



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PISA

**FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE
FISICHE E NATURALI**

**CORSO DI LAUREA MAGISTRALE IN
SCIENZE AMBIENTALI
INDIRIZZO MARINO**

TESI FINALE DI LAUREA MAGISTRALE

***Indagini Ground Penetrating Radar ed interpretazione
stratigrafica del sistema di dune costiere di Marina di Torre del
Lago.***

Relatore:

Prof. Adriano Ribolini

Correlatore:

Prof. Giovanni Sarti

Candidato:

Alberto Garzella

Controrelatore:

Prof.ssa Marta Pappalardo

INDICE

Introduzione	4
Capitolo 1	
<i>Area di studio</i>	6
1.1 Inquadramento Geografico	6
1.2 Inquadramento Geologico.....	8
1.3 Inquadramento Geomorfologico.....	10
Capitolo 2	
<i>Dune costiere</i>	12
2.1 Introduzione (formazione e profilo).....	12
2.2 Zona idrodinamica.....	13
2.3 Ambiente sedimentario.....	15
2.4 Classificazione dune.....	18
2.5 Processi e dinamica.....	22
2.6 Trasporto eolico.....	24
2.7 Movimento dei sedimenti.....	25
2.8 Struttura interna delle dune.....	32
2.9 Vegetazione dunale.....	33
Capitolo 3	
<i>Teoria GPR</i>	37
3.1 Principio di funzionamento	38
3.2 Concetti fisici.....	43

3.3 Risoluzione.....	47
3.4 Prospezioni GPR.....	48
3.5 Le sezioni del GPR: il Radargramma.....	50
3.6 Processamento dei dati GPR.....	52
3.7 Interpretazione dei profili di riflessione radar: stratigrafia radar	56
3.8 GPR in 3D.....	56
3.9 Applicazioni del georadar.....	56
Capitolo 4	
<i>Materiali e metodi</i>	59
4.1 Strumenti utilizzati.....	59
4.2 Acquisizione dei dati.....	62
Capitolo 5	
<i>Elaborazione</i>	66
5.1 Software GRED.....	66
5.2 Correzione topografica.....	71
Capitolo 6	
<i>Risultati/interpretazioni</i>	76
Capitolo 7	
<i>Conclusioni e sviluppi futuri</i>	95
Bibliografia	96
Ringraziamenti	100

Introduzione

L'utilizzo del *georadar* (Ground Penetrating Radar, GPR) è ampiamente descritto nella letteratura scientifica internazionale. Sono stati eseguiti numerosissimi studi con questo strumento in molte aree del mondo per scopi e applicazioni anche molto diversi tra di loro. In generale sono gli ambienti aridi e desertici quelli più studiati con questa metodologia, comunque non sono pochi i casi in cui è stato applicato anche per le zone costiere.

Per quanto riguarda il territorio italiano l'applicazione del Georadar alla geomorfologia è abbastanza rara e solo limitatamente alle aree costiere. In Toscana, in particolare, sono stati eseguiti nell'ambito di tesi di laurea solo nel litorale Pisano-Lucchese per ricostruire la struttura interna delle dune. Le motivazioni di questo studio risiedono nel fatto che questo è uno dei pochi litorali delle nostre coste in cui è possibile ritrovare un ambiente dunale relativamente conservato, dove ancora l'effetto dell'antropizzazione non è ancora riuscito a modificare in modo invasivo e irreversibile le forme naturali del paesaggio dunale.

L'ambiente dunale è un sistema estremamente dinamico che muta in continuazione al variare delle condizioni delle coste. Le dune nel corso del tempo possono quindi subire mutamenti sia di dimensione che di posizione, possono arretrare oppure avanzare in funzione delle condizioni di erosione o di avanzamento della linea di costa, che modifica la quantità di materiale reso disponibile dal trasporto eolico. Questi cambiamenti vengono registrati all'interno delle dune dall'esistenza e dalle mute relazioni di specifici insiemi di orizzonti stratigrafici, che possono essere esplorati tramite il Georadar.

Questo lavoro di tesi è stato effettuato nell'area costiera di Torre del Lago: si trova a Sud di Viareggio e si tratta di un sito caratterizzato da una situazione di costante avanzamento della costa a causa della presenza del porto di Viareggio che blocca il trasporto di sedimento da parte delle correnti verso Nord. Lo scopo di questo lavoro è quello di indagare realizzare delle sezioni Georadar attraverso la fascia dunale,

verificare quali siano le strategie di acquisizione ed elaborazione dati più efficaci per ricostruire la struttura interna dei depositi. Scopo ultimo è di applicare le tecniche di interpretazione comuni nella stratigrafia radar ai dati ottenuti per un singolo profilo, per valutare se con questo tipo di analisi sia possibile arrivare a ricostruzioni coerenti dell'evoluzione degli ambienti dunali-costieri.

Questo lavoro quindi è caratterizzato da due parti. La parte prima riguarda la descrizione che hanno portato alla realizzazione dei profili GPR, dall'acquisizione dei dati in campagna, la loro elaborazione numerica ed adattamento al profilo topografico. La seconda parte invece concerne l'interpretazione stratigrafica di uno dei profili, l'individuazione con le tecniche della stratigrafia radar delle principali figure stratigrafiche e la loro interpretazione in termini di ambiente deposizionale. Il successo di queste due fasi potrà permettere di evidenziare se la tecnica Georadar è effettivamente efficace nello studio di questi depositi lungo il litorale toscano, che quindi possa essere messa in atto in maniera più sistematica non solo perché in grado di evidenziare le principali successioni morfo-stratigrafiche, ma anche perché può permettere di pianificare indagini dirette (carotaggi) in posizione strategiche per la comprensione dell'evoluzione dell'ambiente costiero-dunale.

Capitolo 1

Area di Studio

1.1 Inquadramento Geografico

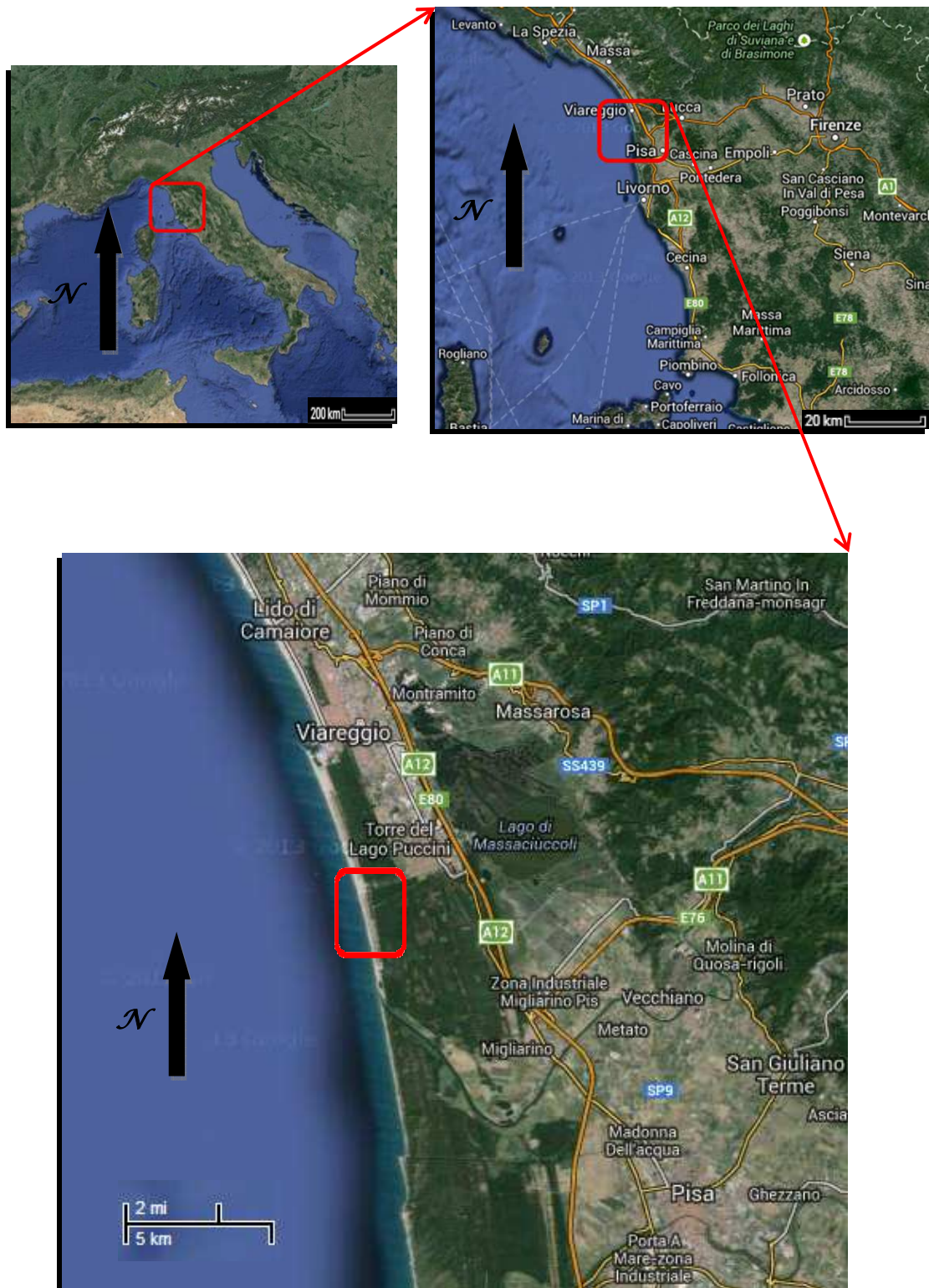


Figura 1.1 Inquadramento Geografico dell'area di studio. Google Earth.

L'area di studio è situata all'interno del Parco Regionale Migliarino San Rossore Massaciuccoli, lungo la fascia costiera della Toscana settentrionale al limite tra il margine settentrionale della Pianura di Pisa e quello meridionale della Pianura Versiliese (figura 1.1); queste due pianure, data la continuità fisiografica, sono separate solo dal Fosso della Bufalina, che rappresenta un confine puramente amministrativo, in quanto separa i settori litoranei delle provincie di Pisa, a sud, e di Lucca, a nord. In particolare l'area studiata è situata nella fascia costiera delle frazioni di Torre del Lago e di Marina di Vecchiano, che rispettivamente cadono nei Comuni di Viareggio e di Vecchiano (figura 1.2).

Dal punto di vista idrografico, l'elemento più rilevante nella zona è il Lago di Massaciuccoli che rappresenta il lago naturale più grande della Toscana con la sua estensione di circa 7 km² e con un perimetro di circa 10 km. Non sono presenti grandi corsi d'acqua che corrono invece più a sud (fiumi Arno e Serchio) e più nord (fiumi Versilia e Magra), ma solamente canali artificiali, come il già citato Fosso della Bufalina che, controllato da idrovore, collega il Lago di Massaciuccoli con il mare con un percorso rettilineo lungo circa 4 km.



Figura 1.2 Cartografia area riserva naturale.

1.2 Inquadramento Geologico

L'attuale assetto geologico della Toscana nord-occidentale è il risultato di due fasi principali:

- La prima fase è caratterizzata da spinte compressive che conduce, a partire da Cretaceo Superiore al Miocene Superiore, alla costruzione dell'edificio montuoso delle Alpi Apuane-Monti d'Oltre Serchio-Monti Pisani;
- La seconda fase è invece caratterizzata da una tettonica distensiva che porta alla formazione di una serie di bacini di sprofondamento a partire dal Miocene Superiore, tra i quali il Bacino pisano-versiliese, la cui porzione orientale è rappresentata dalla Pianura di Pisa e da quella della Versilia;

Il bacino, caratterizzato da un asse diretto NW-SE, è delimitato a Est da una serie di faglie dirette con direzione appenninica immergenti verso occidente, mentre ad Ovest si allinea con la stessa direzione un sistema di faglie emergenti verso oriente. L'entità dello sprofondamento tettonico del Bacino pisano-versiliese è rilevante: a Nord di Viareggio il substrato si trova a 2000 metri circa di profondità, e dato che le Alpi Apuane si innalzano quasi fino a 2000 metri s.l.m., il rigetto che marciano le rocce più antiche del Miocene su una distanza trasversale di circa 5 km, non dovrebbe essere inferiore a 4000 metri (Mazzanti, 1995). Secondo dati desunti da varie prospezioni sismiche, i depositi neogenici e quaternari che hanno colmato questa fossa tettonica raggiungono lo spessore di circa 2 chilometri proprio in prossimità della costa pisano-versiliese (Federici 1987, Mazzanti 1995).

Durante il Pliocene inferiore e medio, tra i 5 e i 2,5 milioni di anni fa, tutta l'area costiera in esame era occupata dal mare che era arrivato ad ambire le Apuane. Nel Pliocene superiore invece, tra i 2,5 e 1,8 milioni di anni fa, una fase glaciale aveva determinato il ritiro del mare e l'emersione di una vasta area che univa la Penisola alla Corsica e alla Sardegna.

Analoghi episodi di avanzamento e di arretramento del mare si verificano a più riprese durante il Pleistocene, tra 1,8 e 0,01 milioni di anni fa; l'ultima trasgressione del Pleistocene superiore, nota come Tirreniana, di circa 125.000 anni fa, provoca un

innalzamento del livello del mare a livello globale di 6 ± 3 metri rispetto a quello attuale; successivamente, con l'ultima glaciazione wurmiana, circa 18.000 anni fa, il mare si ritira nuovamente fino a -130 m circa rispetto al livello attuale. In questo periodo quindi la pianura pisano-versiliese è completamente emersa ed è soggetta ad una rapida evoluzione ambientale.

Nella successiva fase di deglaciazione la disponibilità di ingenti quantità di detrito viene trasportata dai corsi d'acqua e depositata al loro sbocco a valle in ampi conoidi alluvionali, che verranno poi rialimentati durante l'Olocene, seppure in misura minore. Di fronte ai conoidi si formano presumibilmente aree palustri e laghi costieri la cui presenza è suggerita dalle torbe e dalle argille lacustri rinvenuti nella zona, con un ambiente di transizione tra marino e continentale non troppo diverso da quello moderno.

Tra la fine del Pleistocene superiore e l'inizio dell'Olocene, circa 10.000 anni fa, una trasgressione marina nota come Versiliana (9.400-5.300 anni fa) porta il mare a lambire i conoidi di deiezione pleistocenici. A partire da 5300 anni fa, un probabile rallentamento della velocità di risalita del livello marino è accompagnato da un notevole incremento degli apporti detritici ad opera dei principali corsi d'acqua, il che provoca un progressivo avanzamento della pianura. I sedimenti trasportati dai fiumi, principalmente dal Magra, Arno e Serchio, giunti al mare, sono presi in carico dalle correnti e, dopo essere stati rielaborati, vengono deposti in cordoni litoranei sommersi che riemergono gradualmente. Una volta riemersi, i cordoni pongono un ostacolo al vento che deposita su di essi i sedimenti trasportati determinando la formazione di dune e cordoni dunali. I lidi, paralleli alla linea di riva, racchiudono stagni e lagune, da prima comunicanti con mare aperto e successivamente isolate in paludi. Unico relitto di queste antiche paludi è il Lago di Massaciuccoli, la cui separazione dal mare aperto è avvenuta in un momento successivo al culmine della trasgressione Versiliana.

Il ripetersi di questo processo è alla base del graduale avanzamento della pianura litoranea caratterizzata da un'alternanza di cordoni dunali e depressioni retrodunali, oggi conservati solo in alcune aree come quelle protette dal Parco di San Rossore.

In particolare la stratigrafia tardo-quadernaria della piana versiliese è stata descritta sulla base delle osservazioni compiute su alcuni sondaggi (Federici 1993). Il sondaggio più profondo si è spinto fino a 137 metri rilevando la presenza a fondo pozzo di ghiaie e conglomerati che stanno ad indicare un ambiente fluviale e sono attribuibili ad una grande conoide posta al piede delle Alpi Apuane e formatasi durante la fase anaglaciale del primo wurmiano (Federici 1993). Al di sopra di questi depositi si ha un'alternanza di formazioni argillo/torbose e sabbiose dovute alle varie oscillazioni climatiche che hanno determinato di volta in volta, all'interno dell'ultima grande glaciazione pleistocenica, fasi trasgressive con sommersione della pianura e deposizione di sabbie e fasi regressive rappresentate nella successione sedimentaria dalle argille e dalle torbe.

1.3 Inquadramento Geomorfologico

Le forme geomorfologiche dell'area studiata sono rappresentate esclusivamente da tre tipologie:

- Spiaggia attuale;
- Aree depresse retrodunali;
- Cordoni litoranei sormontati da dune (Federici & Mazzanti, 1993);

Queste tre diverse morfologie si dispongono in fasce parallele alla linea di costa.

Partendo dal mar troviamo la spiaggia attuale con una larghezza variabile tra 50-60 metri di Marina di Vecchiano fino ai 120-140 metri di Torre del Lago-Viareggio, con una dinamica tendenza generale all'avanzamento (Bini et alii, 2008). Procedendo verso NE, ortogonalmente alla linea di costa, si osserva l'allineamento piuttosto regolare di dune; tale disposizione è spiegabile presupponendo un processo di sovrapposizione di queste su cordoni litoranei preesistenti.

Da un punto di vista morfodinamico le dune esaminate si possono definire di tipo trasversale in quanto mostrano un allineamento NNW-SSE che forma un angolo

compreso tra 75° e 90° rispetto alla direzione dominante del vento, che nell'area in esame è rappresentato dal Libeccio che spira da SW verso NE.

Per quanto riguarda la classificazione morfologica le dune possono essere classificate come crescentic dunes con una quota media di circa 4 metri ed una spacing di circa 40 metri, mentre la loro cresta è posta ad una distanza di circa 70 metri dalla linea di riva.

Le aree depresse retrodunali, sono evidenziate tra un cordone e l'altro per la differente quota topografica. Sono aree spesso costituite dalla stessa sabbia che caratterizza i cordoni, soltanto in rari casi sono riempite da depositi palustri secondari.

Capitolo 2

Le Dune

2.1 Introduzione (formazione e profilo)

Nella fascia più interna della costa, le spiagge hanno la tendenza a modellarsi sotto l'azione del vento e costituire ondulazioni alte in genere circa 4-6 m sul livello del mare. Queste forme vengono chiamate *dune* e sono originate dall'azione combinata di tre fattori, il *trinomio dinamico*: vento, sabbia e vegetazione (figura 2.1).

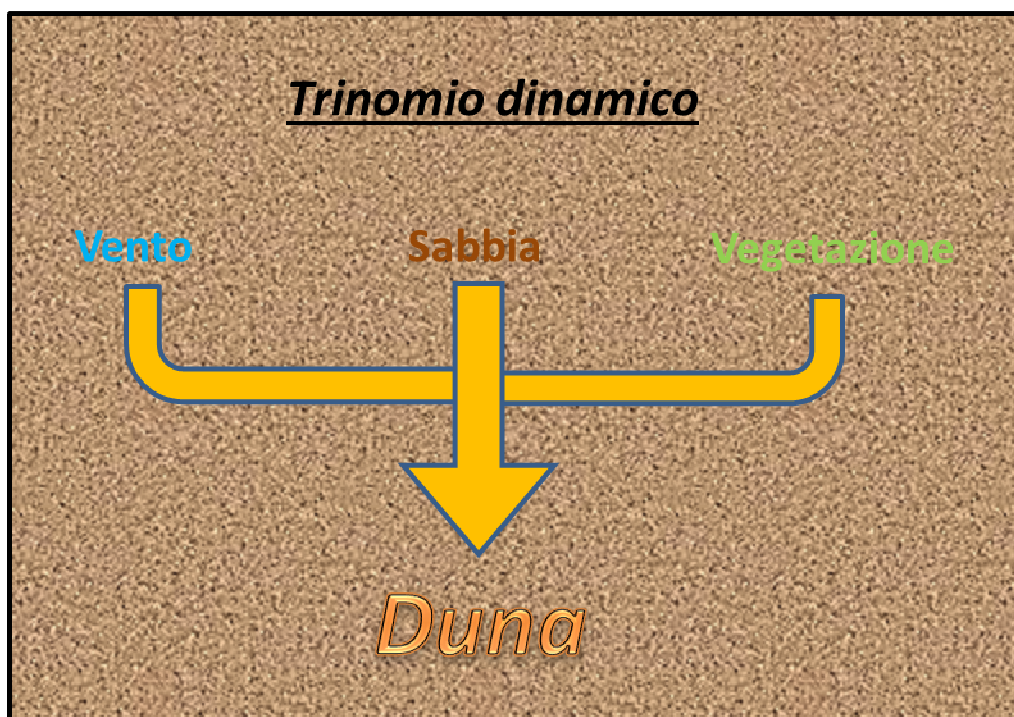


Figura 2.1 Trinomio dinamico.

Le dune sono quindi forme eoliche che presentano un profilo che riflette diversi fattori:

- Le caratteristiche dei sedimenti (principalmente la granulometria);
- Il regime del vento;

Le dune di sabbia costituiscono una parte del sistema gerarchico delle forme eoliche (Wilson, 1971; Lancaster, 1988), il quale, in base alla distanza fra una forma e l'altra (*spacing*) individua:

- *Ripples*: spacing compreso tra 0,1 e 1 m;
- *Dune semplici o sovrainposte*: spacing compreso tra 50 e 500m;
- *Megadune*: spacing maggiore di 500 m;

Queste forme sono associate a costituire due principali ambienti in base all'estensione della superficie che formano: se questa è maggiore di 100 km² si tratta di *Mari di sabbia*, altrimenti sono *Campi di dune*.

Il materiale che costituisce le dune è da un punto di vista tessiturale maturo data l'alta selettività del vento che permette l'arrotondamento e la cernita granulometrica, e quindi l'assenza di frazione grossolane e fini. Da un punto di vista compositivo, i sedimenti sono principalmente costituiti da granuli di quarzo e feldspati e delle dimensioni della sabbia ma esistono anche dune composte da carbonati, gesso, e sabbia vulcanoclastica.

La formazione di aree dunali è determinata dalla produzione di sedimento granulometricamente idoneo, dalla sua disponibilità per il trasporto eolico e dalla capacità di trasporto del vento. La disponibilità del sedimento varia in funzione del suo contenuto di umidità, della copertura vegetale e della coesione tra i granuli; la capacità di trasporto da parte del vento dipende principalmente dalla sua velocità.

I tipi morfologici che presentano le dune sono molto variabili, e ognuno di essi mostra un range di dimensioni in riferimento all'altezza, alla larghezza e allo spacing.

2.2 Zona idrodinamica

La morfologia della costa è determinata dall'intensità e dalla modalità di dispersione dell'energia che proviene dal moto ondoso. Questi due fattori sono determinati dal movimento dell'onda nel suo avvicinarsi alla spiaggia e dalle progressive trasformazioni che l'onda stessa subisce mentre si abbassa il fondale.

