile che si sia spostato il punto della griglia. Poi divide il valore per il ΔT ottenendo la velocità. Va aggiunto però che gli spostamenti non vengono davvero calcolate come multipli

della risoluzione spaziale delle immagini bensì nello spazio delle frequenze utilizzando la Trasformata di Fourier veloce discreta (FFT, [16]). Questa servirà a rendere lo spazio quasi continuo e permette in aggiunta di riconoscere gli spostamenti per distanze inferiori alla risoluzione del singolo pixel.

La scelta del metodo per misurare la correlazione tra le immagini è flessibile e può essere impostato in `templatematch` scegliendo tra i metodi descritti di seguito:

- Il metodo Normalized Cross Correlation (NCC) è il più semplice tra quelli disponibili e infatti è impostato come default in `templatematch`. Proviene dalla Cross-Correlazione e utilizza l'approccio della distanza Euleriana al quadrato. Tuttavia, presenta alcune limitazioni, come la mancanza di invarianza rispetto a scala, rotazione e distorsioni dell'immagine. Per questi motivi può essere impiegata per un tracking delle caratteristiche rapido e grezzo, oppure può costituire una componente di un approccio più elaborato [15] e dunque in questo studio non verrà impiegata.
- La Cross Correlation Function (CCF) è un'altra opzione implementata in `templatematch` attraverso una variazione della funzione `xcorr` di MATLAB. Questo algoritmo non normalizza la correlazione, generando un coefficiente matematicamente non corretto che prende valori a volte esterni a $[-1,1]$ [2].
- L'Orientation Correlation (OC) è un metodo utilizzato per stimare il campo di velocità sul Ghiacciaio Perito Moreno. Questo metodo opera attraverso la correlazione di immagini per orientamento, dove ciascun pixel è rappresentato da un numero complesso che indica l'orientamento del gradiente di intensità. Questa rappresentazione diventa quindi invariante rispetto alle fluttuazioni di luminosità [8].

La correlazione di questi segnali digitali avviene rapidamente attraverso l'impiego della Trasformata di Fourier Veloce. Considerando due immagini f e g , indicizzate rispetto a (x, y) con x e y interi, si creano le *orientation images* f_d e g_d (come gradienti di intensità orientati). Definendo i come l'unità immaginaria e $\text{sgn}(x)$ come la funzione segno, f_d si calcola come segue:

$$f_d(x, y) = \text{sgn} \left(\frac{\partial f(x, y)}{\partial x} + i \frac{\partial f(x, y)}{\partial y} \right)$$

Poi si calcola la FFT delle f_d e g_d da cui poi si estrae il valore di traslazione dall'immagine f all'immagine g . Questo metodo è rapido, completo e statisticamente robusto anche grazie all'utilizzo combinato con la Trasformata di Fourier Veloce.

- Il metodo di Phase Correlation (PC) normalizza i coefficienti della trasformata prima

di calcolare la correlazione nel dominio delle frequenze. Questo approccio si basa solo sulle informazioni di fase, rendendolo insensibile alle variazioni di intensità dell'immagine. Sebbene efficace, presenta il vincolo di pesare in maniera uguale tutte le componenti della trasformata, senza considerare la loro variabile rilevanza. La Phase Correlation è implementata ma segnalata come "sperimentale" in quanto ancora non fornisce risultati soddisfacenti.

Con questi presupposti e gli esperimenti effettuati da Bocchiola et al. 2021 [1] si è optato per scegliere l'OC come metodo di feature tracking e una parametrizzazione illustrata nella prossima sezione.

3.2.4. Parametri

I parametri dati in entrata al modello sono i seguenti:

- **Satellite:** Sentinel - 2
- **Banda:** si è scelto di trattare solo la banda 2 ovvero la rossa del visibile ma si è notato che la variazione tra l'utilizzo di questa o le altre VIS (la 3 e la 4) non avrebbe prodotto una differenza rilevante nel risultato.
- **Passo della griglia:** Il passo della griglia, che stabilisce la frequenza spaziale con cui vengono definiti i template per la ricerca di caratteristiche nell'immagine B, non costituisce propriamente un parametro influente sull'esito del feature tracking. La variazione del passo della griglia incide solamente sulla risoluzione spaziale del confronto: griglie più fitte forniscono campi di velocità a maggiore risoluzione, mantenendo però invariati i valori di velocità.

La scelta di un passo della griglia è determinata dalla necessità di bilanciare la precisione del campo delle velocità con il tempo di calcolo richiesto. Il passo della griglia si sceglie pari a 5 pixel poiché si è rivelato essere la via di mezzo ideale tra la precisione ma lenta esecuzione di 1 pixel e la velocità ma maggiore approssimazione nei calcoli capitoli seguenti dei 15 pixel. Da tenere a mente che per le conseguenti analisi delle traiettorie sarà fondamentale avere un'alta risoluzione. Il tempo stimato per una singola coppia è di circa 15 minuti solo per l'area di ablazione del ghiacciaio.

- **Passo temporale:** Secondo Stuefer et al. (2007)[37], la scelta del passo temporale nelle analisi del ghiacciaio è vincolata da due limiti principali. Il limite superiore è determinato dalla velocità elevata del ghiacciaio e dalla mancanza di detriti evidenti sulla superficie. Un passo temporale troppo lungo renderebbe le caratteristiche delle due immagini difficilmente riconoscibili. Sebbene i crepacci possano essere utiliz-

zati come riferimenti, la loro natura dinamica, soggetta a cambiamenti giornalieri, limita la scelta di questo intervallo temporale. Inoltre, i crepacci rappresentano deformazioni che il ghiaccio non ha potuto assorbire come parte del suo processo di deformazione elastica o plastica, portando alla loro rottura. Mentre le zone di formazione dei crepacci rimangono costanti nel tempo, la loro evoluzione quotidiana li rende meno affidabili come punti di riferimento precisi. Il limite superiore del passo temporale è quindi influenzato da questa dinamica dei crepacci, e nell'analisi specifica, un passo temporale di 100 giorni è considerato il massimo raggiungibile.

D'altra parte, il limite inferiore è determinato dal passaggio dei satelliti sull'area di interesse, dunque nel presente studio si tratta di lassi temporali di 7 o 13 giorni trattandosi di Sentinel-2. Data però la necessità di avere immagini consecutive e la presenza di nuvole o foschia sulla maggior parte degli scatti il passo temporale minimo è aumentato.

- **TemplateWidth e TemplateHeight:** I parametri `TemplateWidth` e `TemplateHeight` definiscono le dimensioni del template, ossia l'area dell'immagine A (la meno recente) da trasformare con la trasformata di Fourier e cercare nella regione corrispondente nell'immagine B (la più recente).

Sebbene non esista una lunghezza ottimale universale del template, ci sono indicazioni generali sul valore da cui partire per la calibrazione. Gli svantaggi nell'utilizzo di template più grandi includono una ridotta risoluzione dell'output, essenziale per lo studio dettagliato dei campi di velocità dei ghiacciai stretti, e una diminuzione delle prestazioni. Tuttavia, i template più grandi presentano vantaggi come una maggiore capacità di riconoscere le caratteristiche e una riduzione dei *false-match* (errori di riconoscimento).

Dagli studi di Bocchiola et al. 2021 sul Perito Moreno è emerso che un template quadrato con lato di 71 pixel offre le migliori performance senza richiedere tempi di calcolo eccessivi. Questa scelta è stata validata attraverso l'osservazione delle tre funzioni obiettivo su diversi satelliti e intervalli temporali, mostrando coerenza con i risultati ottenuti [1].

- **SearchWidth e SearchHeight:** I parametri `SearchWidth` e `SearchHeight` regolano le dimensioni dell'area di ricerca nell'immagine B del ghiacciaio (il quadrato in azzurro nella Figura 3.1). Anche questa regione può essere quadrata o rettangolare e la sua dimensione non influisce sulla sua posizione rispetto al template a meno che non sia specificato da `Initial du`, `Initial dv`. L'utilizzo di una regione di ricerca rettangolare può risultare vantaggioso nel caso in cui il flusso si verifichi esclusivamente

in direzione orizzontale o verticale, e si desidera escludere la possibilità di rilevare velocità in direzioni diverse. Pertanto, data la variabilità del flusso, non sono state riscontrate ragioni per utilizzare una regione di ricerca rettangolare.

Di default, l'area di ricerca è quadrata con lato pari a `TemplateWidth + 41` per coprire ampi spostamenti, ma è stata successivamente confermata tramite l'analisi delle funzioni obiettivo effettuata da Bocchiola et al. 2021. La scelta finale è stata guidata anche da considerazioni pratiche, mantenendo un equilibrio tra precisione e tempi di calcolo accettabili, dato che all'aumentare della regione sarebbe diminuita la velocità computazionale.

- **Initial du e Initial dv:** I parametri `Initial du` e `Initial dv` sono responsabili della traslazione del template nella regione di ricerca. Come mostrato nella Figura 3.1, se si è consapevoli in anticipo del probabile spostamento finale del template dopo un certo intervallo di tempo, è possibile optare per centrare la regione di ricerca in quel punto. Questo approccio consente di ridurre le dimensioni della regione di ricerca, contribuendo alla riduzione di errori e di tempi di calcolo. Tuttavia, è essenziale conoscere a priori lo spostamento che il template subirà, e tale spostamento deve essere uniforme per tutti i punti della griglia utilizzati.

Si può sostituire la conoscenza a priori dei parametri con i risultati ottenuti da tentativi preliminari, consentendo una flessibilità nell'applicazione del metodo. Nel presente studio si è optato di impostare `du` pari a 10 in quanto si prevede uno spostamento prevalente verso est dedotto da dei primi esperimenti e da letteratura.

Il campo di velocità in output è rappresentato come una matrice, dove ogni velocità è espressa come numero complesso per indicare le due componenti (x, y), da cui si ricavano modulo e direzione della velocità. Da questi valori si ricaveranno le componenti di velocità u e v rispettivamente lungo x e y che saranno la base dei calcoli delle traiettorie nel Capitolo 4.

3.2.5. Outliers

La gestione degli outliers è stata affrontata in modo quasi manuale. La zona con la massima velocità del ghiacciaio è il canale nella regione centrale, soprattutto nella zona che attraversa l'Equilibrium Line Altitude (ELA). Qui, il ghiacciaio si restringe e la pendenza aumenta, accelerando il ghiaccio. Le velocità generalmente non superano i 5 m giorno^{-1} , anche se in alcuni casi possono superare questa soglia. La direzione, rappresentata da `templatematch` con frecce su ogni pixel, non ha mai una componente diretta verso ovest, tranne in un punto poco a monte del canale appena citato. Dunque, i filtri usati per

l'esclusione degli outlier sono:

- **5 m giorno⁻¹** come soglia massima: la zona più veloce (ovvero quella attraversata dalla ELA) non è stata inclusa nelle analisi dei successivi capitoli dunque è difficile che siano presenti altre aree con velocità superiori a 5 m giorno⁻¹ senza che siano degli errori di riconoscimento del template.
- **no westward**: l'unico punto del ghiacciaio che possiede delle velocità che realisticamente possono avere direzione verso ovest non sarà incluso nel perimetro del presente studio e dunque verranno esclusi tutti i pixel che mostrano questa caratteristica.

3.3. Risultati: Campi di velocità

Con Templatematch e la calibrazione precedentemente esposta sono stati generati i campi di velocità delle 26 coppie di immagini (Tabella 3.1) in m giorno⁻¹ effettuando il riconoscimento delle caratteristiche dell'immagine A nell'immagine B. La rappresentazione grafica di due delle mappe di velocità ottenute è esposta in Figura 3.2.

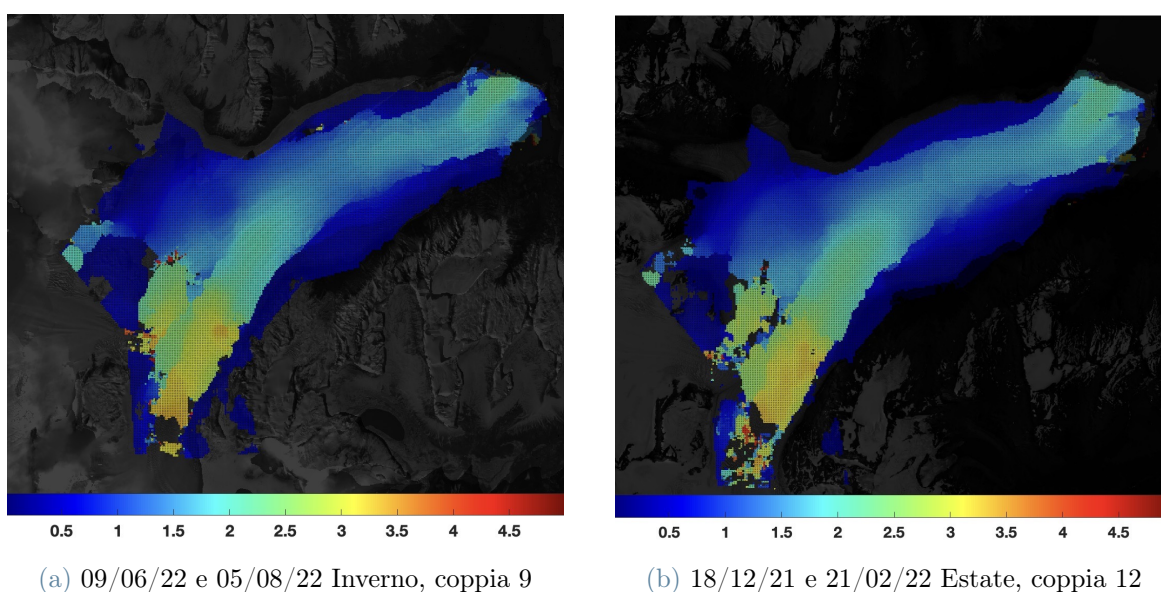


Figure 3.2: Confronto tra due coppie di immagini del 2022 in estate e in inverno, velocità in metri giorno⁻¹

Nell'immagine 3.2 (a) è riportato uno dei 26 campi di velocità generati, più precisamente un campo misurato in periodo invernale del 2022. In 3.2(b) invece è riportato il campo di un periodo dello stesso anno ma in periodo estivo. L'analisi visiva delle due immagini non fa notare particolari differenze ma le velocità estive sono leggermente maggiori soprattutto

nella zona più a sud est del canale. Il campo estivo inoltre ha una divergenza maggiore sul fronte e occupa un'area maggiore sia frontalmente che lateralmente.

Si può notare come le zone terminali del ghiacciaio, ovvero dove avviene il fenomeno del calving, le velocità aumentano, soprattutto nella zona che va a finire nel Canal de los Témpanos (Figura 3.3). Questo trend non è stagionale bensì si ripete in tutte le coppie di immagini.

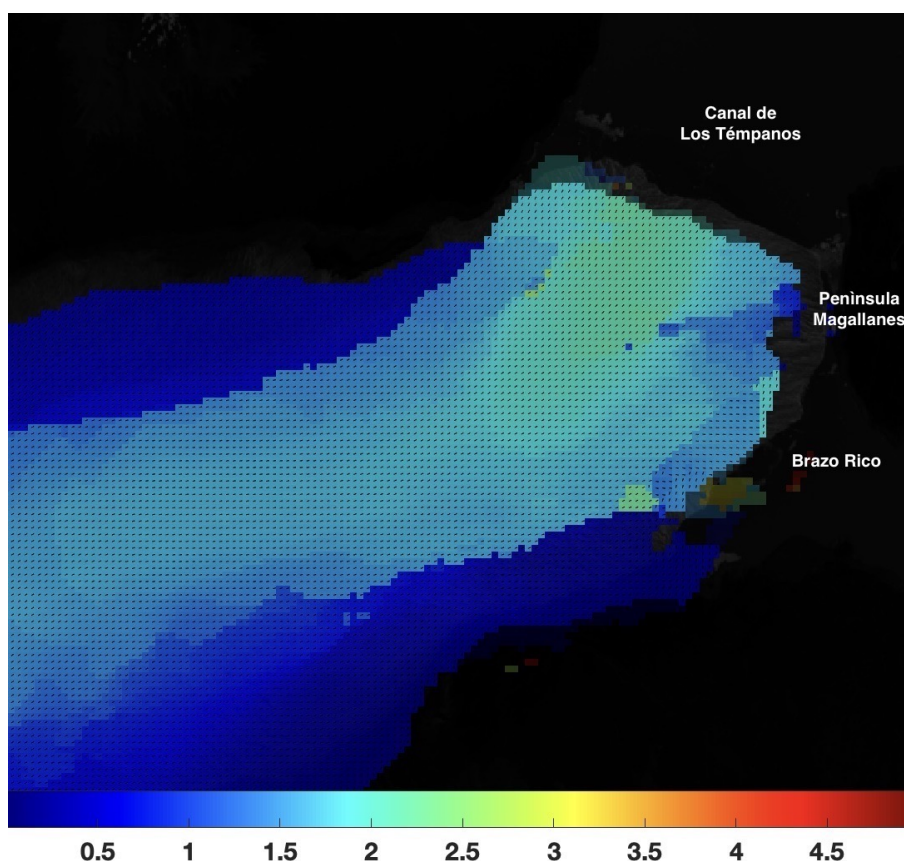


Figure 3.3: Zoom sul fronte del ghiacciaio

Nell'immagine 3.3 si nota più chiaramente la zona di accelerazione terminale verso nord (fino ai $2.5 \text{ m giorno}^{-1}$ di velocità) e si vede anche il rallentamento della zona che va verso il promontorio. Queste due zone a velocità così differenti si spiegano grazie a una particolarmente marcata differenza di pendenza del letto esattamente sottostanti. Infatti, la zona centrale del letto che va verso il promontorio risulta molto meno inclinata e quindi le velocità del ghiacciaio anche in superficie si traducono in velocità inferiori. Si nota inoltre nelle Figure 3.4 una diversa tendenza nel movimento dei flussi del ghiacciaio nelle due zone di calving.

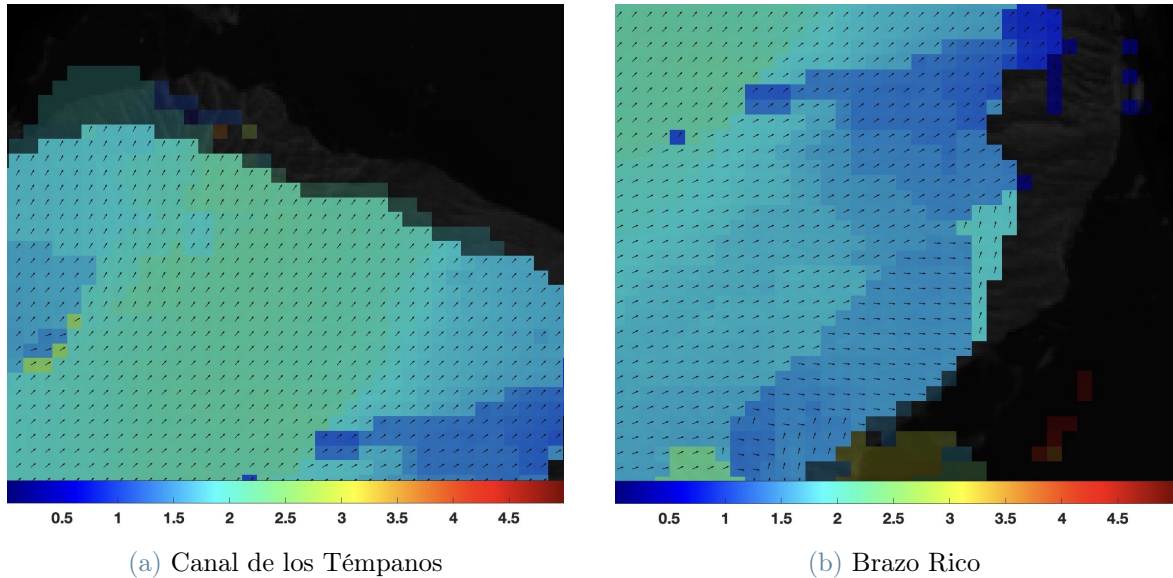


Figure 3.4: Estate 2022, confronto tra i flussi in prossimità dei due fronti del ghiacciaio, velocità in metri giorno⁻¹

Si vede come il flusso di ghiaccio che si tuffa nel Canal de Los Témpanos (Figura 3.4(a)), oltre ad essere più veloce in modulo è anche perpendicolare al fronte stesso. Invece una parte del flusso che dovrebbe terminare nel Brazo Rico (Figura 3.4(b)) tende a muoversi in direzione della Penisola Magallanes e quindi è parallelo al fronte di calving. Questa tendenza si ripete in molte delle coppie di immagini quindi si deduce che non sia un effetto stagionale ma probabilmente sia dovuto alla conformazione del letto.

