POLITECNICO DI TORINO

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio

Tesi di Laurea Magistrale

GEORADAR: ANALISI TEORICA E SPERIMENTALE PER IL MONITORAGGIO DI GHIACCIAI



Relatore

Prof. Alberto Godio

Candidata

Carola Iskra

Anno Accademico 2017-2018

Indice

Introduzione	4
Capitolo I: Principi di funzionamento georadar	6
1.1 Introduzione	6
1.2 Strumentazione	7
1.3 Acquisizione dati	10
1.4 Parametri significativi	15
1.4.1 Conduttività	15
1.4.2 Permittività	16
1.4.3 Correlazione tra permittività elettrica e densità di neve e ghiaccio	17
1.4.4 Correlazione tra la velocità delle onde e la profondità del mezzo indagato.	18
Capitolo II: Elaborazione dei dati e interpretazione delle immagini georadar	19
2.1 Elaborazione dei dati	19
2.1.1 Correzione iniziale	21
2.1.2 Operazioni di filtraggio	22
2.1.3 Contrasto di attenuazione	23
2.1.4 L'operazione di migrazione	25
2.1.5 Osservazioni	26
2.2 Interpretazione immagini georadar	26
2.2.1 Effetti stratigrafici sub-orizzontali	27
2.2.2 Effetti stratigrafici localizzati	28
2.2.3 Effetti da discontinuità superficiali	30
Capitolo III: Il contesto dei ghiacciai Valdostani	32
3.1 Introduzione	32
3.2 I ghiacciai delle Alpi	33
3.3 I ghiacciai Valdostani	37
3.2.1 La Valtournenche e il Ghiacciaio Cherillon	39
3.2.2 Il Ghiacciaio Rutor	46
Capitolo IV: Casi studio	55
4.1 Rutor: modello semi-analitico per trattare lo spessore del ghiaccio	55
4.1.1 Introduzione	55
4.1.2 Acquisizione	56
4.1.3 Elaborazione	57
4.1.4 Interpretazione	60
4.2 Cherillon: individuazione di strutture anomale endo-glaciali	63
4.2.1 Introduzione	63
4.2.2 Acquisizione	65

4.2.3 Elaborazione	68
4.3.4 Interpretazione	72
Conclusioni	83
Riferimenti	86
Bibliografia	86
Sitografia	87
Software utilizzati:	88
Allegati	89
- Appendice A	89
- Appendice B	92
- Appendice C	94

Introduzione

Il presente elaborato di tesi ha come obiettivo l'applicazione di una tecnologia geofisica per la caratterizzazione e il monitoraggio delle proprietà fisiche-chimiche dei corpi glaciali. Tra i diversi metodi impiegati dagli esperti a questo scopo, si delineano i vantaggi e i risultati ottenuti in seguito all'utilizzo del georadar, o GPR, nel conteso montano. Nello specifico questa tecnologia è stata applicata a due ghiacciai valdostani per poterne indagare le strutture interne, stimarne gli spessori nivali e glaciali, e definirne la morfologia.

Il georadar è una metodologia non invasiva che permette di indagare internamente un mezzo attraverso la riflessione delle onde elettromagnetiche. Con questa tecnologia è quindi possibile rilevare particolari strutture, oggetti sepolti e discontinuità presenti all'interno del mezzo indagato, di cui non si hanno indicazioni evidenti della loro presenza e senza arrecare danni alle strutture preesistenti.

L'applicazione del georadar assume grande rilevanza nell'ambito glaciologico, soprattutto negli ultimi anni in cui si sta assistendo a una rapida evoluzione dei corpi glaciali e per i quali è sempre più necessario un costante monitoraggio.

I ghiacciai sono considerati un'importante risorsa naturale per la Terra, in quanto costituiscono i principali bacini naturali di accumulo d'acqua dolce. Tuttavia, il recente cambiamento climatico sta portando questi apparati ad avere sempre meno riserve idriche: l'aumento della temperatura media comporta una diminuzione delle precipitazioni nevose in inverno, limitando la quantità di massa nella zona di accumulo, e facilita la fusione della neve stagionale nella zona di ablazione. Una diretta conseguenza di tale processo è l'innalzamento della quota della linea di equilibrio (ELA- *Equilibrium Line Altitude*), che separa il bacino di accumulo dal bacino di ablazione, con successivo arretramento della fronte del ghiacciaio.

In letteratura si ritrovano molti studi inerenti ai trend di riduzione volumetrica, areale e di arretramento frontale dei ghiacciai valdostani, alla base dei quali vi sono indagini GPR integrate da immagini aeree digitali, da immagini cartografiche e dall'analisi dei dati storici *(Calmanti et al., 2007; Villa et al., 2008).* Inoltre le operazioni GPR di monitoraggio sui ghiacciai risultano fondamentali anche per poter verificare la formazione di strutture interne ad essi e stimarne i potenziali pericoli associati *(De Longo, 2001; Godio 2017).*

In questo contesto, il presente elaborato mette in evidenza i risultati ottenuti e i vantaggi che contraddistinguono la tecnologia georadar nel panorama delle applicazioni geofisiche. In particolare lo studio si articola su 4 capitoli strutturati come segue.

Nel **primo capitolo** si descrive lo stato dell'arte della tecnologia GPR, basata sul tempo di ritorno della riflessione di un segnale generato dallo strumento: la riflessione avviene in

seguito ad un cambiamento delle proprietà dielettriche del mezzo attraversato. Facendo scorrere lo strumento sulla superficie del corpo da monitorare, si generano una serie di riflessioni, ovvero di tracce, che restituiscono un'immagine georadar. Grazie alla sua praticità e rapidità di esecuzione, l'impiego del georadar si è notevolmente diffuso, abbracciando diversi campi come l'archeologia, la contaminazione delle acque e l'ingegneria geotecnica. Tuttavia, in questa trattazione si confinerà l'analisi alla sola applicazione in ambito glaciologico, in relazione al monitoraggio della morfologia, degli spessori nivali e glaciali, e alla determinazione di particolari strutture endoglaciali.

Alla fase di acquisizione seguono l'elaborazione e l'interpretazione delle sezioni georadar ottenute; le immagini acquisite, infatti, non sono di immediata lettura, ma necessitano di un processo di miglioramento della qualità. Si eseguono, perciò, delle operazioni di correzione per mettere in evidenza le riflessioni generate, di cui si discute ampiamente nel **secondo capitolo**. Tuttavia, il processo più importante nell'analisi dei dati è definito dall'interpretazione delle riflessioni. Nel contesto montano, infatti, il riconoscimento di strutture endoglaciali è di forte interesse, soprattutto in relazione ai potenziali pericoli che si possono generare, associabili a fenomeni di crolli e rilasci di volumi d'acqua trattenuti dai ghiacciai.

L'acquisizione in campo dei dati GPR fa riferimento alle campagne di misura avvenute su due ghiacciai valdostani, il ghiaccio Rutor e il ghiacciaio Cherillon. Nel **terzo capitolo**, si riporta una breve descrizione relativa al contesto geografico in cui si inseriscono questi apparati glaciali e alla loro evoluzione temporale, facendo riferimento ad alcuni recenti studi presenti in letteratura. L'analisi dei casi studio è nel **quarto capitolo**, in cui si descrive tutto il processo effettuato a partire dalla fase di acquisizione dei dati, a cui segue la procedura utilizzata per l'elaborazione di questi, fino all'interpretazione delle immagini ottenute. I due casi trattati hanno come caratteristica comune l'analisi delle immagini radar acquisite durante le campagne geofisiche, ma si differenziano per le loro finalità: sul Rutor è stata condotta un'analisi, in collaborazione con ARPA Val d'Aosta, per monitorare la morfologia del ghiacciaio; sullo Cherillon sono stati condotti diversi sopralluoghi, coadiuvati dalla Fondazione Montagna Sicura di Courmayeur, con l'obiettivo di accertare e monitorare la presenza di una cavità endoglaciale, su richiesta del comune della Valtournenche.

La trattazione termina con un capitolo inerente alle conclusioni che sono state tratte al termine dell'elaborazione dei dati, mettendo in evidenza i punti di forza e i limiti che caratterizzano la tecnologia georadar.

Capitolo I *Principi di funzionamento georadar*

1.1 Introduzione

Il Ground Probing Radar (GPR) è una tecnologia geofisica non invasiva basata sulla risposta temporale della riflessione di un impulso radar emesso, con la finalità di indagare internamente il mezzo analizzato; in presenza di un cambiamento delle proprietà dielettriche del mezzo attraversato, infatti, parte dell'onda viene riflessa e ritorna in superficie. Inizialmente questa tecnologia era applicata ai soli materiali geologici naturali, mentre ad oggi viene impiegata anche su calcestruzzo, asfalto o legno. Negli ultimi 20 anni, infatti, il GPR ha avuto un forte sviluppo e si è diffuso in una molteplicità di campi scientifici, come la contaminazione delle acque, l'ingegneria geotecnica, la glaciologia e l'archeologia (*Jol, 2009*). Questi ambiti hanno in comune la finalità dell'indagine, ovvero studiare le caratteristiche del materiale indagato, ad esempio per determinare lo spessore di strade, di suoli o del ghiaccio, e di ricercare oggetti nascosti al suo interno, che possono essere reperti archeologici, rifiuti nocivi, tunnel sotterranei o formazioni geologiche.

In questa trattazione si farà riferimento alla solo applicazione nel campo glaciologico. Nelle indagini dei corpi glaciali, il georadar viene utilizzato per stimare lo spessore del ghiaccio e della neve, individuare cavità nascoste in essi o semplicemente per definire la morfologia delle superfici analizzate. Si tratta di tecnologia molto vantaggiosa in questo campo, in quanto viene utilizzato in presenza di materiali caratterizzati da bassa conducibilità, e che garantiscono una buona propagazione del segnale. Inoltre, il GPR permette di rilevare facilmente bersagli di cui non si hanno indicazioni evidenti della loro presenza, è di rapida applicazione e restituisce informazioni direttamente in sito.

La principale finalità applicativa è il monitoraggio ambientale, che definisce il primo passo per la valutazione della pericolosità nel contesto montano di alta quota. L'acqua di fusione del ghiacciaio, infatti, può infiltrarsi tra le discontinuità fino a raggiungere il substrato roccioso, lungo il quale scorre e sotto-scavando il ghiaccio crea delle cavità all'interno delle quali può accumularsi. Se sono presenti ingenti volumi d'acqua, inoltre, si generano delle sovrappressioni che causano la rottura dei margini della cavità determinando così il crollo delle pareti che possono giungere fino a valle (*Godio, 2017*).

1.2 Strumentazione

Il sistema Georadar è composto da alcuni componenti principali (figura 1.1):

- un'antenna trasmittente;
- un'antenna ricevente;
- un sistema di lettura dell'onda;
- un display di visualizzazione.



Figure 1.1- Schema a blocchi delle principali componenti di un GPR (Jol, 2009)

Il sistema trasmittente produce e trasmette impulsi di energia elettromagnetica nel materiale da indagare a intervalli costanti di tempo, pari a circa 1 ns, con una potenza di circa 50W. La presenza di discontinuità elettromagnetiche nel materiale, provoca fenomeni di riflessione e rifrazione dell'energia elettromagnetica incidente. In particolare l'energia elettromagnetica associata a questi fenomeni è espressa in funzione dell'indice di rifrazione del mezzo secondo le relazioni:

$$E_{riflessa} = \frac{n_2 - n_1}{n_2 + n_1} * E$$
$$E_{rifratta} = \frac{2n_1}{2n_2 + n_1} * E$$

Dove: $n = \sqrt{\varepsilon}$ è l'indice di rifrazione, rispettivamente per i due mezzi; E è l'energia elettromagnetica incidente.

La parte di energia che viene riflessa in corrispondenza della discontinuità del mezzo torna in superficie, dove viene captata da una antenna ricevente, che amplifica il segnale, lo elabora mediante il sistema di lettura dell'onda e lo invia al sistema di restituzione grafica. La distanza che separa le due antenne è detta "offset" e nelle applicazioni di tipo glaciologico è costante ed è pari a circa 6 cm. L'apparato ricevente e quello trasmittente, quindi, sono incorporati in un unico blocco; questo è un aspetto vantaggioso da un punto di vista pratico, ma può generare un segnale di rumore, soprattutto se le due antenne non sono opportunamente schermate [1].

La maggior parte dei sistemi GPR dispongono di un sistema ricevente e uno trasmittente, operano quindi in modalità bi-statica, e sono in grado di lavorare con diverse frequenze semplicemente cambiando il tipo di antenna associata; a seconda del tipo di indagine da affrontare e dallo scopo prefissato verrà scelta l'antenna più adeguata. Generalmente le antenne operano su una banda di frequenza, il cui valore centrale è caratterizzato da maggiore energia; all'aumentare della larghezza della banda e della frequenza, le indagini saranno caratterizzate da maggiore risoluzione ma al contempo da maggiore attenuazione del segnale. La banda massima di frequenza in cui si utilizzano le antenne è compresa tra 10 MHz e 2 GHz, la cui scelta dipende della profondità e della risoluzione che si ottiene. Questo intervallo di frequenze permette una discreta penetrazione nel terreno e la velocità delle onde si mantiene costante anche in ambienti poco conduttivi, come si osserva in figura 1.2.



Figure 1.2- Grafico della variazione della velocità delle onde elettromagnetiche in funzione della frequenza. Si osserva che oltre un certo valore di frequenza, la velocità si mantiene circa costante e risulta dipendente dalla permittività (Jol, 2009).

Inoltre, la frequenza dell'impulso può essere modificata per controllare la profondità di indagine: bassa frequenza implica alta profondità di indagine e viceversa, per indagare basse profondità si impiegano alte frequenze.

Tuttavia è necessario tenere presente che dalla frequenza dipende anche la capacità risolutiva: tra queste due grandezze esiste un rapporto di proporzionalità inversa. La capacità risolutiva, intesa come minima dimensione dell'oggetto che ancora provoca un

fenomeno rilevabile dal georadar, dipende dalla lunghezza d'onda del segnale elettromagnetico che si propaga nel mezzo:

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

Dove 'v' è la velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche nel mezzo ed 'f' è la frequenza del segnale radar. Risulterà quindi riflettente un corpo le cui dimensioni sono comparabili o maggiori della lunghezza dell'onda elettromagnetica nel mezzo in cui il corpo è immerso (*Jol, 2009*).

Alla luce di queste considerazioni, è possibile suddividere le antenne in categorie generali:

- Antenne ad alta frequenza (1 GHz 2 GHz): si ottiene un elevato dettaglio (1 cm) ma con una profondità di indagine limitata entro 0.5-1 m, poiché l'onda radar viene attenuata più rapidamente;
- Antenne a frequenza medio alta (500 MHz 1 GHz): la profondità di indagine è leggermente maggiore e il grado di dettaglio rimane circa uguale rispetto al caso delle alte frequenze;
- Antenne a media frequenza (200-500 MHz): sono le antenne utilizzate nella maggior parte delle applicazioni, in quanto garantiscono il miglior compromesso tra grado di dettaglio e profondità di indagine. Per questo motivo queste risultano essere più che sufficienti per un'ampia gamma di applicazioni nell'ambito dell'ingegneria ambientale (individuazione della tipologia di strutture endoglaciali, individuazione di sotto servizi quali acquedotti ecc.);
- Antenne a bassa frequenza (10 200 MHz): la profondità di indagine è piuttosto elevata e varia a seconda delle caratteristiche del terreno, raggiungendo anche un centinaio di metri. La risoluzione che si può ottenere è limitata, in quanto si riescono a individuare strutture di dimensioni almeno decimetriche.

Nella figura 1.3 che segue è stata schematizzata la propagazione di un'onda radar in un mezzo omogeneo, in cui si distingue il comportamento di un'antenna ad alta frequenza (caso a sinistra), da quello di un'antenna a bassa frequenza (caso a destra); se si considera un corpo sepolto di dimensioni centimetriche, nel primo caso sarà facilmente rilevabile poiché in prossimità della sua posizione l'onda verrà in parte riflessa, mentre nel secondo caso la propagazione dell'onda non riuscirà ad intercettarlo e a riscontrarlo.



Figura 1.3- Tipologie di propagazione dell'onda elettromagnetica rispettivamente in caso di alta frequenza (a sinistra) e in caso di bassa frequenza (a destra). [6]

L'intervallo di frequenze scelto per indagini di tipo glaciologico è spesso compreso tra 200 e 500 MHz, per motivi legati al giusto compromesso tra profondità di indagine e risoluzione dell'immagine; considerando infatti che l'attenuazione dell'onda emessa dipende dalle caratteristiche litologiche del materiale investigato, in glaciologia è necessaria una risoluzione nell'ordine di grandezza almeno centimetrico e contemporaneamente una profondità di indagine di decine di metri.

Infine, tramite un cavo schermato, il georadar è collegato a un PC, che comanda tutte le fasi dall'emissione delle onde alla registrazione dei file acquisiti, su cui è possibile visualizzare in tempo reale l'immagine acquisita in campo.