Si distinguono tre zone principali nella spiaggia in funzione dell'onda (figura 2.2):

- La **offshore zone**: rappresenta la zona di mare in cui le onde non interferiscono con il fondo. Quando avviene ciò si entra nella *nearshore zone*;
- La **nearshore zone**: è la zona dove le onde interferiscono con il fondale che si alza progressivamente verso la riva. È compresa tra la *offshore zone* e la *backshore zone*, ed è suddivisa in sottozone:
 - **Shoaling zone**: dove la profondità diminuisce fino a provocare il fenomeno del frangimento. È la zona in cui si ha modificazione delle onde che si spostano da largo a costa. Qui si ha la suddivisione in *outer zone*, ovvero la zona esterna alla zona dei frangenti ed *inner zone*, la zona interna alla zona dei frangenti (Cappietti, Appunti 2012);
 - **Breaker zone**: è la zona dove si iniziano a formare i frangenti, in cui si il primo disturbo tra onda e fondale all'altezza della barra sommersa. Le onde provenienti dalla *offshore zone* si rompono e si deformano ;
 - **Surf zone**: corrisponde al luogo dove le onde provocano traslazione di

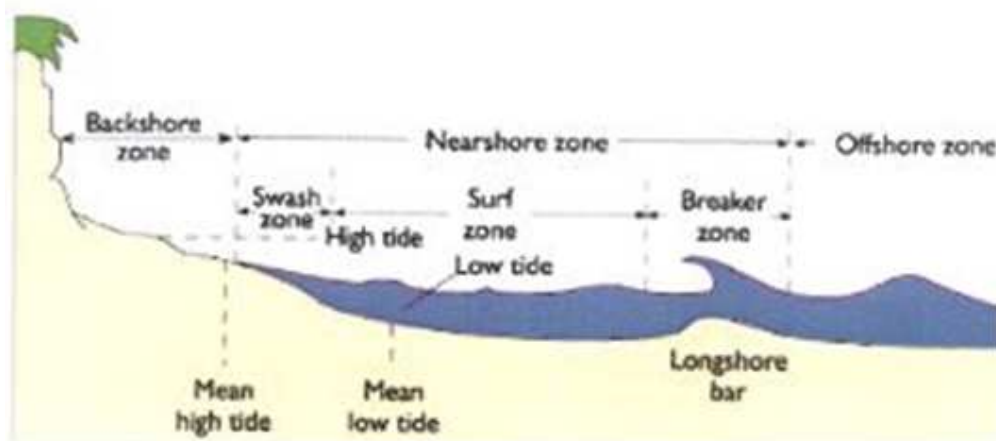


Figura 2.2 Ambiente idrodinamico.

acqua verso terra a seguito della loro formazione del frangente, della loro rottura. È la zona in cui viene dissipata la maggior parte dell'energia e in cui tutte le onde sono in frangimento;

- **Swash zone**: è l'area in cui le onde giungono a riva risalendo la battigia e dando luogo al fenomeno di *uprush*, fino a che la loro energia cinetica non si trasforma completamente in energia potenziale per poi rifluire

col fenomeno di *rundown*, che rappresenta in verticale l'altezza minima raggiunta dall'acqua rispetto all'orizzontale (l'altezza massima viene detta *runup*). Subisce variazioni in estensione in funzione della marea e dell'intensità del moto ondoso. Fa parte della *swash zone* la battigia, detta anche la *beachface*, ovvero il piano inclinato che subisce il fenomeno del flutto montante (*uprush*) e della risacca, in condizione di mare medio, e viene continuamente scoperta e ricoperta dall'acqua ogni volta che un'onda si infrange a riva;

- La **backshore zone**: è il tratto verso terra generalmente asciutto, che viene raggiunto dall'acqua del mare in occasione delle mareggiate.

2.3 Ambiente sedimentario

La spiaggia è considerata elemento di raccordo tra mare e costa interna, ed è un elemento del paesaggio naturale di grande interesse sociale ed economico. È a tutti gli effetti un corpo sedimentario: la superficie superiore del deposito litorale costituito da detrito sciolto, sabbia o ghiaia si muove nel tempo e nello spazio in funzione della

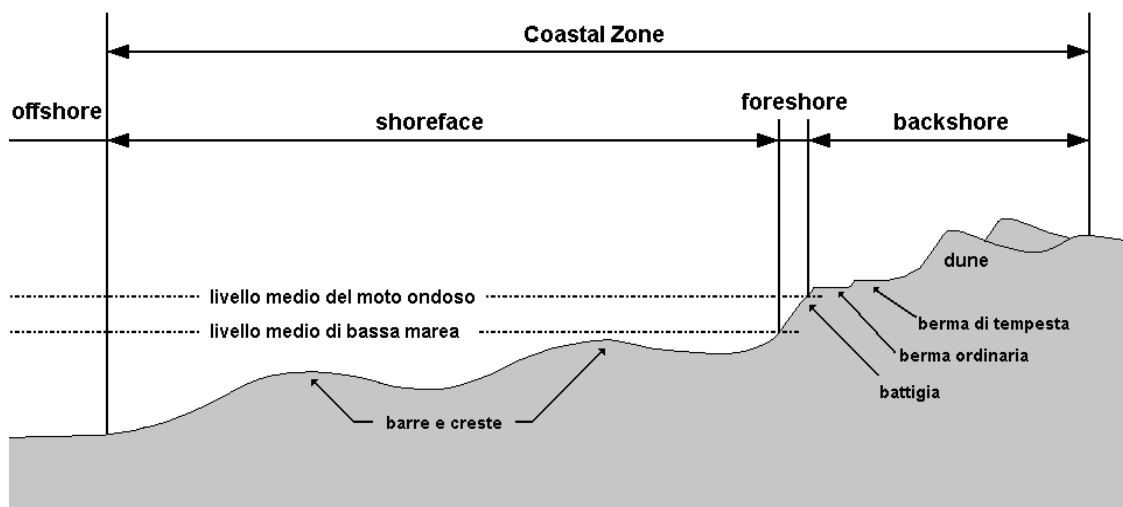


Figura 2.3 Estensione della zona costiera.

dinamica ambientale.

Come la zona idrodinamica, anche la parte sedimentaria della spiaggia viene suddivisa in più sub-ambienti in base a diversi fattori, tra i quali la granulometria e l'interazione con le onde e le maree (figura 2.3).

- **Offshore:** è la zona disposta più verso il mare aperto, composta da sedimento fine siltoso e argilloso, con prevalenza di livelli di sabbie depositati in corrispondenza di forti mareggiate;
- **Shoreface:** è la spiaggia sommersa, che si estende tra il livello medio di bassa marea e il livello medio di base del moto ondoso, circa metà della lunghezza d'onda, e quindi risulta quasi permanentemente ricoperto dall'acqua. Lo *shoreface* può essere suddiviso in tre sotto zone principali: nella parte più profonda l'effetto delle onde è piuttosto debole e i depositi di sabbia fine risultano intercalati da strati di fango in lamine parallele. La parte centrale è influenzata dalla profondità del fondo marino che diminuisce vistosamente e dalla rottura delle onde, per cui possono formarsi le *longshore bars*, barre di sabbia, ed il sedimento sul fondo generalmente è composto da granuli medio-fini con presenza di materiale biogenico. Infine la parte superiore è modellata dalle *plunging waves* e dalle correnti litoranee, così che i depositi sabbiosi non abbiano un andamento lineare in quanto riflettono la variazione della direzione dei flussi. Quella di *shoreface* è un'area particolarmente sensibile all'erosione generata dalle onde durante una tempesta violenta, che vede un continuo rinnovarsi delle *longshore bars* e della sequenza dei sedimenti, cancellate durante la perturbazione, e rimpiazzate subito dopo da altra sabbia.
- **Foreshore:** o *swash zone* rappresenta la spiaggia intertidale, l'area compresa tra il livello medio di marea e il livello medio di bassa marea, e pertanto viene continuamente inondata ed esposta durante il normale ciclo di marea. Presenta un profilo ondulato da *beach bars, ridge and runnels*, ovvero da piccole barre e creste, mentre risulta più inclinato e piatto nella parte superiore, la battigia, dove avviene il moto alternato dei flutti montanti e della risacca marina.

Quest'ultima è caratterizzata da spiaggia più grossolana della *shoreface* a causa della maggior intensità del moto ondoso.

- **Backshore:** è la spiaggia interamente emersa che si trova tra la battigia e le dune. Si può individuare all'interno della *backshore* uno o due gradini, la *berma ordinaria* e di *tempesta*, che stanno ad indicare rispettivamente il limite minimo e il limite massimo raggiunto dai flutti montanti nell'ultima mareggiata.

All'interno del backshore, si sviluppa il sistema dunale in base ai principali gradienti ecologici: di questi quelli che aumentano addentrandosi verso la zona continentale sono la concentrazione di nutrienti nel terreno e la coerenza del substrato. L'intensità dell'aerosol marino, l'esposizione al vento e alla salsedine e l'infiltrazione di acqua salmastra nella falda acquifera sono invece gradienti che aumentano con la vicinanza del mare. In linea generale l'ambiente dunale è solito seguire un determinato profilo che può variare nel tempo e nello spazio in funzione delle dinamiche ambientali, ma al giorno d'oggi, la maggior parte delle coste sabbiose sono state completamente o quasi antropizzate, con la conseguente riduzione del sistema costiero naturale. Comunque, in quelle regioni in cui si è riusciti a salvare l'ambiente dunale possiamo notare come si profila partendo dall'area più prossima alla *swash zone*, fino a quella più interna (figura 2.4): a contatto con il mare c'è la zona detta *afitoica* che presenta condizioni tali da rendere quasi impossibile la vita, in quanto è raggiunta dalle onde sia in mareggiata che in condizioni normali. A questa segue la spiaggia *emersa*, influenzata negativamente dall'erosione costiera e dal turismo. Dopo incontriamo i primi accumuli di sabbia, le *dune embrionali*, soggetti sempre ai rimaneggiamenti del vento e raggiunti occasionalmente dagli spruzzi delle onde. Anche la fascia delle dune embrionali è influenzata negativamente dall'azione di arretramento della costa dovuta all'erosione

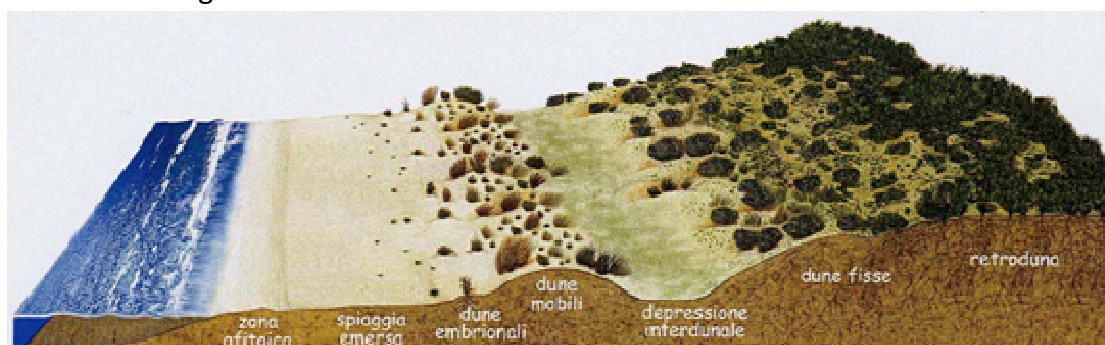


Figura 2.4 Schema del backshore di una costa bassa sabbiosa in assenza di fattori di disturbo (<http://digilander.libero.it/gasbarrostefano/ambiente.html>).

e dal calpestio del turismo estivo. In seguito ci sono le *dune mobili*, accumuli più grossi e sviluppati su una zona di avanduna più distante dalla battigia e dalla falda di acqua salmastra. Qui il vento vi accumula le particelle più fini e il processo di dilavamento del sale marino a opera delle piogge è maggiore. Immediatamente dietro le dune mobili, si trova la *depressione interdunale*, una zona riparata con rilievi più modesti dove il substrato è ancora sabbioso ma con una certa percentuale di materia organica, risultando quindi più compatto. In posizione arretrata si trova la zona delle *dune fisse*, caratterizzate dalla presenza di un substrato sabbioso con uno strato di humus e ventosità e infine, caratterizzate da un microclima più umido e suoli maturi, c'è la zona *retrodunale*, protetta dai venti portatori di aerosol marino.

2.4 Classificazione dune

Le dune possono essere classificate in diverse maniere, ma tutte ricadono all'interno due principali gruppi, ovvero quelle che tengono conto delle relazioni tra il tipo di duna e i venti che l'hanno formata, le classificazioni morfodinamiche, e quelle basate sulla morfologia delle dune, le classificazioni morfologiche come quella di McKee (1989).

Molte classificazioni morfodinamiche classificano le dune in funzione del loro allineamento rispetto alla direzione dominante o risultante del trasporto della sabbia. In base a questo criterio le dune possono essere classificate come *trasversali*,

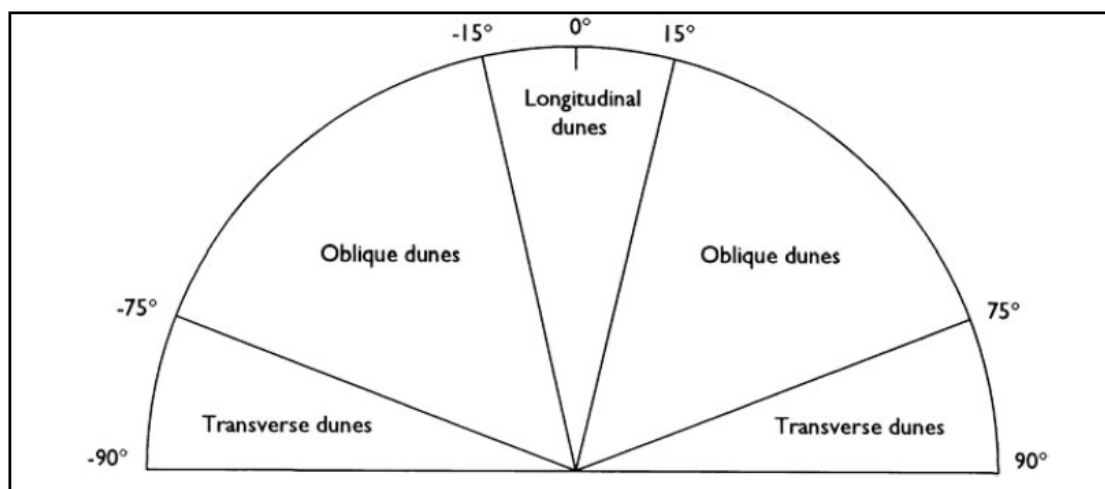


Figura 2.5 Classificazione morfodinamica delle dune basata sulle relazioni tra andamento delle dune e direzione del vento (Lancaster N., 1995, *Geomorphology of desert dune*).

longitudinali oppure *oblique*. Studi sulla dinamica delle dune mostrano però che parti diverse della stessa duna possono essere contemporaneamente trasversali, longitudinali o oblique rispetto alla direzione principale del vento (Lancaster, 1989).

La classificazione morfologica di McKee suddivide le dune in base alla loro forma e al loro numero di facce in quattro grandi gruppi

Analizziamo invece i grandi gruppi morfologici di dune:

- **Crescentic dunes:** i tipi di dune più semplici sono quelli che si formano in regimi di vento caratterizzati da un range ristretto di direzioni del vento in cui le creste delle dune sono orientate trasversalmente alla

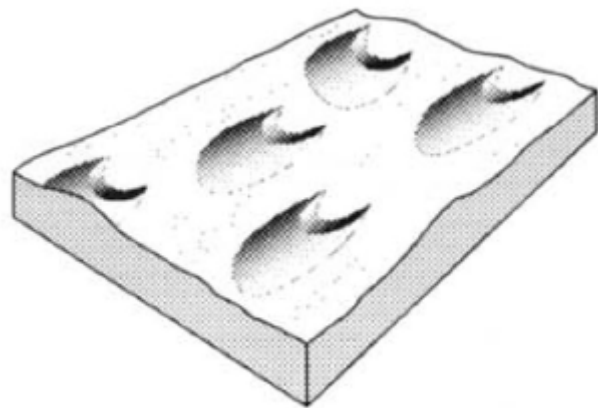


Figura 2.6 Dune a barcana (McKee E.D., 1979. *Introduction to a study of global sand seas*).

direzione di trasporto della sabbia. Questo tipo di dune si trova dove la variabilità direzionale dei venti è minore o uguale a 15° rispetto al valore principale (Hunter et al. 1983, Tsoar 1986). In assenza di vegetazione le *crescentic dunes* sono la forma dominante. Le forme isolate, dette anche a

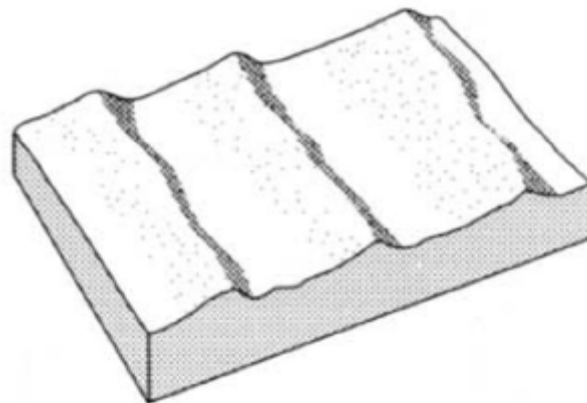


Figura 2.7 Crescentic dune (McKee E.D., 1979. *Introduction to a study of global sand seas*).

forme *a barcana*, si trovano in aree con limitata disponibilità di sabbia; nel momento in cui

l'apporto di materiale aumenta, le barcane tendono a congiungersi lateralmente dando luogo a dune trasversali abbastanza lunghe dal disegno sinuoso. Forma più grandi con dune sovrimposte sono chiamate *dune crescentic composte*. Le barcane sono comuni in aree con venti unidirezionali; sono caratterizzate da una forma ellissoidale in pianta con il lato convesso sopravento e i due bracci allungati nel verso della corrente. La loro altezza è di solito un decimo della larghezza circa.

- **Linear dunes:** sono dune disposte secondo la direzione del vento caratterizzate dalla loro lunghezza in linea retta, spesso anche di 20 km, dal

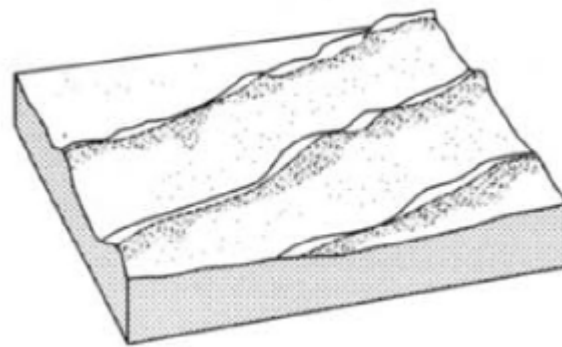


Figura 2.8 Linear dune (McKee E.D., 1979. Introduction to a study of global sand seas).

loro parallelismo e dallo spacing regolare. Sono costituite da una base debolmente

inclinata, con vegetazione parzialmente presente, e dall'area di cresta dove è più attivo il movimento della sabbia. La forma comune di queste dune può essere simmetrica con un profilo approssimativamente triangolare, ma sotto l'azione dei regimi di venti stagionali tale profilo tende ad una forma asimmetrica con un pendio sopravvento convesso ed uno sottovento ben sviluppato.

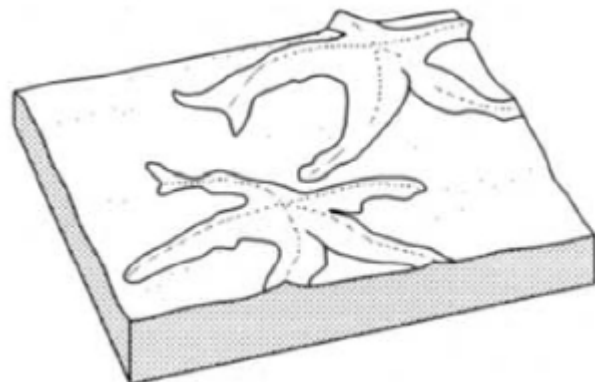


Figura 2.9 Star dune (McKee E.D., 1979. Introduction to a study of global sand seas).

- **Star dunes:** questo tipo di dune è caratterizzato da una forma piramidale con tre o

quattro rami che si irradiano da una cima centrale e da più facce di accumulo di materiale. Ogni ramo presenta una cresta sinuosa appuntita e in genere non sono sviluppati tutti alla stessa maniera. Molte di queste dune hanno rami dominanti o principali lungo una direzione preferenziale. La parte superiore generalmente è molto ripida con inclinazioni che variano dai 15° ai 30°, mentre le parti inferiori hanno basi larghe e meno acclive, con pendii compresi tra 5° e 10° (Hunter et al. 1983, Tsoar 1986). La formazione di questo tipo di dune non è ancora chiara, ma alcune ipotesi legano la loro morfologia a regimi di vento multidirezionali o complessi (Fryberger, 1979).

- **Parabolic dunes:** sono caratterizzate da una forma ad U con il lato concavo rivolto verso il vento. Sono dune parzialmente coperte da vegetazione solo nella parte delle braccia parallele, lunghe anche oltre 1 km, mentre il fronte attivo, non vegetato, è alto dal 10 fino ai 70 metri ed avanza per collasso del fianco sottovento. La loro formazione è associata alla presenza di copertura vegetale moderatamente sviluppata e ai regimi di vento unidirezionali.

All'interno di ciascuno di questi gruppi sono necessarie ulteriori suddivisioni in dune *semplici, complesse e composte*:

- **Semplici:** comprendono le forme base di ogni singola tipologia di duna;
- **Composte:** sono caratterizzate dalla sovrapposizione o giustapposizione di

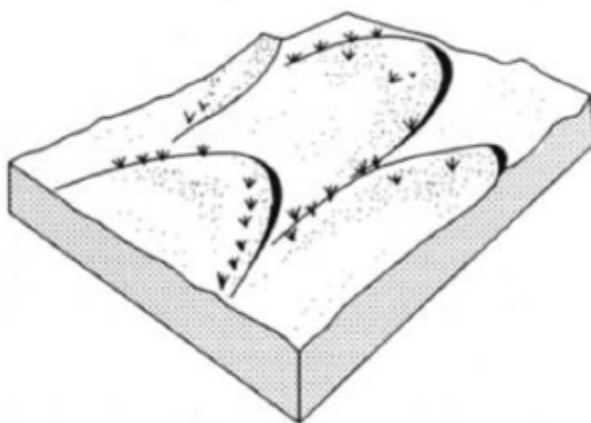


Figura 2.10 Parabolic dune (McKEE E.D., 1979. Introduction to a study of global sand seas).

dune dello stesso tipo morfologico;

- **Complesse:** strutture derivanti dall'interazione di due tipologie morfologiche differenti di dune.