Per analizzare più nel dettaglio i risultati e confrontarli tra loro sono state estrapolate le velocità di 40 punti disposti in modo regolare sul transetto B (Figura 3.5) per ogni coppia di immagini. Si è scelta la sezione B in quanto in letteratura è la più studiata ed è possibile effettuare un confronto per capire se sono presenti variazioni inter-annuali di velocità. Il transetto B è stato studiato principalmente da Stuefer (1999 [36] e 2007 [37]) da cui la Figura 3.5 e i confronti si effettueranno con le sue misure di velocità.

3.4. Confronto con le misure di velocità di Stuefer

Per confermare che il metodo utilizzato per il calcolo delle velocità sia corretto è stato effettuato un confronto con le misure di velocità di Stuefer 2007 [37]. Egli ha posizionato 11 paline lungo il profilo B e ne ha seguito lo spostamento dal 1996 al 2002 (Figura 3.5). Sono state posizionate anche ulteriori paline (le A, le L e le D sempre in Figura 3.5) ma per queste risulta difficile effettuare un confronto non sapendo come localizzarle nel

campo di velocità calcolato.

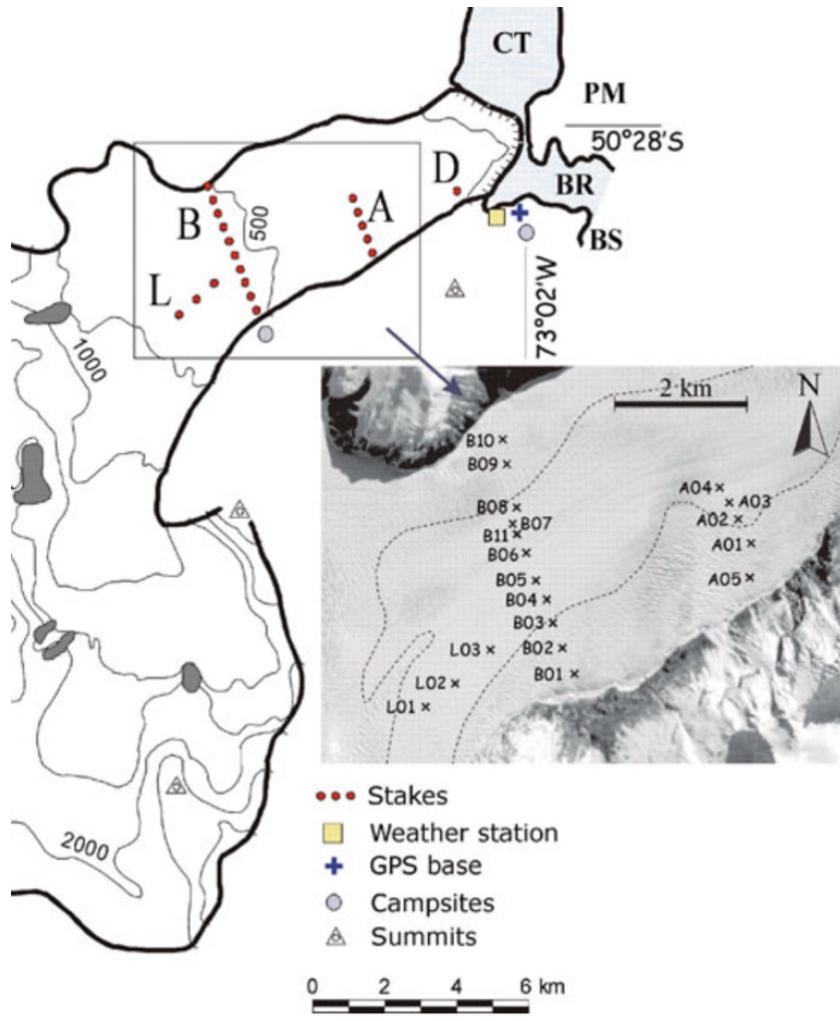


Figure 3.5: Localizzazione delle paline posizionate da Stuefer, 2007

Il grafico 3.6 rappresenta la deviazione delle singole paline del profilo B dal loro valore medio e si vede, confermando la teoria, che nel periodo estivo avvengono deviazioni positive mentre in quello invernale quelle negative. Inoltre si nota una tendenza andando da sud a nord ad avere paline con velocità meno oscillanti rispetto alla media. La palina 11 infatti ha una minore variabilità rispetto ai picchi raggiunti dalla B03 ovvero quella più a sud. Inoltre Stuefer 2007 ha registrato velocità del 7% maggiori in estate rispetto all'inverno e lievi variazioni interannuali. Questo conferma quanto si è visto per revisione visiva nel presente studio fino ad ora.

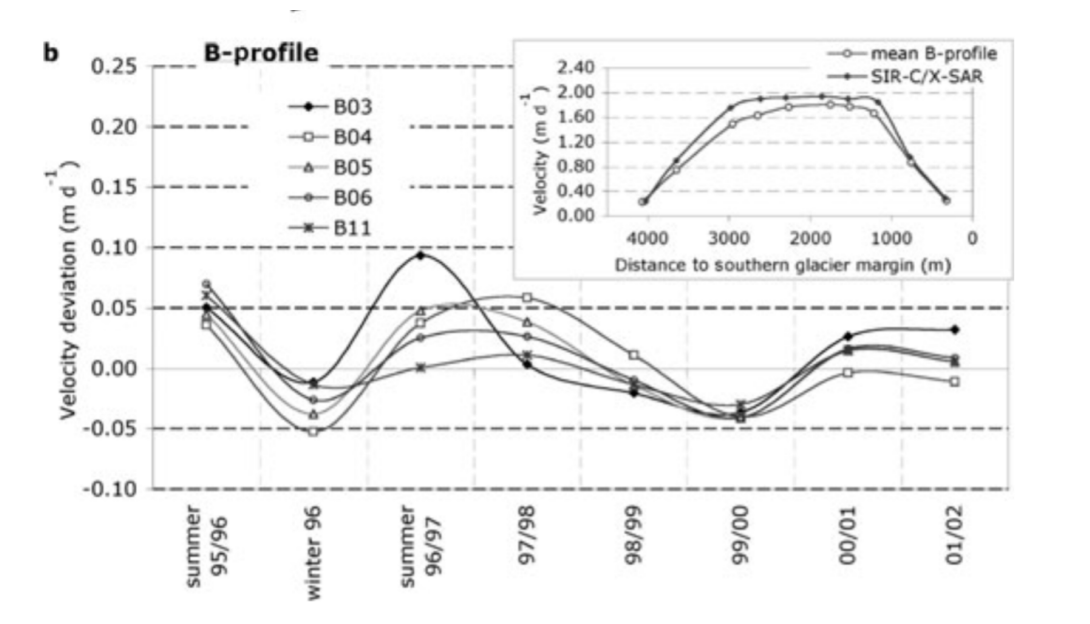


Figure 3.6: Velocità analizzate da Stuefer 2007 [37]

3.4.1. Confronti con il profilo B

Per poter effettuare dei confronti della velocità (e in seguito dell'ablazione) è necessario avvalersi dell'ipotesi di stabilità del ghiacciaio (già discussa nella sezione 2.2.2) e dell'ipotesi di assenza di piene glaciali negli anni a confronto [34]. Anche la variabilità stagionale influisce sulla bontà del confronto, ma utilizzando campi di velocità che coprono tutte le stagioni questo effetto è trascurabile.

Sono confrontati i 26 campi di velocità ottenuti con *Templatematch*, che coprono un periodo di quattro anni (2019-2023), con i valori medi ottenuti attraverso l'installazione di paline posizionate da Stuefer (si veda il Grafico 3.6 in alto a destra) e con i valori stimati da lui tramite il metodo *interferometric spaceborne imaging radar-C/X-band SAR velocities* (SIR-C e SIR-X).

I valori stimati nel corso di questa ricerca sono stati estratti da 40 punti equidistanti disposti lungo la linea B, distanziati di 100 m, e confrontati con le misure delle paline disposte sullo stesso profilo da Stuefer e mediati nel periodo 1995-2003. Le velocità stimate con *Templatematch* sono le seguenti e si può notare come siano in linea con quelle di Stuefer soprattutto nella zona centrale.

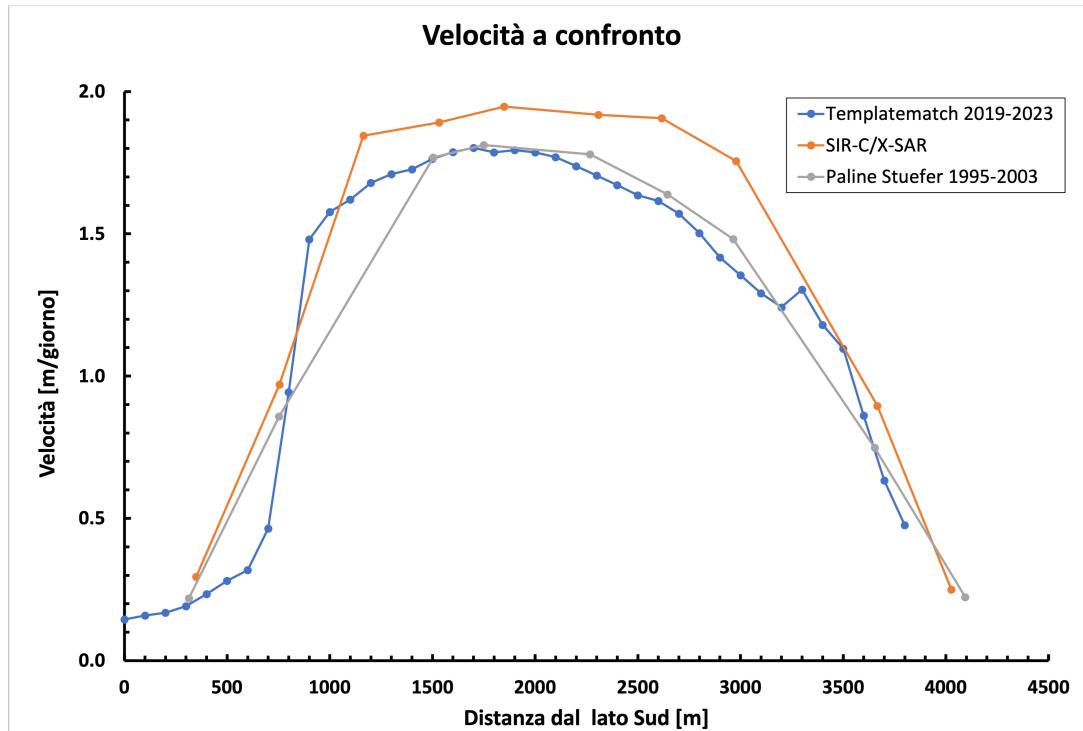


Figure 3.7: Confronto velocità di Stuefer 2007 e le stimate nel presente studio

Il grafico in Figura 3.7 conferma che il campo di velocità calcolato con Templatematch su immagini Sentinel 2 descrive in maniera accurata le velocità reali del ghiacciaio, in quanto non solo segue l'andamento delle paline di Stuefer ma in alcune zone (come il centro del ghiacciaio) ottiene risultati pressoché identici. Nonostante la mancanza di immagini per tracciare il profilo di velocità negli anni in cui sono state posizionate le paline, le velocità calcolate più di 20 anni dopo sono simili e da ritenere valide grazie all'ipotesi di stabilità.

Dopodiché è stato effettuato un confronto della variabilità stagionale delle velocità sempre sul transetto B (Figura 3.8 cercando di selezionare dei punti assimilabili a quelli analizzati da Stuefer 2007 nella Figura 3.6 (dal bordo sud: B03, B04, B05, B06, B11). Se ne rappresenta anche la media per evidenziare la deviazione di ognuno di essi. Si vede come il punto B03 in blu (il più a sud) è il più oscillante come quello riportato dalle paline di Stuefer 2007 [37]. Si può notare che i minimi annuali di velocità sono situati in autunno con un particolare cambio di tendenza nell'autunno del 2023 che risulta più veloce a parte per la zona più a sud del del ghiacciaio (B03).

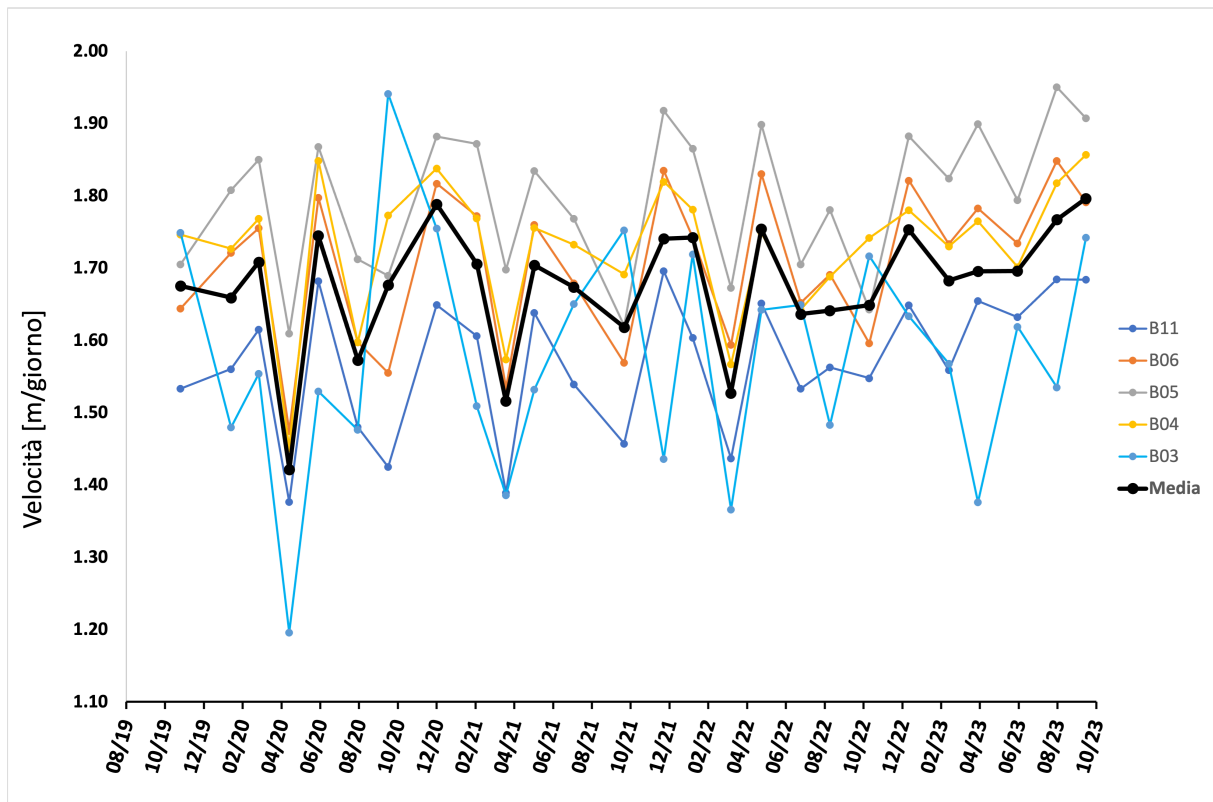


Figure 3.8: Variabilità stagionale delle velocità stimate lungo B

Il punto B05 , ovvero il più centrale è mediamente il più veloce (ha solo deviazioni positive) mentre il punto B11 tende ad essere il più lento (solo deviazioni negative). Non si notano però particolari trend a parte una leggera stabilizzazione rispetto alle prime stagioni della media (ovvero è meno oscillante) dall'inverno del 2022 a quello del 2023. Risulta però un periodo troppo breve per poter fare analisi di tendenze di velocità.

3.5. Velocità medie

Per il calcolo delle traiettorie del Capitolo 4 è necessario usare un solo campo di velocità, perciò si è optato per effettuare una media pesata sul tempo intercorrente tra un'immagine e l'altra dei 26 campi di velocità per ogni pixel-velocità (50x50 m). Ogni pixel ha associata un'intensità (Figura 3.9) e due componenti u e v di velocità lungo gli assi, dunque è possibile da questi ricavare anche l'inclinazione del vettore. L'intensità dei vettori di velocità media è riportata in Figura 3.9:

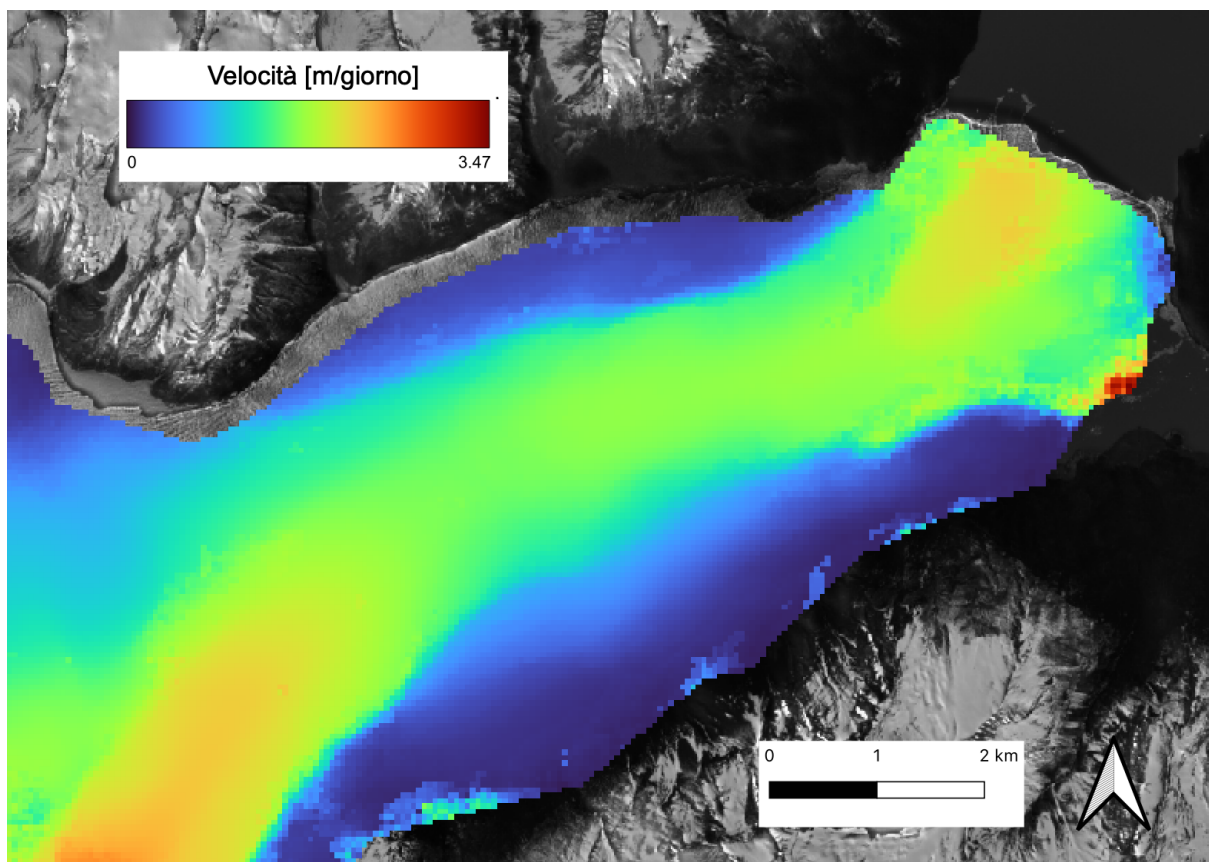


Figure 3.9: Velocità medie usate nello studio delle traiettorie

Tutti i valori sembrano essere in linea con le analisi fatte fino ad ora, ad esclusione della zona frontale che fa calving nel Brazo Rico, la quale raggiunge delle velocità di $3.4 \text{ m giorno}^{-1}$, un valore eccessivo per essere una media annuale.

Dunque, si procede con un'analisi della robustezza del singolo dato di velocità tramite la visualizzazione cartografica del numero di immagini che partecipano al calcolo della media in Figura 3.9. Nella Figura 3.10 si riporta la mappa che rappresenta questo valore in ogni pixel-velocità; tutto ciò servirà per capire in alcune zone del ghiacciaio se la media è più o meno rappresentativa dei quattro anni.