In linea generale, quindi, il georadar è un lettore di disomogeneità per cui ogni qualvolta le onde elettromagnetiche incontrano un "obiettivo" diverso, parte del segnale viene riflesso verso l'alto; sarà necessario individuare l'antenna più performante e la lunghezza d'onda dell'impulso inviato, soprattutto in funzione della profondità da raggiungere, del tipo di terreno investigato (proprietà elettromagnetiche) e delle caratteristiche geometriche dei bersagli. L'analisi dipenderà, inoltre, dalle regolazioni strumentali imposte dall'operatore in base alla propria esperienza, come l'ampiezza del tempo di ascolto.

1.3 Acquisizione dati

Il sistema GPR trasmette tramite un trasduttore impulsi elettromagnetici, aventi una determinata frequenza, che si propagano verticalmente con una velocità propria del mezzo attraversato e procedono sempre più in profondità fino ad intercettare un oggetto con proprietà dielettriche diverse dal mezzo in cui è immerso (figura 1.4).



Figura 1.4- Rappresentazione della modalità di funzionamento di un GPR: in presenza di un materiale con proprietà elettriche differenti dal mezzo che lo contiene, l'onda elettromagnetica si riflette e ritorna in superficie [2]

Lo strumento viene trascinato sulla superficie del mezzo da indagare da un operatore, che effettua una scansione (in inglese 'scan') ad una velocità il più costante possibile in modo tale che le onde prodotte generino informazioni consistenti.

È necessario premettere che un'antenna trasmittente ideale è una sorgente puntiforme, ovvero che irradia in un mezzo omogeneo un segnale lungo un'unica direzione. All'atto pratico, però, l'antenna emette un fascio di radiazioni che si concentrano in un determinato angolo di apertura α rispetto alla verticale (figura 1.5), di circa 45° - 60°, in modo che la maggior parte dell'energia venga irradiata nel sottosuolo contenendo le dispersioni in aria [4].



Figura 1.5- Schema rappresentativo della propagazione di un'onda elettromagnetica in un mezzo reale caratterizzato dalla permittività ε_1 . Si indica con α l'angolo di apertura rispetto alla verticale e con z l'asse delle profondità.

Si può immaginare, quindi, che la radiazione si propaghi secondo un effetto di rifrazione del campo elettrico tra due semispazi a contatto. L'angolo limite rispetto alla verticale per

il quale è possibile la propagazione nel secondo semispazio dipende dall'angolo critico di rifrazione, che è legato al contrasto di permettività elettrica dei due mezzi attraversati.

Le onde elettromagnetiche emesse sotto forma di impulsi sono definite su un dominio di tempo e si propagano nel sottosuolo come un'onda sinusoidale; quando interagiscono con una discontinuità, il segnale si caratterizza da una forte ampiezza che nel tempo tende ad attenuarsi, come in un ciclo di un'onda sinusoidale. Si definisce in questo modo una traccia, A-scan (scansione di tipo A, monodimensionale), caratterizzata da un insieme di campioni e da una data posizione nello spazio (figura 1.6).



Figura 1.6-Profilo di un segnale elettromagnetico al variare del tempo (segnale A-scan).

La traccia rappresentata in figura si può schematizzare come un diagramma Ampiezza-Tempo, che presenta sull'asse orizzontale l'ampiezza del segnale e su quello verticale una grandezza di tempo coincidente con la direzione di propagazione dell'impulso.

Se tali onde si dispongono una vicina all'altra, si ottengono delle immagini georadar, ovvero delle sezioni in funzione del tempo e della distanza (B-scan, bidimensionali), che dovranno essere accuratamente elaborate per poter restituire delle informazioni. Poiché le antenne, ricevente e trasmittente, in constant offset, si muovono a velocità costante lungo un percorso lineare, l'immagine acquisita della zona indagata è una sezione verticale (radar cross section o RCS), di cui se ne riporta un esempio in figura 1.7.



Figura 1.7- Immagine georadar ottenuta con antenna di frequenza centrale pari a 50 MHz (Jol, 2009)

Una sezione trasversale GPR è formata da tante tracce, ognuna delle quali si definisce attraverso dei campioni, rappresentanti la risposta di ogni singolo impulso emesso nel tempo. Sull'asse delle ascisse si legge un valore metrico che corrisponde al prodotto tra il numero delle tracce e la spaziatura costante che vi è tra ogni traccia; mentre sull'asse delle ordinate è presente il tempo di riflessione di ogni campione che compone ciascuna traccia. In automatico, si associa una diversa tonalità di grigio ad ogni valore di ampiezza del segnale rifesso.

Se il mezzo indagato presenta delle stratificazioni caratterizzate da proprietà elettriche differenti, sull'immagine georadar si osserva la medesima geometrica, in accordo con le metodologie di riflessione dell'onda elettromagnetica (figura 1.8).



Figura 1.8- Principio di riflessione del GPR in presenza di un'interfaccia che separa due materiali aventi proprietà elettrice differenti (Jol, 2009)

Se invece nel mezzo analizzato è presente un oggetto sepolto, la somma delle riflessioni generate dai diversi impulsi inviati dall'antenna emittente, restituiscono sull'immagine un'iperbole di diffrazione: queste sono il risultato dell'insieme delle riflessioni generate da un oggetto presente nel mezzo indagato. In presenza di una discontinuità, infatti, il segnale

georadar sotto forma di onda elettromagnetica interagisce con questa generando una riflessione. L'onda riflessa si orienta in modo differente in seguito al movimento dello strumento restituendo un'iperbole come mostrato in figura 1.9.



Figura 1.9- Modalità di acquisizione GPR con generazione di un'iperbole di diffrazione in presenza di un target sepolto [3]

La radiazione che si propaga non è isotropica e questo determina che ad una distanza "x", lungo la direzione di scansione, si cominci ad avere interferenza, ovvero si registri un primo segnale di riflessione dell'oggetto anche se lo strumento non si trova perpendicolarmente ad esso (immagine a sinistra della figura). Spostandosi con l'antenna, si continuano a ricevere segnali di riflessione, fintanto che l'antenna, oltrepassato l'oggetto, non raggiunge nuovamente la distanza "x" da esso (immagine a destra della figura). Si generano così delle iperboli di diffrazione, o artefatti, che sono il risultato dell'interazione dell'energia elettromagnetica con la discontinuità o target sepolto. Per questo motivo, le sezioni radar non sono rappresentative delle dimensioni effettive dell'oggetto che provocano la riflessione.

Inoltre, la tangente dell'iperbole corrisponde alla velocità delle onde in corrispondenza del mezzo attraversato.

1.4 Parametri significativi

La propagazione delle onde nel ghiaccio dipende dalle proprietà elettriche, definite dai parametri di permittività elettrica (ϵ), permeabilità magnetica (μ) e conducibilità (σ). Nelle applicazioni GPR, la variazione dei valori di σ e ϵ sono molto importanti, a differenza delle variazioni di μ che vengono raramente discusse. La propagazione delle onde elettromagnetiche nel mezzo, quindi, dipende da due fondamentali grandezze dielettriche: la conduttività e la permettività (*Jol, 2009*).

1.4.1 Conduttività

La conduttività elettrica σ rappresenta la capacità del flusso elettrico di attraversare un mezzo.

I materiali si possono classificare in funzione della loro conduttività in tre categorie:

- alta conduttività ($\sigma \ge 10-2$ S/m), per esempio acqua salata, argilla bagnata;
- media conduttività (10-7 $\leq \sigma \leq 10-2$ S/m), come l'acqua pura, argilla asciutta, sabbia;
- bassa conduttività ($\sigma \leq 10-7$ S/m) che caratterizza l'aria, il ghiaccio, l'asfalto o il cemento.

La tecnologia georadar restituisce informazioni più significative se applicata a materiali a bassa conducibilità, in quanto il segnale riesce a penetrare più in profondità nel mezzo indagato; terreni ricchi di componenti argillosi o sottosuoli in cui è presente una falda di acqua salata creano delle condizioni dove la tecnologia GPR è molto limitata e molteplici materiali presenti sulla Terra sono il risultato di un agglomerato di queste componenti. L'energia ceduta dall'onda elettromagnetica, infatti, dipende dalla conducibilità del mezzo in cui viaggia, perciò, in mezzi conduttivi si avrà un forte assorbimento dell'onda elettromagnetica ed una scarsa penetrazione. Esistono però alcuni materiali in cui al loro interno prevale un'unica componente, come ad esempio l'acqua e il ghiaccio, per i quali l'applicazione del GPR restituisce risultati consistenti (*Jol, 2009*).

L'attenuazione dell'onda elettromagnetica è quindi in funzione della conducibilità del materiale: tanto più il materiale è elettricamente conduttivo, tanto più il coefficiente di attenuazione è elevato e il materiale è dissipativo. Inoltre, dalla conducibilità dipende anche la profondità alla quale si propaga l'onda: se il materiale è poco conduttivo, l'attenuazione sarà contenuta e le profondità raggiunte saranno elevate. Tuttavia, per avere un'informazione più precisa sulla profondità di indagine è necessario prendere in considerazione anche la frequenza alla quale viene emessa l'onda.

1.4.2 Permittività

La permettività elettrica è la capacità di un materiale di immagazzinare e poi restituire energia elettromagnetica quando ad esso è applicato un campo elettromagnetico. In particolare, se un materiale presenta elevata permittività, immagazzinerà più energia.

Nelle indagini GPR, il contrasto di permittività dei materiali restituisce una riflessione del segnale georadar emesso, e da essa dipende la velocità di propagazione degli impulsi elettromagnetici nei mezzi attraversati.

La velocità di propagazione di tale impulso nel vuoto è pari a $3 \cdot 10^8$ m/s ma in un mezzo dielettrico questo valore risulta essere minore. Per un materiale omogeneo e isotropo la velocità di propagazione si ottiene dalla formula:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_0 \cdot \varepsilon_r \cdot \mu_0 \cdot \mu_r}} = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r \cdot \mu_r}} = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}}$$

Dove:

- c è la velocità di propagazione di un'onda elementare nel vuoto ($c=3.10^8$ m/s);
- ε è la permettività elettrica assoluta del mezzo (con $\varepsilon_0 = 8.85*10^{-12}$ F/m e ε_r è la permettività relativa del materiale considerato);
- μ è la permeabilità magnetica assoluta del mezzo (con $\mu_0 = 4\pi * 10^{-7}$ H/m).

Da questa relazione si evince che il valore della velocità dipende dalla natura del materiale attraversato, espressa dal parametro di permittività relativa, secondo un rapporto di proporzionalità inversa. Nella tabella 1.1 si riportano i valori di permittività relativa e di velocità riferiti ad alcuni materiali presenti in natura.

Materiale	8r	V (m/ns)
Aria	1	0.3
Acqua	84	0.033
Acqua salata	80	0.01
Ghiaccio	3.0 - 4.0	0.17
Neve	1.3 - 2.4	0.18 - 0.26

Tabella 1.1- Valori di permittività relativa per alcuni materiali da cui si ricava il valore della velocità dell'onda [3]

A differenza degli altri materiali, i valori della neve presentano un range entro cui considerare il valore ottimale di permittività e di velocità, in quanto per questo materiale si hanno variazioni di densità.

Il valore di permittività, inoltre, dipende dall'impedenza elettromagnetica che caratterizza i materiali, ed è definito secondo la relazione:

$$\varepsilon = \frac{\mu}{Z^2}$$

dove Z indica l'impedenza (la quale unità di misura è l'ohm, Ω) e μ è la permeabilità magnetica (calcolata in H/m).

1.4.3 Correlazione tra permittività elettrica e densità di neve e ghiaccio

Nelle applicazioni glaciologiche, la velocità di propagazione delle onde si determina calcolando il valore di permittività, che dipende dalla densità relativa del mezzo considerato, come espresso dalla Formula di Robin:

$$\varepsilon_r = (1 + 0.845 \cdot \rho_r)^2$$

 $\rho_r = \frac{\rho_{snow}}{\rho_{ice}}$

Nel caso della neve, il valore della densità è variabile e dipende dal grado di porosità che la caratterizza. La precipitazione solida, infatti, subisce un lento processo di trasformazione prima di diventare ghiaccio, secondo i seguenti passaggi:

- neve stagionale
- neve non stagionale, ovvero la neve che ha resistito all'ablazione per un anno idrologico
- firn, definito da una neve non stagionale molto densa (con densità pari a 650 800 kg/m3)
- ghiaccio (con densità tra 830 e 900 kg/m3)

In tabella 1.2 si riportano alcuni valori di riferimento della velocità per le principali componenti glaciologiche.

Materiale	Velocità [m/ns]
Neve stagionale	0,24 - 0,22
Neve non stagionale	0,2
Firn	0,18
Ghiaccio	0,17

Tabella 1.2- Valori di velocità delle onde elettromagnetiche nei rispettivi mezzi attraversati

1.4.4 Correlazione tra la velocità delle onde e la profondità del mezzo indagato

L'analisi dei tempi di riflessione permette di calcolare la profondità della discontinuità, grazie ad un valore costate della velocità con cui l'impulso radar si propaga nel mezzo indagato.

Dopo aver determinato il valore della velocità, si possono convertire i valori di tempo in valori metrici con la seguente espressione:

$$d = \frac{v \cdot t}{2}$$

In particolare, la riflessione del segnale dipende dalla distanza che intercorre tra l'antenna e la discontinuità rilevata, la quale è calcolata in funzione del ritardo tra impulso emesso e impulso riflesso che ritorna in superficie. Per questo motivo le analisi geofisiche prendono in considerazione il Two Way Travel time (t_{twt}), ovvero il tempo dato dalla somma del tempo di andata e di ritorno del segnale stesso.

Il t twt è il parametro principale delle indagini radar, il quale si ricava dalla formula:

$$t_{twt} = \frac{2 \cdot r}{v}$$

Il tempo, quindi, è in funzione dello spazio esistente tra antenna e discontinuità (r) e della velocità di propagazione delle onde nel mezzo.

Capitolo II *Elaborazione dei dati e interpretazioni delle immagini georadar*

2.1 Elaborazione dei dati

Le immagini radar ottenute, o radargrammi, non sono immediatamente di facile lettura, per cui sono necessarie delle analisi post acquisizione. In particolare, è possibile processare i dati georadar con il programma *Reflexw* della Sandameier's software.

È da evidenziare che prima di iniziare ogni elaborazione delle immagini, è necessaria una fase preliminare che consiste in un controllo accurato della qualità delle immagini, finalizzato a correggere eventuali problematiche relative a porzioni isolate delle tracce o delle sezioni. Prima di iniziare con il processing vero e proprio, infatti, è bene individuare possibili problemi di malfunzionamento nella strumentazione o rumori coerenti e incoerenti presenti localmente (*Jol, 2009*).

Accertata l'assenza di ogni anomalia, si procede con il processing di ogni immagine radar. Una generica sezione radar, prima della fase di elaborazione appare come in figura 2.1.



Figura 2.1- Esempio di RCS ottenuta con tecnologia GPR

Fonte: campagna geofisica sul ghiacciaio Cherillon in Valle d'Aosta e acquisizione con georadar di frequenza centrale pari a 200 MHz, finestra temporale di 1000 ns e 2048 campioni/traccia, in modalità bistatica a constant offset. In riferimento alla figura 2.1, sull'asse x vi è un valore di distanza espressa in metri che corrisponde alle diverse posizione occupate dall'antenna durante l'acquisizione, e sull'asse delle y ci sono i valori di tempo di riflessione dell'onda, il "two way travel time".

Nell'immagine si osserva una fascia costante di ampiezza del segnale che si estende per tutta la lunghezza della scansione per i primi 50ns. Questo effetto è generato dall'attivazione di un comando di settaggio dello strumento, con cui si imposta che la riflessione del segnale relativa al mezzo attraversato inizi dopo un tempo prefissato (in questo caso pari a 50ns). In questo modo si rende maggiormente visibile l'inizio della riflessione generata dal contrasto di impedenza con l'aria. L'intensità della riflessione del segnale generata dal primo strato di neve risulta particolarmente visibile, anche se manca di informazioni relative al suo stato morfologico, e si osserva il medesimo comportamento del segnale anche all'interfaccia tra neve e ghiaccio. Per i successivi tempi di ritorno del segnale, alla vista non si rilevano altre riflessioni, ma si riescono solo a percepire alcune iperboli di rifrazione in corrispondenza di valori di tempo pari a 100ns, oltre i quali l'immagine appare completamente priva di riflessioni.

Risulta quindi fondamentale una successiva fase di editing del radargramma acquisito.

Il programma digitale utilizzato permette di migliorare la visualizzazione dal punto di vista dell'intensità di riflessione dell'onda, attraverso l'applicazione di specifici comandi. A questo scopo si dovranno eseguire una serie di passaggi che permetteranno di migliorare la visualizzazione delle riflessioni generate. Inoltre, ogni acquisizione genera un'immagine bidimensionale data dall'insieme delle tracce, per questo è possibile condurre le operazioni di modifica sia sulla singola traccia sia sull'intera immagine.

La correzione dell'immagine prevede:

- operazioni di modifica dei valori puntuali delle tracce
- operazioni di modifica della frequenza del segnale
- operazioni di modifica dell'attenuazione del segnale

Di seguito, si descrivono nel dettaglio le differenze tra queste operazioni e alcune tipologie di correzioni maggiormente utilizzate.

2.1.1 Correzione iniziale

In questa classe di correzioni rientrano tutte le operazioni che vengono svolte all'inizio di ogni fase di elaborazione dei dati e che restituiscono un'immagine corretta dal punto di vista del sistema di riferimento (al tempo zero corrisponde il primo campione di riflessione) e dal punto di vista della geo-referenziazione spaziale.