2.5 Processi e dinamica

L'inizio, lo sviluppo e l'equilibrio della morfologia di tutte le dune eoliche sono determinati da una complessa serie di interazioni tra la morfologia della duna, il flusso d'aria, la copertura vegetale e la capacità di trasporto del sedimento. Il processo iniziale di formazione di una duna implica una deposizione localizzata di sedimento che porta alla sua nucleazione. La deposizione comporta una riduzione del gradiente di trasporto locale del sedimento in coincidenza di variazioni della rugosità della superficie, come vegetazione, aumento delle dimensioni delle particelle superficiali, e di

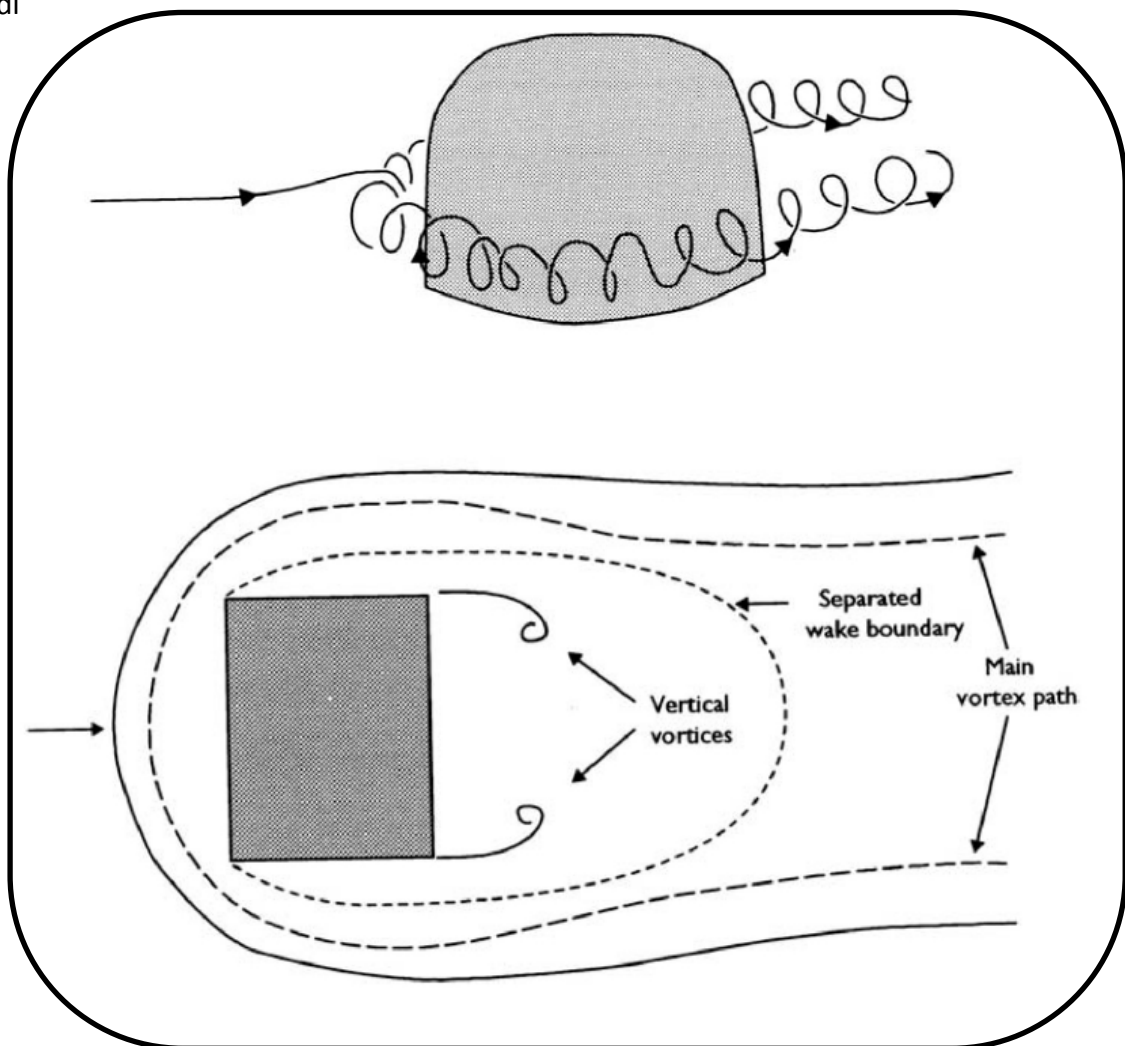


Figura 2.11 Caratteristiche di un vortice a ferro di cavallo intorno ad un'ostacolo (Greeley R. & Iversen J.D. 1985, *Wind as a Geological Process*).

variazioni microtopografiche, come i cambiamenti di pendenza. In questo modo si vengono a creare degli ostacoli che interagendo con il flusso d'aria comportano una convergenza delle linee di flusso nel lato sottovento degli ostacoli stessi. Il flusso d'aria

intorno agli ostacoli è caratterizzato dallo sviluppo di moti vorticosi a ferro di cavallo che si estendono sottovento su ogni lato dell'ostacolo (Greeley & Iversen, 1985).

Al di sotto dei vortici si trova una zona con aumento della velocità del flusso ed erosione, mentre immediatamente nella parte sottovento dell'ostacolo si ha una diminuzione della velocità del flusso che, insieme alla convergenza dei vettori di trasporto della sabbia, porta alla deposizione di materiale.

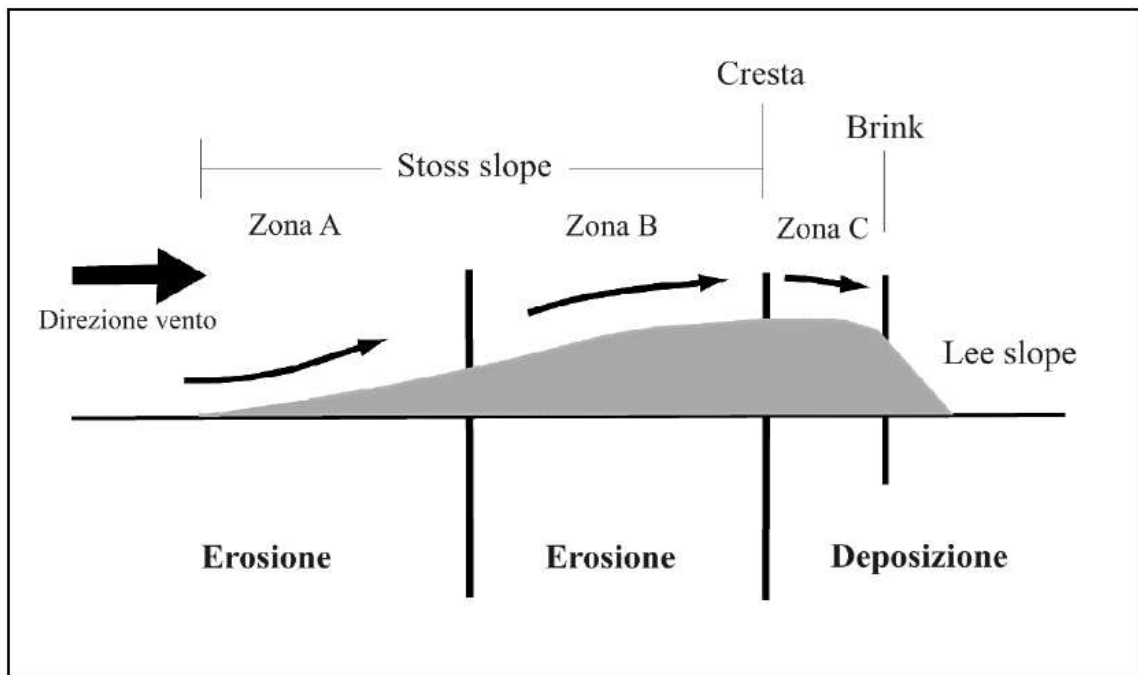


Figura 2.12 Modello concettuale di convergenza e divergenza delle linee di flusso su di una duna (Wiggs G.F.S. et alii, 1996, *The role of streamline curvature in sand dune dynamics: evidence from field and wind tunnel measurements*).

Una volta originata, la duna va ad influenzare il comportamento del flusso d'aria intorno ed al di sopra di essa, cosicché, nel momento in cui il vento incontra il piede del lato sopravvento della duna, denominato *stoss slope*, questo subisce una riduzione della velocità provocata dall'improvvisa variazione di pendenza, che nella figura soprastante è indicata nella zona A. Risalendo lungo questa superficie le linee di flusso tendono a convergere verso la cresta della duna portando ad un incremento della velocità del vento, nella zona B. In alcuni casi tra la parte più alta della duna, chiamata anche *cresta*, e la rottura del pendio, *brink*, c'è una superficie orizzontale o debolmente inclinata sottovento, la zona C. In altri casi invece la cresta e il brink coincidono. All'interno della zona C il flusso d'aria subisce una decelerazione in parte a causa dell'espansione del flusso e in parte dovuta alla contropressione sviluppata dalla

cella di separazione lungo il lato sottovento, detto anche *lee slope*. Da questa analisi si deriva che lo stoss slope è dominato da processi erosivi mentre, a partire dalla cresta, la diminuzione di velocità e della capacità di trasporto del flusso comportano deposizione del materiale.

2.6 Trasporto eolico

I processi eolici sono costituiti da complesse relazioni fra vento e superficie terrestri. La loro comprensione richiede la conoscenza delle caratteristiche granulometriche, tessiturali, di coesione della superficie e della dinamica del flusso d'aria.

Ci sono diverse modalità di trasporto eolico (figura 2.13) ognuna delle quali è strettamente correlata alle dimensioni delle particelle. Il primo a classificare i movimenti dei sedimenti in tre principali categorie fu Bagnold (1941), identificando:

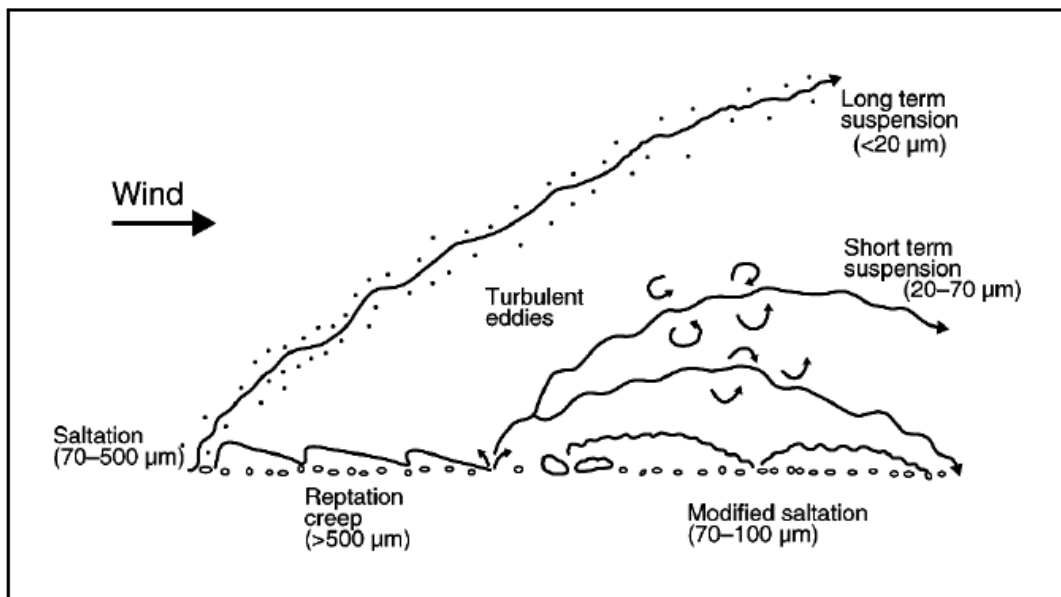


Figura 2.13 Modalità di trasporto eolico sedimentario (Nickling W.G. & NeumanCM., 2009. *Aeolian sediment transport*).

- *Sospensione*: il materiale più fine viene trasportato dal vento permanendo in carico anche per notevoli distanze e sedimentando gradualmente per

decantazione. Vengono interessati da questo tipo di movimento generalmente i granuli più piccoli e leggeri, con un diametro $<70 \mu\text{m}$;

- *Saltazione*: un granulo viene preso in carico da una corrente eolica e si muove quindi “saltando” secondo una traiettoria curvilinea, e ricade con un angolo di impatto costante (intorno ai 15°). Se la ricaduta avviene su una superficie rocciosa il granulo rimbalza e può essere ripreso in carico, mentre se ricade su altri granulo, tende a scagliarli intorno favorendo la loro presa in carico da parte del vento contribuendo a propagare il movimento. Questa modalità di trasporto costituisce circa il 95% di tutto il trasporto eolico e influenza le particelle di medie dimensioni con diametro compreso tra 70 e 500 μm ;
- *Reptazione o creep*: i granuli in fase di saltazione colpiscono altri granuli troppo pesanti per essere fatti saltare a loro volta, così quest’ultimi vengono spinti avanti nella direzione del vento, “strisciando” lungo la superficie della duna. Interessa le particelle più pesanti e di diametro maggiore, $>500 \mu\text{m}$;

2.7 Movimento dei sedimenti sulla costa

Le dune costiere mostrano una grande varietà di morfologie soprattutto a causa della varietà dello stile di sedimentazione, delle variabili climatiche e dei fattori ecologici. I prerequisiti fondamentali per la formazione di dune di sabbia, come illustrato precedentemente, sono un abbondante apporto di sedimenti, il vento per trasportarli e la vegetazione per stabilizzarli. Infatti la sabbia trasportata dal vento si accumula intorno alle piante sulle coste, e quindi le specie vegetali hanno un effetto sulla forma e sullo sviluppo delle dune. D'altra parte, la topografia di un campo di dune influenzerà l'evoluzione della copertura vegetale. Un ulteriore fattore che gioca un ruolo importante nella morfologia è la granulometria, la proprietà fondamentale delle particelle di sedimenti, che influenza il loro trascinarsi, trasporto e deposizione (Blott e Pye, 2001).

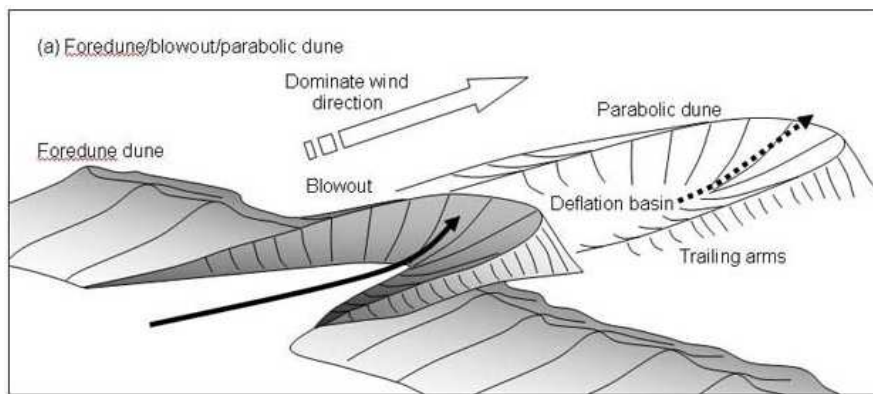


Figura 2.14 Formazione di blowout.

(<http://www.nature.com/scitable/knowledge/library/coastal-dunes-geomorphology-25822000>).

Al livello più elementare, le dune possono essere divise in quelle che si formano dal

supporto diretto di sedimenti

dalla spiaggia (dune primarie), e quelle che si formano dalla successiva modifica delle dune primarie (dune secondarie). Davies (1980) ha definito *dune primarie*, quelle la cui fornitura di sabbia deriva principalmente dalla spiaggia e in cui la vegetazione svolge un ruolo importante per lo sviluppo della duna. Sono le dune più vicine al litorale, collegate dinamicamente ai processi del nearshore, e significativamente influenzate dal moto ondoso sia come forza costruttiva che di erosione. Le *dune secondarie* sono il risultato della successiva modifica delle dune primarie da continui processi eolici, e sono generalmente situate più all'interno, separati dai processi del nearshore (Davies 1980). Le principali dune secondarie sono i blowout, le dune paraboliche, e quelle dune trasgressive. I blowout (Figura 2.14) vengono definiti come grandi depressioni che si sviluppano dall'erosione della sabbia dal versante sopravvento che viene depositata sul versante sottovento come un lobo deposizionale spostando tutta la cresta del crinale della duna costiera (Dech et al, 2005 e Hesp 2002) .

In assenza di vegetazione, i sistemi dunali possono presentare una mobilità significativa, in cui tutta la duna o solo in parte può migrare (Short e Hesp 1982). Il processo più comune per la migrazione duna è il *blowover* in cui i venti diretti verso terra trasportano sabbia sulla superficie sopravvento delle dune fino al brink, fino a farla ricadere giù per il pendio sottovento per gravità, agevolando quindi un movimento verso terra del sistema dunale (Davis e Fitzgerald , 2004) (Figura 2.15).

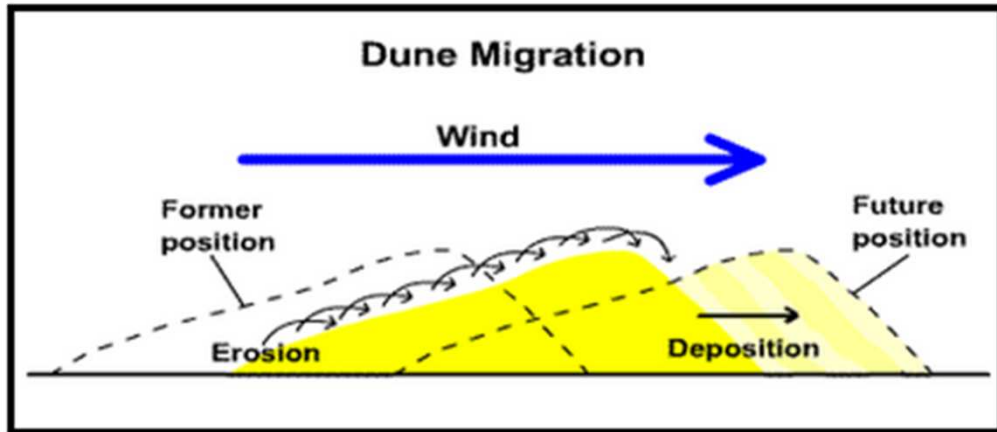


Figura 2.15 Meccanismo di migrazione di duna
<http://www.science.uwaterloo.ca/~jwjohnst/ipperwash/home.html>.

I sedimenti che formano le spiagge vengono trasportati dalle correnti marine e dai venti, ma sostanzialmente il grosso apporto deriva dai fiumi, infatti gli ambienti costieri in cui l'apporto di sedimento risulta essere più elevato sono i delta. Ci sono tantissime morfologie diverse di sistemi deltizi e la loro varietà è principalmente controllata dall'interazione tra l'intensità di tre processi principali:

- Input fluviale;
- Moto ondoso;
- Correnti tidali;

ogni delta è caratterizzato da una combinazione unica di questi tre fattori, ed è possibile effettuare una suddivisione del sistema basata sui processi fisico-deposizionali dominanti. In ogni sistema deltizio è possibile individuare:

- **Pianura deltizia:** area prevalentemente pianeggiante e subaerea dominata da processi fluviali e caratterizzata da un certo numero di canali distributori divisi da aree intercanale. Un elemento importante di distinzione rispetto al sistema fluviale vero e proprio è la presenza di aree di *swamp* (paludi dove è presente una vegetazione arborea che non sopporta acque salate), di *marsh* (paludi dove è presente una vegetazione erbacea, ma è assente quella arborea, e che possono essere dulcicole o salmastre) o di piccoli laghi. Nel delta plain si può già individuare una parziale interazione con il bacino ricevitore. Tra i canali distributori, che diventano sempre più numerosi procedendo verso la costa, si

possono formare vaste aree depresse comunicanti con il mare, dette baie interdistributrici caratterizzate da acque poco profonde e salmastre.

- **Fronte deltizio:** area caratterizzata da un'architettura deposizionale di tipo progradazionale. In queste zone è possibile individuare processi di decantazione che riflettono fasi di magra dell'apporto fluviale. La decantazione è il processo deposizionale principale mentre la trazione, se presente, è di debole entità ed è associata a fasi di piena del fiume. Il fronte deltizio è il luogo in cui si ha una vera e propria interazione idrodinamica tra le acque del fiume e quelle del bacino ricevente, e in base al tipo di interazione che avviene si possono individuare diversi tipi di flussi e di deposizione:

Flussi Omopicali: determinano una zona di ampio ed intenso mix tra le acque fluviali e quelle del bacino ricevitore. Il risultato è una deposizione massiva all'interno di quest'area con prevalenza di trasporto al fondo;

Flussi Iperpicali: sono in relazione a fasi di piena. Il flusso proveniente dal fiume scorre sotto le acque del bacino a densità minore. Il risultato è un bypass sedimentario nella zona costiera. La deposizione avviene nella parte inferiore del fronte deltizio o direttamente nella zona di prodelta. Frequenti in ambiente lacustre;

Flussi Ipopicali: acque fluviali meno dense scorrono in superficie galleggiando sulle acque più dense (generalmente marine o di lago salato). Si formano così due cunei sovrapposti tanto meglio definiti quanto maggiore è la differenza di densità tra i due sistemi di acque e quanto maggiore è la portata del fiume. La risposta sedimentaria è la separazione, nella zona di uscita dal canale, tra carico in sospensione e carico al fondo;

- **Prodelta:** È la parte del delta dove non influiscono più né i processi fisici collegati all'attività fluviale né quelli legati al bacino ricevitore. Il passaggio dall'adiacente parte distale del sistema di fronte deltizio è estremamente graduale. Il processo deposizionale prevalente è la decantazione.

Il sedimento che non viene depositato sul fondo, viene preso in carico quindi dalle correnti litoranee che lo trasportano via e lo possono ridistribuire o nei pressi del delta stesso, se le correnti sono deboli, o anche a distanze molto elevate, nel caso in cui queste siano molto forti.

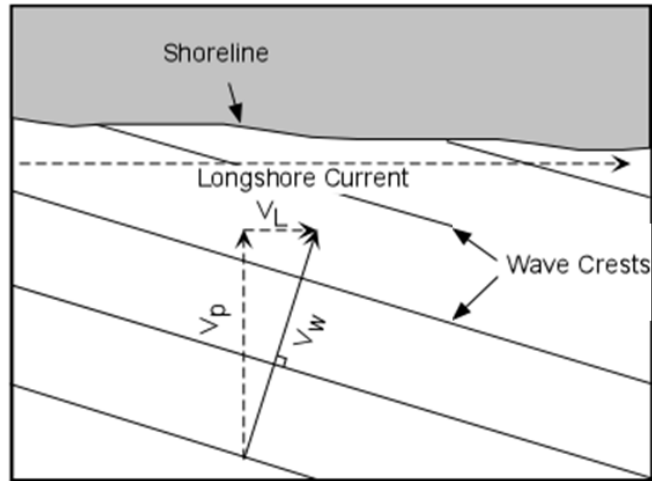


Figura 2.16 Vettore velocità delle onde incidenti (V_w) scomposto nella longshore current (V_L) e cross-shore current (V_p).