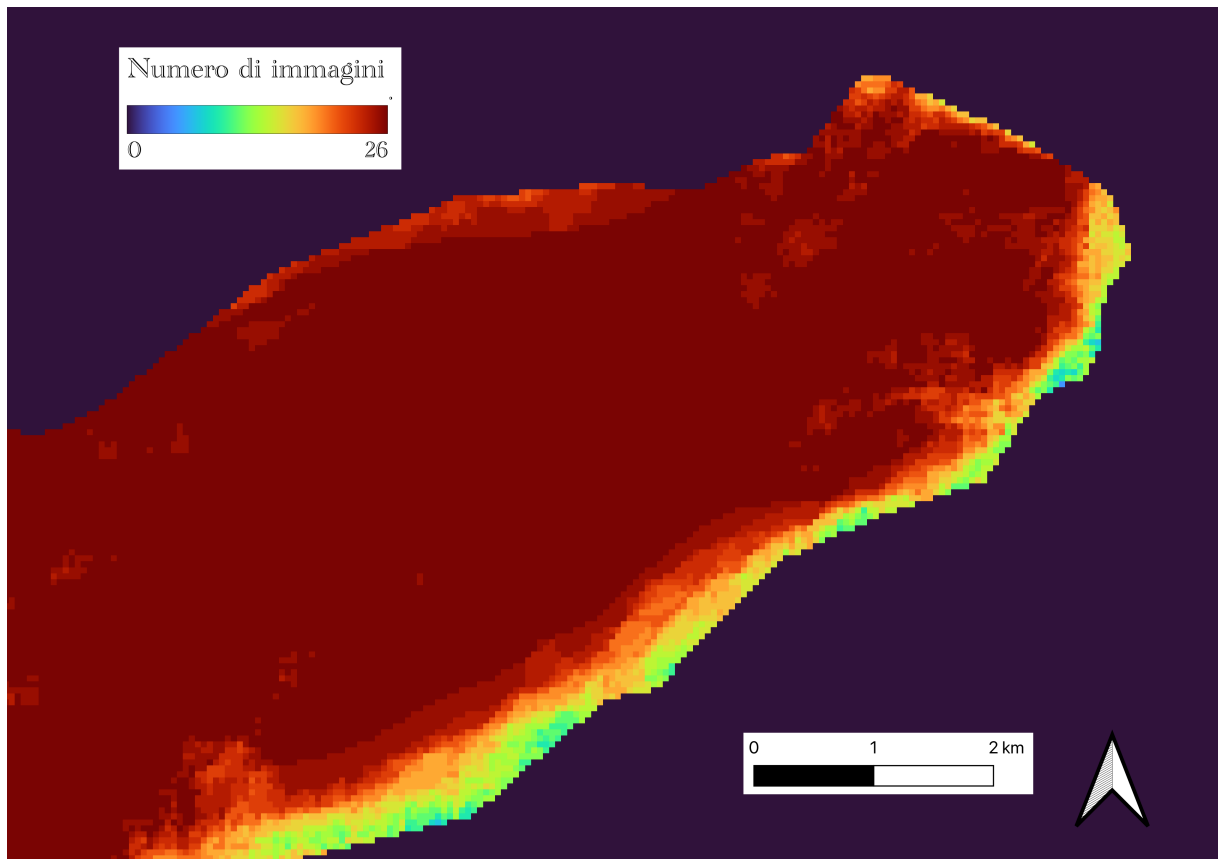


Figure 3.10: Numero di immagini per pixel-velocità

Si vede come la zona terminale del ghiacciaio e soprattutto la zona che va verso il Brazo Rico è rappresentata da poche immagini. In particolare i pixel che nella Figura 3.9 superano i 3 m giorno^{-1} di velocità sono rappresentati solo da 5 a 13 campi, mentre si vede come quasi tutto il resto del ghiacciaio è descritto dalla totalità delle coppie. Questo avviene in quanto il ghiacciaio si estende così tanto pochi giorni all'anno e non tutti gli anni. Dunque, lo studio delle traiettorie in quell'area, ma in generale negli ultimi pixel del fronte, si ritiene limitato. Di conseguenza questo influenzerà i risultati dell'ablazione in quell'area, i quali a loro volta avranno alta incertezza.

4 | Traiettorie del flusso

In questo capitolo si illustra come, a partire da un set di punti disposti lungo la sezione B e dal campo di velocità medio, è stato possibile ricavare delle linee di flusso che descrivono il movimento dei punti per giungere al fronte.

4.1. I punti di partenza

Per prima cosa sono stati disposti 40 punti a distanza di 100 m l'uno dall'altro lungo il transetto B in Figura 4.1. B è la sezione lungo la quale Stuefer 2007 [37] ha posizionato le paline usate per confermare il metodo del capitolo precedente e lungo il quale è nota l'elevazione del letto del ghiacciaio.

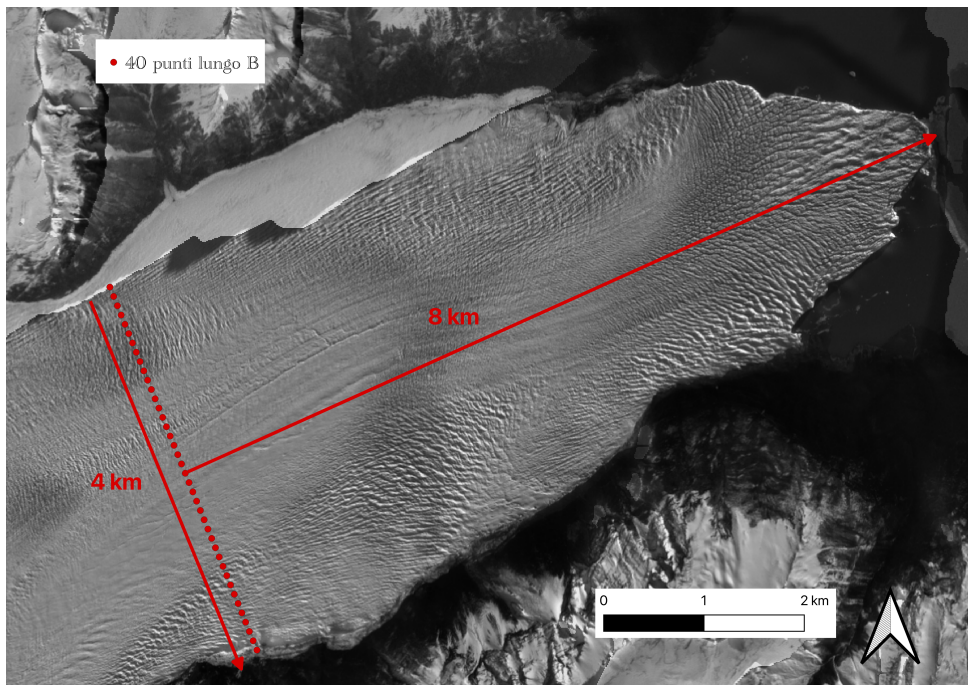


Figure 4.1: Disposizione dei 40 punti distanziati 100 m

La scelta di posizionarli a 100 m di distanza l'uno dall'altro è stata pensata per non rischiare che le traiettorie si incrocino durante il loro movimento verso il lago.

4.2. Metodo di individuazione delle traiettorie

Per tracciare le traiettorie è stato ideato un codice di calcolo MATLAB che ad ogni iterazione sposta ognuno dei 40 punti in una nuova posizione. La nuova posizione di un punto, viene calcolata utilizzando il campo di velocità medio del Capitolo 3. Dunque, ogni punto si sposta in base alla velocità del pixel-velocità (50x50 m) in cui si trova e si moltiplica per un passo temporale costante scelto a inizio simulazione. Ogni pixel-velocità è dotato di due componenti u e v che determineranno lo spostamento del punto lungo x e y . Nella Figura 4.2 si schematizza il vettore velocità con le relative componenti e il punto (in giallo) che trasla. La traslazione avviene secondo la formula di seguito dove x' e y' sono le coordinate dei nuovi punti dopo lo spostamento:

$$\begin{cases} x' = x + u\Delta T & (4.1) \\ y' = y + v\Delta T & (4.2) \end{cases}$$

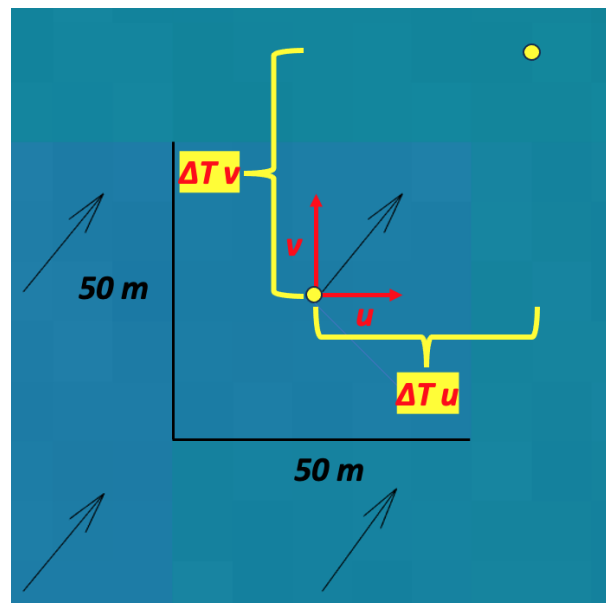


Figure 4.2: Schematizzazione del calcolo dello spostamento di ogni punto grazie alle componenti u e v

L'iterazione e lo spostamento di ogni singolo punto termina nel momento in cui questo giunge su un pixel-velocità nullo (NaN) che solitamente corrisponderà col bordo del ghiacciaio e più raramente con un punto interno che non è stato riconosciuto da `Templatematch` o considerato un outlier. Questo tipo di errori interni non è incluso in questo studio dato che è stato usato un campione di immagini sufficientemente ampio da coprire tutte le

lacune; resta comunque un'eventualità in caso di utilizzo di un solo campo.

Prima di utilizzare questa funzione è necessario fissare alcuni parametri di calcolo:

- **Numero di punti di partenza:** come già menzionato il numero di punti scelto è 40
- **Disposizione dei punti:** distanza 100 metri l'uno dall'altro. Per necessità è possibile anche disporli a distanze variabili in base alle zone in cui si vuole avere maggiore precisione di calcolo di ablazione. Per esempio in questo caso si potrebbero fare delle prove a priori per vedere quali sono le traiettorie più divergenti e poi valutare se inserire dei punti di partenza in più per creare dei flussi intermedi e studiare più nel dettaglio la divergenza.
- **L'intervallo di tempo** fisso da far passare tra un'iterazione e l'altra, ovvero il ΔT riportato in Figura 4.2. Questo valore è stato scelto pari a 50 giorni in quanto le velocità oscillano intorno all'1 m giorno⁻¹ e dunque gli spostamenti ad ogni iterazione si aggireranno intorno ai 50 m. Questi 50 m sono un valore abbastanza grande da non far ricadere più di due volte di fila il punto all'interno dello stesso pixel-velocità ma abbastanza piccolo da non fargliene erroneamente saltare uno.

Il codice di calcolo impiega solo qualche secondo a completare le traiettorie. Tende a rallentare principalmente al ridursi del tempo ΔT ma non in modo limitante.

4.3. Risultato

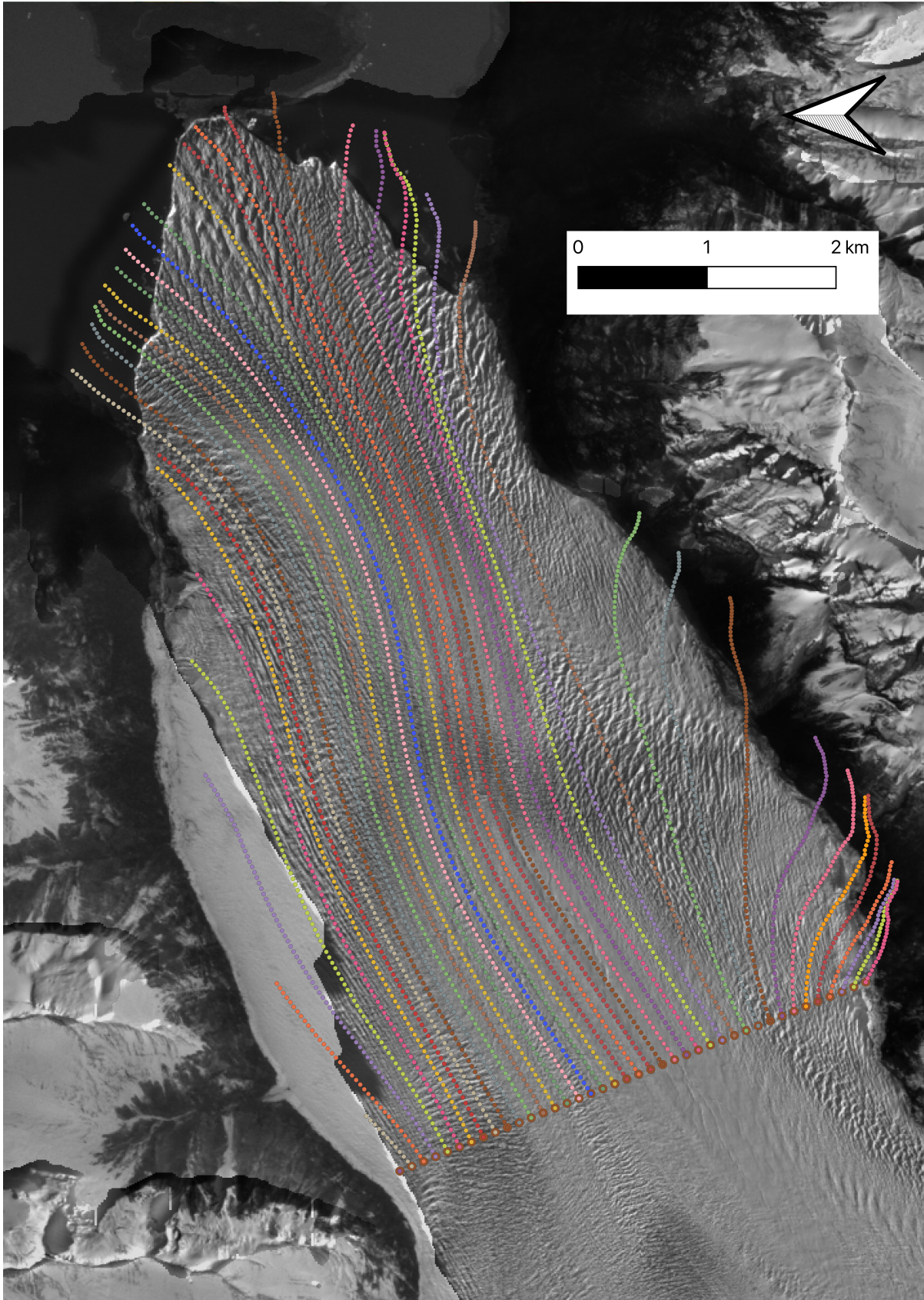


Figure 4.3: Traiettorie generate dai 40 punti disposti lungo B

Le traiettorie vengono numerate da 1 a 40 a partire dal bordo a nord. Ogni traiettoria ha associata una distanza percorsa in km e un tempo impiegato a raggiungere i limiti del ghiacciaio in anni (Grafico 4.4). Si vede che come da previsione alcune traiettorie superano i bordi dell'immagine di fondo e alcune escono dai bordi superiore e inferiore. Questo significa che solo poche immagini mostrano il ghiacciaio nella sua massima estensione, soprattutto quelle a fine inverno. Nel Grafico 4.4 alcune traiettorie vengono rappresentate con dei dati in meno secondo la selezione effettuata nella sezione 4.3.1, mentre i dati delle traiettorie laterali sono rimasti originali.

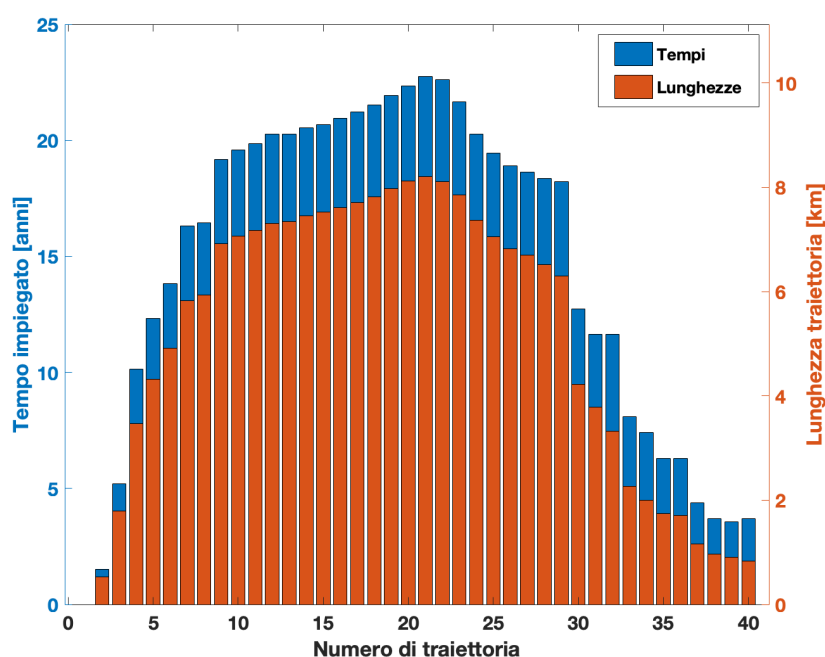


Figure 4.4: Tempi impiegati da ogni punto iniziale per raggiungere il fondo e distanze percorse

Si può notare come le traiettorie dalla 9 alla 29 si innalzano in modo netto rispetto al resto sia nei tempi che nelle distanze. Questo avviene perché si tratta delle traiettorie che giungono fino al fronte immerso nel lago mentre le altre tendono a bloccarsi sui bordi laterali.

4.3.1. Selezione dati ottenuti

In vista dei calcoli di ablazione è necessario selezionare manualmente le traiettorie delle quali si conoscono i dati di spessore del ghiacciaio e soprattutto l'estensione entro cui si ha un andamento regolare. Dunque, si nota come le traiettorie 17 e 22-29 superano la sezione

del fronte (in fucsia in Figura 4.5) lungo cui si possiedono i dati di profondità del letto. Queste traiettorie quindi verranno accorciate fino al punto d'iterazione più vicino al fronte noto. Inoltre le traiettorie appena menzionate, una volta superato il fronte C tendono ad avere un andamento irregolare e quindi non valido per i calcoli di ablazione. Invece le traiettorie dalla 24 alla 29 prima di raggiungere il fronte effettuano una deviazione brusca di cui non si riesce a spiegare l'origine.