- Static correction

La correzione statica esegue una modifica delle tracce nella direzione del tempo. Quando si seleziona questo comando, appare una tabella in cui si possono scegliere una molteplicità di funzioni, tra cui "move start_time" e "time cut", che sono i più utilizzati. Il primo permette di traslare le tracce sull'asse del tempo, di un valore prefissato o di un valore arbitrario da inserire manualmente, in modo da riportare l'inizio del segnale al tempo zero; si applica per rimuovere i dati di tempo acquisiti prima dell'inizio della misurazione. Il secondo, invece, offre la possibilità di limitare l'informazione relativa ad ogni traccia entro un valore massimo di tempo di acquisizione (figura 2.2).



Figure 2.2- Finestra di comando per l'impostazione dei parametri dell'operazione "time cut"

L'utilità di questa applicazione risiede nei casi in cui è stato impostato un range temporale troppo elevato durante l'acquisizione dei dati e si vogliano velocizzare le operazioni di salvataggio: file troppo grandi infatti necessitano di un processamento lento.

- Flip x o y profile

L'operazione di Flip permette di ribaltare l'immagine GPR lungo l'asse x o l'asse y, a seconda delle esigenze dell'analisi. Nelle indagini glaciologiche, dove l'acquisizione dei profili georadar avviene spostandosi alternativamente da un estremo all'altro di un'area, risulta di notevole utilità poiché permette di rendere omogenea l'orientazione delle sezioni acquisite.

- Geo-referenziazione

Nelle indagini georadar risulta spesso conveniente inserire il sistema di riferimento delle tracce, in modo che l'immagine restituisca delle informazioni coerenti con la collocazione geografica dove è avvenuta l'acquisizione. Generalmente al GPR si associa un'antenna GPS che registra le coordinate di ogni traccia acquisita. In fase di elaborazione, quindi, per ogni immagine georadar è possibile arricchire il file Header, il quale contiene tutte le informazioni relative alla sezione acquisita (ad esempio i valori del two way travel time, l'ampiezza del segnale, lo spazio percorso, il numero di tracce, il numero di campioni, ecc..). La procedura necessaria a questo scopo è semplice e consiste in un trasferimento delle coordinate dal file GPS alla sezione dedicata del file Header.

2.1.2 Operazioni di filtraggio

Le operazioni di filtraggio permettono di eliminare il "rumore", ovvero le riflessioni di disturbo che oscurano quelle generate dalle alte frequenza. Tra queste si distinguono i filtri che operano su una singola traccia (filtri 1D) da quelli che agiscono sull'intera immagine (filtri 2D). Inoltre, tra i filtri 1D si differenziano i filtri verticali, riferiti alla scala dei tempi, dai filtri orizzontali, correlati alla scala spaziale.

- Dewow

Questo filtro agisce su ogni traccia, considerata indipendentemente dalle altre, con la finalità operativa di eliminare il rumore di fondo caratterizzato da un segnale costante. Applicando questo filtro, viene calcolato un valore medio di ampiezza su tutto l'intervallo temporale che si sottrae al valore centrale di tutte le tracce secondo la tecnica della finestra mobile. L'unico parametro necessario da inserire è il valore del range temporale entro cui si vuole confinare l'analisi, che non deve obbligatoriamente coincidere con quello totale di acquisizione.

- Band Pass Butterworth

Il filtro 1D "Band Pass batterworth" è comunemente chiamato filtro passa basso e permette di attenuare le basse frequenze. È necessario definire il range di alte frequenze entro cui si vuole confinare l'analisi, quindi tutti i valori che non rientrano entro tali limiti vengono associati al termine nullo. Questo filtro si applica nelle immagini GPR in cui è presente un forte rumore ed è necessario prestare attenzione durante la scelta dell'intervallo di frequenze per non rischiare di "azzerare" frequenze significative.

- Background Removal

È un filtro passa alto, ovvero permette di esaltare le alte frequenze. Si applica a immagini fortemente disturbate dal rumore, il quale può avere origine sia interna (causato dallo strumento) sia esterna (generato da una forte diffrazione del segnale). L'operatore non è tenuto a inserire particolari parametri di riferimento. Tuttavia, se ritenuto opportuno, è possibile confinare l'applicazione del filtro ad un numero limitato di tracce.

- Stack Traces

L'applicazione di questo filtro permette di intensificare la risposta del segnale. Questo infatti agisce sovrapponendo alcune tracce, rendendo più consistente l'immagine GPR. Il numero delle tracce è definito dall'utente ed è variabile a seconda della tipologia di indagine. Nelle applicazioni glaciologiche, generalmente, si inserisce un valore pari a 5 tracce, per avere un buon risultato mantenendo inalterata la qualità dell'immagine.

2.1.3 Contrasto di attenuazione

A causa della non verticalità del segnale radar emesso, sono necessarie operazioni di amplificazione del segnale per contrastare l'effetto della dispersione geometrica e l'effetto dell'attenuazione intrinseca.

- Gain

L'emissione del segnale georadar non è isotropica, ma si propaga nel mezzo secondo un cono di radiazione. Il segnale emesso subirà pertanto un'attenuazione proporzionale alla profondità raggiunta, che è in funzione della frequenza caratteristica dell'antenna che lo ha generato. Il filtro "gain", che letteralmente significa "guadagno", permette di equalizzare

l'ampiezza del segnale, per cui a partire dall'istante iniziale fino al termine della finestra temporale assume un valore sempre maggiore. All'interno di questa categoria, si distinguono: "Energy Decay" e "Div. Compensation". Il primo permette il miglioramento dell'immagine contrastando l'energia persa dal segnale durante la sua propagazione nel sottosuolo. È necessario inserire il valore del fattore di scaling che, moltiplicato per ogni campione presente sulle tracce, restituirà un segnale meno disturbato (figura 2.3).



Figure 2.3- Finestra di comando in cui si inseriscono i parametri per applicare l'operazione "Energy Decay". In questo caso è stato applicato un valore di scaling peri a 0,2 che permette di compensare l'energia dissipata all'aumentare della profondità della propagazione del segnale

Generalmente il parametro di scaling ha un valore simile alla velocità delle onde elettromagnetiche nel mezzo attraversato.

Il filtro Div. Compensation, invece, permette di compensare le perdite di ampiezza dovute all'attenuazione geometrica. Anche in questo caso è necessario inserire un valore di scaling, che corrisponde al coefficiente di attenuazione della traccia e agirà allo stesso modo del precedente filtro.

2.1.4 L'operazione di migrazione

L'operazione di "migration" è utile nelle immagini in cui sono presenti riflessioni che generano delle iperboli. La sua traduzione letterale è "migrazione", infatti permette di limitare la dimensione della riflessione evidenziata (di farla migrare, appunto) in un range spaziale più contenuto. In questo modo è possibile confinare l'estensione dell'oggetto rilevato entro uno spazio più ristretto; l'apertura dell'iperbole generata dall'interazione del segnale con una struttura sepolta, infatti, non rispecchia le dimensioni effettive dell'oggetto intercettato. Vi sono diverse tipologie di comandi relative alla migrazione della riflessione, tra cui si evidenzia il "Diffraction Stack", che è il più utilizzato. Questo filtro effettua una somma pesata di tutti i campioni dell'immagine e riposiziona l'iperbole in corrispondenza dei tempi di primo arrivo più precisi. I parametri da inserire sono mostrati in figura 2.4.



Figura 2.4- Finestra di interfaccia per l'operazione di migration.

Dopo aver eseguito tutte le operazioni necessarie a aver impostato i parametri per i filtri, il software crea un file riassuntivo di tutte le modifiche effettuate rispetto all'immagine originale, il quale viene salvato in memoria. Se si dispone di molteplici immagini georadar da sottoporre alla medesima sequenza di operazioni, è possibile caricare su tutti i radargramma in esame il file salvato in modo da non dover ripetere le stesse operazioni per ognuno di essi *(Sandmeier, 2017)*.

Alla luce di questa descrizione, appare evidente che la fase di elaborazione risulta essere la più complessa dell'indagine GPR; questa infatti necessita di buona esperienza da parte dell'operatore, per riuscire a scegliere le operazioni correttive adeguate in base alla tipologia di analisi, all'obiettivo dell'indagine e alle caratteristiche del mezzo indagato.

2.1.5 Osservazioni



Un esempio di immagine risultante da un mirato processing, è mostrato in figura 2.5.

Figura 2.5 - A sinistra si riporta l'immagine georadar non elaborata, caratterizzata da una banda di riflessioni del segnale comprese tra 50ns e 80ns; a destra è presente l'immagine post-processing in cui appaiono più visibili tutte le riflessioni generate, per contrasto di permittività.

In seguito all'applicazione delle tecniche di miglioramento, è possibile osservare che l'immagine restituisce una maggiore quantità di informazioni relative alla sezione indagata. In particolare, è stato rimosso il *gap* tra l'istante iniziale e la prima riflessione ed è stata ridotta la finestra temporale, per rendere l'analisi più veloce. Inoltre, risultano maggiormente visibili le riflessioni che si generano all'interno dell'intervallo di tempo compreso tra 100ns e 400ns: si registrano iperboli di diffrazione molto intense per tempi bassi, le quali si attenuano fino all'aumentare del tempo di ritorno. Infine, oltre i 400ns la riflessione del segnale appare piuttosto omogenea e in forte contrasto con lo strato sovrastante, a causa dei diversi valori di permittività assunti dai materiali attraversati.

2.2 Interpretazione immagini georadar

Alla fase di elaborazione segue una fase di interpretazione delle immagini, che riguarda l'analisi della tipologia di riflessione del segnale emesso dal georadar. Nelle immagini georadar si possono osservare diverse modalità di riflessione.

2.2.1 Effetti stratigrafici sub-orizzontali

Per quanto concerne le misurazioni effettuate sui ghiacciai, le riflessioni più immediate da individuare sono relative alle discontinuità ghiaccio-substrato roccioso e neve-ghiaccio, dove il contrasto di permittività è molto elevato. In riferimento alla figura 2.6, si osserva infatti che al top e al bottom dell'immagine l'ampiezza del segnale riflesso in modulo è molto elevata, a differenza della parte centrale caratterizzata dalla presenza del ghiaccio. Queste riflessioni sub-orizzontali in generale sono associate a variazioni fisiche, variazioni litologiche o presenza d'acqua.



Figura 2.6- Immagine georadar in cui si mettono in evidenza le discontinuità neve-ghiaccio e ghiaccioroccia

La riflessione della neve, in particolare, mostra le stratificazioni della neve stagionale; si osservano infatti layers caratterizzati da ampiezze differenti della riflessione dell'onda, generate dalle diverse proprietà elettriche e in particolare dalla diversa porosità.

Fonte: Acquisizione GPR sul ghiacciaio Cherillon con frequenza centrale 200 MHz

2.2.2 Effetti stratigrafici localizzati

L'interpretazione delle iperboli che si generano all'interno del corpo glaciale è molto complessa in quanto ognuna di queste può corrispondere a molteplici tipologie di discontinuità. Qui di seguito si riportano alcuni esempi di riflessioni:

• Cavità endoglaciali



Figura 2.7- Immagine georadar in cui si evidenzia la riflessione di un'iperbole di diffrazione. Il radargramma è stato acquisito su Cherillon con antenna 200 MHz in data 11/2017

Le caratteristiche delle riflessioni generate dalle cavità sono riferite alla loro collocazione e al numero di iperboli che si sovrappongono (figura 2.7): queste si ritrovano in prossimità del substrato roccioso in quanto la loro formazione è legata alla sotto-escavazione da parte dell'acqua di scioglimento del ghiacciaio, la quale scorre lungo il profilo del substrato roccioso; inoltre esse si rilevano isolate in quanto la loro estensione risulta essere limitata, per cui i diversi impulsi emessi si riflettono generando un'unica curva.

Inoltre, è possibile correlare l'apertura dell'iperbole generata alla velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche, grazie al comando di "picking" presente sul software utilizzato per l'elaborazione.

• Crepacci

Per crepaccio si intende "una frattura nel ghiaccio che si crea laddove il ghiacciaio fluisce su pendii particolarmente inclinati o su cambi di pendenza" [5].

La riflessione caratteristica dei crepacci è la ripetizione verticale delle iperboli a partire dalla superficie di emissione dell'onda elettromagnetica fino al termine della loro estensione, che generalmente è il substrato roccioso. L'apertura delle iperboli generate è sempre costante, poiché è correlata alla permittività relativa del mezzo attraversato, che si mantiene invariata, ed è proporzionale all'ampiezza del cono di emissione delle onde. Nella figura 2.8 si evidenziano un insieme di crepacci che presentano le caratteristiche elencate. Tuttavia, le riflessioni iperboliche generate non ricalcano le dimensioni effettive delle strutture intercettate.



Figura 2.8- Immagine georadar in cui si osserva la presenza di crepacci e fratture che interessano la superficie del ghiaccio

In generale, le riflessioni che restituiscono una forma iperbolica sull'immagine sono imputabili alla presenza di strutture, come le cavità endoglaciali e i crepacci, che si estendono in direzione ortogonale rispetto alla direzione di avanzamento dello strumento. Esse si generano a causa della non verticalità dell'impulso emesso dal GPR, per cui si produce un rumore molto amplificato.

2.2.3 Effetti da discontinuità superficiali

La presenza di ampie strutture, avente un diametro nell'ordine del metro, che si estendono a partire dalla superficie del ghiacciaio, e che sono generalmente ricoperti di neve, generano una riflessione caratteristica come si osserva in figura 2.9.



Figura 2.9- Immagine georadar in cui si evidenzia la presenza di una struttura nel ghiaccio. Il radragramma è stato acquisito da elicottero sul ghiacciaio Rutor con antenna 70 MHz in data 05/2012

Per caratterizzare con certezza la natura della struttura in figura, sarebbero necessarie informazioni aggiuntive sull'estensione della stessa. Tuttavia, si osserva che nei primi metri si sviluppano degli strati di neve che in prossimità della struttura tendono a piegarsi su se stessi terminando al suo interno.

Questa tipologia di profilo è correlabile alla presenza di mulini o di inghiottitoi, dove per inghiottitoio si intende un "pozzo attraverso il quale le acque di fusione che circolano nei ruscelli superficiali si immergono per andare ad alimentare il sistema idrico del ghiacciaio" [5]; mentre per mulino glaciale si fa riferimento alla struttura che si forma su lingue glaciali molto estese dove è limitata la presenza di crepacci, in quanto si origina a causa dell'assorbimento concentrato dell'acqua di fusione del ghiacciaio (*Bandino et al., 1995*).

• Accumuli

Sui ghiacciai è frequente trovare degli accumuli, ovvero porzioni della superficie caratterizzati da un bilancio di massa positivo, generati da fenomeni valanghivi. A seconda della tipologia di ghiacciaio su cui si evidenziano, tali accumuli possono essere costituiti da neve, ghiaccio o detrito. Nelle immagini georadar, gli accumuli restituiscono una riflessione dello strato superficiale caratterizzata da un abbassamento, in corrispondenza all'accumulo stesso, come si osserva nell'immagine (figura 2.10).



Figura 2.10- Immagine radar in cui si evidenzia la presenza di un accumulo. Il radargramma è stato acquisito durante la campagna geofisica sul ghiacciaio Cherillon in data 11/2017

La variazione dello strato della neve a destra dell'immagine è una diretta conseguenza della presenza di un accumulo.

Capitolo III

Il contesto dei ghiacciai Valdostani

3.1 Introduzione

L'applicazione del georadar nel contesto montano restituisce notevoli vantaggi in termini di monitoraggio delle caratteristiche dei ghiacciai. Negli ultimi decenni ad oggi, infatti, si sta assistendo a un forte cambiamento climatico legato all'innalzamento della temperatura media globale, che sta causando un rapido regresso dei ghiacciai in tutto il mondo. I ghiacciai reagiscono in tempi geologici brevi alle variazioni dei regimi di temperatura e di precipitazione per cui si possono direttamente analizzare gli effetti generati. Questi effetti hanno portato gli esperti a sviluppare nuove tecniche di misura, di analisi e di monitoraggio dei corpi glaciali per poter generare modelli delle superfici glaciali e avere una visione più dettagliata della loro evoluzione temporale. L'effetto più impressionante e più facile da misurare è il ritiro della superficie glaciale, che è connesso al bilancio di massa del corpo glaciale in sé, ma possono essere considerati anche altri parametri glaciologici, che definiscono lo "stato di salute" di un ghiacciaio sotto altri punti di vista. Molti autori hanno condotto degli studi con l'obiettivo di determinare la variazione superficiale dei ghiacciai, combinando misurazioni in sito con analisi da cartografia (Vanuzzo et al., 1999). Inoltre, negli ultimi anni sono state realizzate molteplici analisi per avere una visione completa dell'evoluzione dei ghiacciai, tra cui la strategia a multilivelli per il monitoraggio dei ghiacciai, che combina misurazioni tradizionali di acquisizione, come indagini GPR e GPS, con processamenti di tipo GIS utili a definire le variazioni volumetriche del corpo glaciale (Villa et Al., 2008). Il monitoraggio continuo dei ghiacciai si riferisce ad alcune particolari metodologie:

- analisi degli accumuni di neve: indagini periodiche degli strati di neve e delle loro proprietà fisiche e meccaniche per misurare l'evoluzione e il metamorfismo della neve, per stimare il bilancio di massa;
- analisi delle immagini acquisite da un punto fisso, per avere una risposta tempestiva delle variazioni morfologiche;
- analisi delle indagini GPS della fronte del ghiacciaio per determinare la sua variabilità spaziale nel tempo (*Chiaia et al., 2009*);
- indagini GPR per determinare lo spessore della neve e del ghiaccio, valutando le variazioni temporali della profondità del substrato roccioso.