Le correnti litoranee agiscono all'interno della surf zone, ovvero nello shoreface superiore, e le più importanti per quanto riguarda il trasporto sedimentario di massa sono le correnti *longshore* e le *rip*. Nel caso in cui i fronti d'onda nella surf zone incidano la linea di costa obliquamente, il vettore velocità ad essi associato può essere scomposto in due componenti (Figura 2.16): una perpendicolare alla costa che prende il nome di *cross-shore current* ed una parallela di costa che prende il nome di *longshore current*. Quest'ultima si muove sempre parallelamente alla riva e si trova sempre tra la breaker zone e la costa dove tende ad accumulare acqua. Si determina quindi un gradiente di pressione rispetto alle acque esterne alla linea dei frangenti per cui si generano le *rip current* (figura 2.17),

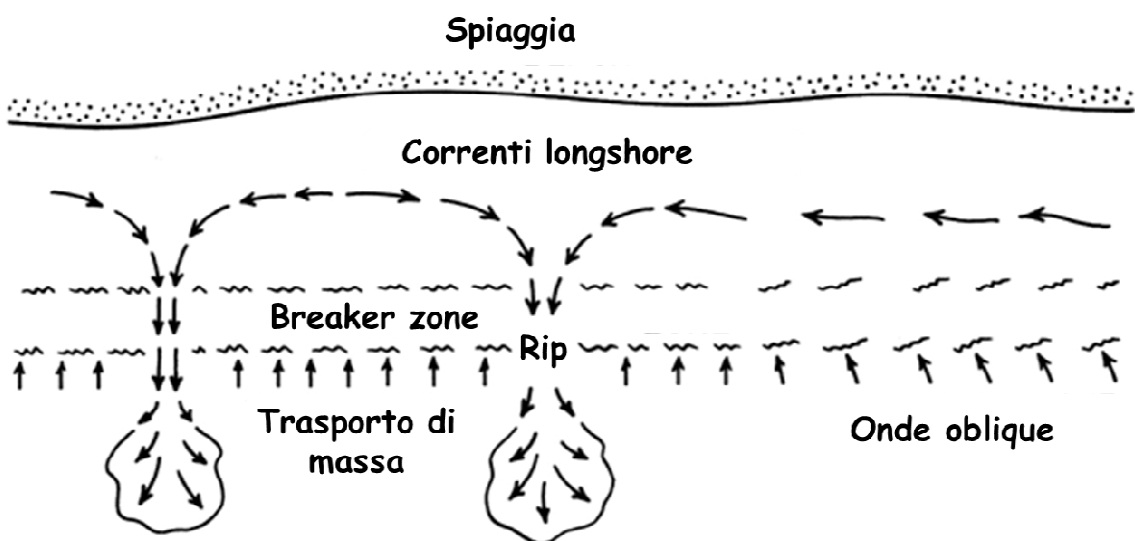


Figura 2.17 Schema delle principali correnti costiere.

dovute alla canalizzazione delle correnti di fondo, le cosiddette *undertow* con flusso di acqua da terra verso mare.

Nella direzione parallela alla linea di riva, la componente longshore del moto ondoso origina una corrente litoranea nella surf zone, il cui profilo di velocità ricorda un fiume che ha come sponde, da una parte la linea di riva e dall'altra la linea dei frangenti. Questa corrente, che ha un andamento quasi rettilineo, è responsabile della deriva netta (*drift*) di sedimento nel verso della corrente, e accumulo di materiale solido nella porzione sopraflutto di strutture presenti sul litorale, ad esempio pennelli. Sulla linea di battigia è presente, invece, un movimento cosiddetto *beach drift* (figura 2.18), che fa muovere le particelle nella swash zone a zig zag. Questo movimento interessa le particelle con granulometria maggiore, che tendono a risalire la spiaggia per saltellamento. Le particelle a granulometria inferiore vengono portate via dall'onda di risacca ed entrano nel meccanismo che si svolge in direzione cross-shore.

Il foreshore oltre agli spostamenti longitudinali a causa di tempeste è costantemente interessato da alternanze di processi di accumulo e di erosione. Mentre l'erosione fa arretrare la linea di costa con

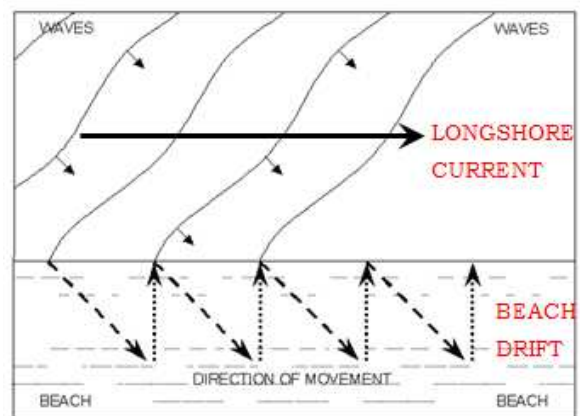


Figura 2.18 Longshore current e Beach drift.

l'asportazione del sedimento dal deposito, l'accumulo contrariamente

causa un effetto di avanzamento. Quest'ultimo avviene secondo un processo ben distinto e piuttosto reiterato suddiviso in 3 fasi. Nella prima fase a $t=0$ (Figura 2.19) il profilo trasversale della costa si presenta con i consueti elementi morfologici che la caratterizzano come la berma ordinaria, la berma di tempesta e le dune, rigorosamente in questo ordine procedendo da mare verso terra. Nella seconda fase (Figura 2.20), a $t=1$ i sedimenti trasportati dalla correnti prima e dai venti successivamente, risalgono il foreshore e vengono accumulati presso la berma di tempesta, che rappresenta un vero e proprio ostacolo con la sua marcata presenza. In questo modo si crea un piccolo cumulo di sedimento più grande della berma di

tempesta, che continua ad ingrandirsi con il continuo apporto di sedimenti, fino a che le sue dimensioni non sono tali da costituire una vera e propria duna, arrivando alla terza fase (Figura 2.21) a $t=2$. Con la formazione di questa nuova duna, completata anche dal sopraggiungere della vegetazione, i sedimenti che continuano ad accumularsi si depositano quindi sopra la foreshore ridisegnando il profilo costiero. A $t=2$ quindi la vecchia berma di tempesta è diventata una duna, la berma ordinaria è diventata una berma di tempesta, mentre il foreshore si è spostato verso mare ricreando una nuova berma ordinaria. Se il sedimento continua ad accumularsi, il processo di avanzamento della costa continua ripetendo queste tre fasi, fino a quando si ferma l'accumulo, o se iniziano a prevalere i processi di erosione.

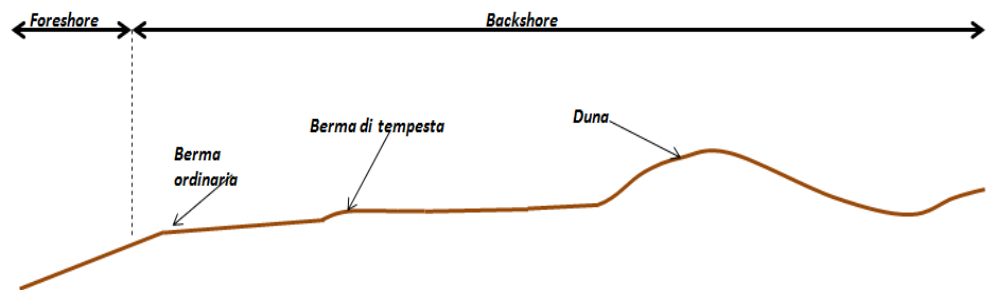


Figura 2.19 Fase 1 a t_0 , prima dell'arrivo dei sedimenti.

2.8

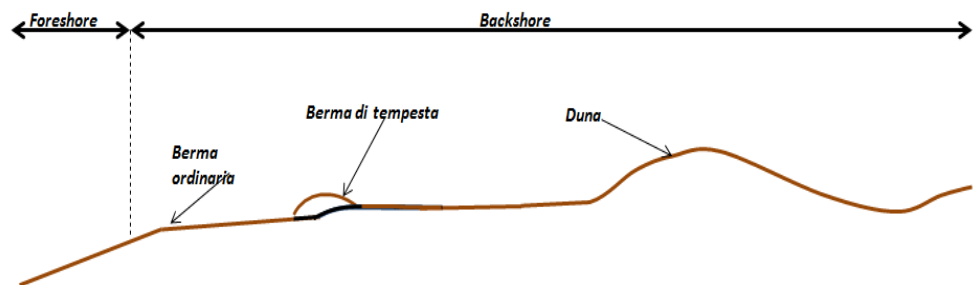


Figura 2.20 Fase 2 a t_1 , i sedimenti risalenti il backshore incontrano la berma di tempesta, primo vero ostacolo e vi si accumulano.

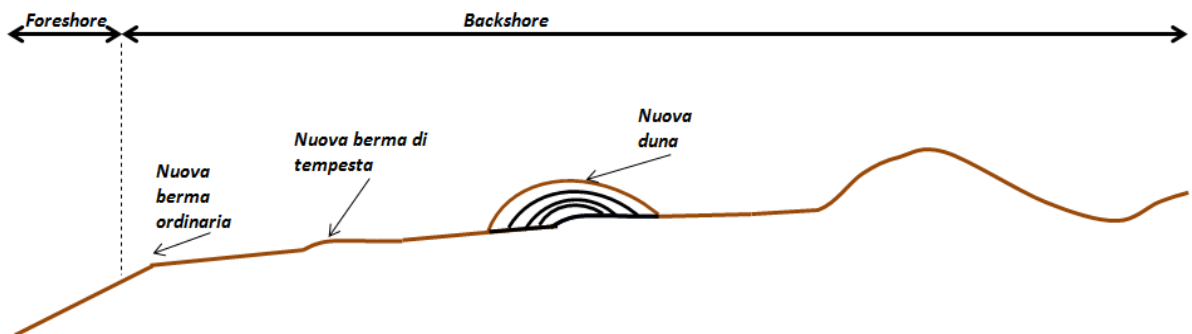


Figura 2.21 Fase 3 a t_2 . Si è formata una nuova duna e tutto il litorale è conseguentemente avanzato.

Struttura interna delle dune

Una prima descrizione sistematica dei tipi di stratificazione all'interno delle dune (Hunter, 1977) indica che sullo stoss slope, dove sono dominanti i processi di trazione e di trasporto, si ha la formazione di lamine costruite dalla successione di ripples. Sulle lee slope invece dominano i processi guidati dalla gravità, il *grainfall* e il *grainflow* e si possono formare due distinti depositi:

- **Grainfall:** si ha quando il sedimento trasportato sullo stoss slope, arriva al brink e cade quindi sul lee slope andando a costituire un cuneo di sedimenti più spesso nella parte superiore e più sottile mano a mano che ci si sposta verso la base del lee slope. Per le dune più piccole il cuneo di grainfall si può estendere fino alla base del lee slope e formare l'*apron*, mentre per dune di dimensioni maggiori il cuneo rimane confinato nella parte superiore del lee slope.
- **Grainflow:** si origina per il franamento della parte più ripida del cuneo. La porzione del lee slope marcata dal grainflow viene chiamata slipface.

I depositi di grainflow nelle parti più basse del lee slope nelle piccole dune vengono sovrapposti ai depositi di grainfall e i due tipi di stratificazione si presentano alternate come è possibile osservare in figura 2.22. Ognuno di questi depositi va quindi a formare una lamina che viene denominata *foreset*, un termine usato per indicare un accrescimento frontale di strati o corpi sedimentari nella direzione di alimentazione e

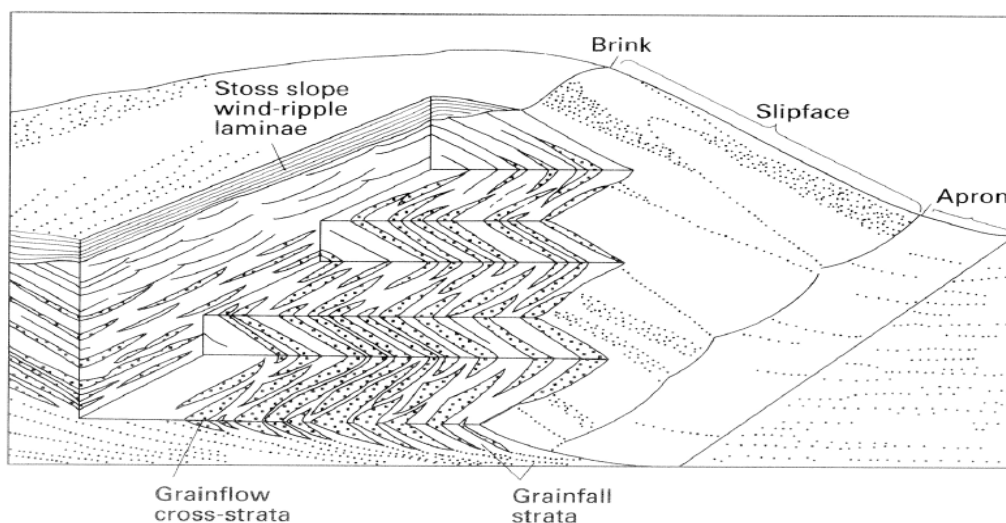


Figura 2.22 Duna con *slipface* e *apron* basale, che mostra sezioni verticali e orizzontali con la stratificazione.

trasporto.

Tutte le dune mostrano una sviluppata laminazione a foreset inclinata sottovento con valori fra 32°-34°. Gruppi di foreset sono raggruppabili in set delimitati da superfici di

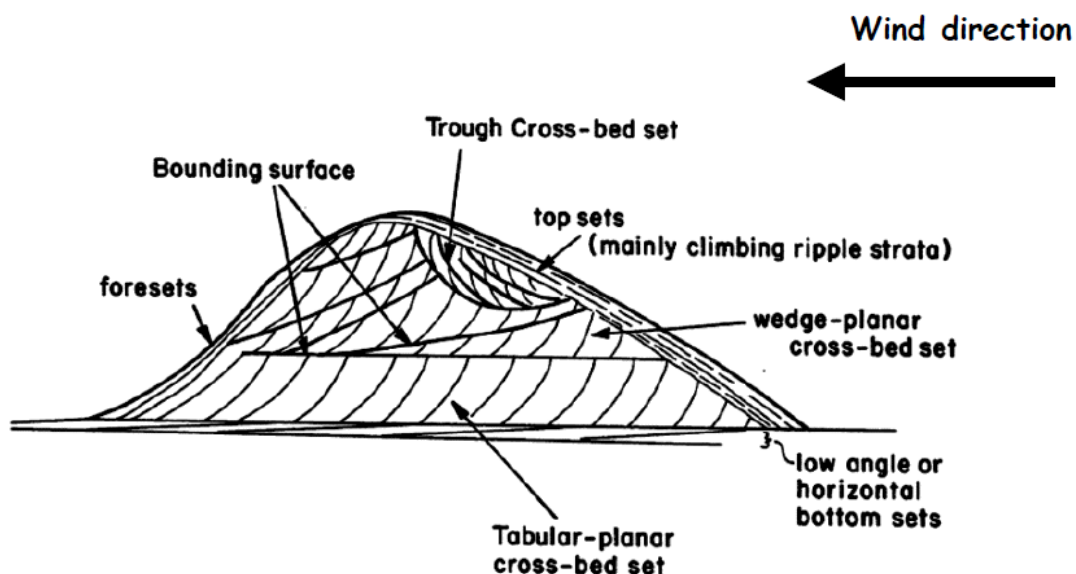


Figura 2.23 Struttura interna di una duna con gli elementi caratteristici.

erosione, *bouding surface*. La direzione e immersione di queste superfici di erosione e dei foreset variano per tipologia di duna, posizione nella duna e complessità del regime del vento. L'insieme dei foreset e delle *bouding surface* formano particolari strutture definite come *stratificazione incrociata*. Tenendo conto della variabilità geometrica delle dune si possono classificare ulteriormente le strutture. Una importante distinzione è quella tra le strutture *concave* e *tabulari*; la stratificazione incrociata concava comporta l'erosione ed il successivo riempimento di depressioni e viene detta *a festoni*. La stratificazione incrociata tabulare invece indica forme di fondo lineari.

2.9 La vegetazione dunale

La vegetazione assume un ruolo fondamentale nell'equilibrio del sistema, in quanto ha il compito di fissare la sabbia, di consolidare le dune, che altrimenti assumerebbero forme vive, con creste e versanti liberi, andando a formare condizioni simili a quelle

che si verificano nei deserti sabbiosi, con fronti di sabbia che avanzano e indietreggiano sotto la direzione del vento e senza nessun controllo.

La vegetazione che troviamo sulle dune viene chiamata *psammofita* ovvero amante delle sabbie. Queste piante hanno dovuto ricorrere ad ingegnosi provvedimenti per sopravvivere nell'ambiente dunale. Quest'ultimo infatti presenta diversi fattori ecologici cui devono far fronte le psammofite, primi fra tutti il substrato sabbioso incoerente e la conseguente difficoltà di approvvigionamento di acqua. Inoltre le particelle di sabbia non sono in grado di trattenere umidità, e quindi, sotto l'azione del sole possono raggiungere temperature molto elevate, fino a 50°-60° C. La salinità è abbastanza concentrata ma raggiunge valori molto bassi in seguito all'azione delle piogge che dilavano le particelle di sale portate dall'aerosol marino. Infine la falda acquifera, è costituita da acque salmastre, per cui le psammofite hanno messo a punto un sistema di rizomi e radici superficiali in maniera da sfruttare al meglio le acque piovane. Per combattere la salinità e le alte temperature hanno sviluppato altri sistemi quali pelosità e succulenza.

Il sistema dunale, come visto prima, non presenta condizioni ecologiche uniformi, ma ogni fattore segue un preciso gradiente mano a mano che ci allontaniamo dal mare e ci addentriamo nell'interno costa. Lungo i vari gradienti ambientali si dispongono le comunità vegetali in ragione dei particolari adattamenti e specializzazioni propri delle specie di ciascuna fitocenosi disponendosi in fasce parallele lungo la linea di costa (Ciccarelli, Vegetazione delle spiagge, 2009).

In generale, le comunità vegetali sono proprio caratterizzanti delle varie zone in cui si suddivide l'ambiente sedimentario emerso, per cui ad ognuna di questa zone possiamo associare una o più comunità. Escludendo quindi la zona *afitoica*, che come abbiamo già detto ha condizioni tali da rendere quasi impossibile la vita, e quindi non presenta vegetazione, troviamo sulla prima spiaggia emersa le specie pioniere dette *alofite* che costituiscono la comunità del *calileto*, come per esempio *calile maritima*, *chamaesyce pepelis*, *polygonum maritimum*, *salsola kali* (Ciccarelli, Vegetazione delle spiagge, 2009). Successivamente, in corrispondenza delle *dune embrionali*, troviamo le piante dell'*agropireto*, le quali innescano il processo evolutivo delle piante perenni. Esempi di specie vegetali appartenenti all'agropireto sono *calystegia soldanella*,

medicago marina, *otanthus maritimus* e soprattutto *elymus farctus*, la cosiddetta gramigna delle spiagge che riveste un ruolo fondamentale nel consolidamento del terreno sabbioso e favorendo la colonizzazione da parte di altre specie (Ciccarelli, Vegetazione delle spiagge, 2009). Le *dune mobili* invece sono caratterizzate dalla comunità dell'*ammofileto*, piante graminacee che si fissano saldamente al substrato consolidando la duna che è comunque soggetta ad erosione da parte del vento e disturbo antropico. La specie edificatrice più importante è l'*ammophila arenaria*, il cosiddetto sparto pungente. Altre specie che si trovano nell'*ammofileto* sono *echinophora spinosa*, *eryngium maritimum*, *euphorbia paralias*, e *pancratium maritimum*, il giglio delle spiagge (Ciccarelli, Vegetazione delle spiagge, 2009). Lungo le coste litoranee, la comunità che colonizza le dune mobili spesso non si presenta come un *ammofileto* ben strutturato ma tende a formare isole a mosaico alternate con l'*agropireto*. La sua completa strutturazione è limitata sia dalla contrazione del sistema dunale per effetto dell'*erosione marina*, sia dal calpestio e dalla presenza di bagnanti. Dietro le dune mobili, arretrando ancora verso l'interno costa, quindi nella zona della *depressione interdunale*, troviamo le comunità dei *pratelli interdunali* e del *crucianelleto*: quest'ultimo si trova nel caso in cui le interdune sono piuttosto profonde, con substrato sabbioso ma con una certa percentuale di materia organica in cui si sviluppa prevalentemente una vegetazione prevalentemente camefitica ed emicriptofitica dominata principalmente da *crucianella maritima* e *helichrysum stoechas*. Spesso però il *crucianelleto* viene rimpiazzato da fitocenosi dominate da specie erbali annuali come *silene canescens* e *vulpia fasciculata*, e quindi si hanno i *pratelli interdunali* (Ciccarelli, Vegetazione delle spiagge, 2009). Alle *dune fisse* sono invece associate le comunità vegetali arbustive-arboree di cui il principale esponente è il ginepro coccolone *juniperus oxycedrus*, che costituisce un primo avamposto di macchia bassa; sempre nelle dune fisse, ma in posizione più arretrata troviamo un macchia più complessa formata da specie sempreverdi come *pistacia lentiscus* (il lentisco), *myrtus communis* (il mirto) e altre come *phillyrea angustifolia*, *rhamnus alaternus*, *clematis flammula* e *smilax aspera* (Ciccarelli, Vegetazione delle spiagge, 2009). Dietro la macchia, nella zona *retrodunale* si trova il vero bosco litoraneo dominato da *quercus ilex* (il leccio) e pertanto denominato *lecceta*. Quest'ultima è stata spesso sostituita a causa di attività umane da rimboschimenti a conifere

soprattutto con *Pinus halensis* (il pino d'Aleppo), *Pinus pinaster* (il pino marittimo) e *Pinus pinea* (il pino domestico) (Ciccarelli, Vegetazione delle spiagge, 2009).