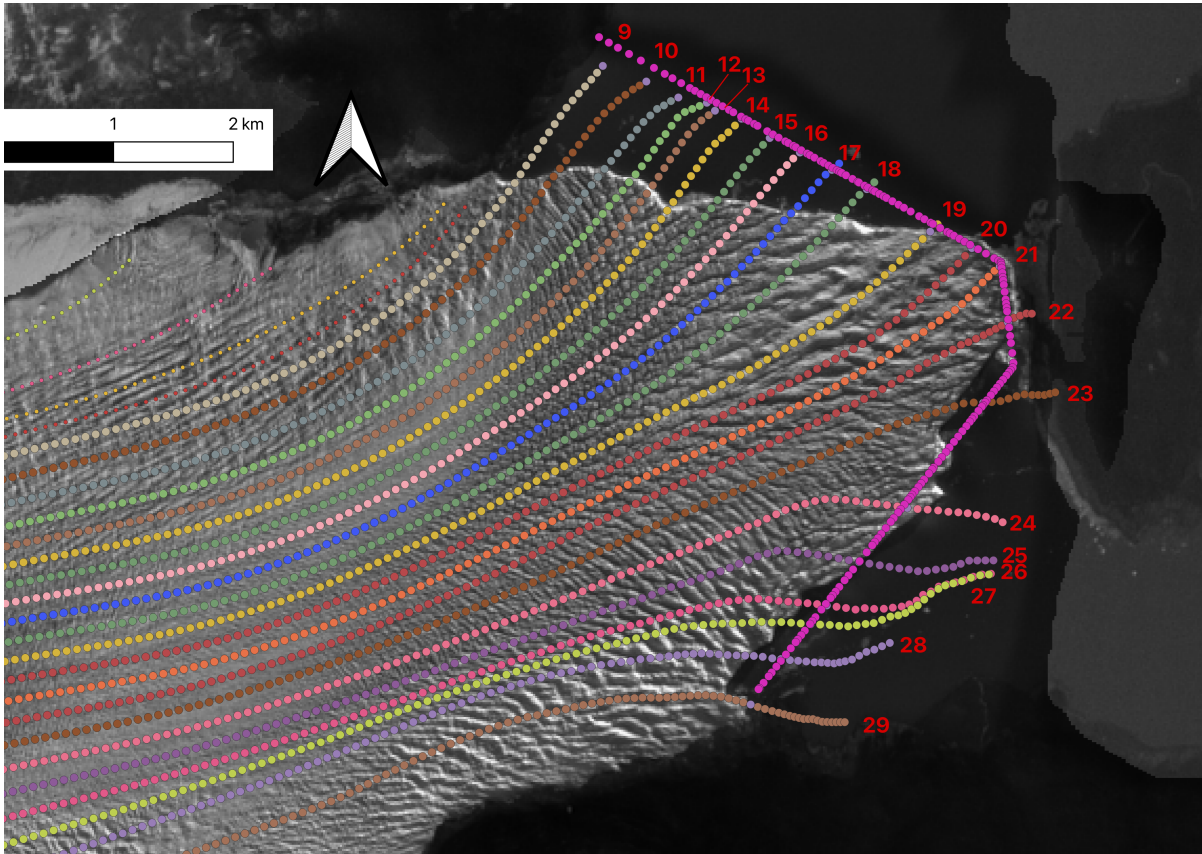


Figure 4.5: Traiettorie selezione per il calcolo dell'ablazione

Per concludere, si sceglie di tenere valide solo le 21 traiettorie dalla 9 alla 20 (in Figura 4.5) con le relative riduzioni in estensione. Queste sono state scelte siccome sono quelle che terminano più in prossimità del fronte di profondità nota e perciò daranno meno incertezza di calcolo.

4.4. Analisi dell'inclinazione dei vettori velocità

Per esaminare le traiettorie ottenute e comprendere più approfonditamente il loro comportamento nella zona in cui avviene una rapida deviazione verso Brazo Rico è stata effettuata un'analisi della distribuzione delle inclinazioni dei vettori velocità. Con inclinazione si in-

tende l'angolo in gradi che forma il vettore rispetto all'orizzontale schematizzato in Figura 4.6. L'angolo alfa dunque avrà valori compresi nell'intervallo $-\pi \leq \alpha \leq \pi$ dato che in fase di eliminazione degli outlier dai campi di velocità sono stati esclusi tutti i vettori con direzione verso ovest.

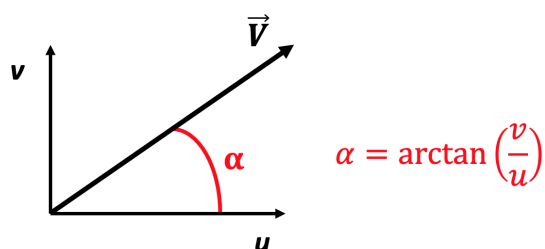


Figure 4.6: Inclinazione dei vettori velocità

In ogni pixel-velocità è stata calcolata la deviazione standard della differenza delle alfa di ognuno dei 26 campi di velocità per valutarne la variabilità (Figura 4.7).

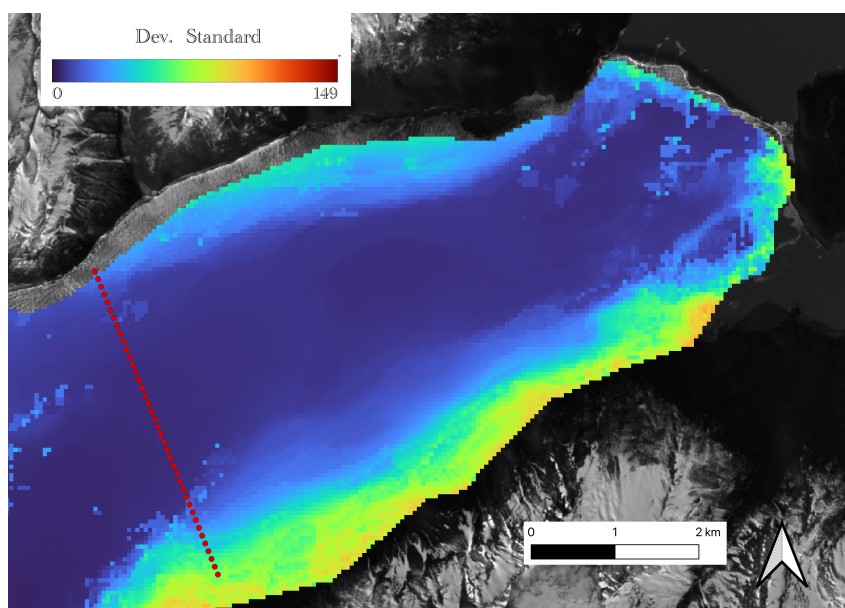


Figure 4.7: Deviazione standard delle differenze degli angoli formati dalla componente x e y della velocità di tutte le immagini usate

Si nota come le alfa della parte centrale del ghiacciaio risultano molto poco disperse (deviazione quasi pari a 0°) pertanto si suppone che la media usata per lo studio delle traiettorie sia sufficientemente rappresentativa delle 26 immagini. Mentre il fronte si presenta, come già in analisi passate, la zona con valori più dispersi. In particolare il

fronte che fa calving nel Brazo Rico e quello che va verso la penisola sono maggiormente dispersi con picchi fino a 104° di deviazione. Questo significa che in tali zone le traiettorie ottenute non sono particolarmente stabili e soprattutto poco attendibili.

Nella zona terminale dove si nota una brusca deviazione delle traiettorie 24 e 25 (Figura 4.5) la deviazione standard ha un aumento rispetto alle zone circostanti, come si vede dalla zona più chiara in Figura 4.8.

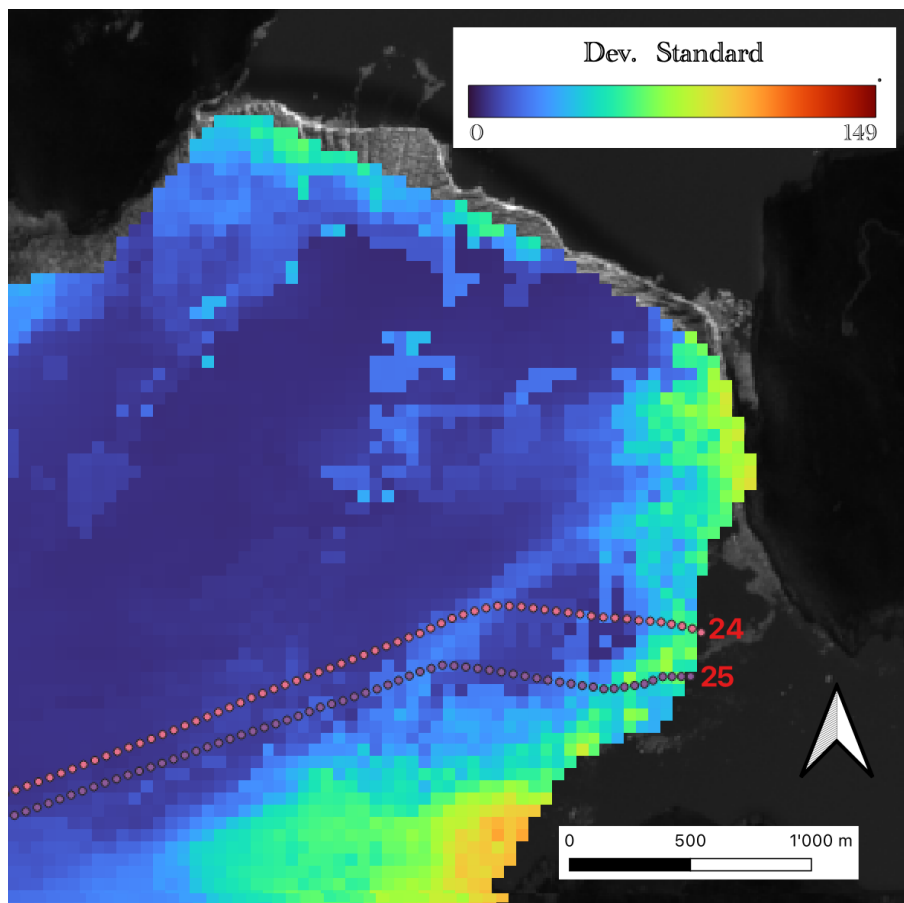


Figure 4.8: Zoom sull'area con deviazione brusca delle traiettorie

Anche in questo caso la maggiore deviazione standard (in media pari a 20°) dimostra che il valore medio usato potrebbe non essere particolarmente rappresentativo e che i vettori velocità in quella zona possiedono una maggiore variabilità.

Infine, si può concludere che le zone con una deviazione standard più elevata indicano una maggiore incertezza nelle traiettorie. Pertanto, nei prossimi capitoli verranno valutate queste aree con una minore sicurezza.

5 | Spessore del ghiacciaio

5.1. Elevazione del letto

Negli studi di Stuefer 1999 [36] sono incluse delle misure sul campo di profondità del ghiacciaio effettuate con il sistema di riflessione delle onde sismiche per il profilo B (in arancione in Figura 5.1) e echo sounding per la fronte (in fucsia in Figura 5.1).

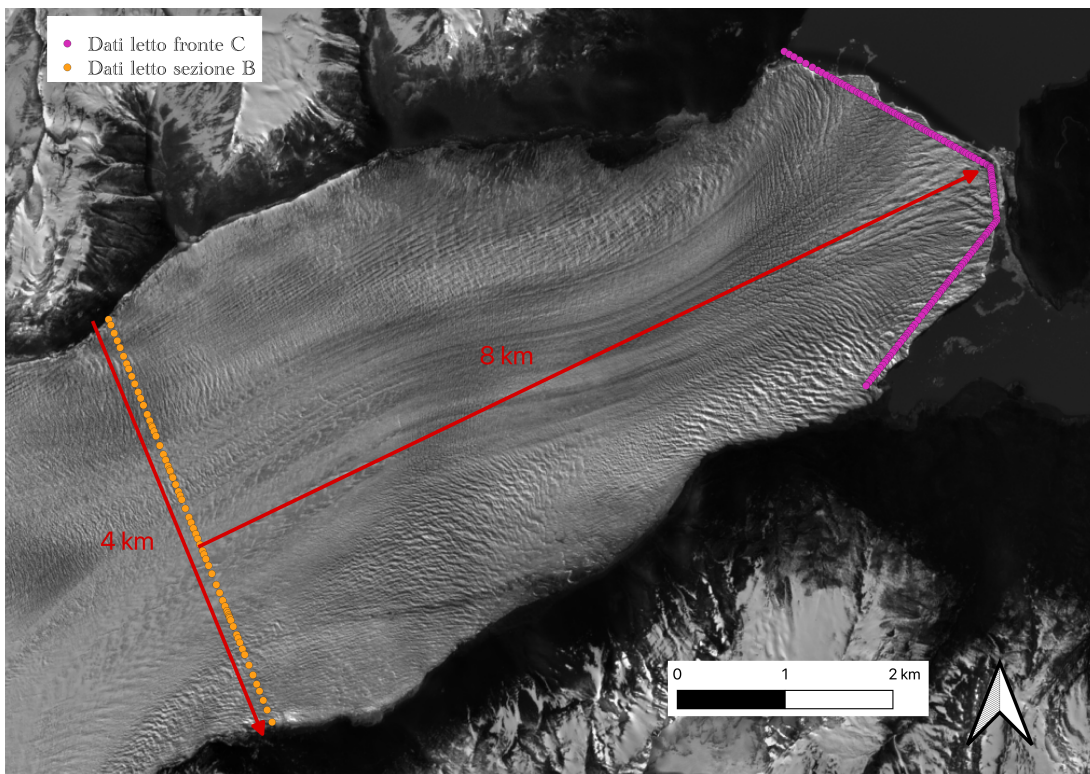


Figure 5.1: Punti di elevazione del letto misurati da Stuefer 1999

Le onde sismiche sono state generate da delle cariche di esplosivo fatte detonare all'interno di alcune fessure del ghiacciaio. Successivamente le onde sono state rilevate da dodici geofoni disposti lungo la linea del profilo B. Le misurazioni hanno rivelato una depressione subglaciale con una forma approssimativamente parabolica mentre l'altitudine media della superficie lungo questo transetto era di 495 m s.l.m (Figura 5.2)

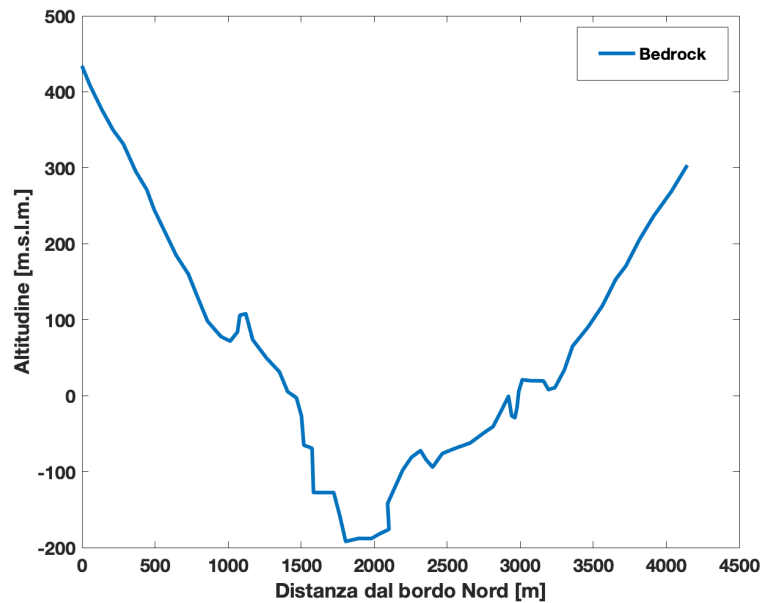


Figure 5.2: Dati di elevazione del letto della sezione B [36]

Le profondità del lago sono state misurate vicino al fronte di calving del ghiacciaio utilizzando uno strumento di echo sounding. Questi dati verranno quindi usati per calcolare lo spessore terminale del ghiacciaio (Figura 5.3).

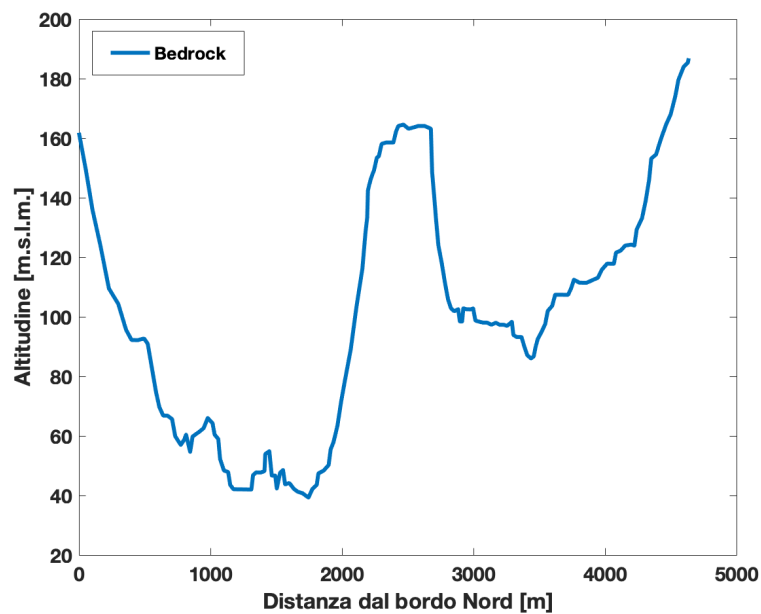


Figure 5.3: Dati di elevazione del letto sulla fronte [36]

Dalla Figura 5.3 si può notare come il ghiacciaio sulla fronte ha formato nel tempo due conche separate e di profondità diverse con una zona centrale meno profonda dovuta alla presenza della Penisola Magallanes. Nel presente studio queste misure sono servite per calcolare le sezioni di ghiacciaio lungo B e lungo la fronte, per poi valutarne l'ablazione relativa.

5.2. Elevazione della superficie del ghiacciaio

Nel corso di questo studio sono stati usati tre Digital Elevation Models (DEM) per calcolare, insieme ai dati di altitudine del letto, il valore di spessore del ghiacciaio. Uno per il calcolo dell'ablazione e gli altri due per confermare le ipotesi di stabilità.

5.2.1. GMTED 2010 e SRTM 2000

GMTED 2010

Il servizio geologico degli Stati Uniti (USGS) dispone di dati DEM globali a diverse risoluzioni: 30 secondi di arco (1 chilometro), 15 secondi di arco (450 metri) e 7.5 secondi di arco (225 metri). Il set di dati GMTED2010 (Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010) con molteplici livelli di risoluzione sostituisce una versione precedente chiamata GTOPO30, che aveva solo il livello di risoluzione di 30 secondi di arco (1 km). Utilizza dati provenienti da fonti come il Digital Terrain Elevation Data (DTED) globale della Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), dati di elevazione canadesi, dati Spot 5 Reference3D e dati dal Satellite per l'Elevazione di Ghiaccio, Nuvole e Terra (ICESat)[13]. Questi set di dati sono più adatti per lavorare a livello continentale e con regioni molto vaste. Per questo motivo nel presente studio verrà usato solo come validazione di altri DEM per confermare la stabilità del ghiacciaio negli anni essendo uno dei DEM disponibili online più recenti.

SRTM 2000

La missione Shuttle Radar Topography (SRTM) è stata condotta a bordo dello Space Shuttle Endeavour dal 11 al 22 febbraio 2000. La NASA (National Aeronautics and Space Administration) e l'NGA (National Geospatial-Intelligence Agency) hanno partecipato a un progetto internazionale per acquisire dati radar utilizzati per creare il primo set di elevazioni terrestri quasi globale.

I radar utilizzati durante la missione SRTM furono sviluppati e utilizzati su due missioni Endeavour nel 1994. Il C-band Spaceborne Imaging Radar e l'hardware X-Band Syn-

thetic Aperture Radar (X-SAR) furono utilizzati a bordo dello Space Shuttle ad aprile e ottobre 1994 per raccogliere dati sull'ambiente terrestre. Durante la missione di 11 giorni, l'Endeavour orbitò la Terra 16 volte al giorno, completando 176 orbite. SRTM raccolse con successo dati radar su oltre l'80% della superficie terrestre tra 60° di latitudine nord e 56° di latitudine sud, con dati puntuali postati ogni secondo di arco (circa 30 metri, che quindi è la risoluzione del prodotto) [25].

Questo DEM, nonostante l'alta risoluzione, è di vecchia data e perciò anch'esso verrà utilizzato per validare delle ipotesi di calcolo dell'ablazione.

Confronto tra GMTED 2010 e SRTM 2000

Per dimostrare la stabilità del ghiacciaio nel periodo dal 2000 al 2010 sono stati sovrapposti SRTM 2000 e GMTED 2010 sia lungo il profilo B che sul fronte di calving di cui è nota la batimetria (Figura 5.4, Figura 5.5).

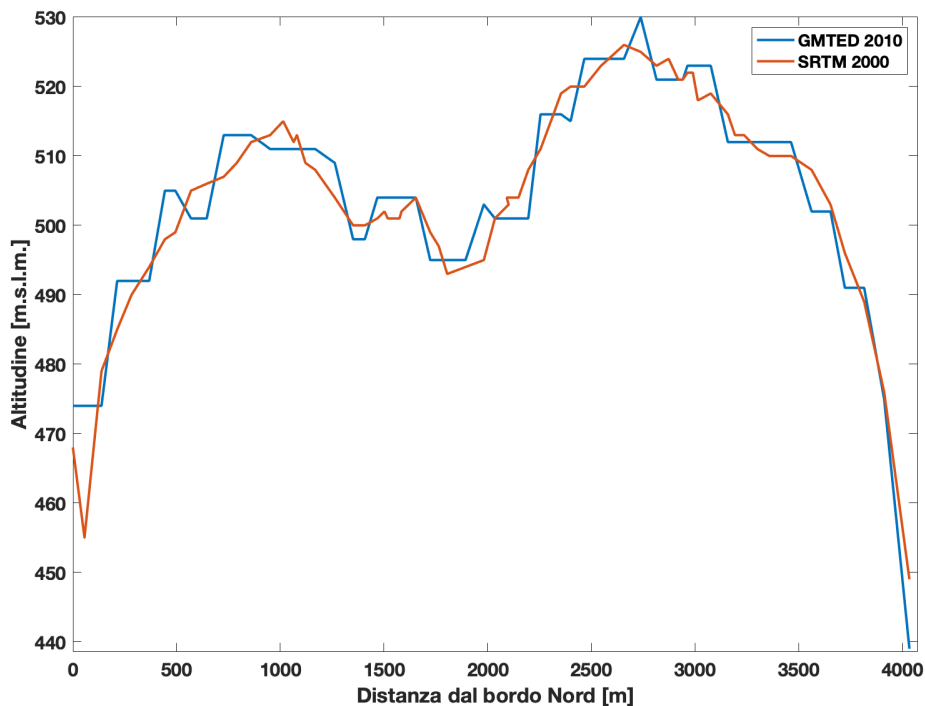


Figure 5.4: Dati di elevazione a confronto tra i DEM del 2000 e 2010 sul transetto B

Si può notare come i SRTM 2000 e GMTED 2010 sono sovrapponibili lungo il Profilo B in modo soddisfacente e permettono di confermare la stabilità del ghiacciaio in quella zona.