In questa tesi, si limiterà la trattazione ai ghiacciai del Nord Italia, con particolare riferimento a due casi studio collocati nella Regione della Valle d'Aosta: il ghiacciaio Rutor e il ghiacciaio Cherillon.

3.2 I ghiacciai delle Alpi

I ghiacciai che caratterizzano le Alpi del nostro territorio sono definiti vallivi ovvero caratterizzati da un grande bacino di accumulo e una lingua glaciale che si estende al di sotto. Recenti studi, però, affermano che una gran parte dei ghiacciai del Nord Italia hanno assunto una tipica conformazione da ghiacciaio montano, ovvero non presentano più una vera e proprio lingua (Kappenberger, 2006). Questi ghiacciai sono considerati i migliori indicatori paleoclimatici, grazie alla loro sensibilità ai cambiamenti climatici, la quale risposta dinamica è controllata dalla quantità di massa e di energia. I dati registrati inerenti alla massa dei ghiacciai, alle temperature e alle precipitazioni vengono aggiornati periodicamente, per cui è possibile ricostruire la sequenza temporale, continua o discontinua dei cambiamenti climatici, deducendo sia la direzione sia l'intensità di tali cambiamenti (Vanuzzo et al., 1999). Per definire un bilancio di massa è necessario effettuare una differenza tra l'ablazione e l'accumulazione che si verificano in un anno idrologico (Paterson, 1994): dove per accumulazione si intende l'accumulo di neve e ghiaccio derivato da precipitazioni o da fenomeni valanghivi, che è massima in inverno soprattutto sopra alla quota della linea di equilibrio (ELA), mentre per ablazione si intende la restante massa di neve e ghiaccio dopo la fase di fusione che è massima in estate sotto la ELA. Le fluttuazioni nel bilancio di massa generano variazioni nel profilo glaciale e modificano il flusso di ghiaccio all'interno del corpo glaciale; questo porta a delle modifiche nella lunghezza e nella posizione finale del ghiacciaio, ovvero alla fronte (Calmanti ed al., 2007).

Dalla massima estensione della "Piccola Età Glaciale" (PEG o LIA)¹, il quale termine coincide convenzionalmente all'anno 1820, ad oggi l'estensione dei ghiacciai Alpini ha subito un forte cambiamento, registrando un significativo ritiro iniziato nella seconda metà del XIX secolo.

¹ LIA dall'inglese indica la Little Ice Age, corrisponde all'ultima fase dell'espansione Neoglaciale raggiunta dai ghiacciai e si può considerare contemporanea in molte parti della Terra. Questo periodo, inoltre, è considerato da molti glaciologi come il "maggior episodio di espansione glaciale" (*Porter, 1975*) durante l'Era Neoglaciale. La data di inizio si fa corrispondere al XII – XIV sec. a.C., anche se il suo picco è avvenuto tra la metà del XVI sec. e la metà del XIX secolo. La ricostruzione della massima estensione dei ghiacciai durante la LIA è stata effettuata con sondaggi sul campo, con l'interpretazione di foto aeree e con l'analisi di dati preesistenti (*Vanuzzo, 1999*).

In particolare, uno studio condotto da Calmanti ed al. (2007), ha messo in luce alcuni aspetti particolarmente significativi sui cambiamenti di una serie di ghiacciai Alpini, collocati tra il Piemonte e la Valle d'Aosta, in riferimento ai dati di temperatura e precipitazione registrati negli ultimi 70 anni del XX secolo. Non disponendo di serie annuali consistenti, soprattutto per gli anni meno recenti, alcuni dati sono stati dedotti per approssimazione. La validità della scelta di utilizzare dati approssimati è stata definita "a posteriori", basata quindi sulla capacità del modello empirico di riprodurre e predire il comportamento del ghiacciaio.

In generale, per poter misurare le fluttuazioni della fronte dei ghiacciai, si collocano dei capisaldi su ognuna delle fronti dei ghiacciai in esame e periodicamente si calcola la distanza tra questi e dei punti di controllo sul ghiacciaio. Nello studio qui riportato, per ogni ghiacciaio si è calcolata una media annuale delle distanze registrate Xi,j, dove i indica l'anno e j il ghiacciaio (tabella 3), e successivamente è stata stimata una variazione media della distanza δ Xj su tutto il periodo considerato. In tabella 3.1 si riportano i dati ottenuti:

Tabella 3.1- Caratteristiche dei ghiacciai analizzati. Per ogni ghiacciaio si riportano la latitudine, la longitudine, lunghezza stimata del ghiacciaio, pendenza, orientazione, numero di campioni, stima della fluttuazione annuale della fronte e la deviazione standard della variazione annuale delle fluttuazioni della fronte

Glacier	Lat	Lon	L [m]	Slope [deg]	Asp [deg]	Ν	δ <i>X ^j</i> [m/yr]	σ ^j [m/yr]
Belvedere	45°57′	7°55′	6000	10	45	43	-11.7	14.4
Cherillon	45°58′	7°37′	1800	19	90	42	-3.5	9.6
Lex Blanche	45°47′	6°49′	3500	24	135	35	-0.8	16.2
Lys	45°52′	7°48′	5300	20	270	80	-6.0	15.4
Moncorve	45°30′	7°15′	2125	20	270	25	-9.2	11.7
Piccolo di Verra	45°55′	7°46′	3200	21	270	34	-11.7	14.8
Pre de Bar	45°54′	7°02′	3500	23	135	57	-3.0	13.8
Toula	45°50′	6°56′	1500	24	135	18	2.9	10.4
Valtournanche	45°56′	7°42′	2000	19	270	51	-11.7	12.1

Glacier	Lat	Lon	L [m]	Slope [deg]	Asp [deg]	Ν	δ <i>X i</i> [m/yr]	σ ^j [m/yı
Agnello	45°08′	6°54′	900	20	45	9	-5.3	10.7
Basei	45°28′	7°07′	900	30	0	14	-1.0	1.5
Bessanese	45°18′	7°07′	2300	15	135	12	-6.1	11.8
Breuil	45°43′	6°49′	1000	25	90	9	-3.7	7.2
Chavannes	45°44′	6°49′	1300	15	90	10	-7.0	6.5
Ciamarella	45°19′	7°08′	900	18	90	13	-1.4	5.6
Ciardoney	45°31′	7°24′	1950	8	90	12	-1.3	6.9
Clapier	44°07′	7°25′	360	16	45	25	-1.0	2.7
Estellette	45°46'	6°49′	1250	24	135	6	5.5	7.4
Fond Orientale	45°28′	7°05′	2150	15	315	13	-3.9	10.4
Fourneaux	45°06′	6°50′	600	15	315	7	-1.1	14.1
Galambra	45°06′	6°52′	850	20	45	8	-4.7	10.1
Gelas	44°07′	7°23′	170	18	0	21	-0.7	2.4
Gliairetta Vaud	45°30′	7°00′	3575	9	90	6	-7.5	12.0
Grande di Verra	45°55′	7°45′	5250	18	90	26	-11.6	7.5
Indren	45°53′	7°51′	2500	21	90	14	-5.6	4.4
Lauson	45°33′	7°16′	1000	15	45	11	-3.6	3.3
Lavassey	45°29′	7°06′	1950	22	135	14	-7.6	8.
Maledia	44°07′	7°24′	130	18	45	26	-1.5	3.2
Martellot	45°23'	7°10′	800	38	135	12	-1.8	6.5
Money	45°31′	7°20′	2600	25	45	8	-7.8	10.4
Netscho	45°49'	7°52′	300	23	315	11	-2.2	2.
Nord Andolla	46°06′	8°03′	600	30	135	14	-4.8	7.
Osand Sett.	46°25′	8°18′	4330	7	90	19	-4.0	7.0
Peirabroc	44°07′	7°25′	154	13	90	29	-1.2	1.5
Pera Ciaval	45°14′	7°06′	250	1	135	3	-2.2	11.0
Piode	45°54'	7°53′	2250	31	135	17	-7.9	17.5
Rocciamelone	45°12′	7°05′	1000	1	45	5	-0.4	1.8
Rutor	45°30′	7°00′	8375	6	315	23	-2.7	5.3
Sengie Setten	45°32′	7°24′	1050	32	45	6	-5.5	10.5
Soches-Tsantel	45°29′	7°04′	3500	12	45	14	-5.8	6.1
Tza de Tzan	45°59′	7°34′	5900	15	90	10	-8.4	15.8
Vaudaletta	45°31'	7°08′	400	20	315	5	-10.2	15.2

La tabella mostra che, ad eccezione di pochi casi, la maggior parte dei ghiacciai esaminati sono caratterizzati da una diminuzione della fronte del ghiacciaio rispetto all'inizio del secolo. In particolare, sono stati evidenziati i parametri riferiti al ghiacciaio Cherillon e al ghiacciaio Rutor, in quanto questi corpi glaciali saranno oggetto di discussione nel capitolo successivo.

L'analisi è stata approfondita su 9 ghiacciai, definendo per ciascuno un andamento della variazione frontale nel periodo di riferimento. In figura 3.1 si riporta il grafico realizzato per i 5 ghiacciai in cui tale profilo è particolarmente significativo, tra cui si denota la presenza del ghiacciaio Cherillon.



Figure 3.1- Variazioni annuali frontali di 5 ghiacciai valdostani e piemontesi (Calmanti et al., 2007)

Il grafico mostra una recessione complessiva di tutti i ghiacciai analizzati e un'oscillazione significativa della fronte. In particolare, nella prima metà del XX secolo si osserva un forte arretramento della fronte, mentre nella seconda metà del secolo questo appare più lento e caratterizzato da pochi episodi di avanzamento.

Inoltre, è stato condotto uno studio che ha correlato i valori di variazione frontale con le variazioni di temperatura estiva e di precipitazione invernale. Il risultato di queste analisi ha indicato che le fluttuazioni complessive annuali della fronte hanno una significativa correlazione con la precipitazione invernale e le alte temperature estive: per le misurazioni relative ai primi anni il peso delle precipitazioni è risultato circa due volte più importante delle temperature estive, da cui si evince che le precipitazioni invernali si dimostrano essere determinanti per le fluttuazioni della fronte; le variazioni frontali più recenti, invece, hanno mostrato una dipendenza dalle temperature estive (*Calmanti et al., 2007*).

Questo risultato suggerisce anche che il lento ritiro dei ghiacciai nella seconda metà del XX secolo potrebbe essere sintomo di un clima più caldo e umido, come analizzato anche da altri autori *(Mayo e March, 1990; Rivera et al., 2008).*

Generalmente, le fluttuazioni climatiche su scala regionale inducono a una modifica del ciclo idrologico con una successiva riduzione delle risorse idriche; i ghiacciai Alpini sono infatti dei grandi serbatoi d'acqua dolce da cui si generano i torrenti che arrivano fino a valle. I corsi d'acqua glaciali sono alimentati da grandi portate in estate, derivanti dalla fusione del ghiaccio, e da basse portate invernali. Gli effetti del ritiro dei ghiacciai, quindi, oltre a fornire disagi per i centri abitati limitrofi, generano un'instabilità della pendenza delle montagne innescando potenziali fenomeni di dissesto, come le rotte glaciali o il collasso glaciale. I trigger di questi eventi sono spesso legati alla presenza di acqua, che si forma per fusione del ghiaccio e della neve; questa infatti si infiltra tra le discontinuità del
ghiacciaio raggiungendo il substrato roccioso, lungo il quale scorre sotto-scavando una porzione di ghiaccio, fino a creare delle cavità dove tende ad accumularsi *(Godio, 2017)*. Considerando che la catena montuosa delle Alpi è una delle zone montuose più antropizzate, la gestione dei rischi glaciali che derivano da questi dissesti è maggiormente diffusa. Pertanto, il monitoraggio delle condizioni geomorfologiche dei ghiacciai risulta di primaria importanza, in relazione alla possibile interazione della propagazione dei dissesti con le strutture antropiche [7].

3.3 I ghiacciai Valdostani

La regione Valle d'Aosta è caratterizzata da un territorio particolarmente sensibile ai rischi glaciali, essendo costituita per oltre il 50% da quote superiore a 2000m s.l.m. e solo per il 20% da quote inferiori ai 1500 m s.l.m. Il territorio valdostano è profondamento inciso dal letto del fiume della Dora Baltea, affluente del Po, che percorre tutta la valle, dalla sorgente sul Monte Bianco fino all'ultimo paese della Regione, al confine con il Piemonte. La rete idrografica valdostana si sviluppa quindi lungo l'asta fluviale della Dora Baltea, che riceve numerosi affluenti generati dai ghiacciai limitrofi (figura 3.2).



Figura 3.2- Regione autonoma della Valle d'Aosta in cui si evidenziano la rete idrografica principale e le vallate create dai rispettivi corsi d'acqua [10]

Inoltre, la presenza dei ghiacciai risulta rilevante, sia in termini numerici che di area, considerando che i 209 corpi glaciali rilevati ricoprono circa il 4% del totale della superficie *(Chiaia, 2009)*. La superficie glaciale è distribuita in modo differente a seconda del gruppo montuoso: oltre il 25% si trova nell'area del Monte Bianco, circa il 18% nel settore del Monte Rosa (Val d'Ayas e Valle di Gressoney), il 18% nel gruppo del Gran Paradiso (Valle di Cogne e Valsavarenche), il 12% nella Valpelline, circa l'8% rispettivamente nella valle di La Thuile e nella Valgrisenche e percentuali minori nelle altre valli [11]. In generale si può ipotizzare che l'estensione dei ghiacciai dipenda dalla loro ubicazione. I ghiacciai valdostani collocati nelle vallate di sinistra orografica (Val Ferret, le valli del Buthier, la Valtournenche, la Valle d'Ayas e la valle di Gressoney), risultano essere meno estesi, a causa della loro esposizione prevalentemente a sud dove i raggi solari vi incidono con un'inclinazione quasi perpendicolare. I ghiacciai delle valli poste in destra orografica (val Vény, valle di La Thuile, Valgrisenche, Valsavarenche, valle di Cogne e valle di Champorcher), invece, sono caratterizzati da una superficie più estesa e la quota di neve perenne risulta essere più elevata *(Cortese, 2004)*.



Figura 3.3- Regione della Valle d'Aosta in cui si evidenziano i principali gruppi glaciali [9]

Se si considerano le dimensioni che caratterizzano i corpi glaciali, ci si accorge che oltre il 70% di questi presentano una superficie inferiore a 0.5 km², un 28% del totale presenta valori compresi tra 0.5 e 1 km², e solo 8 ghiacciai superano l'estensione di 5 km², tra cui il ghiacciaio Lys nella Valle di Gressoney, (9.6 km²) e il Rutor nella Valle di La Thuile (8.4 km²).

Inoltre, i ghiacciai della Valle d'Aosta, a seconda delle quote che raggiungono si comportano in modo differente: se non superano i 4000 m sono ghiacciai temperati, mentre i restanti si classificano come ghiacciai freddi. Per ghiacciaio temperato si intende un corpo glaciale in cui la temperatura di fusione risulta essere pari a 0° C, ed è perciò presente acqua sia al suo interno sia alla base. Nella stagione invernale, alcuni strati superficiali raggiungono temperature inferiori a quella di congelamento, la quale tende ad alzarsi durante l'estate. Tali ghiacciai si contrappongono ai ghiacciai freddi, che si collocano a quote superiori ai 4000m, nei quali tutta la massa raggiunge temperature inferiori al punto di fusione e non presentano acqua allo stato liquido [5].

Nei paragrafi successivi, verranno trattate più nel dettaglio le caratteristiche del ghiacciaio Cherillon, che si colloca nel comune di Valtournenche, e del ghiacciaio Rutor, appartenente alla vallata de La Thuile, entrambi classificati come ghiacciai temperati. Su questi corpi glaciali è stata applicata la tecnologia GPR al fine di monitorare i parametri glaciologici, definire le profondità raggiunte dal ghiaccio e determinare l'eventuale presenza di particolari strutture endoglaciali.

3.2.1 La Valtournenche e il Ghiacciaio Cherillon

La Valtournenche è una vallata collocata in sinistra orografica rispetto alla Dora Baltea che si estende da Sud verso Nord a partire dal comune di Chatillôn. La parte a Nord si caratterizza per la presenza delle Alpi Pennine, tra cui spicca il Cervino collocato al confine con la Svizzera. La Valtournenche inoltre confina ad Est con la Val d'Ayas e a Ovest con il vallone di Saint-Berthelemy e la Valpelline.

La vallata si inserisce nel bacino idrografico che si estende lungo il torrente Marmore, affluente della Dora Baltea (figura 3.4).