Capitolo 3

Il GPR (Ground Penetrating Radar)

Il georadar o GPR (Ground Penetrating Radar) è una tecnica geofisica che negli ultimi decenni ha conosciuto un discreto sviluppo ampliando i propri campi di applicazione. La facilità di acquisizione, la maneggevolezza della strumentazione e l'elevata risoluzione dei dati ottenibile ne ha permesso la diffusione anche in contesti di ingegneria civile nell'individuazione di sottoservizi, piccole cavità, difetti strutturali di manufatti, armature metalliche e spessori di materiali di copertura. L'immediatezza del dato grezzo e la disponibilità di software utilizzabili apparentemente intuitivi nel loro utilizzo potrebbe però creare facili entusiasmi sulla restituzione finale dei risultati, che invece rimane un processo molto delicato, che richiede grande esperienza e soprattutto la comprensione dei fenomeni fisici che stanno alla base del metodo e dei principali concetti di processamento di segnali digitali. Inoltre va sottolineato che il risultato GPR rimane quello di una prova geofisica indiretta, con tutte le incertezze che derivano dalla non unicità del risultato.

Il Georadar si basa sull'analisi di riflessioni di onde elettromagnetiche trasmesse nel terreno e riflesse verso la superficie soprattutto da oggetti fisici, variazioni nelle caratteristiche granulometriche, tessiture dei materiali geologici e variazioni nelle condizioni di umidità. Alla fine del processo di elaborazione dati si ottiene una sezione del terreno indagato fino alla profondità di alcuni metri dipendentemente dalla strumentazione utilizzata.

3.1 Principio di funzionamento

Il georadar si basa sull'immissione di brevi impulsi elettromagnetici ad alta frequenza ripetuti con continuità ed emessi da un'antenna posta in prossimità della superficie da indagare. Quando l'impulso elettromagnetico nel propagarsi in profondità incontra una superficie che separa due mezzi aventi caratteristiche fisiche diverse, una parte dell'energia incidente viene riflessa ed una parte prosegue nel secondo mezzo. Le onde

riflesse dalla superficie di discontinuità ritornano in superficie e vengono rilevate dall'antenna ricevente, mentre la parte di energia trasmessa che procede oltre la discontinuità stessa è disponibile per altre riflessioni su altre eventuali discontinuità più profonde. Questo meccanismo di funzionamento del georadar può essere riassunto nell'immagine sottostante (figura 3.1).

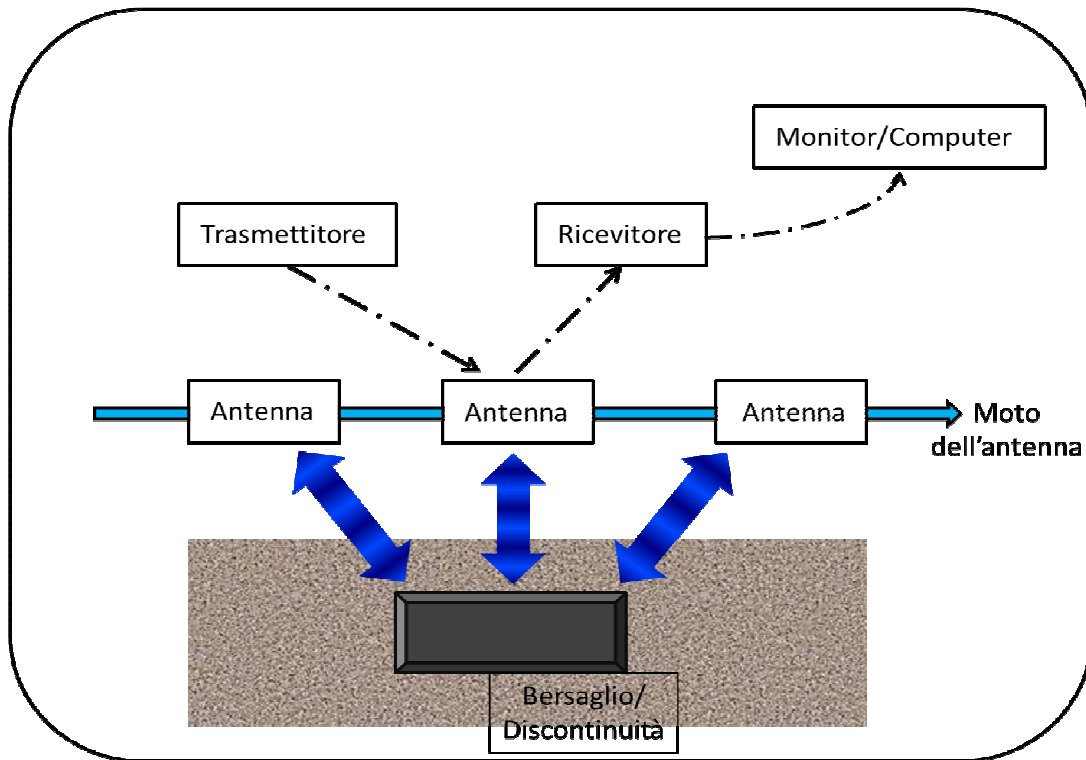


Figura 3.1 Schema del principio di funzionamento del GPR.

Il sistema antenna è quindi composta da una struttura trasmittente e una ricevente, e a seconda che queste siano poste nello stesso contenitore o meno avremo due diversi tipi di configurazioni: quella *monostatica*, in cui trasmettitore e ricevitore sono posti entrambi nello stesso contenitore e non possono essere separati e quella *bistatica*, dove i due elementi sono separati e possono muoversi indipendentemente.

3.2 Concetti fisici

Per calcolare la profondità delle riflessioni è necessario determinare la velocità di propagazione v delle onde radar nei livelli indagati. Infatti la velocità v delle onde elettromagnetiche nell'aria è pari alla velocità della luce (0,3 m/ns), ma nel terreno

questa velocità è minore. Questo comportamento delle onde EM è legato alle caratteristiche fisico-elettriche dei mezzi e dei materiali attraversati e la velocità v viene stimata o calcolata attraverso varie possibilità di analisi dei segnali o con prove sperimentali di taratura. Una volta che è nota v è possibile quindi ottenere una sezione del profilo indagato in cui agli spostamenti lungo il tracciato sulla superficie corrispondono profondità degli oggetti riflettenti ed intensità dell'energia riflessa.

Le proprietà fisiche dei materiali che governano la propagazione delle onde elettromagnetiche sono la costante dielettrica (o permeabilità dielettrica) , l'attenuazione (o conducibilità elettrica) e la permeabilità magnetica:

- La **costante dielettrica relativa ϵ_r** , detta anche **permeabilità dielettrica**, è un parametro adimensionale che esprime il rapporto tra la velocità degli impulsi elettromagnetici nel vuoto e nel materiale in esame, e viene rappresentata dalla seguente formula:

$$\epsilon_r = \frac{c_0^2}{v^2}$$

dove c_0 è la velocità della luce nel vuoto (3×10^8 m/s) e v è la velocità delle onde elettromagnetiche nel materiale considerato. Questa equazione deriva dalla semplificazione dell'espressione della velocità delle onde elettromagnetiche nei materiali geologici, che è data da:

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r \left(1 + \frac{\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon} \right)^2}}{2} \right)}}$$

dove c_0 è la velocità delle onde nel vuoto, ϵ_r la permeabilità dielettrica, ϵ la permeabilità dielettrica nel vuoto, ω la frequenza angolare, e l'espressione $\sigma/\omega\epsilon$ è il fattore di perdita con σ che rappresenta la conducibilità elettrica . In tutti quei materiali a bassa permeabilità magnetica ($\mu < 0,1$ per materiali non magnetici) e a bassa conducibilità come sabbie e ghiaie pulite dove possiamo approssimare il fattore di perdita a 0 (Davis & Annan, 1989; Reynolds 1997), la

velocità delle onde elettromagnetiche è espressa in funzione inversamente proporzionale alla radice della permeabilità dielettrica:

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

La conoscenza della costante dielettrica relativa o della velocità di propagazione v è essenziale ai fini interpretativi in quanto permette di calcolare la profondità h di una superficie riflettente dato che

$$h = \frac{c_0 t_r}{2\sqrt{\epsilon_r}}$$

dove t_r è il tempo trascorso tra l'emissione e la ricezione dell'impulso.

- L'**attenuazione**, espressa in dB/m, descrive invece la diminuzione dell'intensità del segnale, ovvero dell'impulso elettromagnetico, per unità di lunghezza percorsa all'interno del materiale. Essa può essere considerata in funzione della **conducibilità elettrica** σ , e della **permeabilità dielettrica** ϵ_r . Nei materiali, l'originale ampiezza A_0 dell'impulso decresce esponenzialmente con la profondità in base alla seguente equazione:

$$A = A_0 e^{-\alpha z}$$

dove α è il coefficiente di attenuazione pari a:

$$\alpha = 0,5\sigma \sqrt{\left(\frac{\mu}{\epsilon}\right)}$$

e z è la distanza percorsa (Neal, 2004).

La formulazione di α indica che l'attenuazione dell'impulso elettromagnetico dipende in misura maggiore dalla conducibilità rispetto alle altre costanti elettriche e magnetiche. Quindi la conduttività di un terreno limita la possibilità di penetrazione dell'impulso, ovvero un mezzo con un'elevata conduttività (come uno strato argilloso) assorbirà l'energia emessa dall'antenna in maniera molto più rapida rispetto ad un suolo scarsamente conduttivo come la sabbia asciutta. Si può affermare in generale, che la profondità massima di indagine

ottenibile in un determinato materiale dipende dal suo valore di attenuazione, per cui si hanno valori elevati per materiali caratterizzati da elevati valori di conducibilità elettrica (limi, argille, materiali cristallini solubili, metalli ecc.) e viceversa, si hanno valori di attenuazione bassi per materiali caratterizzati da bassi valori di conducibilità elettrica (rocce cristalline, ghiaie, sabbie ecc.).

- L'ultimo parametro importante è il **coefficiente di riflessione R** , che esprime la quantità di energia riflessa da una superficie di discontinuità separante due mezzi caratterizzati da proprietà dielettriche diverse. Questa energia riflessa risulta proporzionale all'importanza del cambiamento delle proprietà dei mezzi a confronto (Reynolds, 1997; Van Dam, 2001). R si ha da:

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{r2}} - \sqrt{\epsilon_{r1}}}{\sqrt{\epsilon_{r2}} + \sqrt{\epsilon_{r1}}}$$

Dove ϵ_{r1} e ϵ_{r2} sono rispettivamente la permeabilità dielettrica nel mezzo 1 e nel mezzo 2, e dove si considerano trascurabili i contrasti di conducibilità elettrica e permeabilità magnetica tra i due mezzi attraversati. Da questa espressione possiamo dedurre che la riflessione dell'impulso elettromagnetico sarà tanto maggiore quanto più grande è la differenza di permeabilità dielettrica tra i due mezzi attraversati.

Il coefficiente di riflessione R può anche essere espresso in funzione delle velocità v_1 e v_2 delle onde elettromagnetiche nei due mezzi attraversati:

$$R = \frac{\sqrt{v_2} - \sqrt{v_1}}{\sqrt{v_2} + \sqrt{v_1}}$$

Il valore del coefficiente di riflessione R è sempre compreso tra l'intervallo di valori [+1;-1].

Un fattore molto importante che può alterare tutti questi parametri in maniera molto incisiva è il contenuto d'acqua nel materiale indagato. L'acqua infatti influisce notevolmente sui risultati del rilievo in quanto aumenta la conduttività del mezzo. In generale, maggiore sarà la quantità di acqua, minore sarà la possibilità di indagare in

profondità l'area considerata. Inoltre avendo l'acqua una $\epsilon=80$, rappresenta un orizzonte fortemente riflettivo e alla sua interfaccia gran parte dell'energia dell'onda sarà riflessa verso la superficie, con la diminuzione della potenza della radiazione trasmessa in profondità.

Per alcuni dei materiali più comuni sono stati riportati nella tabella 3.1 sottostante i valori delle proprietà fisiche analizzate finora sia in condizioni asciutte che bagnate e si può osservare come la presenza di acqua, sebbene con intensità diversa, sia responsabile dell'aumento di tutti i valori nei vari materiali.

Medium	Relative dielectric permittivity (ϵ_r)	Electromagnetic-wave velocity ($m\ ns^{-1}$)	Conductivity ($mS\ m^{-1}$)	Attenuation ($dB\ m^{-1}$)
Air	1	0.3	0	0
Fresh water	80	0.03	0.5	0.1
Seawater	80	0.01	30,000	1000
Unsaturated sand	2.55–7.5	0.1–0.2	0.01	0.01–0.14
Saturated sand	20–31.6	0.05–0.08	0.1–1	0.03–0.5
Unsaturated sand and gravel	3.5–6.5	0.09–0.13	0.007–0.06	0.01–0.1
Saturated sand and gravel	15.5–17.5	0.06	0.7–9	0.03–0.5
Unsaturated silt	2.5–5	0.09–0.12	1–100	1–300 ^a
Saturated silt	22–30	0.05–0.07	100	1–300 ^a
Unsaturated clay	2.5–5	0.09–0.12	2–20	0.28–300 ^a
Saturated clay	15–40	0.05–0.07	20–1000	0.28–300 ^a
Unsaturated till	7.4–21.1	0.1–0.12*	2.5–10	^b
Saturated till	24–34	0.1–0.12*	2–5	^b
Freshwater peat	57–80	0.03–0.06	<40	0.3
Bedrock	4–6	0.12–0.13	10^{-5} –40	7×10^{-6} –24

Tabella 3.1 Esempi di proprietà elettriche di alcuni materiali geologici a 80-120 MHz (NEAL A.2004. *Ground penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress*).

La tabella 3.1 conferma come l'acqua abbia un alto valore di permeabilità elettrica rispetto all'aria e ai minerali più comuni che generalmente formano le rocce, quindi possiamo dedurre che le proprietà elettromagnetiche dei materiali geologici più comuni sono controllate principalmente dal loro contenuto di acqua (Davis & Annan, 1989). Questo fenomeno risulta ancora più evidente se l'acqua ha un elevato contenuto di sali disciolti in quanto si ha un forte incremento della conducibilità elettrica.

Molti studi (Baker, 1991) confermano infatti che nei sedimenti non consolidati il radar è sensibile alle variazioni non solo del rapporto tra sedimenti, ma anche alle variazioni nella quantità e nel tipo di fluido che occupa i pori, ai cambiamenti della porosità stessa determinati dalla granulometria, forma dei granuli, orientazione e packing dei granuli. Tutti questi fattori possono portare ad importanti cambiamenti della

permeabilità elettrica e quindi della velocità delle onde elettromagnetiche causando riflessione del segnale radar.

Da tutte queste osservazioni possiamo dedurre che la tavola d'acqua, le strutture sedimentarie e i limiti geologici provocano riflessioni significative. Nella tabella 3.2 sottostante sono riportati i coefficienti di riflessione derivanti da tipici cambiamenti in contenuto di acqua nei sedimenti, di porosità, di litologia, di forma e di orientazione dei granuli che indicano la proporzione di energia teoricamente riflessa da un'interfaccia.

Layer 1 Layer 2	Porosity (%)	ϵ_r	Reflection coefficient (+1 to -1)	Geological significance
Dry sand Saturated sand	35 35	3.1 20.7	-0.44	Water table
Dry sand Dry sand	35 30	3.1 3.27	-0.013	5% porosity change in dry sand
Saturated sand Saturated sand	35 30	20.7 17.7	+0.04	5% porosity change in saturated sand
Saturated sand Peat	35 70	20.7 46.5	-0.2	lithology change to high-porosity peat
Dry sand Dry heavy-mineral sand	35 35	3.1 19.9	-0.43	dry heavy-mineral placer deposit
Saturated sand Saturated heavy-mineral sand	35 35	20.7 53	-0.23	saturated heavy-mineral placer deposit
Round grains Platey grains	33 33	23.5 16.9	+0.08	grain-shape change
Isotropic grain packing Anisotropic grain packing	33 33	22.5 16.9	+0.7	orientation change for platey grains

Tabella 3.2 Coefficienti di riflessione derivanti da tipici cambiamenti in contenuto di acqua nei sedimenti, porosità, litologia, forma e orientamento dei granuli (Neal A. 2004. *Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress*).

Riassumendo i materiali che sono caratterizzati da elevati valori di attenuazione limitano decisamente la profondità di indagine, come per le argille plastiche o per i metalli o peggio ancora nei terreni salinizzati, dove è quasi praticamente nulla. Però, proprio per questa loro caratteristica sono ottimi bersagli in quanto riflettono buona parte della radiazione incidente.

3.3 Risoluzione

Con il termine di *risoluzione* si intende la capacità di determinare la posizione di un riflettore nel dominio dello spazio o del tempo. I tipi di risoluzione sono due, uno

verticale e uno orizzontale che sono limitati dalla lunghezza d'onda λ con cui si propagano nel terreno le onde elettromagnetiche (Jol, 1995; Smith & Jol, 1995; Reynolds, 1997).

- La **risoluzione verticale** è la capacità di risolvere come distinti due oggetti separati verticalmente; è proporzionale alla frequenza f che è controllata dalla lunghezza d'onda secondo l'equazione. All'aumentare della frequenza si otterrà quindi una maggiore risoluzione verticale:

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

- La **risoluzione**

orizzontale è la capacità di distinguere come distinti due oggetti separati orizzontalmente; è funzione della lunghezza d'onda e della profondità alla quale si trova

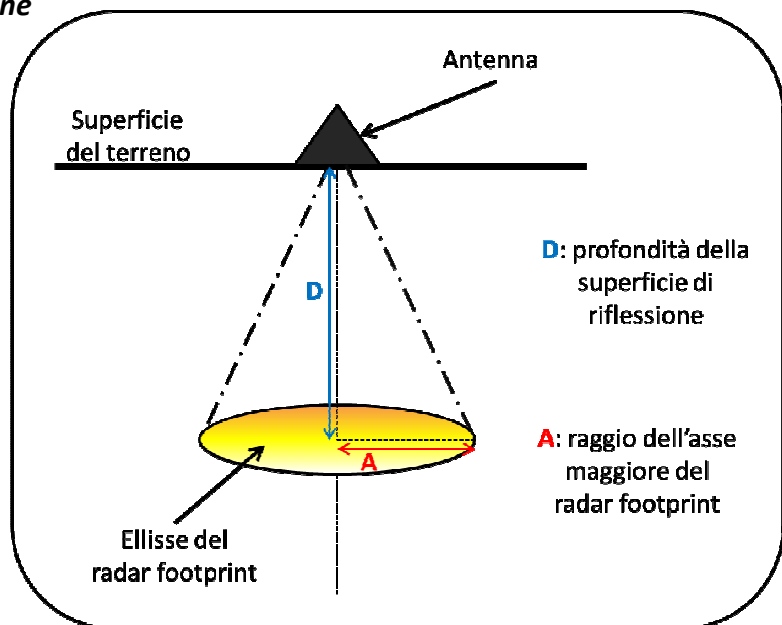


Figura 3.2 Schema del radar footprint.

il bersaglio: le onde elettromagnetiche emesse

dall'antenna trasmittente si propagano nel terreno descrivendo un cono ellittico la cui base viene chiamata *radar footprint* (figura 3.2), con l'apice al centro dell'antenna trasmittente. Il radar footprint può essere definito come l'area illuminata dall'energia irradiata nella sottosuperficie, il cui calcolo fornisce una stima della risoluzione orizzontale. A profondità crescenti l'energia irradiata si espande lateralmente, il radar footprint aumenta e la risoluzione orizzontale diminuisce.

Per quanto riguarda la risoluzione orizzontale, è importante anche considerare la distanza tra due *sweep*, ovvero tra due stazioni di misura successive: questa

distanza viene chiamata *step size*. Per stimare lo *step size* da utilizzare nella nostra indagine è opportuno avere un'idea delle dimensioni delle strutture sedimentarie che andremo ad indagare nel sottosuolo. Per risolvere correttamente una struttura con il metodo GPR è opportuno utilizzare "l'intervallo di campionamento" di Nyquist, secondo il quale lo *step size* deve essere compreso tra $\frac{1}{4}$ e $\frac{1}{2}$ della lunghezza d'onda della struttura che andiamo ad indagare (Bristow & Jol, 2003).

La risoluzione e la profondità di indagine dipendono anche dal tipo di onde elettromagnetiche utilizzate, e di solito, al crescere della frequenza si ha un aumento della risoluzione ma una diminuzione della profondità di penetrazione (Davis & Annan, 1989; Jol, 1995; Smith & Jol, 1995), per cui è opportuno cercare di trovare un compromesso.

Le frequenze normalmente utilizzate nelle Scienze della Terra e nell'Ingegneria sono comprese tra 25 MHz e 2 GHz, anche se comunemente le frequenze standard che vengono adottate, in ordine crescente di risoluzione e decrescente di profondità di indagine ottenibile, sono da 200 MHz a 600 MHz. Siamo quindi nel campo delle frequenze radar VHF (very high frequency) e UHF (ultra high frequency), cioè delle onde cortissime e ultracorte (tabella 3.3).

In generale l'utilizzo di onde ad alta ed altissima frequenza consente la risoluzione di bersagli di pochi centimetri di spessore nell'ambito del primo metro e mezzo indagato, mentre l'utilizzo di antenne a bassa frequenza consente il raggiungimento di profondità anche superiori ai 10 metri, ma in questo caso la lunghezza d'onda del segnale permette di ottenere una risoluzione verticale e laterale da decimetrica a metrica.

In base allo scopo dell'indagine devono quindi essere scelte le frequenze più opportune, ma esistono anche sistemi radar che possono acquisire a più frequenze contemporaneamente (multi-canale multi-frequenza) permettendo di trovare un compromesso più efficace fra risoluzione e profondità di indagine.

Frequenza	Lunghezza d'Onda	Designatura	Abbreviazione
3 – 30 Hz	104 – 105 km	<i>Extremely low frequency</i>	ELF
30 - 300 Hz	103 – 104 km	<i>Super low frequency</i>	SLF
300 - 3000 Hz	100 – 103 km	<i>Ultra low frequency</i>	ULF
3 – 30 kHz	10 – 100 km	<i>Very low frequency</i>	VLF
30 – 300 kHz	1 – 10 km	<i>Low frequency</i>	LF
300 – 3000 kHz	100 m – 1 km	<i>Medium frequency</i>	MF
3 – 30 MHz	10 – 100 m	<i>High frequency</i>	HF
<u>30 – 300 MHz</u>	<u>1 – 10 m</u>	<u>Very high frequency</u>	<u>VHF</u>
<u>300 – 3000 MHz</u>	<u>10 cm – 1 m</u>	<u>Ultra high frequency</u>	<u>UHF</u>
3 – 30 GHz	1 – 10 cm	<i>Super high frequency</i>	SHF
30 – 300 GHz	1 mm – 1 cm	<i>Extremely high frequency</i>	EHF
300 – 3000 GHz	0,1 mm – 1 mm	<i>Tremendously high frequency</i>	THF

Tabella 3.3 Frequenze radar con relative lunghezze d'onda, designatura e abbreviazione (in evidenza sono segnalate le frequenze interessate maggiormente dal GPR) (Wikipedia_Spettro elettromagnetico).