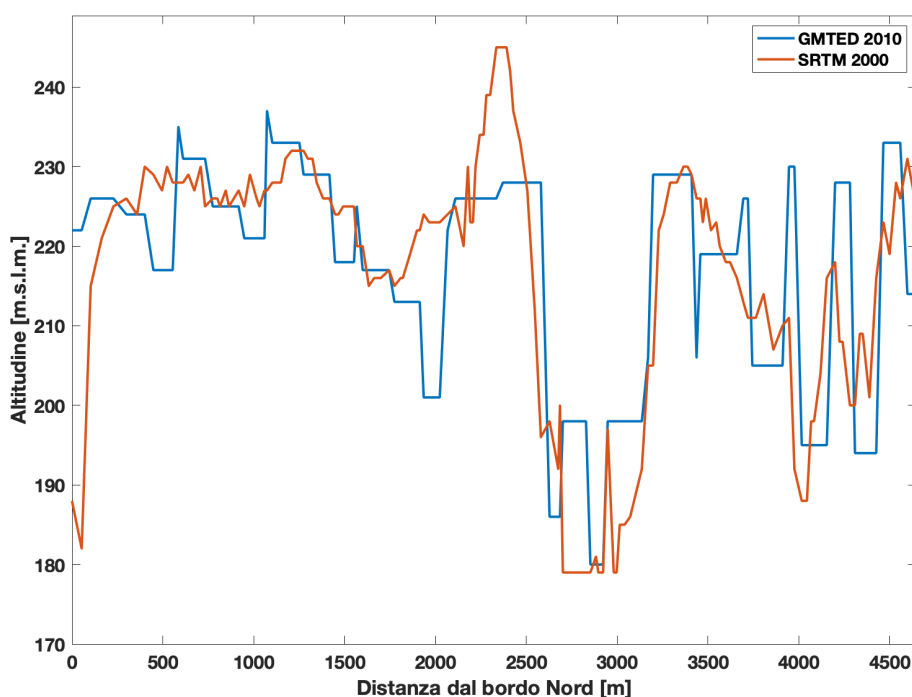


Figure 5.5: Dati di elevazione a confronto tra i DEM del 2000 e 2010 sul fronte

Sul fronte i DEM risultano meno sovrapposti ma comunque non si apprezza una variazione particolare di quello più recente (GMTED 2010) rispetto al precedente (SRTM 2000). La maggiore oscillazione dei due DEM è dovuta a delle condizioni stagionali che sono presenti principalmente nel prodotto SRTM in quanto si tratta di un valore istantaneo misurato in una data specifica. Invece GMTED 2010, trattandosi di una media di più rilevazioni, ha un carattere più rappresentativo di un anno intero. Il fronte, essendo immerso in acqua e avendo maggiore variabilità stagionale data dal suo avanzamento e ritiro, può avere un'elevazione più variabile tra un anno e l'altro rispetto al resto del ghiacciaio. Infine si può affermare che il ghiacciaio nel periodo 2000-2010, nella sua area terminale risulta stabile ed oscillante solo a livello stagionale.

5.2.2. ASTER GDEM v003

L'ASTER Global Digital Elevation Model versione 3 (ASTGTM) fornisce un modello digitale di elevazione (DEM) globale delle aree terrestri sulla Terra con una risoluzione spaziale di 1 secondo d'arco (circa 30 metri di risoluzione orizzontale all'equatore). Lo sviluppo dei prodotti dati ASTER GDEM è frutto di una collaborazione tra la National Aeronautics and Space Administration (NASA) e il Ministero dell'Economia, del Com-

mercio e dell'Industria del Giappone (METI). I prodotti dati ASTER GDEM sono creati dalla Sensor Information Laboratory Corporation (SILC) di Tokyo. Il prodotto ASTER GDEM Versione 3 è stato generato dall'elaborazione automatizzata dell'intero archivio di scene ASTER Level 1A acquisite tra l' 1 marzo 2000 e il 30 novembre 2013. La correlazione stereo è stata utilizzata per produrre oltre un milione di DEM ASTER basati su singole scene, ai quali è stata applicata una maschera per le nuvole. Tutti i DEM con e senza maschera per le nuvole sono stati sovrapposti, rimuovendo i valori residui e gli outlier. Nelle aree con limitato numero di dati, sono stati utilizzati diversi DEM di riferimento esistenti per integrare i dati ASTER e correggere le anomalie residue. I dati selezionati sono stati mediati per creare i valori finali dei pixel prima di suddividerli in riquadri di 1 grado di latitudine per 1 grado di longitudine con un sovrapposizione di un pixel. [21]

Confronto

I dati dell'ASTER GDEM v003 vengono confrontati con i precedenti per analizzare ulteriormente la stabilità del ghiacciaio. Questo, come l'SRTM del 2000, ha una risoluzione di 30 m ma possiede in più il fatto di essere un prodotto composito di più immagini mediate in un lasso di tempo medio (13 anni), dunque più adatto per il presente studio nel quale verrà usata una velocità anch'essa risultato di una media di più anni e un periodo di analisi delle traiettorie di circa 20 anni.

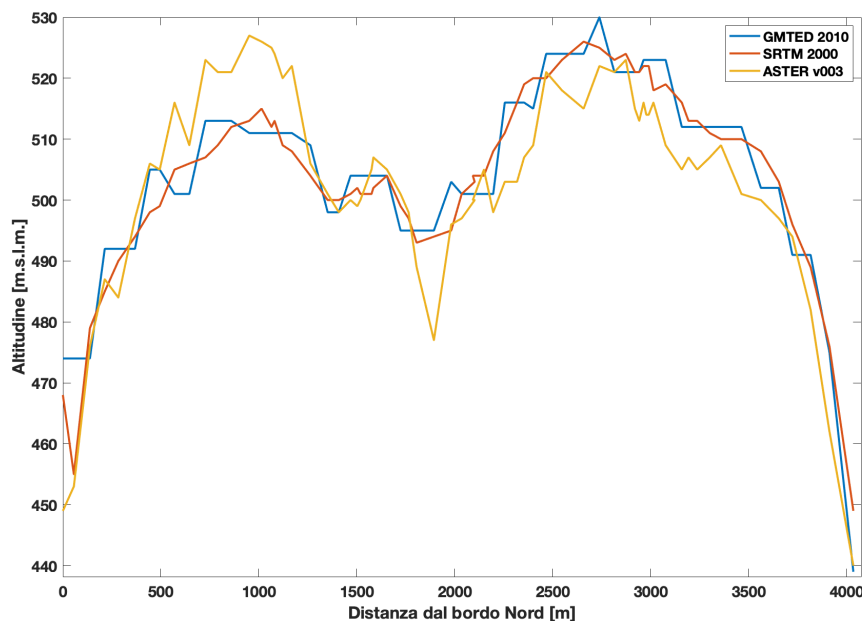


Figure 5.6: Dati di elevazione a confronto tra i DEM disponibili sul transetto B

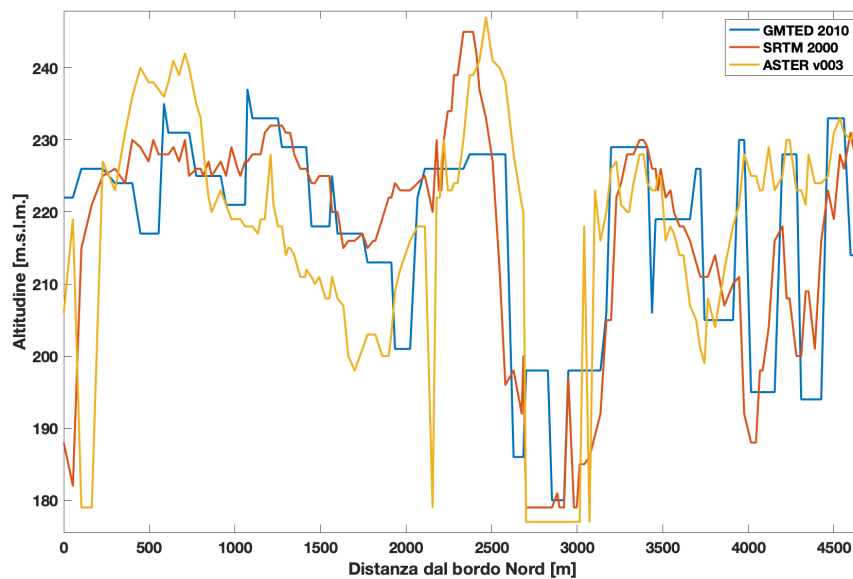


Figure 5.7: Dati di elevazione a confronto dei DEM disponibili della fronte

Nonostante l'ASTER GDEM v003 si tratti di un prodotto risultato della media di più immagini recenti (fino al 2013), si presenta allineato soprattutto sul profilo B con i dati degli altri DEM disponibili.

5.2.3. Rappresentazione degli spessori usati

Nella presente sezione si illustrano i grafici visti separatamente fino ad ora in maniera sovrapposta così da visualizzare più chiaramente i dati che si utilizzeranno per i calcoli dell'ablazione.

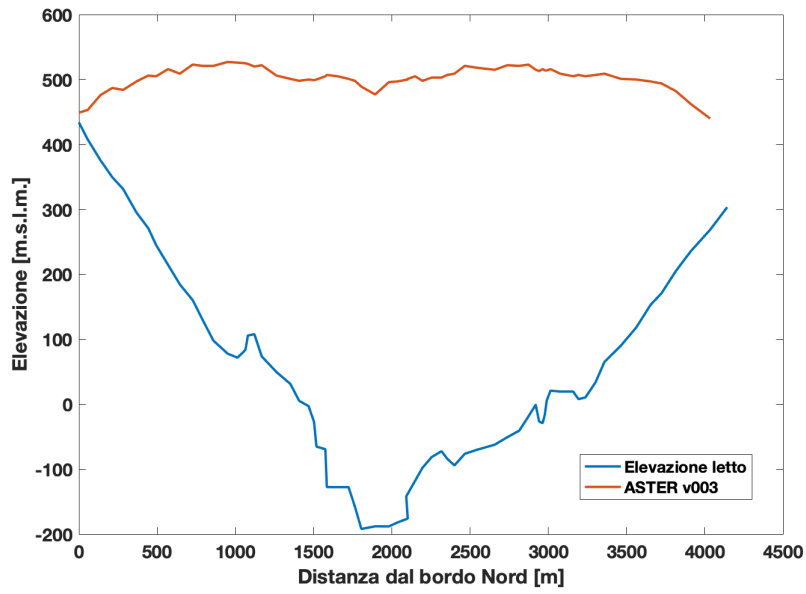


Figure 5.8: Spessore del profilo B

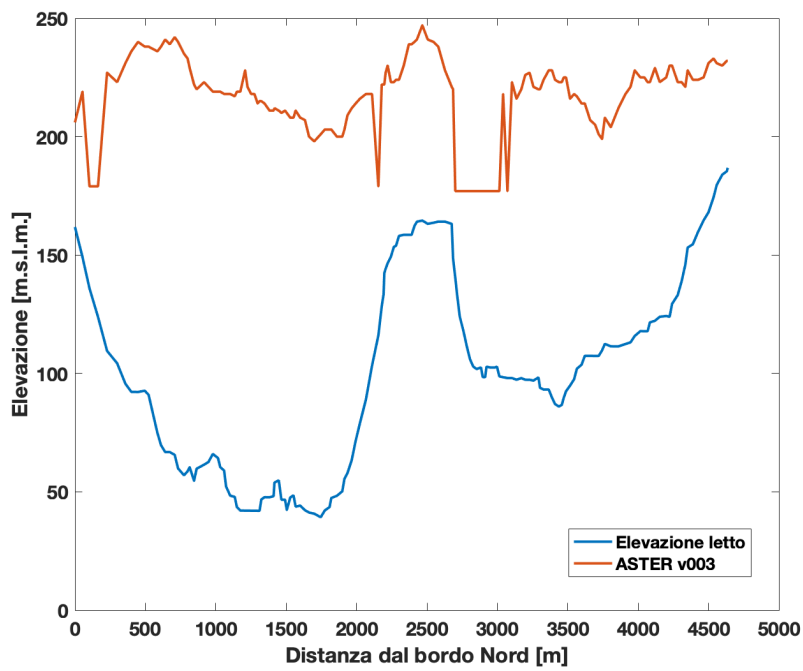


Figure 5.9: Spessore del fronte

6 | Ablazione

Nel presente capitolo si espone un metodo per il calcolo dell'ablazione in ghiacciai di cui si possiedono i dati di spessore solo in determinate sezioni basato su una formula fondamentale di bilancio di massa che è stata dimostrata. Il metodo viene applicato sul Perito Moreno tra la sezione B e il fronte di calving dove nel Capitolo 5 sono stati illustrati gli spessori coinvolti.

6.1. Le ipotesi

Per poter effettuare i calcoli di dimostrazione della formula di ablazione è necessario fare delle ipotesi su cui si baseranno:

- L'altezza della scogliera di ghiaccio al di sopra della superficie del lago è compresa tra 55 e 75 m, e quindi si prevede che il fronte di ghiaccio sia appoggiato a terra (grounded) [36]
- Il Perito Moreno è un ghiacciaio temperato [33]
- Il ghiacciaio è stabile (vedi Capitoli 2.2.2 e 5.2.1)

6.2. La formula

La formula che si userà per calcolare l'ablazione si applica sul singolo concio di ghiacciaio (Figura 6.1) basandosi sulle ipotesi appena menzionate. Ogni concio è delimitato da due punti iniziali (a distanza $B = 100$ m, gli stessi del Capitolo 4) e da due punti finali a distanze B' variabili. La formula di ablazione si ricava a partire da un'equazione che descrive la variazione di area trasversale iniziale e finale del singolo concio con la possibilità di estensione all'intera area del ghiacciaio. \bar{H} è l'altezza media della sezione iniziale del concio e \bar{H}' l'altezza media finale. $A_{t=0}$ è l'area della sezione d'entrata del concio delimitata da B mentre $A_{t=T}$ è la sezione d'uscita delimitata da B' . I limiti superiori e inferiori di $A_{t=0}$ e $A_{t=T}$ usati per calcolare gli spessori medi H provengono dai dati illustrati nel Capitolo 5.2.3.

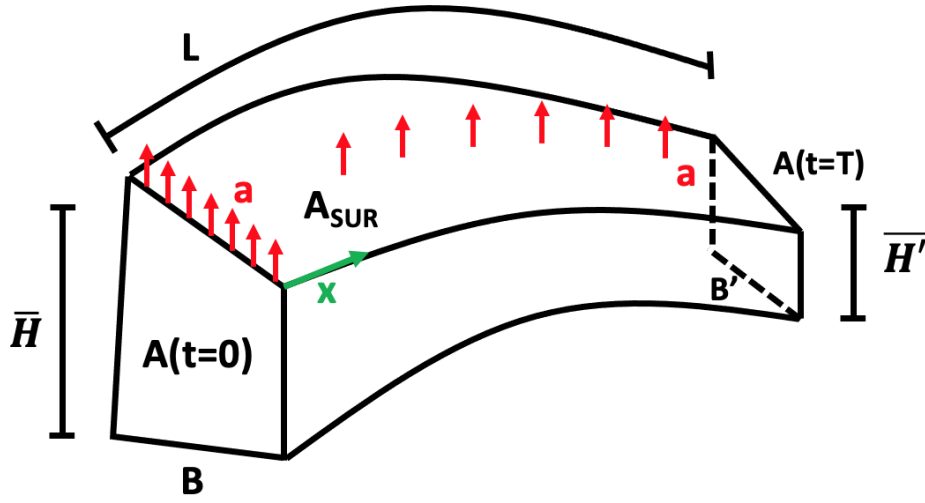


Figure 6.1: Figura schematica del concio di ghiacciaio

L'area trasversale del concio di ghiacciaio dipende sia dal tempo che dallo spostamento effettuato rispetto alla sezione di partenza chiamato x in Figura 6.1: $A = A(x(t), t)$. Le aree iniziali (BH) e finali (B'H') vengono calcolate in modo approssimato usando gli spessori medi:

$$A_{t=0} = B\bar{H} \qquad A_{t=T} = B'\bar{H}'$$

La differenza tra l'area iniziale $A_{t=0}$ e finale $A_{t=T}$ è data dall'ablazione che agisce sulla larghezza $B(x, t)$ per il tempo di percorrenza T che impiega ogni coppia di punti per arrivare alla fronte.

$$A_{t=0} - A_{t=T} = \int_0^T aB dt$$

Il tempo di percorrenza T per arrivare alla fronte si esprime come $T = \bar{U}L$ e $dt = \frac{dx}{|\bar{U}|}$ dove la \bar{U} rappresenta la velocità media lungo la traiettoria. Poi la variazione di area si sviluppa nel modo seguente fino ad arrivare alla formula dell'ablazione:

$$\Delta A = \int_0^L \frac{aB}{|\bar{U}|} dx = \frac{\bar{a}}{\bar{U}} \int_0^L B dx = \frac{\bar{a}A_{SUR}}{\bar{U}}$$

Infine si ottiene la formula dell'ablazione media associata a un concio di ghiacciaio (o coppia di traiettorie di flusso):

$$\bar{a} = \frac{\bar{U}(B\bar{H} - B'\bar{H}')}{A_{SUR}} \quad (6.1)$$

Questa stessa formula si può applicare su coppie di punti a distanza variabile a seconda

delle necessità di calcolo e della disponibilità di traiettorie. Per esempio nel presente studio verrà applicata sia su conchi con larghezza B pari a 100 m che sull'intero volume centrale di ghiacciaio come unico blocco. Una maggiore discretizzazione porterà a valori di ablazione più precisi.

6.3. L'ablazione per coppie di punti

Per utilizzare la formula 6.1 sul ghiacciaio in studio è necessario predisporre in modo accurato i dati coinvolti: le traiettorie tracciate, le A_{SUR} superficiali dei conchi, le velocità medie di ogni linea di flusso, gli spessori iniziali e finali (H e H').

Per prima cosa vengono selezionate solo le traiettorie centrali del ghiacciaio ovvero dalla 9 alla 29, scelte in quanto sono le uniche che raggiungono il fronte del ghiacciaio (vedi Figura 4.5) ridotte delle quantità esposte nel Capitolo 4. Per ognuna si calcolano le aree A_{SUR} e le distanze B' sulla fronte comprese tra ogni coppia di punti. Poi si calcola la velocità media associata a ogni coppia di linee di flusso, dividendo il tempo impiegato per raggiungere il fronte per la lunghezza L percorsa dalla traiettoria. Questi dati vengono suddivisi in due capitoli che differenziano i dati per singola traiettoria e quelli per conchio di ghiacciaio.