Figura 3.4- In rosso si evidenzia l'asta idrografica del torrente Marmore che caratterizza il bacino della Valtournenche fino a confluire nella Dora Baltea all'altezza di Châtillon (elaborazione personale dei dati presenti sul Geoportale della Valle d'Aosta [10])

Tra i principali ghiacciai che si collocano in quest'area, si citano il Monte Cervino e il ghiacciaio Cherillon.

Il ghiacciaio Cherillon si colloca sul versante destro della Valtournenche e la sua acqua di fusione alimenta il torrente Fossu, che entra a far parte del bacino idrografico superiore, come mostrato in figura 3.5.



Figura 3.5- In rosso si evidenzia il bacino idrografico secondario che interessa la zona Nord del comune di Valtournenche: in blu il Torrente Fossu che nasce dal ghiacciaio Cherillon (evidenziato in giallo) e che sfocia nel Torrente Monte Cervino (in ciano). Quest'ultimo, in prossimità di Cervinia, si getta nel Torrente Marmore (in azzurro)

Lo Cherillon è un ghiacciaio montano, con una lingua glaciale molto limitata, ed ha la tipica conformazione di un ghiacciaio di circo, localizzato in una concavità di roccia con pareti ripide (figura 3.6).



Figure 3.6 - Ghiacciaio Cherillon da Cervinia. Dalla foto si vede la sua ubicazione racchiusa da alte pareti rocciose, tipica dei ghiacciai di circo

Sulla superficie del ghiacciaio, raffigurata in figura 3.7, si osservano canali generati dal ruscellamento delle acque di fusione, sono i bedières. Le acque di fusioni possono penetrare nel corpo glaciale attraverso le fratture del ghiaccio, raggiungere il bedrock roccioso e scorrere lungo la sua superficie, fino a creare delle cavità. In presenza di grandi quantità d'acqua si generano dei mulini o inghiottitoi, dove questa si accumula, limitando la portata dei corsi d'acqua a valle.



Figure 3.7- In alto: foto della superficie del ghiacciaio Cherillon con punto di ripresa a Nord. Si osservano i bedières che scorrono lungo la parte orientale del corpo glaciale. In basso: dettaglio di un possibile inghiottitoio, o mulino, in quanto si osservano i besieders che vi confluiscono, scorrendo da Nord verso Sud. Immagini acquisite nel giugno 2018.

Inoltre, in prossimità delle alte pareti rocciose che chiudono il ghiacciaio a Nord, vi sono accumuli generati dai fenomeni valanghivi e di crollo, formati da ghiaccio, firn, neve e da porzioni di roccia

La zona di accumulo è estremamente ridotta: solo il 24% dell'apparato glaciale si trova al di sopra di 3100 m e la sua fronte è molto assottigliata [8].

A partire dal file DTM della vallata, disponibile online sul Geoportale della Valle d'Aosta [9], sono state definite la mappa delle pendenze e la mappa dell'esposizione (figura 3.8), da cui si evince che l'estensione del ghiacciaio Cherillon si caratterizza per basse pendenze e un'esposizione prevalentemente a Sud-Ovest.



Figura 3.8- Mappa delle pendenze (a sinistra) e mappa dell'esposizione (a destra) redatte a partire dal file DTM, disponibile sul sito del Catasto ghiacciai Valle d'Aosta [9]. Il simbolo triangolare in figura si riferisce alla parte centrale del ghiacciaio

Nella tabella 3.2 si evidenziano le principali caratteristiche del ghiacciaio.

Ghiacciaio Cherillon		
Tipologia	- ghiacciaio di circ	
Latitudine	(°, cent) 45,58 N	
Longitudine	(°, cent) 7,4 E	
Superficie	(km^2)	1,15
Lunghezza	(km)	1,8
Quota massima	(m)	3300
Quota minima	(m)	2670
Pendenza	(°) 19	

Tabella 3.2- Caratteristiche riassuntive del ghiacciaio Cherillon

3.2.1.1 variazioni frontali

Uno studio effettuato da Vanuzzo et al., (1999) ha riguardato il ritiro della superficie glaciale e la relativa diminuzione del volume di ghiaccio che ha interessato questa zona della Regione. È stato dimostrato che dalla massima estensione della PEG agli anni '90, vi è stato un ritiro molto ingente della superficie glaciale: a partire da un'estensione massima di 14.78 km², alla fine del XX sec. questa ricopriva un'area pari a 5.88 km², registrando una diminuzione superficiale pari al 60,22% dell'intera area. Nella figura 3.9 si osserva l'andamento dei dati areali della copertura glaciale degli 8 ghiacciai valdostani su cui sono state condotte le analisi.



Figure 3.9- Andamento del ritiro superficiale dei ghiacciai della Valtournenche (Vanuzzo et al., 1999)

Dal grafico si osserva che per alcuni ghiacciai vi è stato un notevole ritiro tra gli anni '30 e gli anni '50, mentre un andamento più lento ha caratterizzato i ghiacciai nell'arco temporale dagli anni '60 agli anni '90, in accordo con gli studi effettuati da Calmanti et al. nel 2007.

In particolare si evidenziano le variazioni superficiali della fronte del ghiacciaio Cherillon, il quale andamento è in accordo con quanto definito in letteratura sull'area in cui si colloca (figura 3.10).



Figure 3.10- Variazione frontale dei ghiacciai analizzati in Valtournenche, in cui si evidenzia il comportamento del ghiacciaio Cherillon (Vanuzzo et al., 1999)

Negli anni, la fronte del ghiacciaio Cherillon si è unificata a quella del ghiacciaio Tabel, caratterizzando la morfologia del territorio con una significativa morena di forma semi circolare.

3.2.1.2 variazioni volumetriche

Per quanto riguarda l'analisi del volume, è stata ricostruita la topografia di ogni ghiacciaio durante la PEG ed è stata comparata con la situazione attuale, avanzando delle considerazioni sul cambiamento del volume di ghiaccio. Dallo studio condotto, risulta che i ghiacciai della Valtournenche hanno subito una perdita di 0.35 m³ di volume dalla massima estensione della PEG alla fine degli anni '90. Tuttavia, il calcolo non ha tenuto conto degli spessori dei ghiacciai né della topografia dell'area di accumulazione, in quanto nei primi anni del XX secolo non si disponeva di informazioni dettagliate relative allo spessore del ghiaccio e alla collocazione del substrato roccioso. Per questo motivo, i calcoli sono stati limitati alla variazione volumetrica e i risultati si rivelano sottostimati, ma rispecchiano con buona approssimazione quanto avvenuto (*Vanuzzo, 1999*).

3.2.1.3 considerazioni finali

In generale si può affermare che l'intera area della Valtournenche ha subito una forte riduzione della copertura areale, imputabile soprattutto a un motivo morfologico: a causa delle basse pendenze e della vicinanza alla quota della linea di equilibrio (ELA), anche un piccolo cambiamento nel bilancio di massa avrebbe potuto causare un ritiro così considerevole (*Vanuzzo et al., 1999*).

3.2.2 Il Ghiacciaio Rutor

Il ghiacciaio Rutor è il terzo ghiacciaio della Valle d'Aosta per estensione con una superficie maggiore di 8.5km², dopo quelli di Miage e Lys (rispettivamente 10,6 km² e 9,6 km²). Si trova nel vallone de La Thuile, al confine con la Valgrisenche, nel massiccio montuoso del Piccolo San Bernardo a Sud-Ovest della regione (figura 3.11).



Figure 3.11- Localizzazione del ghiacciaio Rutor

Il Rutor è caratterizzato da una vetta detta "Testa del Rutor" (3486 m) ed è diviso in due settori, a causa della presenza centrale delle Vedettes de Rutor (3332–3236 m); questi sono inoltre contornati da altre cime che lo racchiudono in una tipica conformazione morfologica che lo denota come ghiacciaio vallivo. Le vette del Flambeau (3315 m), del monte Doravidi (3439 m), dal monte Château Blanc (3408 m), dalla Becca du Lac (3402 m), dalla punta

d'Avernet (3307 m) e dal Grand Assaly (3177 m) fanno da cornice a questo ghiacciaio, caratterizzato inoltre da una fronte trilobata [8]. Il Rutor, inoltre, è caratterizzato da alcuni laghi effimeri pro-glaciali, generati dalle cavità che sono emerse in seguito al ritiro della fronte glaciale, e sono colmi di sedimenti e neve sciolta. L'acqua del disgelo alimenta anche il torrente Rutor che forma tre cascate, visibili lungo il percorso che porta al rifugio Deffeys (*Villa F. et Al., 2007*).

In seguito ad un'analisi svolta sul file DTM, disponibile sul Geoportale della Regione Valle d'Aosta, è stato possibile definire l'esposizione del ghiacciaio in direzione NNO e la sua pendenza che in media risulta essere piuttosto debole (figura 3.12).



Figura 3.12- Mappa delle pendenze (a sinistra) e mappa dell'esposizione (a destra) redatta da file DTM della superficie del ghiacciaio Rutor

Sul territorio valdostano, il ghiacciaio Rutor si distingue dagli altri per la sua notevole estensione superficiale. Viene classificato come ghiacciaio vallivo, in quanto presenta un bacino di accumulo ben delimitato e una lingua glaciale ben definita.

In tabella 3.3 si riportano le caratteristiche principali del ghiacciaio in esame.

Ghiacciaio Rutor			
Tipologia	-	Ghiacciaio vallivo	
Latitudine	(°, cent) 45,3 N		
Longitudine	(° <i>,</i> cent)	7,0 E	
Superficie	(km2)	8.5	
Lunghezza	(km)	8,3	
Quota massima	(m)	3486	
Quota minima	(m)	2540	
Pendenza	(°)	6	

Tabella 3.3- Caratteristiche riassuntive del ghiacciaio Rutor

In letteratura si ritrovano molteplici studi che analizzano l'evoluzione del suo comportamento nel tempo, soprattutto in relazione alla variazione della sua copertura glaciale e al bilancio di massa.

Lo studio redatto da Villa ed al. (2008) ha approfondito l'evoluzione della copertura glaciale del ghiacciaio Rutor dalla Piccola Età Glaciale ai primi anni del XXI secolo, con l'obiettivo di stimare le variazioni frontali e le variazioni volumetriche che lo hanno caratterizzato in questo periodo di tempo.

3.2.2.1 Variazioni frontali

In letteratura si ritrovano molti articoli inerenti alla ricostruzione della superficie del Rutor a partire dalla PEG, il quale termine si fa corrispondere all'anno 1820 *(Orombelli, 1982)*. Lo studio condotto da Villa et al., (2007) ha messo in relazione i dati a disposizione con misurazioni effettuate in campo per creare un modello aggiornato dell'evoluzione del ghiacciaio (figura 3.13).



Figure 3.13- Variazioni frontali registrate sul ghiacciaio Rutor dalla PEG al 2004 (Villa et al., 2007)

Analizzando l'immagine si evince che il Rutor nel periodo di tempo analizzato, ha subito un regresso lineare pari a 2 km; un andamento che è stato caratterizzato da un primo periodo freddo, di avanzamento, tra il 1916 e il 1926, che si è ripetuto, sebbene in maniera meno intensa, tra il 1975 e il 1988. Queste date risultano in linea con i dati registrati inerenti al comportamento generale dei ghiacciai Alpini.

Uno studio quantitativo inerente alla variazione superficiale della copertura glaciale, ha messo in luce che dalla PEG il Rutor ha subìto un regresso pari al 31% della sua area. In tabella 3.4 si osservano le variazioni percentuali della superficie relative a determinati intervalli temporali, in cui viene anche specificata la variazione cumulata.

Tabella 3.4- Variazione della superficie del Rutor tra la PEG e il 2004. Nel grafico si osservano i due periodi di avanzamento della fronte registrati nel 1920 e nel 1986 (Villa et al., 2007).

Year	Surface Area	Variation %	Cumulative variation %
LIA	12'471'698,23 m ²	_	_
1864	12 ² 51 ⁰ 25,23 m ²	-1,77%	-1,77%
1873	11'813'819,73 m ²	-3,57%	-5,27%
1879	11'542'262,23 m ²	-2,59%	-7,45%
1905	10'757'927,08 m ²	-6,71%	-13,74%
1916	10'612'557,58 m ²	-1,22%	-14,91%
1926	10'645'864,77 m ²	+0,25%	-14,64%
1930	10'529'835,08 m ²	-0,97 %	-15,57%
1933	10'471'447,68 m ²	-0,56%	-16,04%
1954	9'420'253,98 m ²	-10,04 %	-24,47%
1968	9'207'522,64 m ²	-2,26%	-26,17%
1975	9'125'099,77 m ²	-0,86%	-26,83%
1988	9'202'909,52 m ²	+0,85%	-26,21%
1991	9'110'951,94 m ²	-1,00%	-26,95%
1998	9'076'623,29 m ²	-0,35%	-27,22%
2000	8'794'609,94 m ²	-3,19%	-29,48%
2004	8'569'761,69 m ²	-2,61 %	-31,29%

In figura 3.14 si riporta un grafico che mostra il cambiamento dei valori di area assunti dal ghiacciaio in esame, definito a partire dai dati a disposizione.



Figure 3.14- Grafico delle variazioni superficiali del Rutor Fonte: elaborazione personale sulla base sei valori registrati da Villa et al., 2007

Per quanto attiene all'evoluzione della copertura glaciale negli anni successivi a tale studio, si riporta l'analisi condotta da Strigaro et al. (2016). Nell'elaborato citato, è stato studiato un modello previsionale in grado di stimare il regresso frontale dei ghiacciai, avendo a disposizione dati pregressi relativi al bilancio di massa del corpo glaciale in esame.

La sua applicazione al ghiacciaio Rutor, ha permesso di stimare le future variazioni della posizione della fronte del corpo glaciale, di cui se ne riporta un'illustrazione in figura 3.15.



Figure 3.15- Simulazione delle variazioni frontali del ghiacciaio Rutor redatte con il software GRASS GIS (Strigaro et al., 2016)

È stato simulato il comportamento del ghiacciaio nel periodo compreso tra il 2005 e il 2100, utilizzando i dati a disposizione relativi alle precipitazioni e alle temperature che hanno permesso di stimare un bilancio di massa del ghiacciaio; disporre delle informazioni sull'evoluzione del comportamento che il ghiacciaio ha avuto nel tempo, è di fondamentale importanza per poter calibrare il modello.

I valori restituiti dal modello hanno stimato un regresso frontale pari a 1,5 km entro l'anno 2100.

3.2.2.2 Variazioni volumetriche

Per poter valutare le variazioni volumetriche che si sono susseguite nel tempo, sono state condotte delle indagini in campo che hanno definito il volume di ghiaccio del corpo glaciale, i quali valori sono stati confrontati con serie storiche di dati preesistenti e infine si sono utilizzate tecniche digitali per ricostruire l'evoluzione nel tempo che ha caratterizzato il ghiacciaio Rutor. In particolare, a partire dalle cartografie CTR sono state realizzate delle immagini DEM in modo da effettuare un confronto temporale più immediato e dettagliato; una caratteristica fondamentale alla base di questa metodologia è la possibilità di sovrapporre i modelli ottenuti, sebbene la dimensione dei pixel rimanga invariata e si utilizzi il medesimo sistema di riferimento.

A seconda della dimensione del pixel si registra una determinata variazione volumetrica, come indicato in tabella 3.5.

Tabella 3.5- Corrispondenza della variazione volumetrica associata alle diverse dimensioni dei pixel dell'immagine DEM (Villa et al., 2007)

Pixel size	Volume variation
100 m ²	-46'348'900 m ³
25 m ²	-46'135'508 m ³
$4 m^2$	$-46.065.032 \text{ m}^3$

I risultati ottenuti dall'analisi svolta hanno messo in evidenza che vi è stata una generale perdita in volume, anche in relazione al valore di "acqua equivalente". In tabella 3.6 si riportano nel dettaglio le percentuali di perdite volumetriche ottenute dalla PEG ai primi anni del XXI secolo.

Year	Volume	Volume W.E.	Variation %
LIA	890'587'086 m ³	810'434'248 m ³	-
1864	875'804'198 m ³	796'981'820 m ³	-1,66%
1873	824'417'125 m ³	750'219'584 m ³	-5,87%
1879	795°133°997 m ³	723'571'938 m ³	-3,55%
1905	720'556'250 m ³	655'706'188 m ³	-9,38%
1916	689'111'085 m'	627'091'087 m ³	-4,36%
1926	700'209'981 m ³	637'191'083 m'	+1,61%
1930	675'921'078 m ³	615'088'181 m ³	-3,47%
1933	659'420'032 m ³	600'072'229 m ³	-2,44%
1954	598°531°240 m ³	544.663.428 m3	-11,81%
1968	546'119'097 m ³	496'968'378 m ³	-8,76%
1975	537'462'786 m ³	489'091'135 m'	-1,59%
1988	538'632'622 m ³	490°155°686 m ³	+0,22%
1991	533'781'613 m ³	485'741'268 m'	-0,90%
1998	525'346'674 m3	478'065'473 m ³	-1,58%
2000	506'282'962 m ³	460'717'495 m'	-3,63%
2004	487'535'592 m ³	443.657.389 m3	-3,70%

Tabella 3.6- Si riportano i valori di volume calcolati dalla PEG al 2004, il corrispettivo valore di acqua equivalente e il valore percentuale di perdita di volume sul corpo glaciale



Figure 3.16- Grafico delle variazioni volumetriche sul ghiacciaio Rutor Elaborazione personale a partire dai dati elaborati da Villa et al., (2007)

Dalla tabella e dal grafico in figura 3.16 si osserva che, in accordo con quanto stabilito per le variazioni superficiali, si è registrato un aumento di volume in corrispondenza degli anni 1926 e 1988, in relazione al periodo di debole avanzata del ghiacciaio avvenuta.