L'antenna viene fatta scorrere in superficie, genera in ogni posizione di misura un segnale che viene trasmesso nel terreno e i segnali riflessi dal bersaglio captati dalla componente ricevente vengono visualizzati direttamente sul monitor dello strumento o del computer per un primo controllo della funzionalità strumentale e della qualità

delle registrazioni; i segnali sono registrati in formato digitale per la successiva fase di elaborazione ed interpretazione.

3.4 Prospezioni GPR

Ci sono quattro principali metodologie per la conduzione di prospezioni tramite il GPR, e sono riportate in figura 3.3. Si tratta di:

- *Common offset*: le indagini condotte con questo metodo sono quelle più usate, le antenne sono disposte ad una distanza fissa tra di loro (Neal, 2004). L'acquisizione avviene tramite lo spostamento di entrambe le antenne nella stessa direzione lungo il profilo di rilevamento in modo da ottenere una sezione verticale del sottosuolo;
- *Common mid point*: questa metodologia prevede l'utilizzo di due antenne separate e consiste nell'aumentare progressivamente la distanza tra l'antenna trasmittente e quella ricevente mantenendo fisse

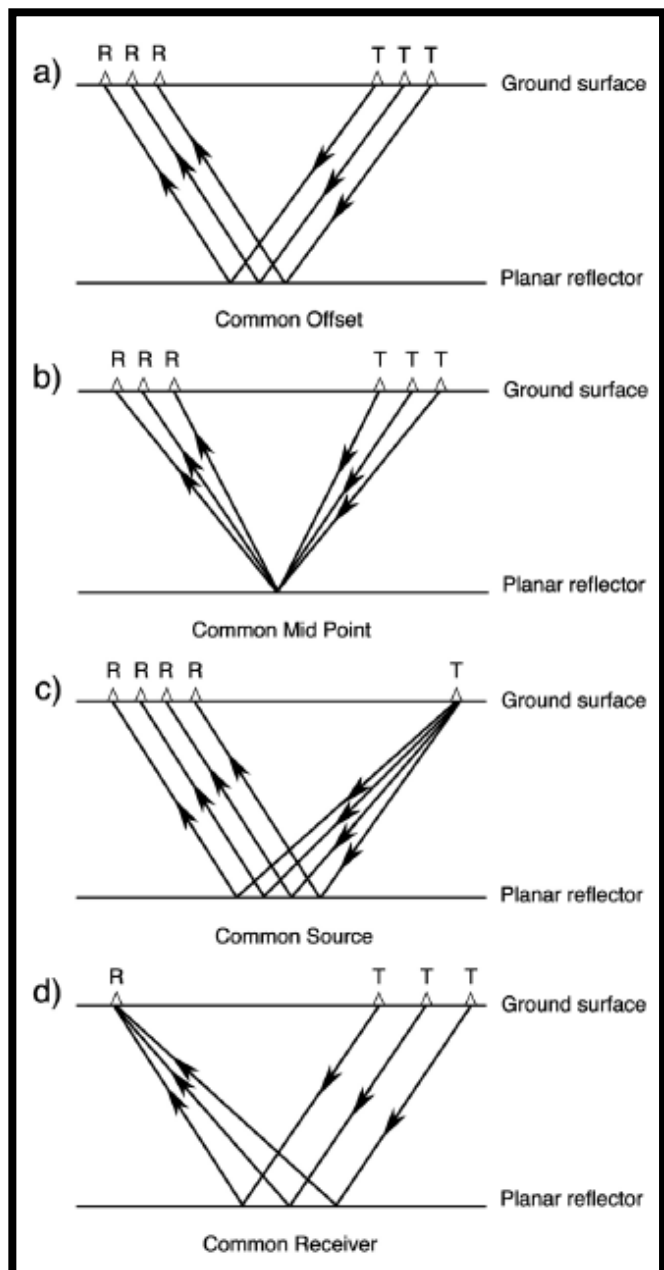


Figura 3.3 Principali metodologie di indagine per studi GPR (Neal, 2004. *Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress*).

le coordinate del punto di mezzo, affinché le riflessioni provengano sempre dallo stesso punto in profondità. Dall'analisi delle relazioni tra spazio e tempo si possono calcolare le velocità medie delle onde radar nel sottosuolo (Reynolds, 1997);

- *Common source* and *Common receiver*: queste due metodologie sono raramente utilizzate per studi GPR, mentre trovano più largo impiego nella sismica a riflessione. In queste indagini, viene tenuta ferma un'antenna, la trasmittente, nel caso della *common source*, o la ricevente nell'indagine con *common receiver*, e viene allontanata l'altra.

3.5 Le sezioni del GPR: il Radargramma

Un profilo, o sezione, GPR si ottiene ripetendo innumerevoli volte il ciclo di trasmissione e ricezioni spostando progressivamente l'antenna lungo una direzione prefissata. Il programma di gestione dei dati acquisiti riporta le tracce verticali dei segnali ricevuti nelle singole stazioni di misura. Le tracce sono costruite plottando le variazioni di ampiezza delle onde riflesse ricevute dall'antenna di riflessione ed il tempo di ritardo impiegato dall'onda elettromagnetica a compiere il tragitto di andata e ritorno dalla superficie fino al bersaglio riflettente (*two-way travel time*, misurato in nanosecondi). Le variazioni di ampiezza di riflessione possono essere visualizzate in varie tonalità di grigio o di colore. Si può scegliere se riportare le variazioni di ampiezza in funzione dei tempi di ritardo oppure della profondità dei bersagli, per quest'ultima opzione è però necessario conoscere la velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche nei mezzi attraversati.

In ogni caso, qualunque sia la scelta, il risultato che otteniamo, la sezione, è sempre una rappresentazione bidimensionale chiamata *sezione radarstratigrafica* o *radargramma*.

I segnali che vengono registrati in un profilo radar non corrispondono solo a riflessioni provenienti dai bersagli e dalle discontinuità del sottosuolo; infatti il primo impulso che

arriva all'antenna ricevente è la cosiddetta *air wave*, l'onda d'aria, che si propaga alla velocità della luce (0,3 m/ns) tra l'antenna trasmittente e l'antenna ricevente. Il secondo impulso che arriva allo strumento è invece rappresentato dalla *ground wave*, l'onda del suolo, che viaggia sempre tra le due antenne, trasmittente e ricevente, ma propagandosi nel terreno. Sia le *air* che le *ground waves* sono in grado di mascherare qualsiasi riflessione primaria nella parte superiore del profilo radar. Un terzo tipo di impulso esterno può essere rappresentato dalle *lateral waves*, onde laterali riflesse da un riflettore verso la superficie incidendo su quest'ultima con un angolo tale da permettere la rifrazione dell'onda lungo l'interfaccia aria-terra; le riflessioni associate alle *lateral waves* quindi non saranno correttamente posizionate in profondità rispetto al bersaglio che le ha generate (Fisher et alii, 1996). Questi tre tipi di impulsi, insieme alle normali onde elettromagnetiche sono riportate nella figura 3.4.

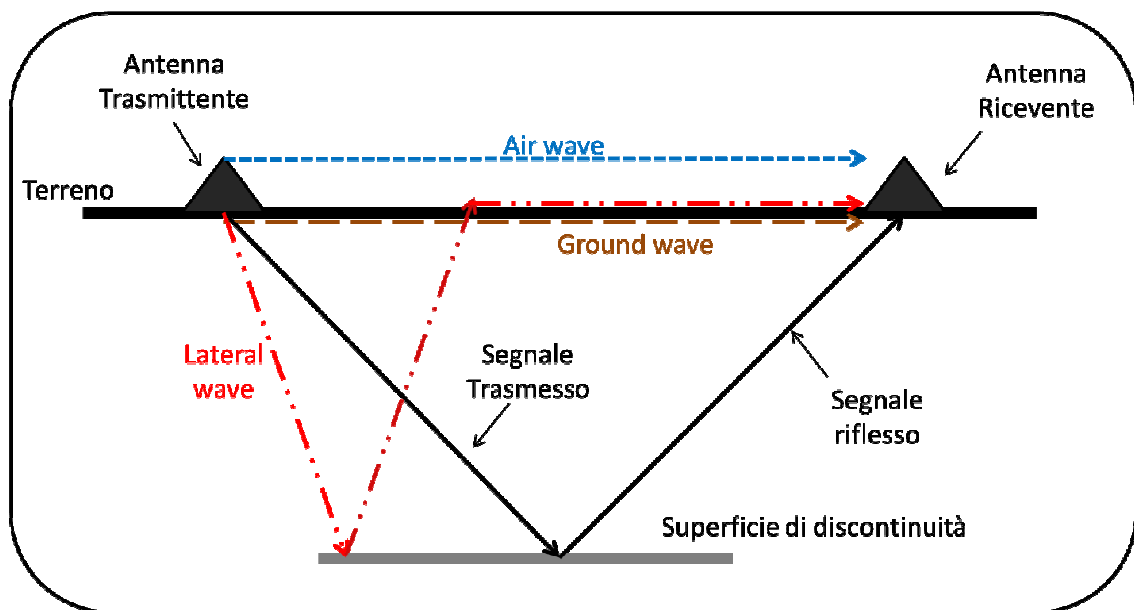


Figura 3.4 Percorsi delle onde elettromagnetiche tra antenna trasmittente e ricevente per le airwaves, lateral waves e onde riflesse (FISHER S.C., STEWART R.R., JOL H.M. 1996. *Ground penetrating radar (GPR) data enhancement using seismic techniques*).

Dunque una sezione GPR esprime l'intensità degli impulsi riflessi dal substrato in funzione del tempo di arrivo e della posizione sulla superficie dell'antenna, ed è il risultato della giustapposizione di numerosi cicli di trasmissione e ricezione degli impulsi radar, che in funzione della loro intensità vengono rappresentati con diverse tonalità di grigio o di colore. L'interpretazione delle sezioni del GPR è un'operazione complessa che deve tener conto non solo delle diverse velocità di propagazione dei

materiali attraversati, ma anche della direttività dell'antenna che ha emesso le onde elettromagnetiche, il *radar footprint*. Generalmente le antenne utilizzate da molti GPR sono direzionali, nel senso che emettono le onde elettromagnetiche secondo una direzione preferenziale. La forma del lobo di emissione è simile a quella di un tronco di cono che tende ad aprirsi verso il basso, per cui le radiazioni possono intercettare bersagli che non sono posti proprio sulla verticale dell'operatore. A causa del tragitto più lungo, i riflessi di questi bersagli giungeranno allo strumento con un maggiore ritardo e quindi appariranno più profondi di quello che sono in realtà. Tale effetto, viene visualizzato dal radargramma con una forma ad iperbole mostrata in corrispondenza dei bersagli, come nel caso di tubi tagliati trasversalmente, oppure per blocchi isolati, armature metalliche ed altri oggetti discreti. I due rami, ascendente e discendente dell'iperbole, sono le riflessioni registrate prima e dopo il passaggio dello strumento sulla verticale del bersaglio: il radar infatti rileva l'oggetto non solo quando vi si trova esattamente sopra ma anche quando vi si sta avvicinando e lo investe con il suo footprint. La particolare forma iperbolica della riflessione dipende essenzialmente dalla velocità del segnale: le velocità più elevate producono iperboli più ampie perché i tempi di ritardo sono inferiori.

Questo accade per i corpi più piccoli e non estesi lateralmente, mentre nel caso di bersagli molto più grandi e più estesi come fratture, stratificazioni, oggetti di grosse dimensioni e così via, l'effetto del cono di trasmissione è meno pronunciato e quindi i profili mostrano delle forme più simili a quelle reali, ed è possibile fornire un'interpretazione precisa delle riflessioni visibili nel radargramma.

3.6 Processamento dei dati GPR

Per rendere più leggibili possibile le informazioni contenute nei profili radar ottenuti è necessario effettuare la fase del processamento dei dati: sono una serie di correzioni, filtraggi e amplificazioni dei segnali registrati. Una sequenza di processamento tipica è composta dai seguenti passaggi:

- ***Move Start Time (normal move out)***: il primo segnale ricevuto dall'antenna radar è quello dato dalla riflessione delle onde elettromagnetiche da parte

dell'interfaccia aria/terreno. Tutti i dati che nel radargramma stanno al di sopra di questa riflessione sono dati dalla propagazione delle onde radar nell'aria che non sono interessanti ai fini dello studio e vanno eliminate. La funzione *move start time* va a traslare il profilo radar ponendo la prima riflessione al tempo (quota) zero;

- **Filtraggi:** la forma dell'onda elettromagnetica ricevuta dall'antenna contiene diverse frequenze, tra le quali alcune che sono indesiderate, in quanto causate da elementi esterni all'acquisizione (rumore ambientale) o dall'interazione diretta antenna trasmissione/ricezione. Lo scopo delle operazioni di filtraggio è proprio quello di rimuovere queste frequenze indesiderate isolando il più possibile quelle relative a riflessioni dei bersagli presenti nel sottosuolo;
- **Guadagni:** l'attenuazione che subisce il segnale radar nell'attraversare il terreno è uno dei maggiori problemi che si hanno con i dati GPR. I segnali che provengono da maggiori profondità sono molto deboli e possono risultare invisibili o non facilmente distinguibili in presenza di segnali più superficiali. Per questo motivo è necessario amplificare l'ampiezza del segnale applicando una specie di "funzione di guadagno" in grado di compensare la perdita energetica con la profondità. Ci sono due tipi di funzioni di guadagno che possono essere applicate ai dati GPR, e sono la *Linear Gain* e la *Smoothed Gain*: la prima è un'operazione che consiste nell'incremento lineare dell'ampiezza delle onde elettromagnetiche con la profondità, mentre la seconda calcola il guadagno da applicare al segnale in base alla sua ampiezza all'interno di finestre temporale (di profondità) definite dall'utente;
- **Correzione Topografica:** i dati GPR sono rilevati sui tempi di arrivo delle riflessioni e le profondità sono espresse in tempi, riferendo il tempo zero sempre alla stessa quota. Però delle distorsioni anche significative dell'immagine del sottosuolo possono essere generate dal fatto di non tener conto delle variazioni d'elevazione della superficie lungo la linea di acquisizione, del fatto cioè di non avere una posizione del tempo zero costante da un punto di vista altimetrico. Se la superficie topografica della sezione lungo la quale è stato eseguito il rilievo non è piana, come nel caso di una duna, le variazioni di

quota di tale superficie appariranno come variazioni opposte di profondità della discontinuità che si sta rilevando, saranno di fatto riflesse specularmente. Per una corretta interpretazione della sottosuperficie è importante che l'andamento della discontinuità venga rappresentato il più fedelmente possibile, per cui si ricorre alla correzione topografica, per la quale è necessario che durante il rilievo GPR si utilizzi un sistema di misura topografico (come ad esempio il GPS) per ottenere posizione e quota di ogni punto della superficie indagata. La funzione di correzione topografica sposta le tracce verticalmente posizionando il loro tempo zero correttamente sul profilo topografico;

- **Migrazione:** questo passaggio della fase di processamento richiede una buona conoscenza del modello di velocità del sottosuolo in modo da permettere la trasformazione dei tempi di arrivo delle riflessioni ai valori metrici di profondità, ossia dal dominio del tempo al dominio dello spazio. Questo passaggio permette di ricondurre le riflessioni alla loro effettiva posizione sulla sezione. La migrazione delle sezioni è una procedura che viene usata per la correzione di errori indotti dal mancato utilizzo di corrette velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche.

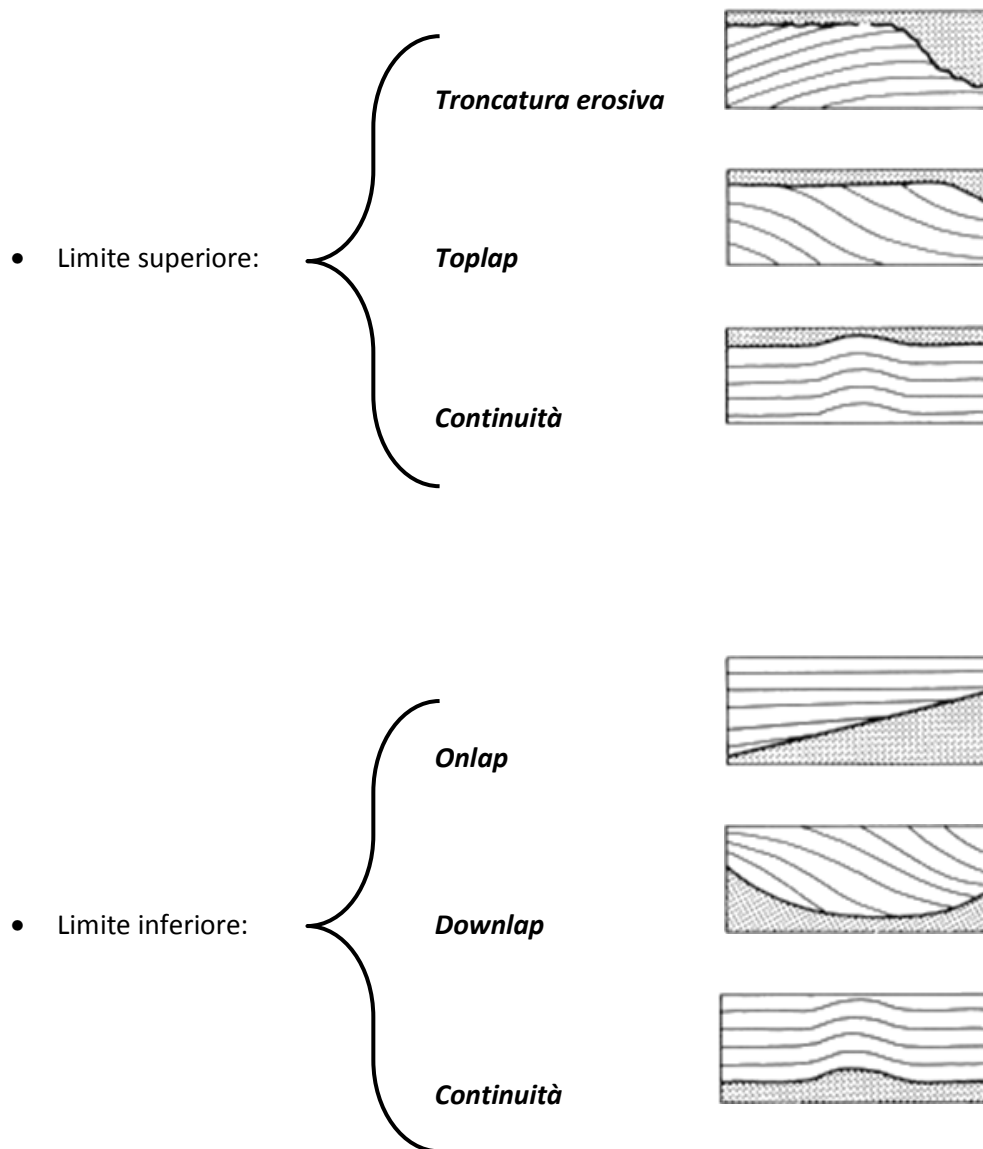
Al termine della sequenza di processamento, le riflessioni visibili nel profilo radar sono associabili alla risoluzione dell'indagine alla strutturazione sedimentaria della sottosuperficie, permettendo un'interpretazione della struttura interna del corpo indagato.

3.7 Interpretazione di profili di riflessione radar: stratigrafia radar

I profili possono essere interpretati usando i principi da tempo usati nella stratigrafia radar, che si basano sull'identificazione di terminazioni sistematiche di riflessioni. Più precisamente, la stratigrafia radar si basa sul riconoscimento di insiemi di riflessioni radar con caratteristiche comuni (*facies radar*) delimitate al tetto e alla base da superfici che li troncano in maniera sistematica (*superfici radar*).

Facies radar

Consiste di una successione di riflettori che sono relativamente concordanti al limite inferiore e superiore e mostrano discontinuità alle terminazioni laterali dei riflettori. Una facies radar ha significanza cronostratigrafica perché è stata depositata durante un intervallo di tempo determinato dall'età dei limiti superiori e inferiori della facies stessa. L'identificazione delle facies radar è basata sulla geometria delle terminazioni, sopra e sotto, di un gruppo di riflettori, e sono interpretati con le terminazioni laterali e verticali degli strati. Una discordanza angolare sulle sezioni sismiche viene limitata dall'analisi della terminazione dei riflettori. Le radar surfaces, divise in base al limite di terminazione superiore o inferiore, sono (Vail, 1987).:



- ✓ *Troncatura erosiva*: rappresenta il termine della successione degli strati contro una superficie sovrastante erosiva;
- ✓ *Onlap*: si riconosce sui dati sismici dalla cessazione di riflessioni a basso angolo contro una superficie sismica più ripida;
- ✓ *Downlap*: è riconoscibile dal fatto che uno strato inizialmente con una bassa inclinazione termina contro una superficie orizzontale o leggermente inclinata. La superficie di downlap viene spesso considerata un'unità marina.
- ✓ *Toplap*: è la cessazione di riflettori inclinati contro una superficie sovrastante , che rappresenta il limite deposizionale prossimale;

Per rendere più chiaro il significato di queste relazioni angolari, si devono immaginare le discordanze di tipo *onlap* e *downlap* come il risultato di strati orizzontali, alluvionali o costieri, che si appoggiano su una superficie emersa leggermente inclinata verso il mare, e di depositi di scarpata, leggermente inclinati verso il largo che si appoggiano su strati bacinali orizzontali o suborizzontali. Invece le discordanze di tipo *toplap* più comunemente osservabili, sono prodotte principalmente da clinostratificazioni costiere che terminano , verso l'alto e verso terra, contro una superficie emersa di piana costiera. La *troncatura erosiva* infine è da immaginarsela come la ripresa della sedimentazione su una superficie di erosione subaerea .

Analisi facies radar

Lo scopo dell'analisi delle facies è di interpretare le riflessioni tenendo in considerazione la litologia, la stratificazione e le caratteristiche degli ambienti deposizionali e i parametri principali delle sequenze dei riflettori. Questi parametri sono (Mitchum, 1977):

- **Ampiezza**, forte o debole: spiega il contrasto in densità e la velocità di propagazione delle onde attraverso diversi materiali litologici e aiuta a definire le variazioni laterali nelle sequenze.
- **Frequenza**, alta o bassa: La frequenza, la distanza tra i riflettori, dipende dalla differenza di distanza tra gli strati (spessore letto), così come le

variazioni laterali nella velocità delle onde acustiche dovute a cambiamenti di litologia.

- **Continuità:** la continuità dei riflettori sismici è generalmente associata con l'estensione laterale di strati uniformi.
- **Forma esterna e la configurazione interna di facies:** La forma e la configurazione interna delle unità di facies è in genere il primo parametro che può essere descritta su un profilo sismico. Tradizionalmente certe forme e configurazioni interne (caotico, laminato, drappeggiato, zona rumorosa, ecc) sono associati a particolari ambienti deposizionali (piattaforma, scivoli gravità, i canali pieni, canyon, scogliere, ecc.);

Nella figura 3.5 di seguito allegata sono illustrate e riassunte tutte le terminologie per la loro descrizione della stratigrafia radar.