6.3.1. Dati per singola traiettoria

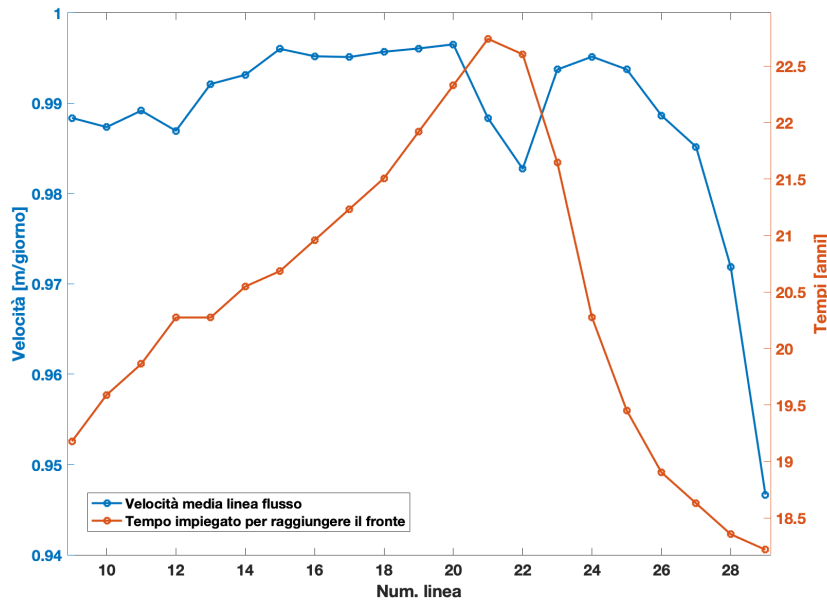


Figure 6.2: Dati di velocità e tempo impiegato da ogni punto della sezione B a raggiungere il fronte

Si vede come le velocità medie delle traiettorie che raggiungono il fronte non varino particolarmente (circa tra 0.94 a 1 m giorno⁻¹) mentre i tempi impiegati possono arrivare fino a quattro anni di differenza (dai 18.5 anni ai 22.5). Questo perché alcuni flussi percorrono tratti più lunghi come i 20, 21, 22 che ricadono nella punta del ghiacciaio e sono le traiettorie che in alcuni anni giungono a toccare la Penisola Magallanes.

Di questi dati per il calcolo delle ablazioni per ogni coppia di punti verrà effettuata la media delle velocità e la media degli spessori iniziali H in Figura 5.8 compresi tra le distanze B e la stessa cosa per gli spessori H' finali in Figura 5.9.

6.3.2. Dati per area

Di seguito si riportano le medie degli spessori iniziali H e finali H' compresi tra ogni coppia di traiettorie. I dati disponibili per effettuare la media sono riportati nel Capitolo 5. Le ascisse sono numerate in modo da descrivere ogni area con il numero inferiore della coppia di punti che la delimita, per esempio la coppia 25 - 26 avrà un'area chiamata 25; nello stesso modo verranno poi descritte le ablazioni di ogni coppia.

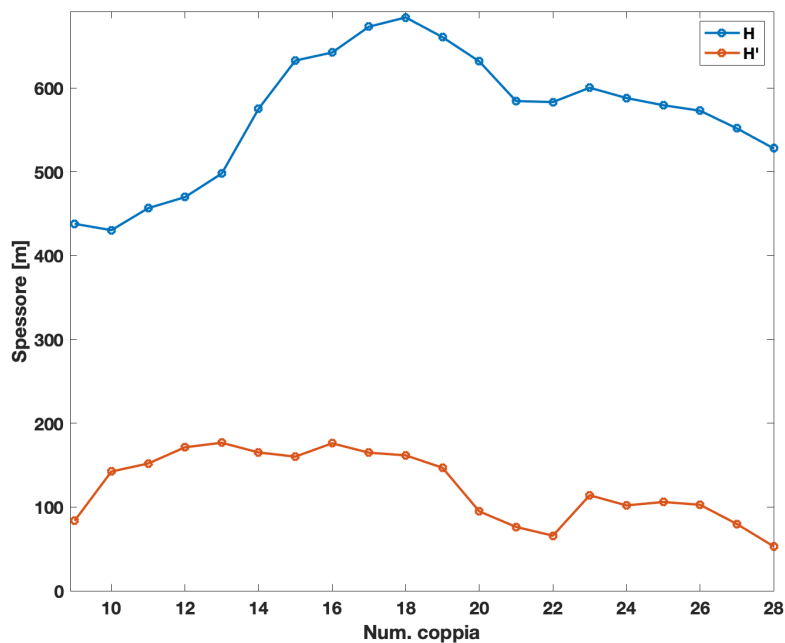


Figure 6.3: Spessori iniziali H e finali H' medi

Si vede come le coppie da 9 a 13 hanno in sezione iniziale degli spessori non particolarmente rilevanti ma terminano con degli spessori massimi (rispetto al resto del ghiacciaio). Mentre gli andamenti degli spessori iniziali e finali dal 14 al 28 sono più o meno coerenti, ovvero hanno massimi e minimi in coppie corrispondenti. Si nota come le traiettorie che terminano in prossimità della Penisola Magallanes (dalla 19 alla 23) tenderanno a impennarsi di più rispetto agli spessori di partenza. L'andamento è più regolare dei grafici dei DEM perché si tratta del valore degli spessori e perché sono valori medi.

In Figura 6.4 si rappresenta le superfici spaziate A_{SUR} da ogni coppia di traiettorie e la distanza B' tra le coppie di punti finali. Si vede come l'andamento delle aree corrisponde all'andamento delle distanze B' finali. Si nota come quasi tutti i B' siano maggiori di B (ovvero superano i 100 m) e dunque si tratta di traiettorie divergenti. Si nota inoltre che le traiettorie più vicine ai bordi del ghiacciaio non hanno una particolare correlazione tra A_{SUR} e B' , come si può vedere per l'area 28 che non tende l'ampia area spaziata non tende a divergere in modo significativo. Si notano subito le aree che hanno delle divergenze eccessive ovvero la 18 (circa 400 m) e la 23 (circa 600 m).

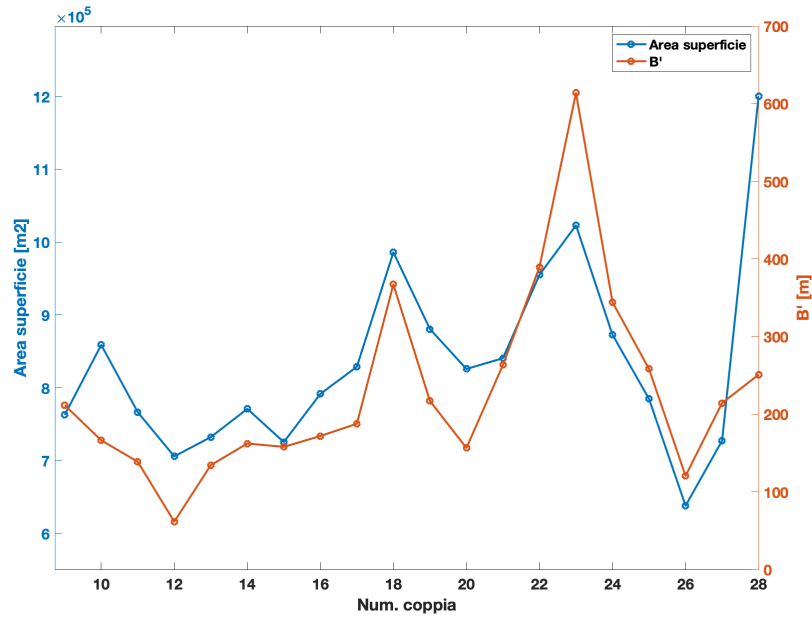


Figure 6.4: A_{SUR} spaziate dalle coppie di traiettorie e distanze finali B'

6.3.3. Risultati: Ablazione

Con i dati appena mostrati e la Formula 6.1 è stata calcolata l'ablazione corrispondente ad ogni coppia di traiettorie e associata agli ultimi 8 km di ghiacciaio.

Si riporta di seguito una tabella che riassume i risultati ottenuti per ogni coppia mentre nella Figura 6.5 si riportano gli stessi risultati sulla mappa 4.5 del Capitolo 4 per comprenderne la spazialità.

Ablazione annuale per coppia di traiettorie

Coppia	BH [m ²]	B'H' [m ²]	Ablazione [m anno ⁻¹]
9	43 784	17 686	12.34
10	43 022	23 680	8.12
11	45 649	21 077	11.56
12	46 963	10 544	18.63
13	49 782	23 737	12.88
14	57 498	26 781	14.46
15	63 255	25 293	19.01
16	64 218	30 248	15.59
17	67 296	30 939	15.93
18	68 404	59 352	3.37
19	66 047	31 879	14.11
20	63 155	14 837	21.19
21	58 422	20 090	16.40
22	58 307	25 638	12.34
23	60 018	69 993	-3.54
24	58 787	35 089	9.85
25	57 929	27 371	14.09
26	57 275	12 377	25.34
27	55 165	17 098	18.69
28	52 784	13 310	11.52

Table 6.1: Ablazione annuale per coppia di traiettorie dalla sezione B al fronte. Dati di sezioni di partenza e sezioni finali del ghiacciaio

Si nota subito l'unica ablazione negativa associata alla coppia 23, indubbiamente è considerata un'errore in quanto è impossibile che il ghiacciaio cresca in spessore da monte a valle. Questo probabilmente è dovuto all'inaffidabilità dei dati di velocità e delle inclinazioni dei loro vettori negli ultimi 500 m di ghiacciaio come si mostra nel Capitolo 4.4. Inoltre ci si rende conto della loro inaffidabilità anche dal Grafico 6.4 che mostra un picco che devia dagli altri dati sia per area spaziata che per distanza B' tra i punti finali. Anche la coppia 26 risulta di dubbia correttezza per il problema opposto, ovvero una convergenza delle traiettorie che riduce eccessivamente la sezione finale B'H' del ghiacciaio e produce

un'ablazione eccessiva (pari a $25.34 \text{ m anno}^{-1}$).

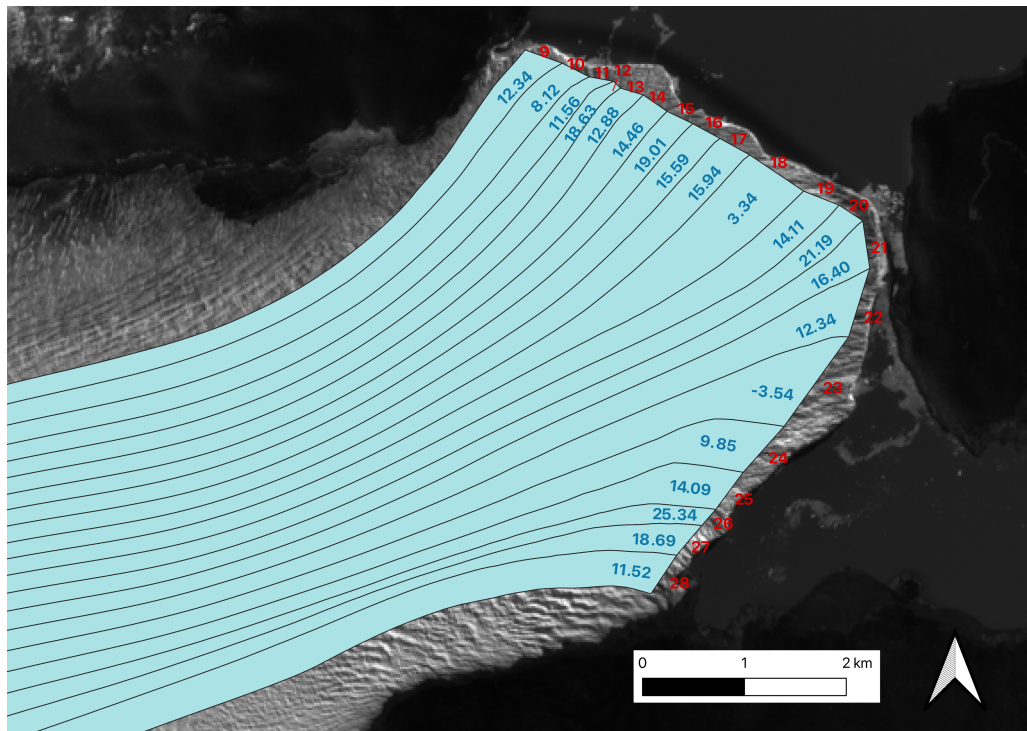


Figure 6.5: Mappa che illustra A_{SUR} e ablazioni associate a ognuna

Viene infine calcolato il valore di ablazione media pesando ogni risultato per l'area di ghiacciaio spaziata A_{SUR} da ogni coppia di punti. Il risultato è di $13.00 \text{ m anno}^{-1}$ che viene interpretato come tasso di ablazione annuale rappresentativa degli ultimi 8 km di ghiacciaio senza distinzioni di altitudine.

Infine si rappresentano i valori di ablazione ottenuti per ogni coppia di traiettorie dal punto di vista della sezione finale.

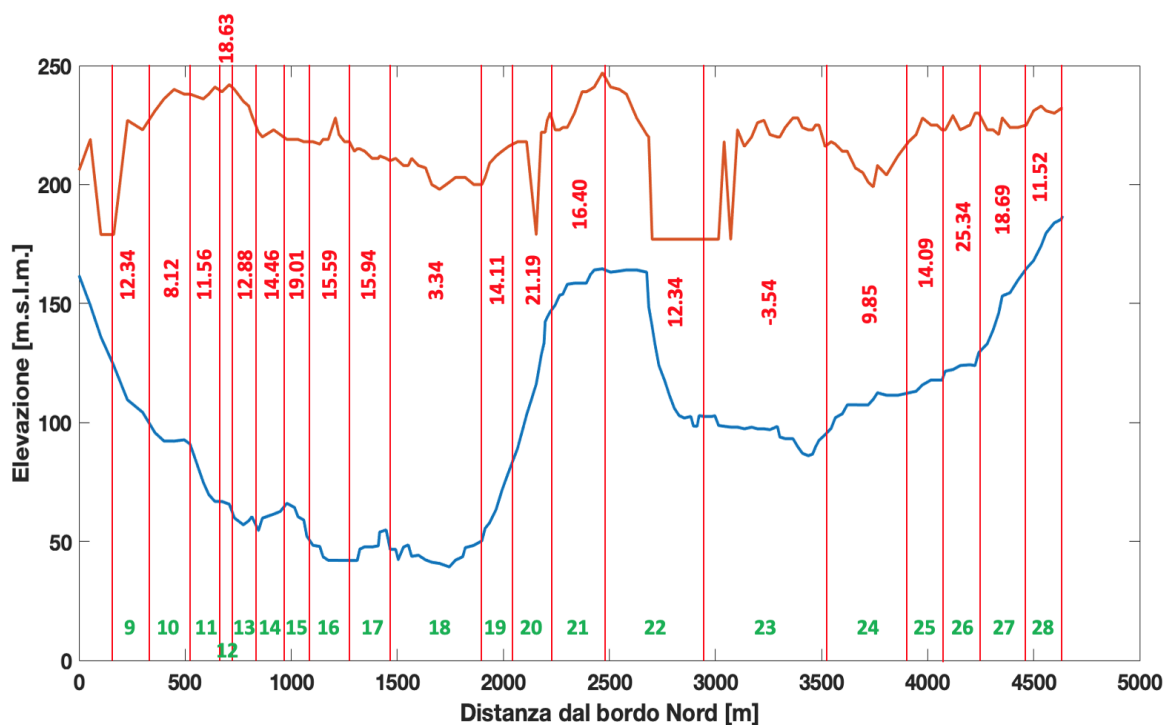


Figure 6.6: Confronto tra le aree finali B'H' del ghiacciaio e le relative ablazioni (in rosso) in m anno^{-1}

Si nota che a un'ampia area finale consegue quasi sempre una bassa ablazione. Si vede anche un notevole assottigliamento della fronte presso la Penisola Magallanes che però non delinea valori eccessivi di ablazione come ci si potrebbe aspettare.

6.4. Variante: ghiacciaio come unico concio

Visti risultati ottenuti nel caso precedente a causa dell'inaffidabilità di alcune traiettorie si è reputato utile provare il metodo sul ghiacciaio per intero senza suddivisione in coppie di punti e solo considerando le traiettorie 9 e 29 come limiti del concio. Come velocità verrà usato il valore medio delle velocità centrali e come BH e B'H' le aree intere iniziali e finali delle sezioni del ghiacciaio (Figura 5.8 e 5.9). Nella Tabella 6.2 si riportano tutti i dati usati nella Formula 6.1.

Ablazione annuale per coppia di punti

Area totale [m ²]	Velocità [m giorno ⁻¹]	A _{IN} [m ²]	A _{OUT} [m ²]
16 678 657	0.989	1 152 490	539 577

Table 6.2: Dati per calcolo di ablazione della variante a singolo concio

L'ablazione totale in questo caso risulta pari a 13.26 m anno⁻¹, leggermente superiore ai 13.00 del caso discreto. Questo metodo approssima le velocità impiegate dal ghiacciaio a una sola ma rende più precisi i valori delle aree delle sezioni trasversali A_{IN} e A_{OUT} senza ricorrere all'uso di valori medi come nel caso precedente.

6.5. Confronto con le misure di ablazione di Stuefer

Le misure di ablazione che sono state usate per il confronto sono quelle campionate in sito da Stuefer sia per lo studio del 1999 [36] che per quello del 2007[37]. Queste sono state misurate con il posizionamento di paline d'ablazione lungo il profilo B ed A (vedi la Figura 3.5, sia nella parte centrale del ghiacciaio sia verso i bordi. Le paline inoltre sono dotate di termometro. Si nota dalla Figura 6.7 che le paline sul profilo A presentano maggiore ablazione di quelle sul profilo B, questo perché A si trova a un'altitudine inferiore (380 m s.l.m. rispetto ai 500 m s.l.m. di B) e quindi è soggetto a una maggiore temperatura. Questo influirà sul confronto con la presente ricerca che invece studia l'intera lunghezza del ghiacciaio da B al fronte senza differenziare per altitudine. In Figura 6.7 con Zona 1 si intende l'area centrale e con Zona 2 l'area che presenta crepacci, quindi la laterale e finale.

Period	Profile A		Profile B		Temp. °C
	Zone 1	Zone 2	Zone 1	Zone 2	
09/11/95–18/03/96	5.9 (1.8%)	6.5 (1.9%)	5.2 (1.7%)	6.0 (1.6%)	9.6
23/03/96–22/11/96	1.3 (4.1%)	1.7 (3.5%)	1.2 (3.9%)	1.6 (2.8%)	5.6
22/11/96–26/03/97	5.2 (1.9%)	6.4 (1.8%)	4.9 (1.9%)	6.0 (1.7%)	9.1
30/03/97–14/11/97	0.9 (6.6%)	1.0 (4.5%)	0.9 (5.8%)	1.0 (4.4%)	4.2
14/11/97–22/03/98	5.5 (2.0%)	5.6 (1.4%)	5.2 (1.7%)	6.3 (1.2%)	9.3
23/03/96–26/03/97	2.7 (4.2%)	3.4 (3.8%)	2.4 (4.2%)	3.0 (3.7%)	6.8
30/03/97–22/03/98	2.6 (4.9%)	2.7 (3.4%)	2.4 (4.2%)	2.9 (3.1%)	6.0
25/03/98–07/03/99	3.2 (1.3%)	3.3 (0.9%)	2.6 (1.3%)		7.1
09/03/99–23/03/00	2.8 (1.3%)	3.3 (0.8%)	2.7 (1.1%)	3.5 (0.8%)	6.9
27/03/00–15/03/01	2.0 (1.4%)	2.5 (1.1%)	1.9 (1.7%)	2.2 (1.3%)	5.6
15/03/01–29/03/02	2.9 (1.3%)	3.1 (0.9%)	2.4 (1.3%)	3.3 (0.8%)	6.1
05/04/02–20/10/03	2.1 (1.1%)	2.2 (0.8%)			5.5

Figure 6.7: Ablazione in cm giorno^{-1} e temperature medie misurate dalle paline di Stuefer 2007

Per il confronto sono stati usati solo i valori delle paline che completano un anno di misurazioni. Dunque, si riportano di seguito in m anno^{-1} i valori medi di tutte le zone in studio con le relative temperature medie annuali. Si vede come alti valori di temperatura sono abbinati ad alti valori di ablazione.