3.2.2.3 Considerazioni finali

Alla luce di questi risultati è possibile affermare che, come per la maggior parte dei ghiacciai Alpini, anche il Rutor ha subito un notevole ritiro dalla massima estensione della Piccola Età Glaciale. Il trend ricavato dallo studio riportato ha mostrato due deboli avanzamenti della fronte, con conseguente aumento di volume, in corrispondenza dei due periodi freddi registrati nel 1916 - 1926 e nel 1970 – 1990, in accordo con i dati climatici ottenibili da letteratura (*Villa et al., 2007*). Dagli anni '90 ad oggi si sta assistendo ad una fase di regresso frontale, che ha portato il ghiacciaio ad assumere una posizione della fronte arretrata di 2 km rispetto al 1820, registrando una perdita complessiva in volume pari a 480 milioni di m³ di ghiaccio. Tuttavia le analisi mostrano che, a fronte di una perdita volumetrica così ingente, la superficie glaciale non ha registrato grandi variazioni, a dimostrazione del fatto che il ghiacciaio negli anni ha subito un forte assottigliamento.

Capitolo IV *Casi studio*

Qui di seguito verranno discusse le modalità di acquisizione e di elaborazioni di due campagne georadar, avvenute rispettivamente sul ghiacciaio del Rutor e sul ghiacciaio Cherillon. I motivi che hanno portato gli esperti ad effettuare tali misurazioni, si differenziano per i due casi proposti. Le indagini sul ghiacciaio Rutor sono state svolte in collaborazione con ARPA Val d'Aosta, al fine di monitorare la copertura glaciale. Per poter avere delle informazioni maggiormente dettagliate della superficie, l'antenna scelta per il GPR operava su una banda di frequenze con valore centrale pari a 70MHz. Per quanto riguarda il ghiacciaio Cherillon, sono state portate avanti una serie di campagne geofisiche in seguito ad una segnalazione da parte del comune della Valtournenche in riferimento a mancate venute d'acqua nei corsi idrici a valle, i quali sono alimentati dall'acqua di fusione del ghiacciaio in esame. In questo caso, quindi, le indagini in sito, effettuate in collaborazione con la Fondazione Montagna Sicura di Courmayeur, hanno avuto come finalità la valutazione della presenza di cavità dove l'acqua si sarebbe potuta accumulare. Il GPR utilizzato è stato caratterizzato da un'antenna con frequenza centrale pari a 200MHz, in modo da avere un buon compromesso tra risoluzione geometrica e profondità di indagine.

4.1 Rutor: modello semi-analitico per trattare lo spessore del ghiaccio

4.1.1 Introduzione

L'obiettivo di questo lavoro è stato quello di definire lo spessore del ghiaccio sul Rutor, a partire da alcune delle immagini acquisite. Tra tutte le sezioni georadar a disposizione, se ne sono analizzate 3 (rispettivamente le numero 1, 6 e 10, come si osserva in figura 4.1), collocate in parti differenti del ghiacciaio in modo da avere delle immagini rappresentative dell'intera area coperta dalle indagini.



Figura 4.1- Localizzazione delle sezioni georadar sul ghiacciaio Rutor

4.1.2 Acquisizione

L'acquisizione dei dati è avvenuta con un sistema georadar GSSI, con frequenza centrale di 70 MHz, connesso a un sistema di rilevamento GPS e collocato su un elicottero, il quale ha viaggiato alla velocità di circa 80 km/h e ha indagato una vasta area del ghiacciaio per avere un buon numero di dati.

Il sistema di acquisizione è stato impostato secondo i seguenti parametri:

Frequenza centrale	70 MHz
Range temporale	3000 ns
Campioni/traccia	2048

4.1.3 Elaborazione

La fase di elaborazione dei dati consiste in una serie di comandi in grado di:

- migliorare la qualità delle immagini radar
- geo-referenziare le sezioni in modo corretto

Per il primo obiettivo è stata impostata una sequenza di comandi appropriata in grado di filtrare e migliorare ciascuna immagine. Di seguito si riporta il flow chart a cui si è fatto riferimento per l'elaborazione (figura 4.2).



Figure 4.2 - Flow chart utilizzato nell'elaborazione dei dati acquisiti nella campagna georadar sul Rutor

Ognuno di questi comandi ha una funzione specifica e asserisce a un differente gruppo di filtri, come è stato descritto nel capitolo 2.

Per quanto riguarda la geo-referenziazione, è stato impostato un codice MatLab (appendice A), in modo da velocizzare le operazioni e poter riutilizzare lo stesso procedimento anche per future elaborazioni.

Inizialmente sono state convertite le coordinate delle tracce acquisite nel sistema cartografico in un sistema di coordinate UTM, elaborando i dati a disposizione come per le matrici. Durante la fase di acquisizione, il GPR genera per ogni sezione una matrice di dati

che racchiude molteplici informazioni (ad esempio il numero dei campioni ogni secondo, il tempo di acquisizione, il numero di tracce, la quota di ogni traccia), tra cui le coordinate delle tracce acquisite ogni secondo. Il codice automatico impostato, ha permesso di creare una sottomatrice delle coordinate delle tracce, la quale successivamente è stata ridotta a qualche punto in corrispondenza di alcuni markers, per rendere l'operazione di elaborazione più veloce. I markers scelti sono stati disposti in modo equi-spaziato su ogni traccia e, dato che ognuno di questi corrisponde all'acquisizione di una determinata traccia avvenuta nel rispettivo istante di tempo, sono stati disposti ogni 10 secondi. La conversione delle coordinate dei punti acquisiti in coordinate UTM, è stata possibile grazie alla funzione deg2utm.

Sul codice creato, è stato anche impostata una sequenza di operazioni che, a partire dalla matrice generata, restituisse:

- le distanze tra i markers, il cui valore è stato calcolato attraverso l'espressione markers increment = $\frac{numero tracce}{tempo acquisizione} \cdot 10$
- le distanze cumulate dei markers riferite al primo punto

L'immagine è stata salvata in un formato leggibile dal software impiegato per l'elaborazione delle sezioni georadar in modo tale che, caricando il file su ciascuna immagine, fosse possibile geo-referenziare tutte le tracce e definire la lunghezza esatta di ciascun radargramma.

Le immagini radar ottenute in seguito a queste elaborazioni, hanno evidenziato tutti gli elementi presenti nell'area indagata. Se ne riporta un esempio in figura 4.3. Si tratta di immagini bidimensionali in cui sull'asse delle ascisse vi è la distanza percorsa dallo strumento, data dal prodotto tra le tracce acquisite e la loro distanza relativa, mentre sull'asse y a sinistra vi sono i tempi di ritorno del segnale emesso dal GPR e sulla destra i valori di profondità raggiunta dall'onda elettromagnetica, calcolati considerando una velocità pari a 0,17 m/ns, ovvero la velocità caratteristica di propagazione delle onde nel ghiaccio.



Figure 4.3- Radargramma sezione 10, acquisito durante la campagna geofisica in volo sul Rutor

In riferimento alla figura 4.3, i primi 120 ns corrispondo al delay impostato sullo strumento, ovvero il tempo che passa prima che il GPR emetta il primo impulso. I successivi valori di tempo restituiscono la riflessione del segnale che attraversa lo strato di aria prima di raggiungere la superficie.

A partire dal valore di circa 200ns, si osserva la riflessione degli strati di neve e firn che si sviluppano per circa 5 metri prima di intercettare il ghiaccio. All'interno di questo strato si vi sono delle stratificazioni date dai layers di neve stagionale che hanno resistito all'ablazione nell'anno idrologico e si sono sovrapposti nel tempo.

Lo strato di ghiaccio ricopre la maggior parte dell'immagine fino a raggiungere valori variabili di tempo compresi tra 500ns e 600ns. La parte inferiore della sezione è interamente caratterizzata dalla riflessione del substrato roccioso, che si distingue facilmente per il forte contrasto di impedenza. Inoltre in questa sezione non sono presenti altre particolari riflessioni generate da materiali inglobati nel ghiaccio o dalla presenza di strutture anomale.

4.1.4 Interpretazione

Alla luce delle immagini ricavate dall'elaborazione dei dati georadar, è possibile effettuare un'analisi sulle riflessioni evidenziate e per ogni sezione stimare:

- i tempi di ritorno del segnale
- un profilo delle profondità per ogni radargramma

Poiché le misurazioni radar sono state effettuate da elicottero, sull'immagine georadar è presente una banda superficiale di spessore pari alla distanza esistente tra il piano di volo e il piano superficiale del ghiacciaio (indicata dalle frecce in figura 4.4). La porzione di immagine corrispondente ai primi 120ns di acquisizione, invece, corrisponde al delay time che deve trascorrere prima che venga emesso il segnale radar (porzione superiore a quella tratteggiata in figura 4.4) ed è impostato dall'operatore prima di iniziare le misurazioni.

È necessario sottolineare che le profondità relative ai primi tempi di ritorno, oltre a quelli del delay time, non corrispondono alla distanza effettiva tra il piano di volo e la superficie del ghiacciaio, in quanto il valore di velocità utilizzato per la conversione è tipico del ghiaccio e non dell'aria. Per trovare il valore esatto di tale spazio bisognerebbe utilizzare una velocità differente per ognuno dei mezzi attraversati. Tuttavia, la finalità di tale analisi riguarda la valutazione della profondità glaciale quindi le informazioni necessarie da desumere dai radargrammi sono essenzialmente riferiti allo strato di ghiaccio.

Se si considera trascurabile l'errore dato dal rollio rispetto al piano di volo, è possibile determinare lo spessore del ghiaccio come differenza tra la riflessione della neve e quella del ghiaccio stesso.

Per fare ciò si è utilizzata la funzione di "picking": in modo continuo, sono stati ricalcati manualmente i contorni della riflessione del ghiaccio e della neve superficiale. Questa funzione permette di salvare le coordinate dei punti acquisiti, utili per il calcolo da effettuare (figura 4.4).



Figura 4.4- Immagine radar di una sezione acquisita sul ghiacciaio in esame. La linea tratteggiata indica il limite del delay time, le frecce rosse si riferiscono alla distanza tra il piano di volo e la riflessione della neve, in blu il limite inferiore della riflessione della neve e il limite superiore della riflessione del ghiaccio.

In seguito, impostando un altro codice (appendice B), è stato possibile visualizzare il profilo del ghiaccio, collocato all'effettiva profondità, su un grafico di assi distanzaprofondità affiancato alla traccia radar "ripulita" (figura 4.5).

Per poter plottare il profilo del substrato è stato necessario:

- limitare il numero delle coordinate salvate con il picking, per cui la matrice di dati ottenuta è stata interpolata con un valore costante pari a 2m
- effettuare la differenza tra le coordinate dello strato nivale e quelle dello strato inferiore del ghiaccio.



Figure 4.5- In alto: immagine georadar di un profilo acquisito e sottoposto alla fase di elaborazione. In basso: profilo del substrato roccioso

Il profilo restituito dall'operazione di picking è caratterizzato da un andamento molto frastagliato. Questo effetto è particolarmente enfatizzato dal fatto che la scala delle lunghezze non coincide con quella delle profondità; l'immagine risulta perciò schiacciata a causa della diversità di scale che è pari a circa due ordini di grandezza.

4.2 Cherillon: individuazione di strutture anomale endoglaciali

4.2.1 Introduzione

Nel mese di settembre 2017 è stata condotta un'analisi georadar al fine di caratterizzare la morfologia del ghiacciaio. Le indagini radar hanno interessato una vasta area, collocata a Nord-Est del ghiacciaio (figura 4.6).



Figura 4.6- Localizzazione delle misurazioni effettuate sul Ghiacciaio Cherillon

Quest'indagine ha permesso di rilevare alcuni parametri importanti per le analisi che sono state necessarie successivamente. Si riportano brevemente i passaggi eseguiti nella fase di acquisizione.

L'indagine è stata condotta con un sistema georadar IDS K2 equipaggiato con un'antenna UBLOX M5 con frequenza centrale 200 MHz e risoluzione pari a 5m, in modalità bistatica a *constant offset*. Le acquisizioni sono state effettuate utilizzando una finestra temporale di 850ns e 2048 campioni/traccia. Per quanto riguarda la distribuzione spaziale delle tracce lungo i profili radar, queste sono state registrate con una distanza media tra di esse di circa 3m, per un totale di 12 transetti trasversali orientati con verso Ovest-Est e 5 longitudinali con verso Nord-Sud (figura 4.7). Ogni acquisizione risulta avere una differente lunghezza e direzione a causa della difficoltà a definire punti di riferimento in campo. Inoltre, la

georeferenziazione delle tracce radar è stata possibile grazie a un ricevitore GPS Ublox EVK-8 collocato sull'antenna georadar e quindi sincronizzato a seguito di una connessione tramite porta seriale con l'unità di controllo georadar.



Figura 4.7- Disposizione delle acquisizioni georadar nella prima campagna di misurazioni, numerate da 1 a 12 per quelle orizzontali e da 13 a 17 per quelle verticali

La fase di elaborazione di queste sezioni georadar hanno messo in luce la presenza di una serie di crepacci collocati nella parte occidentale del campionamento, nonché l'affioramento della dorsale morenica, come mostrato in figura 4.8.



Figura 4.8- In rosso sono evidenziale le tracce radar, in verde i crepacci (a sinistra) e la dorsale morenica (a destra)

Queste informazioni sono state di notevole importanza per gli studi successivi, in quanto nei mesi a seguire sono state necessarie delle misurazioni più approfondite. Si sono verificate infatti delle mancate venute nei corsi d'acqua a valle alimentati dalle acque di fusione del ghiacciaio in esame, che hanno insospettito gli esperti, portandoli ad intensificare le indagini sulla superficie del ghiacciaio Cherillon. Grazie a queste campagne di misura, si è potuta individuare più facilmente l'area da indagare.

Si riporta quindi lo studio che ha avuto come obiettivo quello di determinare eventuali strutture anomale all'interno del corpo glaciale.

4.2.2 Acquisizione

La campagna geofisica effettuata nel novembre del 2017 sul ghiacciaio Cherillon ha avuto come obiettivo l'intensificazione delle misurazioni nell'area già monitorata in precedenza. In particolare, la necessità di indagare più in profondità il corpo glaciale ha portato gli esperti ad utilizzare uno strumento con finestra temporale maggiore rispetto a quella usata in precedenza in modo da poter aumentare la profondità di indagine.

È stato utilizzato, infatti, un georadar con le seguenti caratteristiche:

Numero modello	IDS DAD K2
Numero seriale	SS 04037
Frequenza centrale	200 MHz
Dimensioni	20 x 30
Possibilità di markers	si
File di configurazione IDS	LID10000

Le caratteristiche di acquisizione sono riportate in tabella:

Frequenza centrale	200 MHz
Range temporale	1000 ns
Campioni/traccia	2048

L'acquisizione è avvenuta in modalità bistatica a constant offset.

Inoltre la risoluzione è migliorata rispetto alla precedente acquisizione, in quanto si è passati da una precisione di 5m ad una di 1m, in modo da apprezzare la curvatura del ghiaccio.

Durante la fase di acquisizione, un operatore ha trascinato il georadar seguendo un percorso predefinito, cercando di mantenere una velocità di spostamento il più costante possibile, mentre un secondo operatore ha monitorato l'acquisizione dei dati dall'unità di visualizzazione collegata allo strumento tramite un cavo lan (figura 4.9).



Figura 4.9 – Fase di acquisizione georadar in sito

In particolare, l'acquisizione dei dati georadar è stata organizzata attraverso la realizzazione di diversi profili: a partire da un punto collocato a Sud-Ovest dell'area investigata e spostandosi verso Est, è stata acquisita la prima sezione sufficientemente estesa in modo da inglobare la lunghezza della porzione di area da studiare; in seguito, l'acquisizione è stata interrotta per spostare lo strumento di un paio di metri verso Nord, ed è stata riavviata in verso opposto, ovvero da Est verso Ovest, seguendo un percorso parallelo al precedente. Questa procedura è stata ripetuta fino all'acquisizione della 19esima sezione radar, al termine della quale è stata cambiata la direzione di avanzamento dello strumento. I profili successivi, infatti, sono stati orientati in modo trasversale, da Nord verso Sud, con la medesima modalità precedentemente descritta. In figura 4.10 si riporta uno schema del percorso seguito durante le operazioni di acquisizione.



Figure 4.10-Schema di acquisizione dei dati sul ghiacciaio Cherillon

La scelta di interrompere sistematicamente le acquisizioni radar è stata sostenuta da motivi logistici di registrazione dei dati, in quanto radargrammi troppo grandi comportano tempi lunghi di elaborazione.

Al termine delle operazioni sono stati contati 29 profili radar, di cui 19 longitudinali in direzione Ovest-Est e 10 trasversali con direzione Nord-Sud (figura 4.11).



Figura 4.11- Disposizione delle sezioni acquisite nella seconda campagna di misurazioni sullo Cherillon con numerazione dei profili longitudinali in direzione Ovest-Est e trasversali in direzione Nord-Sud

4.2.3 Elaborazione

I dati georadar acquisiti sono stati sottoposti al processamento.