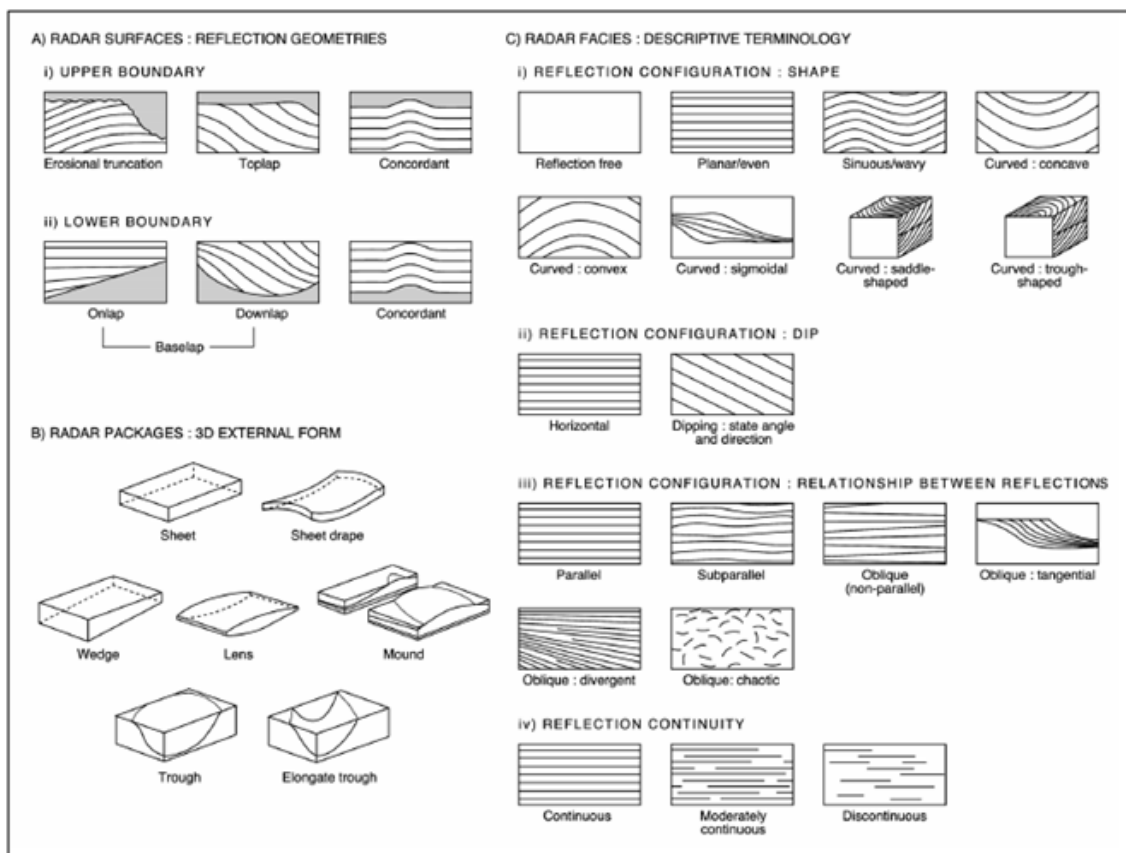


Figura 3.5 Terminologia per la descrizione delle radar surfaces e radar facies (NEAL A. 2004. *Ground-Penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress*).

3.8 GPR in 3D

Il GPR può essere utilizzato per produrre sezioni bidimensionali, ma si possono realizzare acquisizioni in grado di restituire volumi 3D di riflettività di sottosuperficie, capaci quindi di far apprezzare in maniera più completa le variazioni degli orizzonti di riflettenti.

Più precisamente una singola linea di dati GPR rappresenta una sezione, un profilo, trasversale del sottosuolo con un'immagine bidimensionale. Più linee di dati raccolti sistematicamente su una superficie possono invece essere usate per costruire immagini tridimensionali. In pratica i dati possono essere presentati come blocchi tridimensionali, come visualizzato nella figura. Alle immagini trasversali del profilo vengono accostate delle mappe orizzontali che vengono chiamate *depth slice* o *time slice*, che non sono altro che sezioni del volume di dati tagliate parallelamente alla superficie ad una determinata profondità.

Il modello in 3D del GPR è notevolmente migliore e accurato di quello in 2D, ma ha lo svantaggio principale di richiedere molto più tempo per le indagini, il che comporta anche un incremento nel consumo di energia per alimentare lo strumento.

3.9 Applicazioni del Georadar

La metodologia del georadar può essere applicata ad una incredibile varietà di studi e di situazioni:

➤ **Ambiente:**

- Assistenza scavi e sondaggi per minimizzazione dei rischi di cantiere;
- Individuazione e delimitazione spaziale di suoli inquinati;
- Verifiche di tenuta su discariche controllate;
- Ricerca e localizzazione di discariche abusive e/o di fusti sepolti;

➤ **Archeologia**

- Individuazione di strutture murarie, manufatti, camere sepolcrali, reperti di varia natura;

- Verifiche e perizie per il rilascio di concessioni e permessi di scavo in aree sotto vincolo archeologico;

➤ **Geofisica forense**

- Localizzazione di nascondigli, camere di detenzione, rifugi sotterranei, inumazioni;

- Ricerca e localizzazione di discariche abusive;

- Ricerca e localizzazione di ordigni bellici;

➤ **Geologia**

- Determinazione della natura e della geometria del substrato, localizzazione di corpi rocciosi, cavità carsiche;

- Determinazione dello spessore di ghiacciai;

- Individuazione di discontinuità tettoniche come faglie, fratture, giunti, limiti litologici, paleosuoli;

- Individuazione di placer di minerali metallici o, in letti di ghiaia alluvionale, individuando trovando trappole naturali che hanno potenziali di accumulo di particelle più pesanti;

➤ **Ingegneria civile**

- Localizzazione di sottoservizi di varia natura come tubi metallici o di plastica, cavi elettrici, cavi a fibra ottica, cloache, cunicoli;

- Controlli strutturali su manufatti, individuazione di fratture, superfici di distacco, zone di debolezza di materiali;

- Individuazione e riconoscimento del tipo di armature come tondini, putrelle, reti elettrosaldate per interventi di restauro e per il collaudo di grandi opere come gallerie, viadotti, ponti, dighe, piste di atterraggio;
- Ricerca e individuazione di strutture sepolte per la pianificazione di opere di scavo e di ricostruzione come corpi di fondazione, cisterne, cunicoli e condotte.

Capitolo 4

Materiali e Metodi

4.1 Strumenti utilizzati

GPR

Lo studio è stato eseguito utilizzando un sistema radar K2 della “IDS – Ingegneria dei Sistemi S.p.A.” costituito da diverse componenti (figure 4.1 e 4.2):

- **Computer portatile;**
- **Unità di controllo DAD,** montata su zaino;
- **Batteria di alimentazione e batteria di riserva** montate su zaino;
- **Antenna** con frequenza di 200 MHz in configurazione monostatica;
- **Ruota odometrica;**
- **Cavi di collegamento;**
- **Asta per il trasporto;**

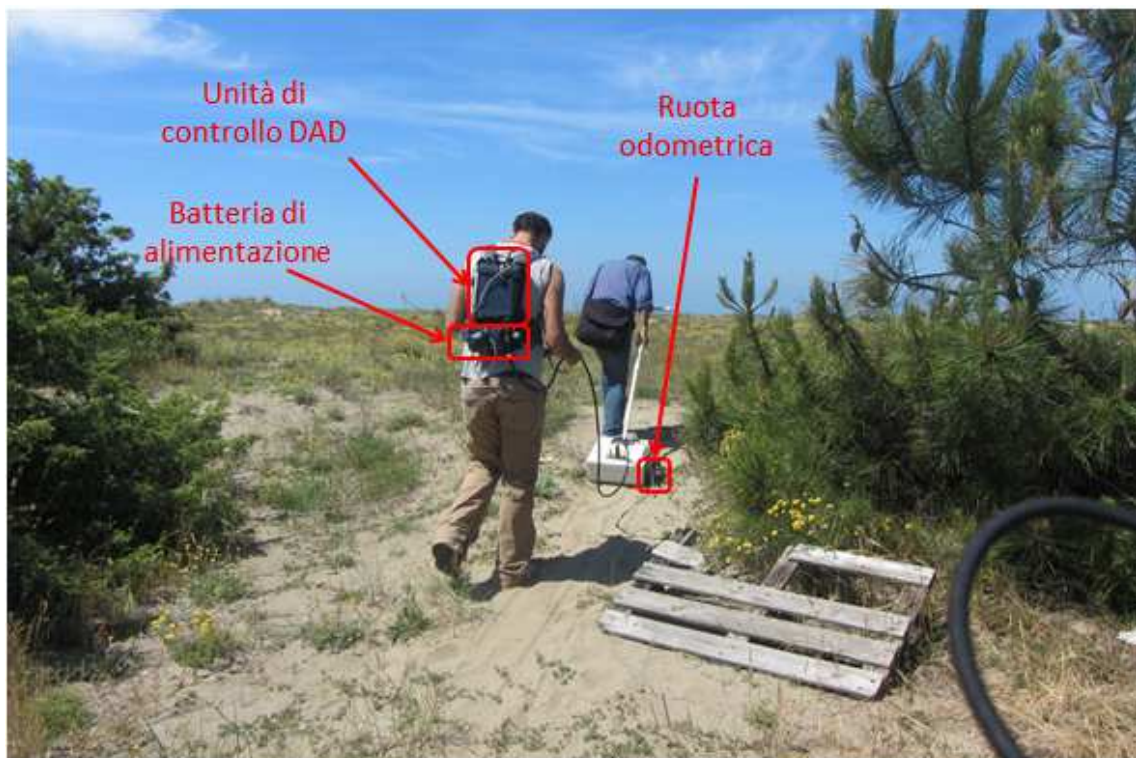


Figura 4.1 Alcuni componenti del GPR.

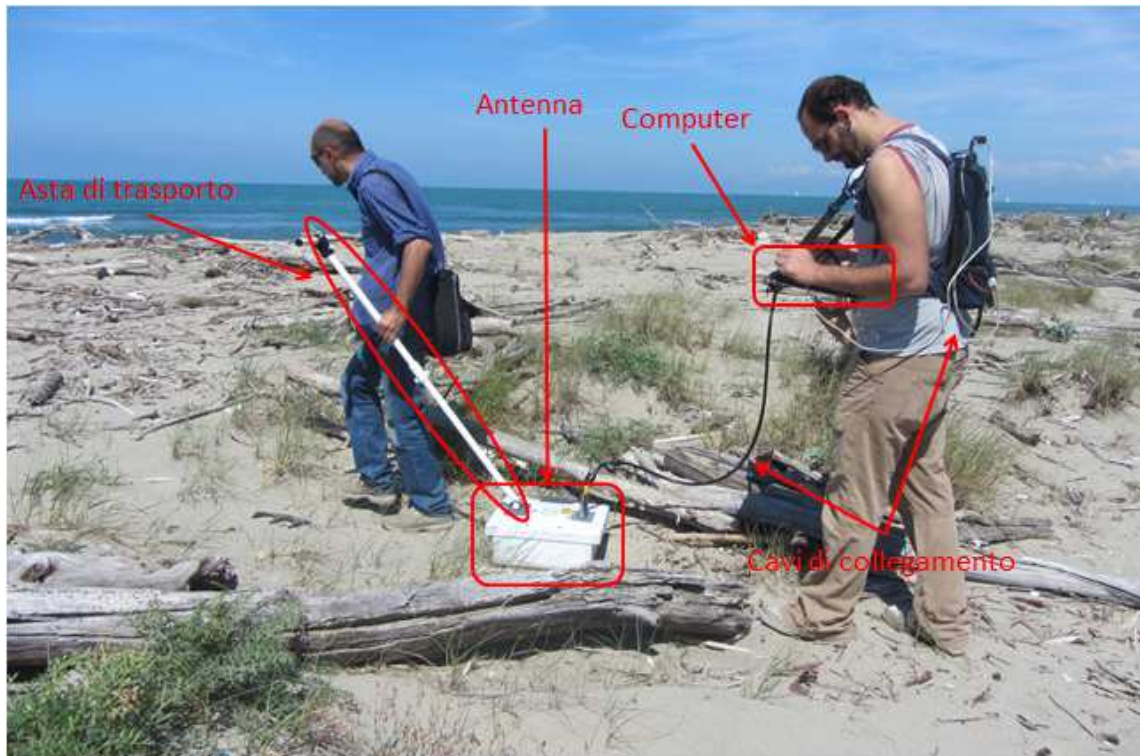


Figura 4.2 Altri componenti del GPR.

il computer portatile consente tutte le operazioni di calibrazione del sistema e l'impostazione dei parametri di acquisizione nonché la visualizzazione del profilo in tempo reale, consentendo una rapida valutazione della qualità dei segnali registrati già durante le operazioni di campagna. L'unità di controllo DAD genera il segnale che viene inviato alla sezione trasmittente ed elabora il segnale ricevuto dalla sezione ricevente dell'antenna. Quest'ultima, collegata all'unità centrale DAD con un cavo multipolare schermato, ha il compito di trasmettere i segnali elettromagnetici all'interno della struttura da indagare e di ricevere le riflessioni dovute alle interfacce elettromagnetiche presenti alle diverse profondità di indagine. Tramite appositi cavi, anche la batteria di alimentazione, la ruota odometrica e il computer, sono tutti collegati all'unità centrale.

GPS

Per la ricostruzione della topografia e dei profili eseguiti sul terreno, è stato utilizzato un GPS Garmin (± 3 m in accuratezza, $\pm 0,3$ di risoluzione).

Il GPS fa uso di una rete di stazioni di riferimento fisse sul territorio che permettono di ridurre l'errore di posizionamento al minimo, ottenendo dei dati con precisione centimetrica. Visualizzando i dati GPS con il software di Google Earth, si possono vedere i profili (figura 4.3).



Figura 4.3 Immagine del profilo tracciato con il GPS su Google Earth.

Software GRED

Software versione 02.01.006: è stato sviluppato da "I.D.S. Ingegneria dei Sistemi S.p.A." ed opera su piattaforma Windows. Il software è dedicato all'elaborazione e alla visualizzazione dei dati radar acquisiti con il sistema GPR. L'utente ha la possibilità di visualizzare il dato radar in due modalità, bidimensionale e tridimensionale sfruttando tutte le potenzialità degli algoritmi di processing 3D.

Software GPRslice

Software sviluppato dalla Geophysical Archaeometry Laboratory Inc. (USA), anche questo opera su piattaforma Windows, in grado di visualizzare i dati radar acquisiti con il GPR e ne permette un'elaborazione anche molto più complessa rispetto al sistema GRED. Il suo utilizzo è abbastanza complesso e richiede una conoscenza di processamento dei segnali avanzata, comunque oltre le necessità di questo studio. È stato utilizzato solo per operare la correzione topografica dei profili.

4.2 Acquisizione dei dati

Sono state scelte come area di indagine le zone immediatamente a Nord e a Sud del Fosso della Bufalina a Torre del Lago. La scelta dei profili da eseguire è stata fatta in modo da acquisire linee più lunghe possibili e per lavorare su dune più alte sul livello del mare, in modo tale che permettessero un'indagine su maggiori spessori di sabbia prima di incontrare la falda. Nella scelta dei profili sono inoltre state evitate tutte quelle zone che presentavano pesanti rimaneggiamenti antropici, accumuli artificiali, passerelle in legno, sentieri e aree destinate al passaggio di mezzi pesanti (trattori) per la pulitura delle spiagge. Inoltre si è cercato di disporre i profili il possibile ortogonalmente all'allineamento delle strutture dunali e alla linea di costa che avevano entrambi direzione NW-SE.

Nella figura 4.4 sono riportati in rosso i profili che sono stati eseguiti, e come è possibile vedere, questi vanno dalla zona di swash zone, fino alla macchia, e dove è stato possibile, sono stati prolungati anche al loro interno. Il profilo centrale perpendicolare alla linea di costa nell'area a Nord del Fosso della Bufalina non è stato completamente registrato dal GPS per cui il segnale si interrompe nella zona retrodunale, ma è stato comunque acquisito dal GPR.



Figura 4.4 Profili tracciati col GPS eseguiti sulla spiaggia di Torre del Lago a Nord e a Sud del Fosso della Bufalina.

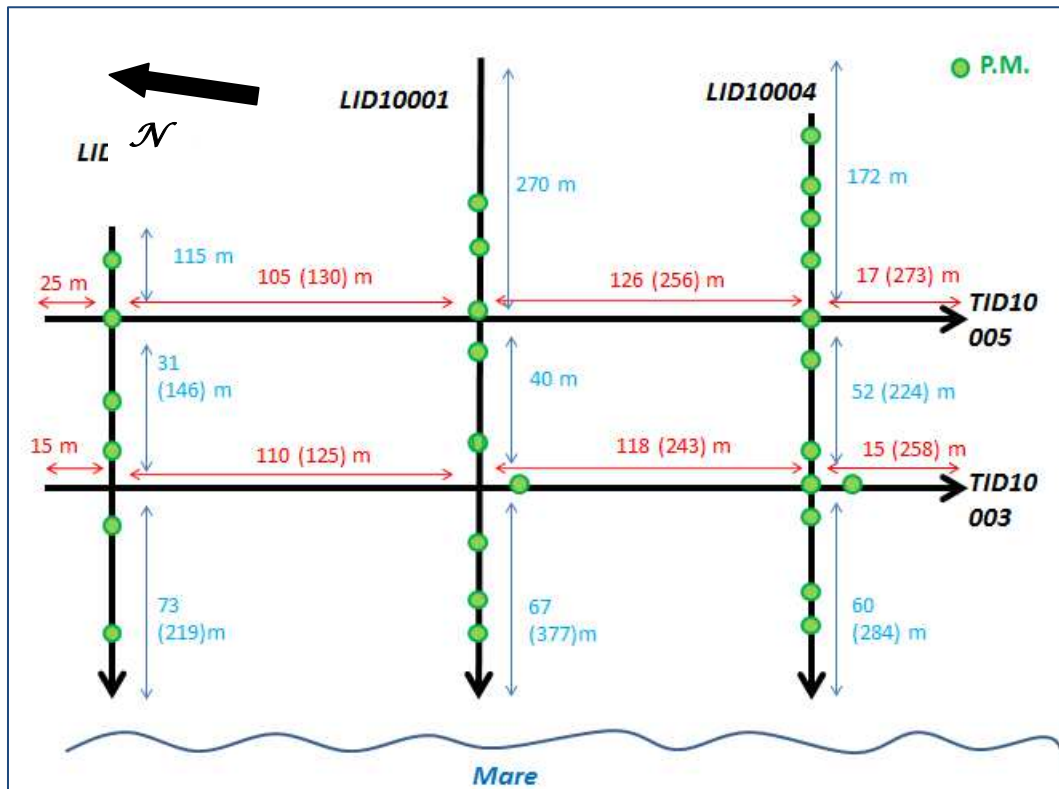


Figura 4.5 Schema semplificato dei profili a Nord del Fosso della Bufalina.

Nella figura 4.5 e 4.6 invece sono stato riportati gli schemi semplificativi con i nomi dei singoli profili che ha generato il sistema GPR. Tra i vari incroci che si vengono a formare sono state riportate le distanze in metri. Il primo schema è riferito alla parte a Nord del

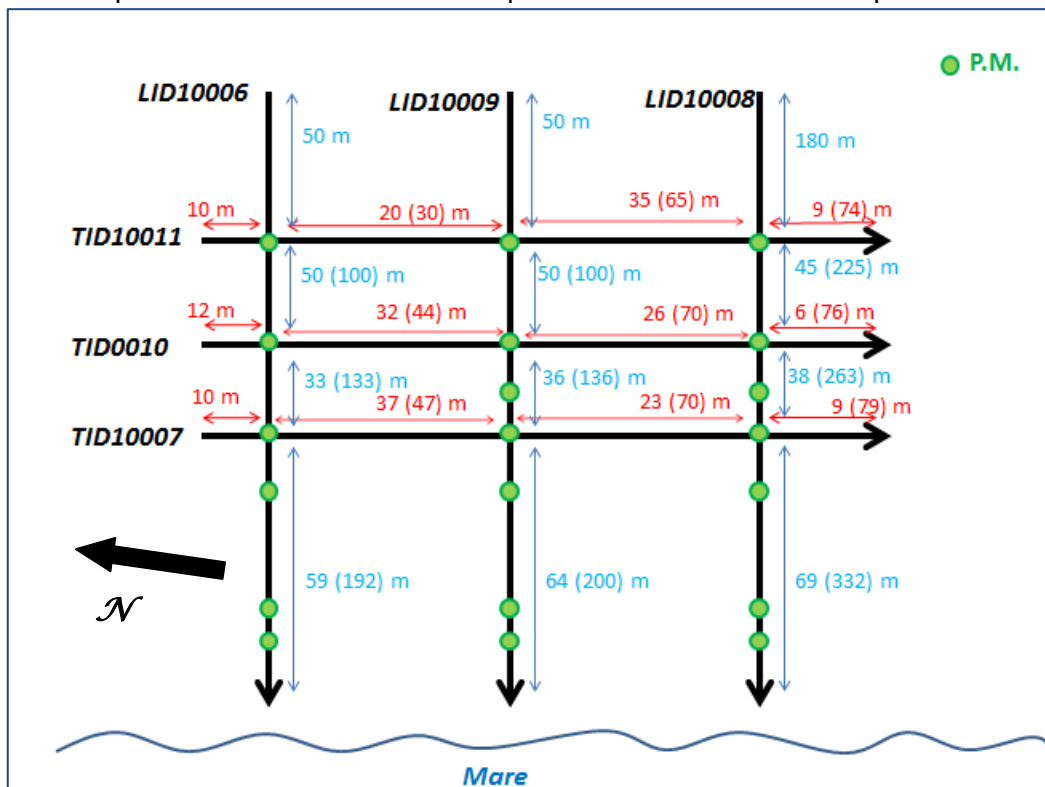


Figura 4.6 Schema semplificato dei profili a Sud del Fosso della Bufalina.

Fosso della Bufalina, mentre il secondo fa riferimento alla parte a Sud del fosso dalla foce insabbiata, come è visibile dalla foto satellitare

Lungo una singola linea sono stati evidenziati i punti interessanti in cui si ha una variazione di pendenza significativa o l'incrocio con un sentiero o con un'altra linea GPR. Questi punti di riferimento sono stati registrati come *position markers* all'interno del processo di acquisizione dei dati aperto dall'unità centrale del radar e negli schemi soprastanti nelle figure 4.5 e 4.6 sono riportati con degli indicatori verdi.