Misure di ablazione

Anno	Ablazione [m anno^{-1}]	Temperatura [°C]
1996	10.49	6.8
1997	9.67	6.0
1998	14.78	7.1
1999	11.22	6.9
2000	7.85	5.6
2001	10.68	6.10

Table 6.3: Ablazione annuale misurata dalle paline di Stuefer posizionate sui profili A e B

La media viene calcolata pesando i valori di ablazione per la durata di misura di ogni palina (quasi tutte intorno ai 365 giorni). Il risultato è $11.19 \text{ m anno}^{-1}$ ovvero il 14% in meno rispetto ai $13.00 \text{ m anno}^{-1}$ calcolato con il metodo studiato nel presente lavoro. Fondamentale è tenere conto che le paline di misura sono state posizionate su tutta la

larghezza del ghiacciaio ma sono relegate alle sole sezioni A e B, dunque trascurando l'intera zona frontale di cui si possiede la misura della sola palina D (rappresentata in Figura 3.5). Infatti, quest'ultima misurazione ha dato un valore nettamente più alto della sezione A e B ovvero pari a 30.5 m anno^{-1} . Questo significa che, avendo calcolato in questo studio un valore di ablazione medio sull'intera lunghezza che va da B al fronte, è verosimile ottenere un risultato inferiore alle misure in campo se queste sono state effettuate a 8 km e 4.5 km dal fronte escludendo l'area intera.

7 | Modello alternativo per ablazione e degree day

Per eseguire un calcolo alternativo di ablazione nella regione terminale del ghiacciaio, è stato impiegato un modello basato sulle temperature registrate vicino al ghiacciaio e sul concetto di "degree-day". Ciò produrrà valori di ablazione per la lingua glaciale che varieranno in relazione ai dati di temperatura utilizzati. Lo scopo finale è di calibrare un degree-day cercando di ottenere come output del modello il risultato di ablazione media annuale del capitolo precedente ($13.00 \text{ m anno}^{-1}$). Infine si confronterà il degree-day medio trovato con quelli misurati ed esposti in letteratura.

7.1. Dati di temperatura

Le temperature usate per impostare il calcolo dell'ablazione sono quelle misurate dalla stazione meteorologica sul Lago Dickson situata 35 km a sud rispetto alla fronte del ghiacciaio e in territorio cileno. La stazione risulta alla stessa longitudine della fronte del ghiacciaio e anche alla stessa altitudine (200 m s.l.m). Questo significa che, essendo il gradiente climatico più marcato andando da ovest a est e non molto da nord a sud, la centralina può essere considerata rappresentativa della fronte del ghiacciaio. Inoltre si trova su un lago proglaciale e dunque ha un clima assimilabile a quello del Lago Argentino. I dati di temperatura usati sono valori medi giornalieri misurati dal 1999 ad oggi con delle lacune nel 2008 e 2015, anni in cui non sarà possibile calcolare l'ablazione. Il modello riceverà in entrata anche un valore di gradiente di temperatura verticale per tenere conto della variazione da valle, dove si possiedono i dati misurati di temperatura, a monte. Questo valore viene fissato pari a $0.8 \text{ °C } 100 \text{ m}^{-1}$ calcolato da Takeuchi et al., 1996 [40] come risultato di uno studio condotto tra due stazioni meteo posizionate a diverse altitudini del ghiacciaio.

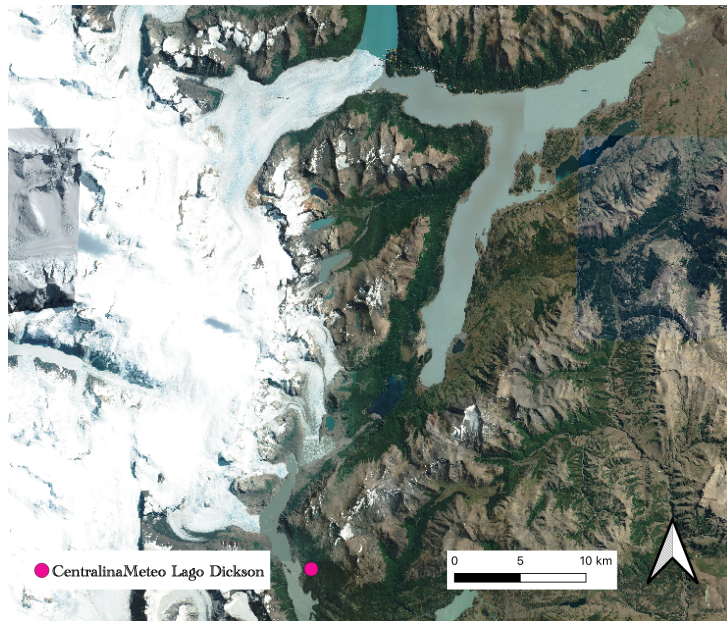


Figure 7.1: Posizione della centralina meteo del Lago Dickson

Di seguito si riportano le temperature medie mensili calcolate sui dati giornalieri mediati mensilmente usati nello studio. I dati del 1999 sono stati scartati in quanto non completavano un anno. Il grafico mostra le stagioni da agosto in agosto ovvero dove sono presenti i minimi invernali.

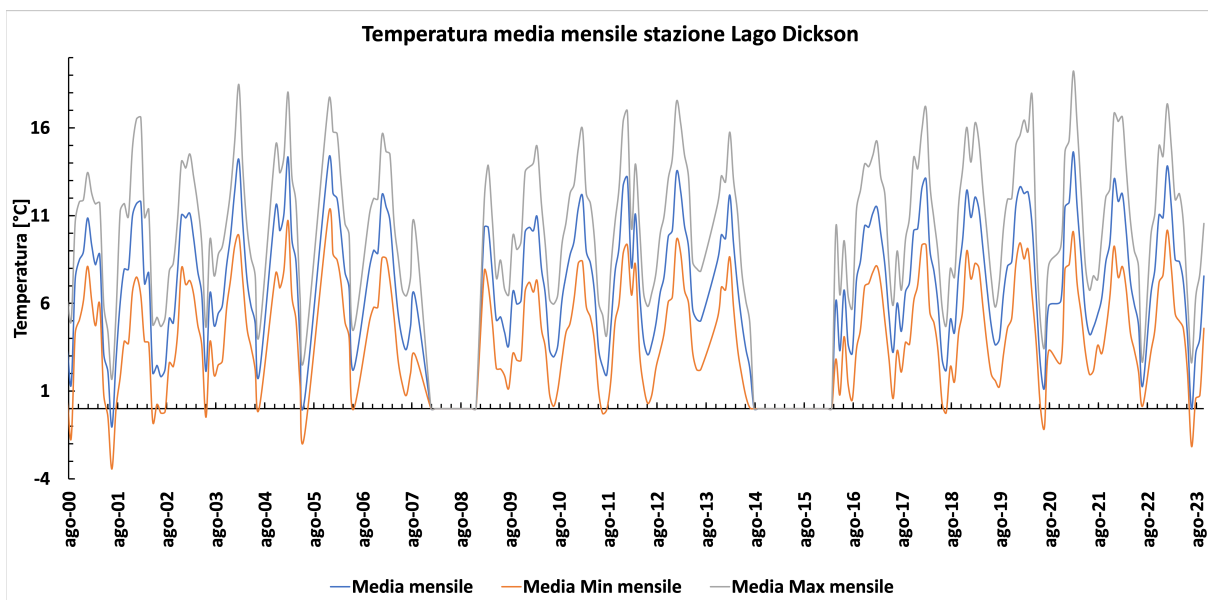


Figure 7.2: Temperature medie mensili della centralina meteo sul Lago Dickson

In Figura 7.3 è stata invece effettuata la media annuale dei dati disponibili, da questa

non si nota un particolare trend di aumento nei 24 anni in analisi.

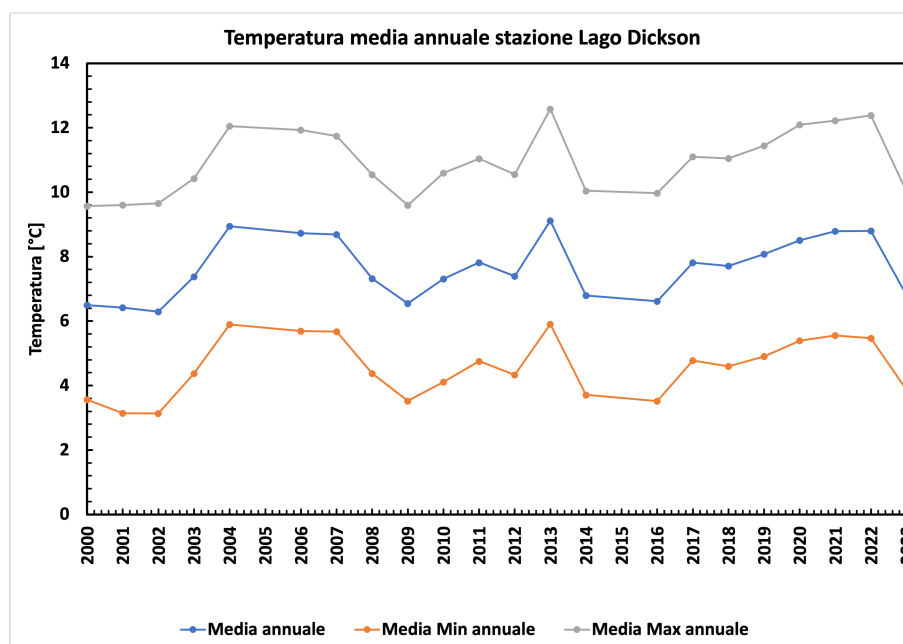


Figure 7.3: Valori medi annuali di temperatura della Centralina Dickson

Poi viene fornito un ulteriore parametro che andrà moltiplicato per la temperatura per ottenere il valore di ablazione. Questo parametro è il degree-day, ovvero i mm w.e. persi per ogni grado di temperatura. Questo valore è maggiore nelle stagioni calde e minore in quelle fredde e pari a 0 se le temperature scendono o sono uguali agli 0°C . Nel presente studio è stato usato, per la parte di validazione dell'ablazione, un degree-day unico medio rappresentativo di tutto l'anno in quanto nel Capitolo 6 si calcola un'ablazione media annuale e non una stagionale. Dunque, in Stuefer 1999 [36] vengono misurati, con paline d'ablazione, dei valori medi di $7.7 \text{ mm }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ giorno}^{-1}$ (novembre-marzo) e di $3.7 \text{ mm }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ giorno}^{-1}$ (aprile-ottobre). Questi due valori in media annuale daranno un totale di $5.7 \text{ mm }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ giorno}^{-1}$, valore usato per l'intero ghiacciaio e per ogni anno.

7.2. Divisione in fasce di quota

Si dividono gli ultimi 8 km del ghiacciaio in sette fasce, ognuna caratterizzata da un valore di altitudine medio e dall'area superficiale che occupa. Per ogni fascia si calcola una temperatura partendo dai valori misurati a 200 m e riducendoli del gradiente verticale ($0.8 \text{ }^{\circ}\text{C } 100 \text{ m}^{-1}$) moltiplicato per la differenza di altitudine. Poi si calcola l'ablazione giornaliera per ogni fascia moltiplicando il valore di temperatura associato per il degree-day da letteratura ($5.7 \text{ mm }^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ giorno}^{-1}$ [36]) per poi calibrarne uno in base all'ablazione

ottenuta nel precedente capitolo.

7.3. Calibrazione del degree-day

Per ottenere un valore medio giornaliero rappresentativo dell'intera area di ablazione del ghiacciaio si effettua una media pesata sull'area occupata da ogni fascia di altitudine. Infine si calcola la media annuale dei valori di ablazione medi giornalieri così da avere dei risultati confrontabili con quello ottenuto nel capitolo 6.

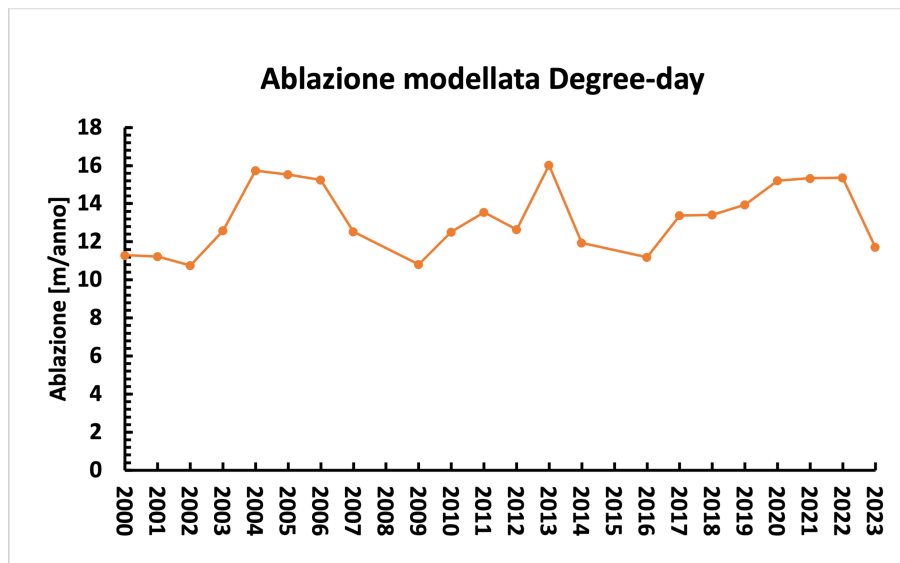


Figure 7.4: Variazione annuale dell'ablazione calcolata con il degree-day

Già da questo grafico si nota come la variazione annuale dell'ablazione oscilla tra valori simili al risultato ottenuto con il metodo del Capitolo 6. Per effettuare un confronto più corretto si calcola la media tra i risultati ottenuti con il degree-day. Il risultato è $13.41 \text{ m anno}^{-1}$ che si avvicina molto ai $13.00 \text{ m anno}^{-1}$ (+3.15%) e i $13.26 \text{ m anno}^{-1}$ (+1.13%) calcolati nel Capitolo 6, dimostrandone la consistenza. Inoltre, gli anni con dati di temperatura incompleti sono stati eliminati (1999/2008/2015) così da non dare maggiore peso ad alcune stagioni nel calcolo della media totale.

Si procede calibrando un valore (o più) di degree-day, cercando di arrivare ad avere in output le ablazioni medie ottenute col metodo esposto nei capitoli precedenti. Il degree-day ottenuto si confronterà poi con quelli da letteratura. Nella sezione precedente però si sono ottenuti valori di ablazione talmente simili a quelli del Capitolo 6 che la presente calibrazione devierà molto poco dai valori di letteratura. I risultati sono esposti direttamente nel prossimo capitolo affiancati dal valore di letteratura.

7.4. Confronto dei risultati con i dati in letteratura

Tenendo conto che il dato di degree-day da letteratura è pari a $5.7 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ giorno}^{-1}$, i risultati della calibrazione danno come valori medi annuali sull'intera zona di ablazione: $5.64 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ giorno}^{-1}$ (-1.05%) per raggiungere l'ablazione pari a $13.26 \text{ m anno}^{-1}$ e $5.53 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ giorno}^{-1}$ (-2.98%) per ottenere $13.00 \text{ m anno}^{-1}$. Delle variazioni minime considerando l'incertezza dei dati meteo e del gradiente di temperatura e perciò si può dire che il modello degree-day ottiene risultati quasi identici al modello proposto.

Con questo ultimo capitolo si conferma che il metodo ideato per il calcolo dell'ablazione media dell'area terminale del ghiacciaio è funzionante e il risultato di $13.00 \text{ m anno}^{-1}$ è concorde sia con i valori misurati da Stuefer 1999 che con quelli calcolati usando un modello basato su dati meteo.

8 | Conclusioni e sviluppi futuri

All'interno di questa tesi è stata effettuata un'analisi della dinamica del ghiacciaio Perito Moreno e del suo bilancio di massa sviluppando un metodo innovativo per il calcolo dell'ablazione superficiale e per il tracciamento delle linee di flusso. Il Perito Moreno è uno degli ultimi ghiacciai stabili del Southern Patagonian Icefield e questa condizione è stata analizzata e sfruttata nel corso della ricerca.

Come primo passo è stato analizzato il campo di velocità del ghiacciaio in zona di ablazione (in particolare gli ultimi 8 km) con dati satellitari per poi confrontarli con misure di campo. Tramite l'utilizzo di immagini Sentinel-2 a 10 m di risoluzione si ottengono dei valori di velocità significativamente simili ai dati di campo misurati da Stuefer 2007 [37]. La variabilità interannuale non sembra particolarmente marcata nonostante i risultati del presente studio, ottenuti da immagini dal 2019 al 2023, vengano confrontati coi dati di campo del 1995-2002. Si vede, inoltre, come la variabilità tra anni interni al periodo 2019-2023 non è marcata e non presenta trend di aumento o diminuzione nel tempo. Invece la variazione stagionale è presente ma non sempre mostra dei picchi e dei minimi nelle stesse stagioni. In ogni caso si nota la prevalenza di picchi di velocità (fino a circa $1.9 \text{ m giorno}^{-1}$) alla fine di periodi caldi e minimi (fino a circa $1.2 \text{ m giorno}^{-1}$) alla fine di quelli freddi. Non sono presenti, infine, trend di aumento o diminuzione delle velocità nel tempo.

Da questi 26 campi di velocità si ricava un unico campo medio necessario per poter effettuare i calcoli di ablazione con dei valori che siano più rappresentativi possibile. Il campo medio è rappresentato da delle matrici che ne descrivono le componenti, u e v della velocità vettoriale in ogni pixel-velocità $50 \times 50 \text{ m}$ del ghiacciaio. Il campo di velocità risulta molto affidabile nella zona centrale del ghiacciaio, in quanto si tratta di una zona con bassa variabilità in termini di modulo della velocità ma anche inclinazione del vettore. Invece, negli ultimi 200 m dal fronte di calving del Canal los Témpanos e gli ultimi 500 m dal fronte che poggia sulla Penisola Magaellanes e Brazo Rico, tende ad essere più inaffidabile a causa della ridotta quantità di immagini usate e all'alta fluttuazione annuale. Dunque, grazie al campo di velocità ottenuto, è stato possibile tracciare, tramite una funzione

MATLAB, delle traiettorie di spostamento di 40 punti posizionati a 8 km dal fronte. Di queste traiettorie sono state selezionate solo quelle che raggiungono il fronte, le quali sono state anche accorciate in base all'estensione e all'incertezza del campo di velocità usato per calcolarle. Dunque, avendo le velocità, le traiettorie e anche gli spessori del ghiacciaio sia nella sezione iniziale (8 km dal fronte) che in quella finale è stato possibile calcolare l'ablazione per ogni coppia di punti in movimento. L'ablazione media e rappresentativa di tutta l'area terminale del ghiacciaio è risultata pari a $13.00 \text{ m anno}^{-1}$, invece i singoli risultati relativi a ogni coppia di traiettoria tendono ad essere sufficientemente stabili intorno al valore medio a parte in due punti. La coppia di punti più problematica è stata la 23 (sul Brazo Rico) poiché che i campi di velocità della zona terminale utilizzati per calcolare la media hanno inclinazione del vettore molto variabile durante i 4 anni. Dunque, è probabile che le traiettorie tracciate in quel punto non siano realmente rappresentative a causa di un'eccessiva divergenza. Per effettuare una prova alternativa, il metodo di calcolo del bilancio di massa è stato applicato alla stessa zona di ghiacciaio ma considerando solo la prima e l'ultima traiettoria e le due sezioni trasversali intere, dunque ottenendo direttamente un valore totale di ablazione di $13.26 \text{ m anno}^{-1}$. Entrambi i valori totali di ablazione sono in linea con i dati misurati da Stuefer 2007 [37] e simili tra loro.

Come ultimo passaggio è stato utilizzato un modello per il calcolo dell'ablazione superficiale dei ghiacciai a partire da dati di temperatura per calibrare un degree-day e confrontarlo con i dati da letteratura. Lo scopo di quest'ultima verifica era di calcolare l'ablazione nella stessa zona ma con un modello che utilizzasse dati diversi in entrata. Così si è cercato di raggiungere il risultato di ablazione ottenuto con il metodo in studio variando il degree-day e ottenendo infine un valore medio annuale sull'intera zona di ablazione di $5.43 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ giorno}^{-1}$, sufficientemente vicino ai $5.7 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ giorno}^{-1}$ misurati da Stuefer 1999 [36]. Il risultato quindi conferma ulteriormente la correttezza del metodo ideato.

Si può infine affermare che il metodo funziona bene se applicato sulla sezione totale del ghiacciaio e con limitazioni sulle singole traiettorie. Infatti, se usato sui singoli conci è necessario assicurarsi che i campi di velocità usati per calcolare il campo medio siano temporalmente stabili in modulo e soprattutto in inclinazione e che più è ampio il campione di immagini usato più sarà preciso.