Dopo una serie di tentativi volti a individuare la migliore sequenza di elaborazione, è stato creato un flow chart di elaborazione valido per tutte le sezioni radar acquisite (figura 4.12).



Figure 4.12- Flow chart utilizzato per correggere le immagini georadar

Nella tabella 4.1 si riportano i valori dei parametri utilizzati.

Elaborazione	Parametro
Move start time	-44 ns
Divergence Compensation	0,134 m/ns
Energy Decay	0,168
Dewow	5 ns
Band Pass Butterworth	(150 - 350) MHz
Background Removal	0.17 m/ns

Tabella 4.1 - Parametri per l'elaborazione dei profili georadar acquisiti

A titolo di esempio, si riportano alcune delle immagini radar ottenute in seguito a questa elaborazione (figure che seguono).



Figura 4.13 -Immagine radar 07 acquisita sul ghiacciaio Cherillon in data novembre 2017, con orientazione da Ovest verso Est. La freccia rossa indica una riflessione generata da una struttura endoglaciale

In figura 4.13 si possono identificare 3 zone principali:

- i primi 30ns costituiscono la riflessione del nevato caratterizzata da stratificazioni e in cui si osserva un accumulo generato dal collasso di neve;
- segue lo spessore del ghiaccio compatto in cui si percepiscono alcune iperboli di riflessione, probabilmente dovute alla presenza di fratture;
- infine si osserva la netta separazione tra ghiaccio e substrato roccioso, ben visibile grazie alle differenti proprietà elettromagnetiche che distinguono questi mezzi.

In particolare, in basso a destra dell'immagine si percepisce un'anomala iperbole di riflessione probabilmente imputabile alla presenza di una cavità: la riflessione si presenta isolata, non si ripete fino a raggiungere la superficie, e rimane addossata al substrato roccioso.



Figura 4.14- Immagine radar 16 acquisita sul ghiacciaio Cherillon in data novembre 2017, con orientazione da Ovest verso Est. la freccia rossa indica una riflessione generata da una struttura endoglaciale

A partire dagli strati superficiali del radargramma in figura 4.14, si associa la riflessione dei primi 5 metri alla presenza di nevato in quanto la sua composizione genera una riflessione molto marcata. In particolare, spostandosi a sinistra dell'immagine, si osserva un abbassamento delle stratificazioni che si può associare ad un accumulo di neve e roccia, generato da crolli e fenomeni valanghivi. Nell'area sottostante a tale accumulo si ipotizza la presenza di materiale eterogeneo, in quanto vi sono delle riflessioni multiple.

La riflessione della superficie di contatto tra ghiaccio e bedrock appare evidente superati i 20 metri di profondità e si sviluppa su tutta la sezione in modo disomogeneo raggiugendo anche profondità pari a 30m.

Si osservano iperboli significative nella parte in basso a destra dell'immagine acquisita, che a primo impatto possono essere assimilate ad una cavità endoglaciale, ma sono necessarie ulteriori analisi per poter confermare questa ipotesi.



Figura 4.15- Immagine radar 25 acquisita sul ghiacciaio Cherillon in data novembre 2017, con orientazione da Nord verso Sud

A sinistra dell'immagine in figura 4.15 si osservano delle iperboli di diffrazione correlabili a un crepaccio, in quanto presentano le tipiche caratteristiche che li contraddistinguono: le riflessioni iperboliche sono molto marcate e si ripetono dalla superficie fino al substrato roccioso. Si distinguono anche altre riflessioni simili che si concentrano in prossimità della superficie, correlabili alla presenza di fratture poco profonde.

La riflessione del substrato roccioso appare evidente nell'intervallo tra 300ns e 400ns di tempo di ritorno, che corrispondono a profondità di circa 25-35 metri, se si considera una velocità di propagazione delle onde nel ghiaccio pari a 0,17m/ns.

Inoltre, in questo particolare radargramma, non sono presenti iperboli vicino al substrato che possono essere ricondotte alla presenza di una cavità.

Osservazioni

È possibile fare un confronto tra i profili elaborati, comparando le tipologie di riflessioni ottenute, in modo da evidenziare particolari discontinuità o strutture comuni.

Effettuano l'analisi da quote minori a quote maggiori, nella maggioranza dei profili si sono identificati:

- l'interfaccia tra il bedrock roccioso e il ghiaccio, che risulta evidente grazie al forte contrasto di permittività;

- il passaggio da ghiaccio a firn;

- il contatto tra firn e neve, caratterizzato da riflessioni più deboli a causa del minor contrasto di permettività;

- iperboli di diffrazioni all'interno dello strato di ghiaccio, imputabili alla presenza di fratture e materiale eterogeneo inglobato al suo interno.

In alcune sezioni radar sono visibili delle diffrazioni all'interno del corpo glaciale in prossimità del substrato. In particolare si osservano nelle sezioni numerate dal 14 al 26, ovvero quelle che, sia longitudinalmente sia trasversalmente, intercettano la porzione di area a Nord-Est. Essendo riflessioni singole, molto vicine al substrato roccioso e che non si ripercuotono fino in superficie, si avanza l'ipotesi che siano correlabili alla presenza di una cavità. Tuttavia, sono necessari studi più approfonditi per determinarne con certezza la natura e la loro dimensione.

4.3.4 Interpretazione

L'indagine GPR ha riportato buoni risultati, sia grazie alle corrette operazioni eseguite per l'acquisizione dati sia in seguito alle operazioni di post-processing.

Tuttavia, per avere informazioni più dettagliate riguardo alla natura delle particolari riflessioni evidenziate e per capire dove ricadano spazialmente le strutture che le hanno generate, è stato necessario geo-localizzare tutte le sezioni georadar.

Durante le operazioni in campo, il ricevitore GPS associato allo strumento ha perso il segnale, generando una referenziazione non continua delle coordinate delle tracce radar. Per poter correggere il sistema di riferimento dei punti acquisiti è stato utilizzato il software open-source "Rtklib", che permette il riposizionamento GNSS (Sistema Satellitare Globale di Navigazione) standard e di precisione. Il programma permette di risalire alle coordinate di interesse avendo come input le coordinate della stazione GPS più vicina (collocata ad una distanza inferiore a 1km dall'area di interesse), la data e l'ora della misurazione.
Nel caso in cui non fosse presente alcuna stazione nelle vicinanze, come in questo studio, è necessario creare una stazione virtuale: sul sito "Spin GNSS" si può geo-localizzare una nuova stazione interpolando le coordinate delle stazioni più vicine rilevate dai satelliti. Grazie alla funzione "Rtk-PLOT" si possono visualizzare le soluzioni generate dal programma, ovvero una nuvola di punti che ripercorre tutti gli spostamenti effettuati dal georadar durante il suo funzionamento. Con il comando "Ryk-CONV" si convertono, quindi, le coordinate dei punti e si effettua il salvataggio del file di output, leggibile sulla piattaforma Google Earth.

In seguito, manualmente e con discreto margine di errore, per ogni sezione restituita dal software sono stati selezionati i punti più probabili di inizio, di fine e un punto mediano del percorso effettuato in campo (figura 4.18), di cui si riporta una tabella riassuntiva (tabella 4.2). Inoltre, è stata calcolata la distanza relativa tra i diversi punti e la distanza complessiva di ogni traccia in modo da ridimensionare le immagini acquisite.



Figura 4.18- Rete delle sezioni radar acquisite con indicazione dei punti considerati per definire le coordinate geografiche e le distanze

Tabella 4.2 – Indicazioni principali delle sezioni georadar acquisite. Per ognuna si indica: numero della sezione, coordinata di inizio e di fine sia in coordinate geografiche sia in coordinate UTM, orientazione e quota.

Traccia	Distanza (m)	Punti estremi						
		ID	Latitudine	Longitudine	Coordinata NORD	Coordinata EST	Orientazione	Quota (m)
1	115	1	45.9632806	7.62265833	5090908.741	1393308.388	WE	2979
		2	45.9628306	7.62399166	5090856.958	1393410.835		2971
2	115.6	3	45.9629333	7.62396388	5090868.415	1393408.88	EW	2968
		4	45.9633722	7.62261944	5090918.978	1393305.551		2976
3	111.6	5	45.9634056	7.62268611	5090922.592	1393310.781	WE	2972
		6	45.9629611	7.623975	5090871.487	1393409.794		2981
	111.7	7	45.9629917	7.62404166	5090874.792	1393415.018	EW	2969
4		8	45.96345	7.62276111	5090927.43	1393316.677		2969
5	102.5	9	45.9634722	7.62285555	5090929.773	1393324.036	WE	2975
		10	45.9630694	7.62405	5090883.423	1393415.813		2972
6	113.2	11	45.9631178	7.62653	5090885.484	1393608.065	EW	2963
		12	45.9635417	7.62274444	5090937.637	1393315.562		2973
7	111.4	13	45.9635833	7.62276111	5090942.245	1393316.933	WE	2979
		14	45.9631833	7.6241	5090896.01	1393419.905		2974
8	119.7	15	45.9632333	7.62411388	5090901.547	1393421.077	EW	2977
		16	45.9636417	7.62269166	5090948.819	1393311.664		2990
9	116.9	17	45.9632833	7.62356944	5090907.831	1393378.989	WF	2996
		18	45.9632583	7.62414444	5090904.284	1393423.493		2977

10	119.2	19	45.9633222	7.62390555	5090911.702	1393405.105	EW	2979
		20	45.9637472	7.62274722	5090960.473	1393316.171		2978
11	116.3	21	45.9637972	7.62279722	5090965.961	1393320.142	WE	2980
		22	45.963375	7.62415277	5090917.236	1393424.362		2968
12	109.9	23	45.9634556	7.62410555	5090926.246	1393420.858	EW	2979
		24	45.9638528	7.62281388	5090972.108	1393321.54		2974
13	106.5	25	45.9639083	7.62285277	5090978.232	1393324.659	WE	2973
		26	45.9635111	7.62409722	5090932.433	1393420.321		2989
	107.6	27	45.9635389	7.62410555	393391.7	5090916.7	EW	2998
14		28	45.9639472	7.62285555	393295.6	5090963.7		2978
15	105.1	29	45.9639778	7.622875	393297.2	5090967.2	WE	2989
		30	45.9635917	7.62410277	393391.6	5090922.6		2974
16	106.2	31	45.9636389	7.62411666	393392.8	5090927.8	EW	2984
		32	45.9640194	7.62286944	393296.8	5090971.7		2987
17	102.5	33	45.9640778	7.6229	393299.3	5090978.2	WE	2974
		34	45.9637056	7.62409722	393391.3	5090935.3		2993
18	96.9	35	45.9637361	7.62413055	393394	5090938.6	EW	2984
		36	45.9641083	7.62301388	393308.2	5090981.4		2979
19	94.7	37	45.9641361	7.62301944	393308.6	5090984.5	WE	2972
		38	45.9637722	7.62300277	393392.8	5090942.6		2994
20	120.2	39	45.9638917	7.62407222	393392.8	5090942.6	NS	2987

		40	45.9628583	7.62377222	393364.5	5090841.7		2970
21	123.9	41	45.9628528	7.62370555	393359.4	5090841.1	SN	2976
		42	45.9639306	7.623925	393378.4	5090960.5		2982
22	119.7	43	45.963925	7.62386944	393374.1	5090959.9	NS	2978
		44	45.9628778	7.62363888	393354.3	5090843.9		2973
23	119.4	45	45.9628944	7.62361111	393352.1	5090845.7	SN	2978
		46	45.9639333	7.62383611	393371.6	5090960.9		2972
	124	47	45.9639222	7.62372222	393362.7	5090959.8	NS	2976
24		48	45.9628778	7.62325	393324.1	5090844.4		2984
25	130.1	49	45.9628667	7.62321388	393321.3	5090843.3	SN	2976
		50	45.9639778	7.62363333	393355.9	5090966.9		2985
	125.1	51	45.9639028	7.62355555	5090976.672	1393379 .101	NS	2983
26		52	45.9629	7.62316111	5090865.785	1393346.614		2980
27	105.6	53	45.9629083	7.62305833	5090866.848	1393338.666	SN	2967
		54	45.9638667	7.62351111	5090972.719	1393375.588		2979
28	113.2	55	45.963875	7.62344444	5090973.734	1393370.438	NS	2993
		56	45.9629222	7.62298055	5090868.496	1393332.666		2964
29	109.1	57	45.9629833	7.62293888	5090875.341	1393329.555	SN	2958
		58	45.9638972	7.62340277	5090976.259	1393367.252		2986

Su alcune sezioni georadar si sono evidenziate iperboli di diffrazione, il quale effetto può essere ricondotto alla presenza di una cavità endoglaciale. A titolo di esempio si riporta una delle 29 acquisizioni in cui è ben visibile tale fenomeno di riflessione anomala (figura 4.19).



Figura 4.19- Immagine radar 18 in cui si evidenzia con una freccia la presenza di una riflessione anomala dell'onda

L'immagine mostra la riflessione degli strati di neve superficiali (circa 1 m), la riflessione del bedrock, alcune iperboli di diffrazione all'interno del corpo glaciale generate dalla presenza di fratture e in modo marcato si osserva una riflessione in prossimità del substrato roccioso, indicata dalla freccia, effetto della presenza di una cavità.

Le posizioni delle code e del centro di ogni iperbole di riflessione sono stata riportate sulla rete di sezioni effettuata in precedenza. Questo ha permesso di visualizzare dove ricadesse la cavità individuata. In seguito a tale operazione si ottiene una nuvola di punti collocata a Nord-Est dell'area coperta dalle misurazioni, come si osserva in figura 4.20.



Figura 4.20 - Si riporta la collocazione delle riflessioni anomale: in giallo si identificano le code delle iperboli mentre in ciano i centri delle iperboli di riflessioni

Dall'immagine si osserva che le iperboli di diffrazione individuate su alcune immagini GPR acquisite, si collocano in una porzione di area molto estesa.

Per migliorare l'accuratezza delle analisi, tutte le immagini che presentavano iperboli di riflessione anomala sono state corrette con l'operazione di migrazione. Il risultato ottenuto ha permesso di ottenere un'area in cui fosse più probabile la presenza di tale struttura endoglaciale. Un esempio di immagine migrata ottenuta con questa operazione di correzione è riportata nella figura 4.21.



Figura 4.21- In alto: immagine radar 17 prima della correzione; in basso: stessa immagine radar con applicazione della tecnica di "migration" in cui nel cerchio si evidenziano le iperboli di riflessione

Con l'operazione di migrazione si osserva che l'iperbole di riflessione individuata a destra dell'immagine risulta essere più contenuta, a dimostrazione del fatto che la riflessione non rispecchia le dimensioni effettive della discontinuità intercettata, mentre le iperboli presenti a sinistra non sono più percepibili. Inoltre si riescono ad individuare meglio le stratificazioni del nevato nei primi 3 metri di spessore.

AMPLITUDE <-367 -321

-275

-229 -183 -138

-92

-46 0

46 92

138 183

229

275 321 >367 In seguito, sono state evidenziate le code e i vertici delle nuove iperbole di riflessione ottenute, delineando così un'area di indagine più piccola rispetto a quella precedente, come mostrato in figura 4.22.



Figura 4.22 - Rete di sezioni radar in cui si evidenziano le iperboli di riflessioni: in ciano si riportano i vertici e in giallo le code della riflessione, dopo aver applicato procedura "migration"

Alla luce di questa analisi, è possibile affermare che il metodo geofisico utilizzato permette di:

- individuare anomalie all'interno di un mezzo che dall'esterno non appaiono visibili
- determinare la tipologia di anomalia
- confinare l'estensione di tale anomalia

Inoltre, si possono avanzare ipotesi sulle dimensioni effettive della cavità analizzando lo spessore e la superficie in cui si sviluppano le anomalie sulle sezioni radar. Tuttavia, questo dato è da considerarsi puramente indicativo, in quanto sono necessari studi più approfonditi in merito alla morfologia e al contenuto della cavità rilevata.

Successivamente, è stato stimato lo spessore del ghiaccio attraverso la delineazione del substrato roccioso. Per ricalcare il profilo del substrato roccioso, ci si è avvalsi dell'operazione di picking continuo, effettuato su ciascuna immagine radar, che ha restituito una matrice di dati relativi ad ogni traccia del radargramma. Tali informazioni

sono state essenziali per ottenere un profilo dell'andamento del substrato roccioso. In particolare, attraverso un codice autoprodotto (appendice C), sono state realizzate delle rappresentazioni che affiancassero ciascuna immagine radar al relativo profilo del substrato roccioso estratto, corrispondente alla profondità raggiunta dal ghiaccio. In figura 4.23, se ne riportano due esempi.



Figura 4.23 - Esempio di immagine radar e sua interpretazione. In alto: a sinistra si riporta l'immagine radar 20 pre-processata, a destra invece è presente l'immagine radar 25 pre-processata; in basso: picking del substrato roccioso rispettivamente delle immagini 20 e 25.

Dalle immagini ricavate si può evincere uno spessore medio del ghiaccio pari a 30 m.

Infine è stata realizzata una visualizzazione 3D della cavità, importando le sezioni radar contenenti la riflessione anomala anche dopo l'operazione di migration (figura 4.24).