Il metodo studiato ha dei limiti legati alla quantità e al tipo di dati usati per la sua implementazione. Innanzitutto il numero di immagini a 10 m di risoluzione si potrebbe ampliare fino al 2015 ma il sito di Copernicus le rende disponibili solo fino a dicembre 2018. I valori di profondità del letto del ghiacciaio sono disponibili ma solo nelle sezioni usate più la metà di una intermedia, sicuramente un DEM che ne descrive l'elevazione in

ogni punto sarebbe più utile. Il DEM utilizzato per estrarre l'elevazione della superficie nonché il più recente reperibile online risale al 2013 mentre le velocità usate a dopo il 2019, se i due periodi fossero combacianti forse il metodo sarebbe ancora più preciso e si potrebbe perfino cercare di confermare o negare l'ipotesi di stabilità.

Gli sviluppi futuri di questa tesi sono primariamente legati a un miglioramento e ampliamento del dataset utilizzato con lo scopo di affinarne i risultati. Per esempio sarebbe utile ricercare un DEM dell'elevazione superficiale più recente e confrontarlo con quelli usati ormai risalenti a minimo dieci anni fa. Un ulteriore affinamento potrebbe essere l'utilizzo di un intero DEM del letto abbinato all'inserimento della formula direttamente nella funzione di calcolo delle traiettorie andando a calcolarne il valore ad ogni iterazione e infine sommando tutti i risultati per trovare il totale di ablazione. Sempre in questo contesto di completezza del dataset si potrebbe provare a usare un diverso campo di velocità ad ogni iterazione e far avanzare le traiettorie dello stesso intervallo di tempo che divide le due immagini. Andando avanti così per gli anni di immagini disponibili calcolando le ablazioni in delle aree specifiche e in dei periodi mirati potendo anche effettuare degli studi stagionali. In questo modo sarebbe possibile espandere lo studio ai ghiacciai in ritiro e analizzarne il tasso di scioglimento. Infine, si propone di sperimentare il metodo su un secondo ghiacciaio caratterizzato da ipotesi e fattezze simili, al fine di approfondirne ulteriormente il funzionamento e verificare la sua flessibilità. L'ambizione futura di questo approccio è di diventare di facile applicazione e che possa affiancare o dare inizio a una serie di altri studi sul bilancio di massa dei ghiacciai.

Bibliography

- [1] D. Bocchiola, F. Chirico, A. Soncini, R. S. Azzoni, G. A. Diolaiuti, and A. Senese. Assessment of Recent Flow, and Calving Rate of the Perito Moreno Glacier Using LANDSAT and SENTINEL2 Images. *Remote Sensing*, 14(1):52, Dec. 2021. ISSN 2072-4292. doi: 10.3390/rs14010052. URL <https://www.mdpi.com/2072-4292/14/1/52>.
- [2] J. R. Buck, M. M. Daniel, and A. Singer. *Computer explorations in signals and systems using MATLAB*. Prentice-Hall signal processing series. Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J, 2nd ed edition, 2002. ISBN 978-0-13-042155-5.
- [3] J. F. Carrasco, G. Casassa, and A. Rivera. Meteorological and Climatological Aspects of the Southern Patagonia Icefield. In C. Teitelboim, G. Casassa, F. V. Sepúlveda, and R. M. Sinclair, editors, *The Patagonian Icefields*, pages 29–41. Springer US, Boston, MA, 2002. ISBN 978-1-4613-5174-0 978-1-4615-0645-4. doi: 10.1007/978-1-4615-0645-4_4. URL http://link.springer.com/10.1007/978-1-4615-0645-4_4. Series Title: Series of the Centro de Estudios Científicos.
- [4] G. Casassa, J. L. Rodríguez, and T. Loriaux. A New Glacier Inventory for the Southern Patagonia Icefield and Areal Changes 1986–2000. In J. S. Kargel, G. J. Leonard, M. P. Bishop, A. Kääb, and B. H. Raup, editors, *Global Land Ice Measurements from Space*, pages 639–660. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 2014. ISBN 978-3-540-79817-0 978-3-540-79818-7. doi: 10.1007/978-3-540-79818-7_27. URL https://link.springer.com/10.1007/978-3-540-79818-7_27.
- [5] Christoph Schneider and Daniel Gies. Effects of El Niño–southern oscillation on southernmost South America precipitation at 53 °S revealed from NCEP–NCAR reanalyses and weather station data. 2004. doi: 10.1002/joc.1057.
- [6] A. Ciappa, L. Pietranera, and F. Battazza. Perito Moreno Glacier (Argentina) flow estimation by COSMO SkyMed sequence of high-resolution SAR-X imagery. *Remote Sensing of Environment*, 114(9):2088–2096, Sept. 2010. ISSN 00344257. doi: 10.

- 1016/j.rse.2010.04.014. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425710001276>.
- [7] F. R. Coronato. Wind chill factor applied to Patagonian climatology. *International Journal of Biometeorology*, 37(1):1–6, Mar. 1993. ISSN 0020-7128, 1432-1254. doi: 10.1007/BF01212759. URL <http://link.springer.com/10.1007/BF01212759>.
- [8] A. Fitch, A. Kadyrov, W. Christmas, and J. Kittler. Orientation Correlation. In *Proceedings of the British Machine Vision Conference 2002*, pages 11.1–11.10, Cardiff, 2002. British Machine Vision Association. ISBN 978-1-901725-19-3. doi: 10.5244/C.16.11. URL <http://www.bmva.org/bmvc/2002/papers/95/index.html>.
- [9] D. Gong and S. Wang. Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophysical Research Letters*, 26(4):459–462, Feb. 1999. ISSN 00948276. doi: 10.1029/1999GL900003. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/1999GL900003>.
- [10] H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, and B. Rama. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. Technical report, IPCC, 2019.
- [11] N. Hulton, D. Sugden, A. Payne, and C. Clapperton. Glacier Modeling and the Climate of Patagonia during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research*, 42(1):1–19, July 1994. ISSN 0033-5894, 1096-0287. doi: 10.1006/qres.1994.1049. URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0033589400037042/type/journal_article.
- [12] N. Hulton, R. Purves, R. McCulloch, D. Sugden, and M. Bentley. The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3):233–241, Jan. 2002. ISSN 02773791. doi: 10.1016/S0277-3791(01)00103-2. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0277379101001032>.
- [13] D. B. G. Jeffrey J. Danielson. Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (gmted2010). Technical report, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 2011.
- [14] E. G. Jobbágy and J. M. Paruelo. Estimación del régimen de precipitación a partir de la distancia a la cordillera en el noroeste de la Patagonia. 1995.
- [15] J. P. Lewis. Fast Normalized Cross-Correlation.
- [16] D. Lyon. The Discrete Fourier Transform, Part 6: Cross-Correlation. *The Journal of Object Technology*, 9(2):17, 2010. ISSN 1660-1769. doi: 10.5381/jot.2010.9.2.c2. URL http://www.jot.fm/contents/issue_2010_03/column2.html.

- [17] P. Malz, W. Meier, G. Casassa, R. Jaña, P. Skvarca, and M. Braun. Elevation and Mass Changes of the Southern Patagonia Icefield Derived from TanDEM-X and SRTM Data. *Remote Sensing*, 10(2):188, Jan. 2018. ISSN 2072-4292. doi: 10.3390/rs10020188. URL <http://www.mdpi.com/2072-4292/10/2/188>.
- [18] W. J.-H. Meier, J. Griekinger, P. Hochreuther, and M. H. Braun. An Updated Multi-Temporal Glacier Inventory for the Patagonian Andes With Changes Between the Little Ice Age and 2016. *Frontiers in Earth Science*, 6:62, May 2018. ISSN 2296-6463. doi: 10.3389/feart.2018.00062. URL <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2018.00062/full>.
- [19] A. Messerli and A. Grinsted. Image georectification and feature tracking toolbox: ImGRAFT. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 4(1):23–34, Feb. 2015. ISSN 2193-0864. doi: 10.5194/gi-4-23-2015. URL <https://gi.copernicus.org/articles/4/23/2015/>.
- [20] A. Messerli, N. B. Karlsson, and A. Grinsted. Brief Communication: 2014 velocity and flux for five major Greenland outlet glaciers using ImGRAFT and Landsat-8. preprint, *Remote Sensing*, Dec. 2014. URL <https://tc.copernicus.org/preprints/8/6235/2014/>.
- [21] R. C. Michael Abrams. Gaster gdem v3. Technical report, METI, NASA, California Institute of Technology, 2019.
- [22] M. Minowa, S. Sugiyama, D. Sakakibara, and T. Sawagaki. Contrasting glacier variations of Glaciar Perito Moreno and Glaciar Ameghino, Southern Patagonia Icefield. *Annals of Glaciology*, 56(70):26–32, 2015. ISSN 0260-3055, 1727-5644. doi: 10.3189/2015AoG70A020. URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0260305500250295/type/journal_article.
- [23] M. Minowa, S. Sugiyama, D. Sakakibara, and P. Skvarca. Seasonal Variations in Ice-Front Position Controlled by Frontal Ablation at Glaciar Perito Moreno, the Southern Patagonia Icefield. *Frontiers in Earth Science*, 5, Jan. 2017. ISSN 2296-6463. doi: 10.3389/feart.2017.00001. URL <http://journal.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2017.00001/full>.
- [24] M. Minowa, P. Skvarca, and K. Fujita. Climate and Surface Mass Balance at Glaciar Perito Moreno, Southern Patagonia. *Journal of Climate*, 36(2):625–641, Jan. 2023. ISSN 0894-8755, 1520-0442. doi: 10.1175/JCLI-D-22-0294.1. URL <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/36/2/JCLI-D-22-0294.1.xml>.
- [25] E. R. Observation and S. E. Center. Usgs eros archive - digi-

- tal elevation - shuttle radar topography mission (srtm) 1 arc-second global, 2018. URL <https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1>.
- [26] J. M. Paruelo, W. K. Lauenroth, H. E. Epstein, I. C. Burke, M. R. Aguiar, and O. E. Sala. Regional Climatic Similarities in the Temperate Zones of North and South America. *Journal of Biogeography*, 22(4/5):915, July 1995. ISSN 03050270. doi: 10.2307/2845992. URL <https://www.jstor.org/stable/2845992?origin=crossref>.
- [27] J. M. Paruelo, A. Beltrán, E. Jobbágy, and O. E. Sala. The climate of Patagonia: general patterns and controls on biotic processes. *Ecología Austral*, 1998.
- [28] A. I. Pasquini and P. J. Depetris. Southern Patagonia's Perito Moreno Glacier, Lake Argentino, and Santa Cruz River. 2011.
- [29] D. M. Paz, C. Tettamanti, A. N. Varela, A. Cereceda, and D. G. Poiré. DEPOSITIONAL PROCESSES AND STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF THE CAMPANIAN DELTAIC SYSTEM OF LA ANITA FORMATION, AUSTRAL-MAGALLANES BASIN, PATAGONIA, ARGENTINA. 25, 2018.
- [30] J. T. Prohaska. A Thecnique for Analysing the Linear Relationships between Two Meteorological Fields. *A Thecnique for Analysing the Linear Relationships between Two Meteorological Fields*, 104(11):9, 1976.
- [31] A. Richter, E. Ivins, H. Lange, L. Mendoza, L. Schröder, J. Hormaechea, G. Casassa, E. Marderwald, M. Fritsche, R. Perdomo, M. Horwath, and R. Dietrich. Crustal deformation across the Southern Patagonian Icefield observed by GNSS. *Earth and Planetary Science Letters*, 452:206–215, Oct. 2016. ISSN 0012821X. doi: 10.1016/j.epsl.2016.07.042. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X16303983>.
- [32] H. Rott, M. Stuefer, A. Siegel, P. Skvarca, and A. Eckstaller. Mass fluxes and dynamics of Moreno Glacier, Southern Patagonia Icefield. *Geophysical Research Letters*, 25(9):1407–1410, May 1998. ISSN 00948276. doi: 10.1029/98GL00833. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/98GL00833>.
- [33] P. Skvarca and R. Naruse. Dynamic behavior of Glaciar Perito Moreno, southern Patagonia. *Annals of Glaciology*, 24:268–271, 1997. ISSN 0260-3055, 1727-5644. doi: 10.3189/S0260305500012283. URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0260305500012283/type/journal_article.

- [34] P. Skvarca, R. NARUSE, and H. ANGELIS. Recent thickening trend of glacial perito moreno, southern patagonia. *Bulletin of glaciological research*, 21:45–48, 01 2004.
- [35] R. B. Smith and J. P. Evans. Orographic Precipitation and Water Vapor Fractionation over the Southern Andes. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1):3–19, Feb. 2007. ISSN 1525-7541, 1525-755X. doi: 10.1175/JHM555.1. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JHM555.1>.
- [36] M. Stuefer. Investigations on Mass Balance and Dynamics of Moreno Glacier based on Field Measurements and Satellite Imagery. *Investigations on Mass Balance and Dynamics of Moreno Glacier based on Field Measurements and Satellite Imagery*, page 174, 1999.
- [37] M. Stuefer, H. Rott, and P. Skvarca. Glacial Perito Moreno, Patagonia: climate sensitivities and glacier characteristics preceding the 2003/04 and 2005/06 damming events. *Journal of Glaciology*, 53(180):3–16, 2007. ISSN 0022-1430, 1727-5652. doi: 10.3189/172756507781833848. URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0022143000201743/type/journal_article.
- [38] S. Sugiyama, P. Skvarca, N. Naito, H. Enomoto, S. Tsutaki, K. Tone, S. Marinsek, and M. Aniya. Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure. *Nature Geoscience*, 4(9):597–600, Sept. 2011. ISSN 1752-0894, 1752-0908. doi: 10.1038/ngeo1218. URL <https://www.nature.com/articles/ngeo1218>.
- [39] N. C. Swart and J. C. Fyfe. Observed and simulated changes in the Southern Hemisphere surface westerly wind-stress. *Geophysical Research Letters*, 39(16): 2012GL052810, Aug. 2012. ISSN 0094-8276, 1944-8007. doi: 10.1029/2012GL052810. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2012GL052810>.
- [40] Y. Takeuchi, R. Naruse, and P. Skvarca. Annual air-temperature measurement and ablation estimate at moreno glacier, patagonia. *Bulletin of glacier research*, 14:23–28, 1996. URL <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:127685048>.
- [41] C. Warren and M. Aniya. The calving glaciers of southern South America. *Global and Planetary Change*, 22(1-4):59–77, Oct. 1999. ISSN 09218181. doi: 10.1016/S0921-8181(99)00026-0. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0921818199000260>.
- [42] S. S. Weidemann, T. Sauter, R. Kilian, D. Steger, N. Butorovic, and C. Schneider. A 17-year Record of Meteorological Observations Across the Gran Campo Nevado Ice Cap in Southern Patagonia, Chile, Related to Synoptic Weather Types and Climate Modes. *Frontiers in Earth Science*, 6:53, May 2018. ISSN 2296-6463. doi:

10.3389/feart.2018.00053. URL <http://journal.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2018.00053/full>.

List of Figures

1.1	Innalzamento del livello del mare previsto come conseguenza del futuro scioglimento dei ghiacciai. Scenari RCP 8.5 (in rosso) e 2.6 (in blu) [10].	2
1.2	Flow chart della metodologia applicata	4
2.1	Campi di ghiaccio della Patagonia [4].	6
2.2	Pressione media al livello del mare (linee bianche), venti (vettori in nero) e temperature al livello del mare (SST[°C]) delle rianalisi ERA5 (Dati medi mediati dal 1980 al 2020). Ghiacciaio Perito Moreno localizzato con il punto rosso [24].	8
2.3	Precipitazione media cumulata misurata da stazioni situate sul lato ovest (a) e est (b) del SPI [3]	9
2.4	Confini del ghiacciaio Perito Moreno[1].	11
2.5	Immagine aerea dell'area terminale del Perito Moreno	12
2.6	Curva ipsometrica del Perito Moreno e posizione della ELA dallo studio di Pasquini et al. 2011 [28]	13
2.7	Innalzamento del letto negli ultimi 7.5 km della zona di ablazione stimata da Stuefer 1999 [36].	14
2.8	Stima della velocità superficiale (in cm giorno ⁻¹) attraverso i transetti A e B in figura in alto a sinistra al variare delle stagioni [6].	15
2.9	Oscillazioni della fronte dallo studio di Minowa et al. 2017 [23]	16
2.10	Variabilità annuale delle temperature del Lago Argentino e legame con le temperature atmosferiche [23]	17
3.1	Immagine schematica del funzionamento di templatematch fornita dal sito di ImGraft	24
3.2	Confronto tra due coppie di immagini del 2022 in estate e in inverno, velocità in metri giorno ⁻¹	29
3.3	Zoom sul fronte del ghiacciaio	30
3.4	Estate 2022, confronto tra i flussi in prossimità dei due fronti del ghiacciaio, velocità in metri giorno ⁻¹	31

3.5	Localizzazione delle paline posizionate da Stuefer, 2007	32
3.6	Velocità analizzate da Stuefer 2007 [37]	33
3.7	Confronto velocità di Stuefer 2007 e le stimate nel presente studio	34
3.8	Variabilità stagionale delle velocità stimate lungo B	35
3.9	Velocità medie usate nello studio delle traiettorie	36
3.10	Numero di immagini per pixel-velocità	37
4.1	Disposizione dei 40 punti distanziati 100 m	39
4.2	Schematizzazione del calcolo dello spostamento di ogni punto grazie alle componenti u e v	40
4.3	Traiettorie generate dai 40 punti disposti lungo B	42
4.4	Tempi impiegati da ogni punto iniziale per raggiungere il fondo e distanze percorse	43
4.5	Traiettorie selezione per il calcolo dell'ablazione	44
4.6	Inclinazione dei vettori velocità	45
4.7	Deviazione standard delle differenze degli angoli formati dalla componente x e y della velocità di tutte le immagini usate	45
4.8	Zoom sull'area con deviazione brusca delle traiettorie	46
5.1	Punti di elevazione del letto misurati da Stuefer 1999	47
5.2	Dati di elevazione del letto della sezione B [36]	48
5.3	Dati di elevazione del letto sulla fronte [36]	48
5.4	Dati di elevazione a confronto tra i DEM del 2000 e 2010 sul transetto B	50
5.5	Dati di elevazione a confronto tra i DEM del 2000 e 2010 sul fronte	51
5.6	Dati di elevazione a confronto tra i DEM disponibili sul transetto B	52
5.7	Dati di elevazione a confronto dei DEM disponibili della fronte	53
5.8	Spessore del profilo B	54
5.9	Spessore del fronte	54
6.1	Figura schematica del concio di ghiacciaio	56
6.2	Dati di velocità e tempo impiegato da ogni punto della sezione B a raggiungere il fronte	58
6.3	Spessori iniziali H e finali H' medi	59
6.4	A_{SUR} spaziate dalle coppie di traiettorie e distanze finali B'	60
6.5	Mappa che illustra A_{SUR} e ablazioni associate a ognuna	62
6.6	Confronto tra le aree finali $B'H'$ del ghiacciaio e le relative ablazioni (in rosso) in $m \text{ anno}^{-1}$	63

6.7	Ablazione in cm giorno^{-1} e temperature medie misurate dalle paline di Stuefer 2007	65
7.1	Posizione della centralina meteo del Lago Dickson	68
7.2	Temperature medie mensili della centralina meteo sul Lago Dickson	68
7.3	Valori medi annuali di temperatura della Centralina Dickson	69
7.4	Variazione annuale dell'ablazione calcolata con il degree-day	70

List of Tables

3.1	Coppie di immagini analizzate per lo studio	21
6.1	Ablazione annuale per coppia di traiettorie dalla sezione B al fronte. Dati di sezioni di partenza e sezioni finali del ghiacciaio	61
6.2	Dati per calcolo di ablazione della variante a singolo concio	64
6.3	Ablazione annuale misurata dalle paline di Stuefer posizionate sui profili A e B	65

Ringraziamenti

Innanzitutto vorrei dedicare un sentito ringraziamento al Professor Bocchiola e al Professor Stucchi che mi hanno seguita e ispirata durante l'intera elaborazione della tesi.

Vorrei ringraziare con grande affetto la mia famiglia che mi ha sempre spinto a perseguire i miei interessi insegnandomi a non fermarmi di fronte alle avversità.

Ringrazio tutti gli amici dell'università che mi hanno affiancata per tanti anni e con cui ho condiviso le stesse fatiche e infiniti momenti meravigliosi.

Infine ringrazio gli amici che sono cresciuti con me per avermi voluto nella loro vita per tanto tempo e avermi incoraggiata e consigliata per tutte le scelte della mia vita.