Figura 4.24- Elaborazione 3D delle sezioni radar. In evidenza la maggiore riflessione di color viola, in corrispondenza della collocazione della cavità endoglaciale

L'elaborazione 3D ha restituito un andamento continuo del mezzo analizzato a partire dalla superficie del ghiacciaio fino alle profondità indagate dallo strumento. In figura 4.24 si riporta una delle sezioni che ha permesso di ricostruire l'intera area, la quale è stata estratta in corrispondenza di un time slice pari a 260ns, ovvero ad una profondità di circa 25 metri. Nell'immagine si osserva che in corrispondenza dell'intersezione delle sezioni georadar, longitudinali e trasversali, il segnale restituisce valori di ampiezza molto elevati, se considerati in valore assoluto. Lungo la restante parte di ogni sezione, invece, la riflessione si assesta su valori di ampiezza più contenuti. L'ampiezza del segnale, infatti, risulta tanto più elevata quanto maggiore è il contrasto di impedenza tra i mezzi attraversati. Tale risultato è in accordo con l'elaborazione effettuata sulle singole sezioni per mezzo dell'operatore di migrazione; l'area entro cui è più probabile che si collochi la cavità endoglaciale risulta essere la stessa, sia attraverso il metodo di collocazione delle iperboli sulla rete di sezioni, sia con la visualizzazione 3D che è restituita direttamente dal software. Tale risultato ha portato gli esperti a effettuare ulteriori misurazioni, restringendo l'area da indagare, per poter monitorare nel tempo l'evoluzione o la stazionarietà della struttura.

Conclusioni

Il presente elaborato di tesi ha evidenziato i risultati ottenuti con la metodologia geofisica georadar, la quale si sta diffondendo sempre più tra le applicazioni per il monitoraggio di ghiacciai. Questa trattazione si inserisce in un contesto in cui gli effetti generati dal cambiamento climatico si stanno intensificando e stanno fortemente modificando le dinamiche dei ghiacciai, in accordo con quanto si ritrova in letteratura (*Vanuzzo et al., 2008; Calmanti et al., 2007; Stirano et al., 2007*); l'aumento della temperatura e le limitate precipitazioni solide in alta quota, da un lato limitano le risorse d'acqua dolce disponibile, dall'altro inducono fenomeni potenzialmente pericolosi, come repentini crolli, trattenute d'acqua, de-tensionamento delle pareti e del substrato precedentemente glacializzati. Appare evidente la necessità di conoscere, sia in termini qualitativi sia quantitativi, lo stato dei ghiacciai e di seguirne l'evoluzione nel tempo. In quest'ottica la tecnologia GPR è un utile strumento per poter indagare internamente un corpo glaciale e monitorarne le caratteristiche.

In riferimento allo studio riportato in questa tesi, l'applicazione di tale tecnologia sul ghiacciaio Rutor ha permesso di quantificare gli spessori nivali e glaciali e di determinare la morfologia del ghiacciaio. La campagna di misurazioni, condotta in collaborazione con ARPA Val d'Aosta e avvenuta nel maggio 2012, ha avuto come finalità il monitoraggio dei parametri glaciali necessari per definire l'evoluzione del ghiacciaio. L'elaborazione delle immagini ha restituito una chiara visualizzazione degli spessori che caratterizzano il mezzo indagato e ha evidenziato l'assenza di particolari anomalie endoglaciali. L'applicazione di questa tecnologia, infatti, può restituire indicazioni sulla presenza di eventuali strutture inglobate nel corpo glaciale, come è avvenuto per il caso studio condotto sul ghiacciaio Cherillon; le molteplici fratture presenti su questo apparato glaciale, hanno facilitato l'insinuarsi dell'acqua di fusione che ha raggiunto il substrato roccioso e, sottoscavando il ghiaccio, ha generato delle cavità. Le misurazioni condotte sul ghiacciaio in esame, che si sono intensificate in seguito ad una segnalazione da parte del comune di Valtournenche a causa di mancate venute d'acqua nei torrenti alimentati dal ghiacciaio Cherilon, sono state effettuate dagli esperti del Dipartimento DIATI del Politecnico di Torino in collaborazione con la Fondazione Montagna Sicura di Courmayeur. Le immagini georadar hanno individuato tale cavità, per cui è stato possibile restringere l'area di interesse e avere informazioni maggiormente dettagliate sulle strutture endoglaciali presenti. Tuttavia, durante l'analisi delle immagini georadar sono emerse delle criticità che hanno reso la fase di referenziazione molto laboriosa; per poter referenziare correttamente le sezioni, infatti, si sono utilizzati software specifici che hanno consentito di proseguire con la fase di interpretazione di ciascuna immagini acquisita.

Tra i vantaggi che caratterizzano l'utilizzo del georadar si riscontrano:

- la non invasività della tecnologia: è possibile indagare internamente il corpo glaciale senza arrecare danni alle strutture preesistenti;
- la possibilità di avere informazioni direttamente in sito: sul display dello strumento viene visualizzata in tempo reale l'immagine georadar acquisita;
- la rapidità di utilizzo: le campagne di misura condotte sono state svolte su un arco temporale nell'ordine di una giornata lavorativa;
- la necessità di pochi operatori: l'utilizzo in sé dello strumento prevede due persone,
 a cui devono aggiungersi almeno una guida alpina per condurre le operazioni in
 alta quota;
- la facilità di trasporto: la strumentazione è poco ingombrante e il peso non è eccessivo se suddiviso tra gli operatori;
- la possibilità di applicazioni in alta quota: l'attrezzatura necessaria non è sensibile alle variazioni di altitudine;
- il costo: oltre alle limitate spese per l'acquisto dell'attrezzatura, sono necessari solamente degli oneri finanziari legati al trasporto dell'attrezzatura e del personale fino al luogo da indagare;
- l'ottimo rapporto costo-applicazioni: generalmente il costo legato ad ogni campagna di misurazione è proporzionale al tempo necessario per le operazioni, che sono speditive.

Per contro, si riscontrano alcuni limiti dello strumento emersi durante la fase di elaborazione delle immagini georadar:

- difficoltà a quantificare il volume occupato dalle strutture endoglaciali e la forma assunta da queste: la riflessione generata dallo strumento non rispecchia le dimensioni effettive degli oggetti rilevati, per cui per avere informazioni più dettagliate sono necessarie tecnologie integrative, mirate e più sofisticate;
- non applicabilità sui ghiacciai detritici: la molteplicità delle riflessioni generate dalla roccia presente in superficie non permette una adeguata penetrazione del segnale in profondità.

I sistemi di monitoraggio, quindi, risultano essere i principali strumenti di gestione per poter simulare l'evoluzione temporale dei sistemi glaciali e tra questi si annovera la tecnologia GPR. Nel contesto montano di alta quota, il georadar è uno strumento molto efficace per ottenere informazioni sulle caratteristiche interne degli apparati glaciali, in modo rapido e non invasivo, sebbene si riscontrino alcuni limiti nella fase di interpretazione dei dati.

Riferimenti

Bibliografia

Bandino G., Piccini L. *Aspetti morfologici ed evolutivi delle cavità endoglaciali di origine criocarsica*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. **18**: 225 – 228 (1995).

Godio A. *Crio-Geofisica*. Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida – lectiones magistrales (2017)

Jol H. M. Ground Penetrating Radar. Germany (2009).

Prinzio M. *Georadar: applicazioni ingegneristiche finalizzate alla difesa idraulica del territorio*. Tesi di Laurea Magistrale. Bologna (2008).

Calmanti S., Motta L., Turco M., Provenzale A. *Impact of climate variability on Alpine glaciers in nordwestern Italy*. International Journal of Climatology. **27**: 2014 – 2053 (2007).

Chiaia B., Frigo B. *Fractal damage on glaciers on the Italina Alps*. International Conference on Fracture. Ottawa (2009).

Cortese F. *Monitoraggio e controllo dell'evoluzione dei ghiacciai*. Tesi di Laurea magistrale. Torino (2004).

Orombelli G., Porter C. Late Holocene fluctuations of Brenva Glacier. *Supplementi in geografia fisica e dinamica quaternaria*. **5**: 14 – 37 (1982).

Paterson WSB. 1994. The Physics of Glaciers. Pergamon: New York

Rivera A., Bown F., Acuna C., Ordenes F., *I ghiacciai del Cile come indicatori dei cambiamenti climatici*. Pagine 193 – 207 (2008).

Sandmeier K. J. Refkexw manual, version 8.5. Germany (2017).

Strigaro D., Moretti M., Mattavelli M., Frigerio I., De Amicis M., Maggi V. A GRASS GIS module to obtain an estimation of glacier behaviour under climate change: a pilot study

on Italian glacier: Computers & Geosciences 94: 68 – 76 (2016). www.elsevier.com/locate/caheo

Vanuzzo C., Pelfini M. *Assessing area and volume changes from deglaciated areas, Valle d'Aosa, Italy.* Annals of Glaciology. **28** (2009).

Villa F., Maggi V., De Amicis M. *Gis analysis of Rutor Glacier (Aosta Valley, Italy)* volume and terminus variation. Geogr. Fis. Dinam. Quat. **30**: 87 - 95 (2007).

Villa F., Tamburini A., Deamicis M., Sironi S., Maggi V., Rossi G. *Volume decrease of Rutor glacier (western Italian Alps) since Little Ice Age: a quantitative approach combining GPR, GPS and cartography.* Supplementi in geografia fisica e dinamica quaternaria. **31**: 63 - 70 (2008).

Sitografia

[1]	www.aineva.it/wp-content/uploads/Pubblicazioni/Rivista68/nv68_6.pdf
[2]	www.impulseradar.se/technology
[3]	www.geoltorrisi.it/wp/geofisica/georadar
[4]	people.unica.it/gaetanoranieri/files/2014/11/GEORADAR.pdf
[5]	app.fondazionemontagnasicura.org/multimedia/crgv/default.asp
[6]	www.gprtrainingcourses.com
[7]	www.aineva.it/wp-content/uploads/2015/12/nv80_rivista-7.pdfa
[8]	app.fondazionemontagnasicura.org/multimedia/crgv/default.asp? sezione=23
[9]	www.catastoghiacciai.regione.vda.it/Ghiacciai/MainGhiacciai.html
[10]	geonavsct.partout.it/INVA/component/GlobalPage/News.html
[11]	regione.vda.it/gestione/riviweb/templates/aspx/environnement.aspx?pkArt=380

Software utilizzati:

- Reflexw, Sandmeier's software
- MatLab
- GIS-ArcMap
- Rtk-lib

Allegati

- Appendice A

Codice MatLab per la referenziazione delle sezioni GPR mediante interpolazione lineare di markers

clear all close all

% Input matrice [FileName,PathName] = uigetfile('*.txt','Select the TXT file');

```
% Input dialog box

prompt = {'Enter trace number of the radar file','Intervallo tra markers [s]'};

dlg_title = 'Input';

num_lines = 1;

defaultans = {'2000','1'};

answer = inputdlg(prompt,dlg_title,num_lines,defaultans);
```

traces=str2num(answer{1}); time_step=str2num(answer{2});

% il time_step è l'intervallo temporale tra un marker e il successivo

```
delimiterIn = ',';
headerlinesIn = 1;
```

cd(PathName) I=importdata(FileName,delimiterIn,headerlinesIn); A=I.data;

% Occorre prevedere un check sui secondi GPS e sul numero di dati % GPS effettivamente acquisiti!

tempo_GPS=A(end,2)-A(1,2); id_number=A(end,1); step=traces/tempo_GPS*time_step;

% il numero di tracce (DA INSERIRE MANUALMENTE) si legge sul file generato dal GPR, è da dividere per il tempo complessivo di acquisizione moltiplicato 10

if tempo_GPS>id_number
 sprintf('%s','Warning: GPS time does not coincide...!')
end

% Decimate B=[A(:,3) A(:,4) A(:,8)];

% la matrice B è formata da Latitudine Longitudine Quota

```
if time_step==1
    C=B(1:time_step:end, :);
else
    C=B(1:time_step:end, :);
    C=[C; B(end,:)];
    end
```

Lat=C(:,1); Long=C(:,2);

% Covertire in UTM cd c:\Users\Admin\Documents\MATLAB\deg2utm [x,y,utmzone] = deg2utm(Lat,Long);

D=[x,y,C(:,3)]; elev=C(:,3);

% Applicare Pitagora [m,n]=size(D);

for i=1:m-1;

 $diff_x(i)=[D(i+1,1)-D(i,1)];$ $diff_y(i)=[D(i+1,2)-D(i,2)];$ $diff_z(i)=[D(i+1,3)-D(i,3)];$

end

d=sqrt(diff_x.^2+diff_y.^2+diff_z.^2); d=[d'; 0];

% Distanza complessiva

dtot=cumsum(d);

marker=[1:step:length(dtot)*step]; marker(end)=traces(end);

marker_out=[marker; d'; dtot']

% il marker_out è un vettore contenente Distanza relativa tra le tracce e Distanza cumulata

time_shift = 2*(max(elev)-elev)./0.3; corr_stat=[dtot'; time_shift'] % il time shift serve per correzione della quota di volo [ns]

%% Save file

cd(PathName) [filename, pathname] = uiputfile('*.mar', 'Save File Marker Interpolation'); fid=fopen(filename,'w'); fprintf(fid,'%5.0f %4.2f %5.2f\r\n', marker_out); fclose(fid);

% Save file per correzioni statiche [filename, pathname] = uiputfile('*.shf', 'Save File per correzioni statiche'); fid=fopen(filename,'w'); fprintf(fid,'%5.2f %3.2f\r\n', corr_stat); fclose(fid);

save(filename, 'marker_out','-ascii')

return

- Appendice B

Codice MatLab per la delineazione del profilo del substrato roccioso a partire da immagini GPR acquisite in volo

```
clear all close all
```

```
% Input filename
[FileName,PathName] = uigetfile('*.pck','Select the 1st TXT file');
[FileName2,PathName2] = uigetfile('*.pck','Select the 2nd TXT file');
```

```
% Input dialog box

prompt = {'Enter step interpolation','Enter spacing trace GPR section','Time increment'};

dlg_title = 'Input';

num_lines = 1;

defaultans = {'2','0.7','1.46'};

answer = inputdlg(prompt,dlg_title,num_lines,defaultans);
```

```
step_x=str2double(answer{1});
st=str2double(answer{2});
dt=str2double(answer{3});
```

% time increment

% Import data

delimiterIn = ' '; headerlinesIn = 0;

cd(PathName) I=importdata(FileName,delimiterIn, headerlinesIn);

R=[I(:,1) I(:,3)];

delimiterIn = ' '; headerlinesIn = 0;

cd(PathName2) L=importdata(FileName2,delimiterIn, headerlinesIn);

B=[L(:,1) L(:,3)];

```
% Interpolation
x=R(:,1);
t=R(:,2);
x_min=min(x);
x_max=max(x);
```

```
xi=[x min:step x:x max]';
tli=interp1(x,t,xi,'pchip');
x2=B(:,1);
t2=B(:,2);
t2i=interp1(x2,t2,xi,'pchip');
xt1t2=[xi, t1i, t2i]
diff_t=t2i-t1i;
vel=0.165;
depth=diff t*vel./2;
%plot figure
figure
plot(xi,depth,'.-')
xlabel('Distance [ m ]')
ylabel('Depth [ m ]')
axis('ij')
% Import radar image
[FileName3,PathName3] = uigetfile('*.ASC','Select the imagine');
A=load(FileName3);
figure
D=A(1:1000,:);
imagesc(D);
[a,b]=size(D);
n traces=b;
n_samples=a;
x=[1:1:n traces]*st;
t=[1:n_samples]*dt;
figure
subplot(2,1,1), imagesc(x,t,D)
xlabel('Distance [ m ]')
ylabel('Traveltime [ ns ]')
subplot(2,1,2), plot(xi,depth,'.-');
xlabel('Distance [ m ]')
ylabel('Depth [ m ]')
```

```
axis('ij')
xlim([0 100])
ylim([0 200])
```

- Appendice C

Codice MatLab per la delineazione del profilo del substrato roccioso a partire da immagini GPR acquisite a terra

```
clear all close all
```

```
% Import data
delimiterIn = ' ';
headerlinesIn = 0;
```

[FileName,PathName] = uigetfile('*.PCK','Select the PCK file'); cd(PathName) I=importdata(FileName,delimiterIn, headerlinesIn);

A=[I(:,2) I(:,11)];

% Input dialog box prompt = {'Enter trace increment:','Enter time increment:'}; dlg_title = 'Input'; num_lines = 1; defaultans = {'0.11','0.49'}; answer = inputdlg(prompt,dlg_title,num_lines,defaultans);

```
dx=str2double(answer{1});
dt=str2double(answer{2});
```

%plot

x1=A(:,1); t1=A(:,2);

% Import radar image

[FileName3,PathName3] = uigetfile('*.ASC','Select the imagine'); A=load(FileName3);

[a,b]=size(A); n_traces=b; max t=a;

x=[1:1:n_traces]*dx; t=[1:1:max_t]*dt

figure subplot(2,1,1), imagesc(x,t,A) xlabel('Distance [m]') ylabel('Traveltime [ns]') subplot(212), plot(x1,t1,'.'); xlabel('Distance [m]') ylabel('Depth [m]') axis('ij') xlim([0 100]) ylim([0 50])