Una volta scelti i profili da seguire si passa all'operazione di settaggio dello strumento attraverso l'inserimento dei parametri di acquisizione nel software che gestisce il funzionamento del GPR. Tutte le impostazioni settate devono essere mantenute costanti non solo per tutta la lunghezza del profilo, ma tutto il tempo di indagine al fine di ottenere risultati compatibili su tutta l'area di studio. Nel nostro caso l'antenna utilizzata ha una frequenza di 400 MHz e data una velocità media di propagazione delle onde elettromagnetiche nel mezzo attraversato (sabbia umida) pari a 0.1 m/ns, vi è associata una risoluzione di 0.0625 – 0.125 m. La frequenza scelta determina una profondità di penetrazione nel mezzo di circa 4,5-5 m. il tipo di prospezione applicato è il *Common offset*.

Scelta dei parametri di acquisizione

I parametri di settaggio che andiamo a impostare prima dell'acquisizione sono:

- *Range (R)*: è la finestra temporale misurata in nanosecondi, ovvero l'intervallo di tempo misurato a partire dall'emissione delle onde elettromagnetiche nel terreno all'interno del quale l'antenna registra i segnali ricevuti. La grandezza del range è in stretta relazione con la profondità di penetrazione tramite la velocità di propagazione;
- *Campioni per scan*: è il numero di campionamenti registrati per ogni impulso radar nell'intervallo della finestra temporale;
- *Step size (X cell)*: è il valore della risoluzione orizzontale del profilo radar misurata in centimetri;
- *Velocità di propagazione*; la velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche nel terreno misurata in millimetri su nanosecondi;

In campagna, prima di iniziare l'indagine, sono state effettuate diverse prove di settaggio ripetendo l'operazione di acquisizione diverse volte sulla stessa linea, impostando ogni volta diversi valori dei parametri sopraelencati per individuare la combinazione di questi che offriva la miglior visualizzazione del dato.

I valori di *step size* e di *velocità di propagazione* rimangono costanti, e sono stati stabiliti rispettivamente a 2.4 cm e 0,1 m/ns. Dopo varie prove è stato osservato che i risultati migliori per la nostra indagine venivano offerti configurando il *range* a 160 ns e i *campioni per scan* a 1024.

Capitolo 5

Elaborazione

5.1 Software GRED

Lo strumento utilizzato per l'elaborazione dei dati è il software GRED. Questa consiste in una serie di operazioni matematiche che nel loro insieme costituiscono la fase del processamento dei dati GPR che ci consentono di rendere maggiormente leggibili le informazioni contenute nei profili radar. L'interfaccia grafica del software GRED è riportata in figura 5.1, dove è possibile osservare anche il dato grezzo iniziale. È possibile individuare già delle riflessioni, ma queste non sono ben definite e ciò comporterebbe delle discrete difficoltà per l'analisi.

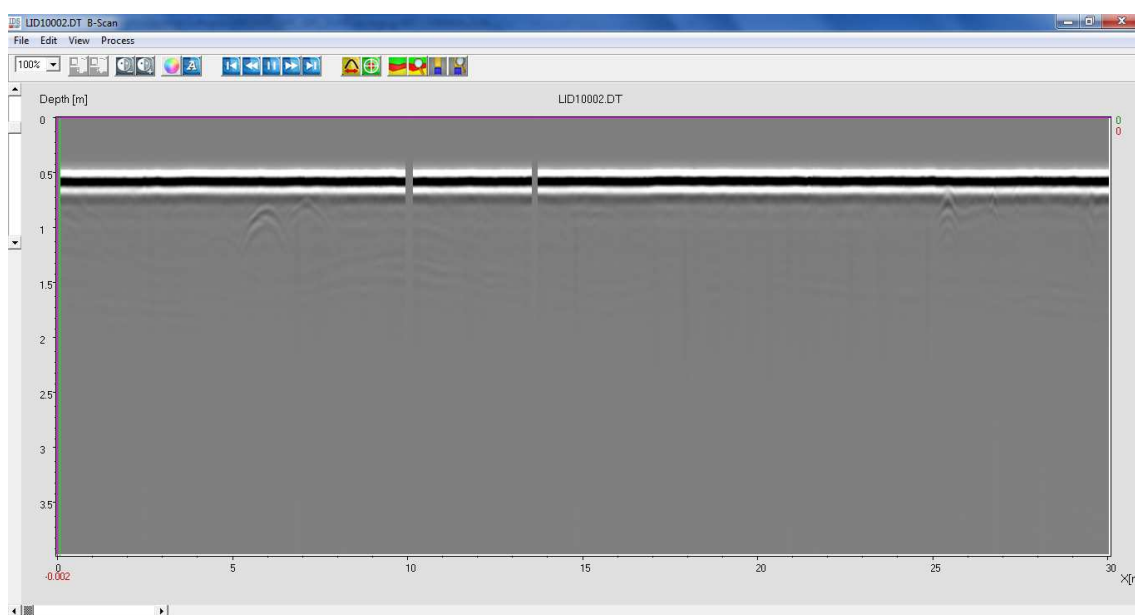


Figura 5.1 Interfaccia grafica del software GRED con radargramma non processato.

Sono osservabili delle strisce verticali nel radargramma che interrompono l'andamento del profilo. La loro formazione è causata dal mancamento di alcuni dati che il GPR non è riuscito a registrare in fase di acquisizione dati per vari tipi di motivi, come un'accelerazione del trascinamento dello strumento, il bloccaggio della ruota odometrica a causa di insabbiamento o di materiale vegetale, ecc.

La profondità verticale visualizzata sul radargramma arriva fino 4 metri, ma con la frequenza utilizzata (400 MHz) dovremmo aspettarci dei dati leggibili almeno fino a 4,5-5 metri, per cui è necessario ridurre l'immagine dal 100% al 80% (figura 5.2).

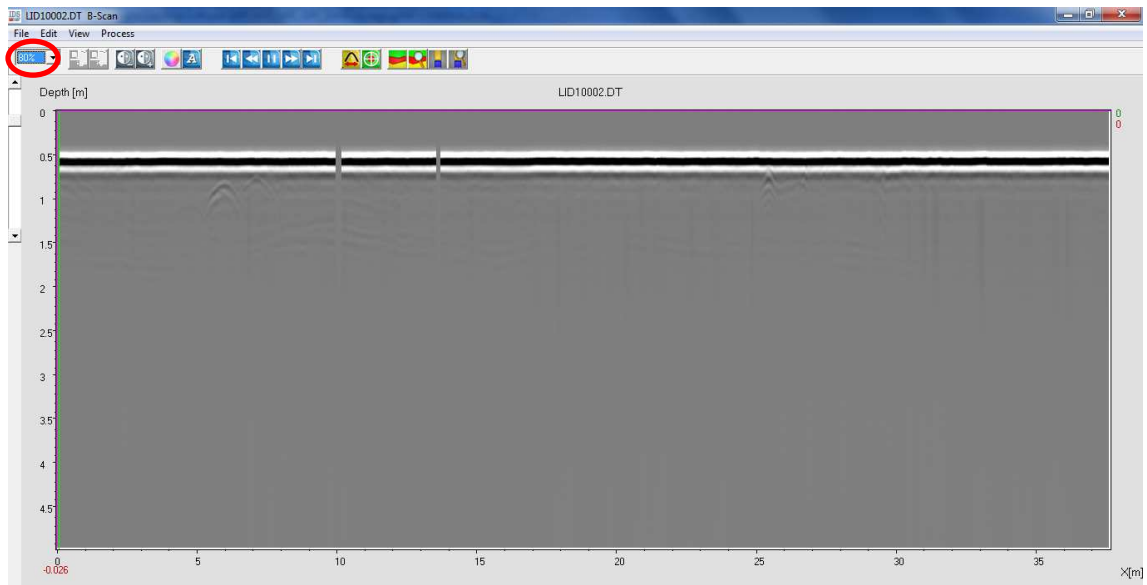


Figura 5.2 Ridimensionamento del Radargramma all'80%.

A questo punto abbiamo un radargramma con una profondità di 5 metri.

Passiamo alla prima vera operazione di elaborazione, il *Move start time* (figura 5.3). Questo primo step non migliora la qualità dell'immagine ma comporta la traslazione

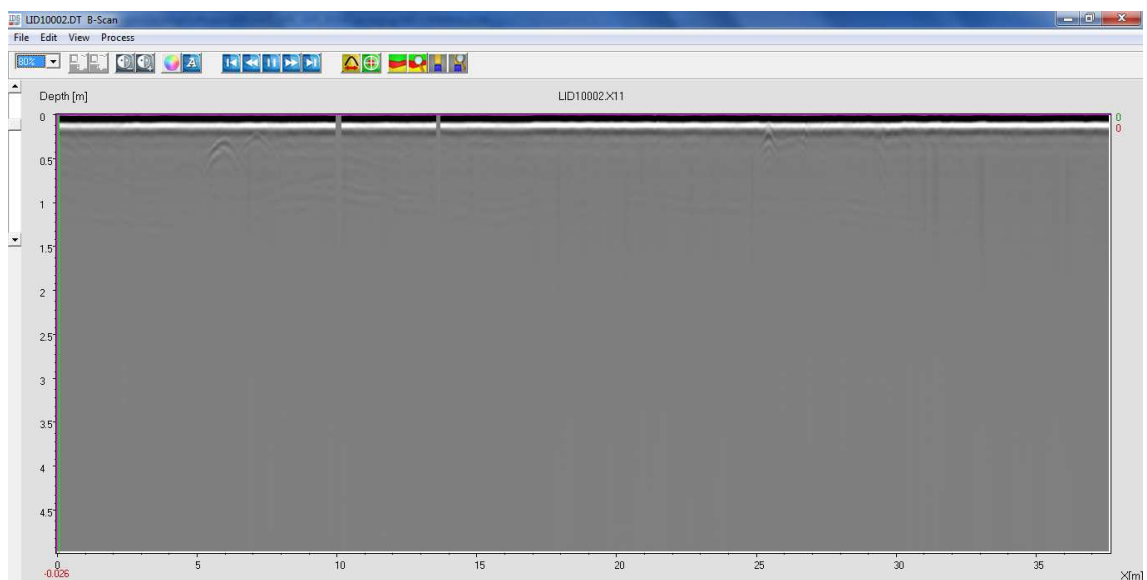


Figura 5.3 Radargramma risultante con l'operazione *Move start time*.

del profilo radar ponendo la prima riflessione a quota zero eliminando tutti i dati che nel radargramma stanno al di sopra di questa superficie. Passiamo ora alle operazioni di *Filtraggio*: il *Background Removal* e il *Vertical Bandpass Filter*.

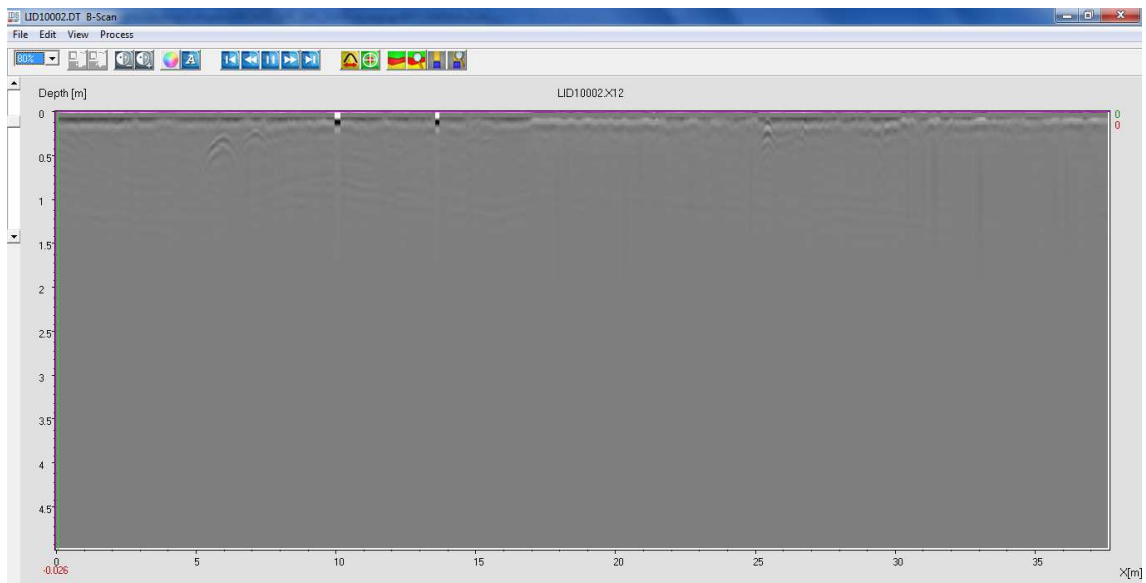


Figura 5.4 Radrogramma risultate con l'operazione *Background removal*.

Il Background Removal, eseguito nella figura 5.4 è finalizzato alla rimozione di frequenze continue lungo la direzione orizzontale (asse X) generate da rumore ambientale. Successivamente si applica il Vertical Bandpass Filter (figura 5.5).

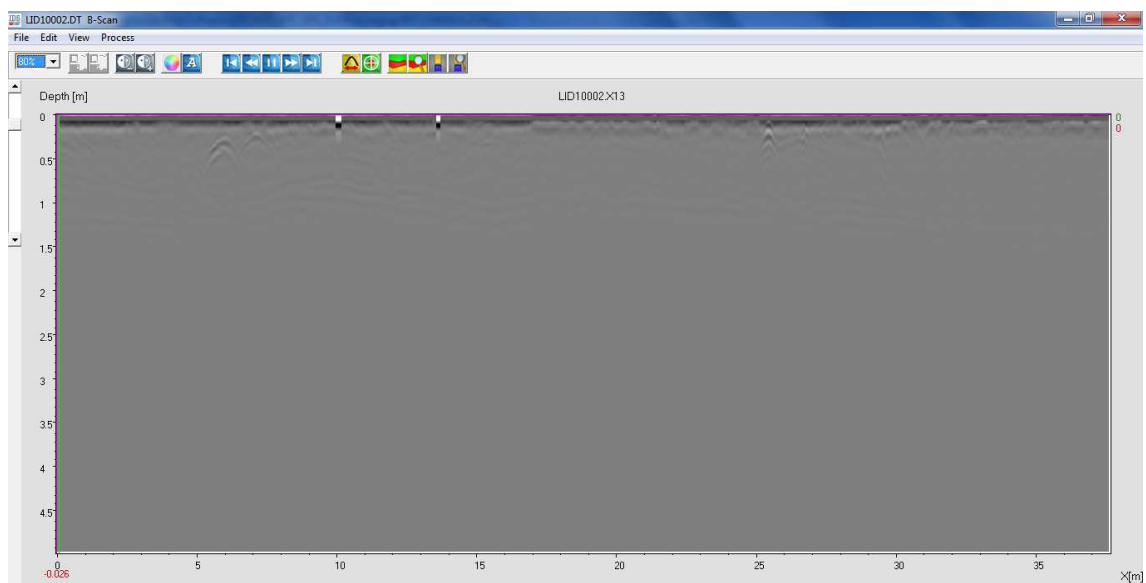


Figura 5.5 Radrogramma risultante dall'operazione di *Vertical bandpass filter*.

Questo permette di applicare un filtraggio che va ad eliminare i segnali con minor potenza, attraverso una finestra frequenziale individuata nello spettro di potenza del segnale radar in fase di ricezione. A questo punto si passa alle operazioni di *Guadagno*: la *Linear Gain* e lo *Smoothed Gain*.

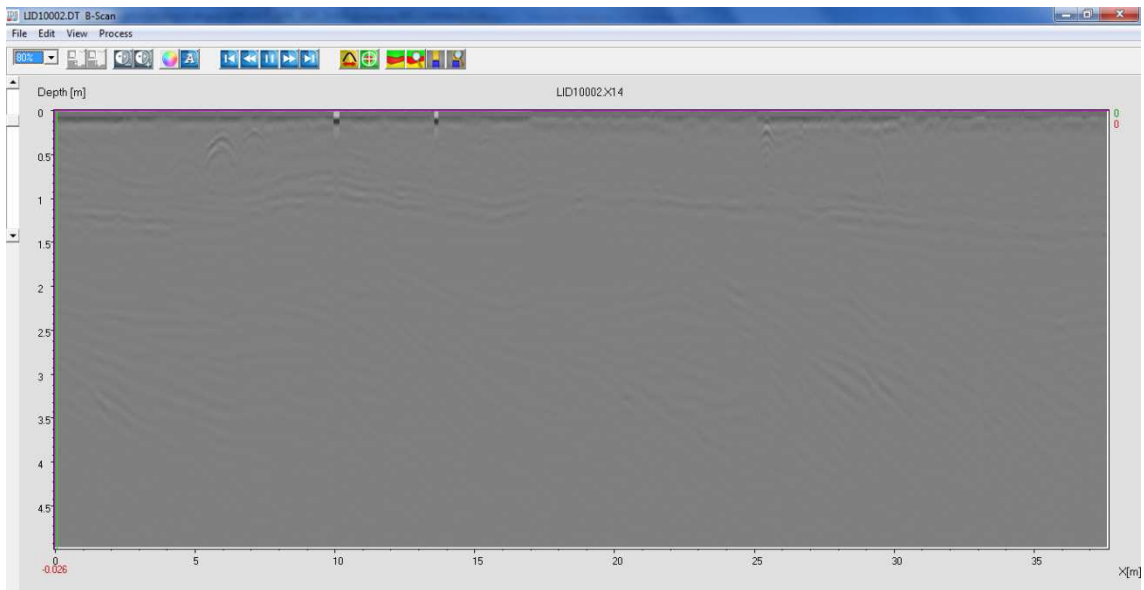


Figura 5.6 Radrogramma risultante dall'operazione *Linear gain*.

La Linear Gain, applicata nella figura 5.6, vede l'implemento dell'ampiezza delle onde elettromagnetiche in funzione della profondità, compensando il fenomeno dell'attenuazione.

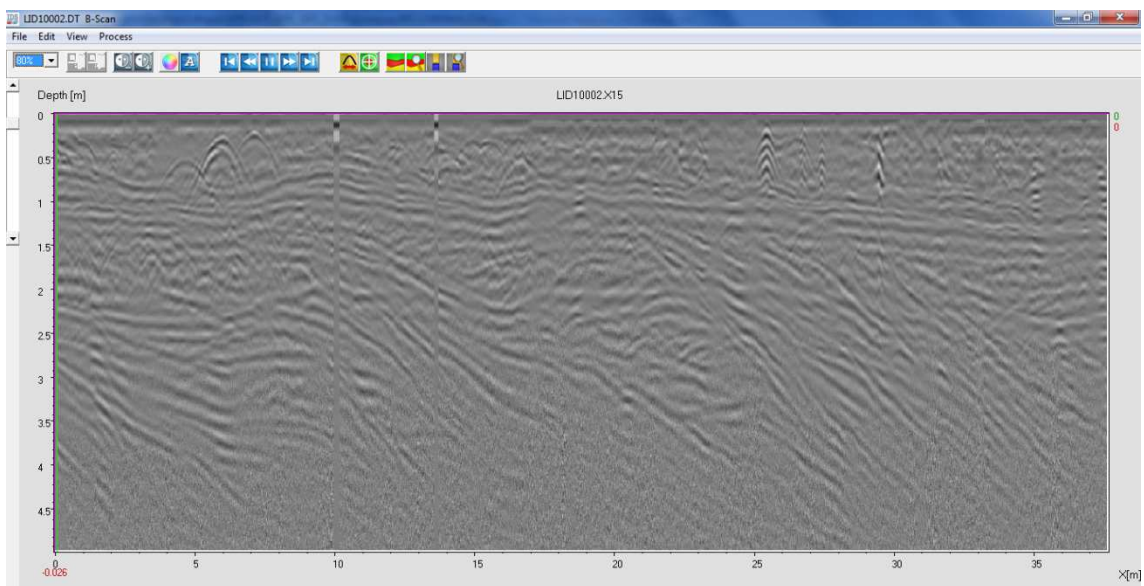


Figura 5.7 Radrogramma risultante dall'operazione *Smoothed gain*.

Infine, attraverso l'ultimo passaggio, lo Smoothed Gain, il software calcola il guadagno da applicare al segnale in finestre temporali definite e variabili lungo ogni singola traccia della sezione radar. Con questo step il profilo risulta finalmente più chiaro e i riflettori più delineati (figura 5.7).

È possibile con l'interfaccia grafica del software GRED applicare un contrasto maggiore al radargramma, così da rendere i riflettori ancora più puliti e delineati come mostra la figura 5.8.

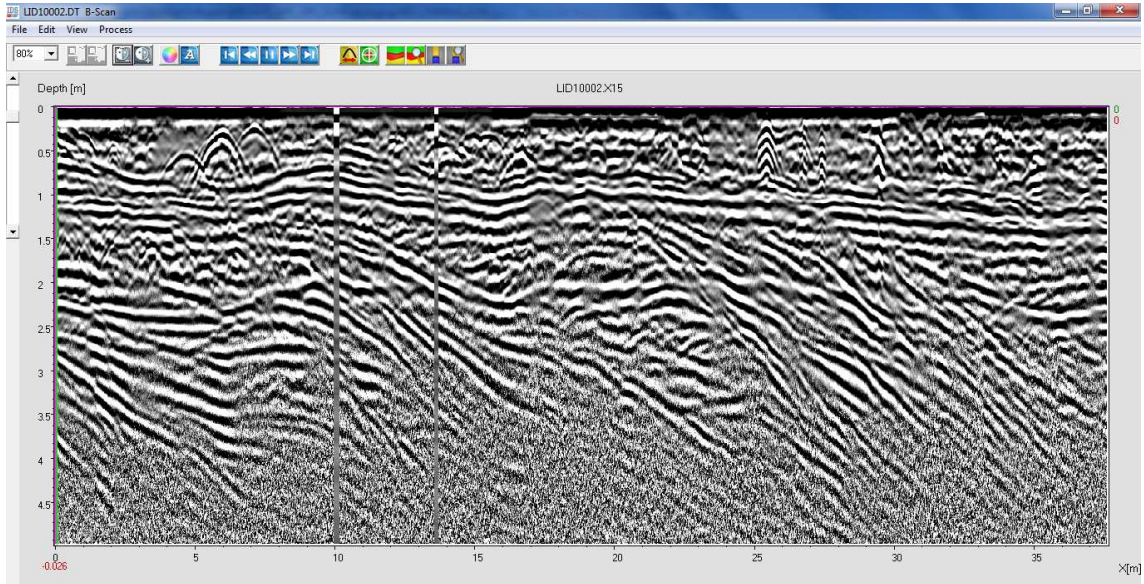


Figura 5.8 Radargramma risultante con l'aumento del contrasto.

Il software GRED inoltre ci permette anche di cambiare i colori al radargramma (figura 5.9), facendo apprezzare meglio la direzione e la forma di ogni singolo riflettore.

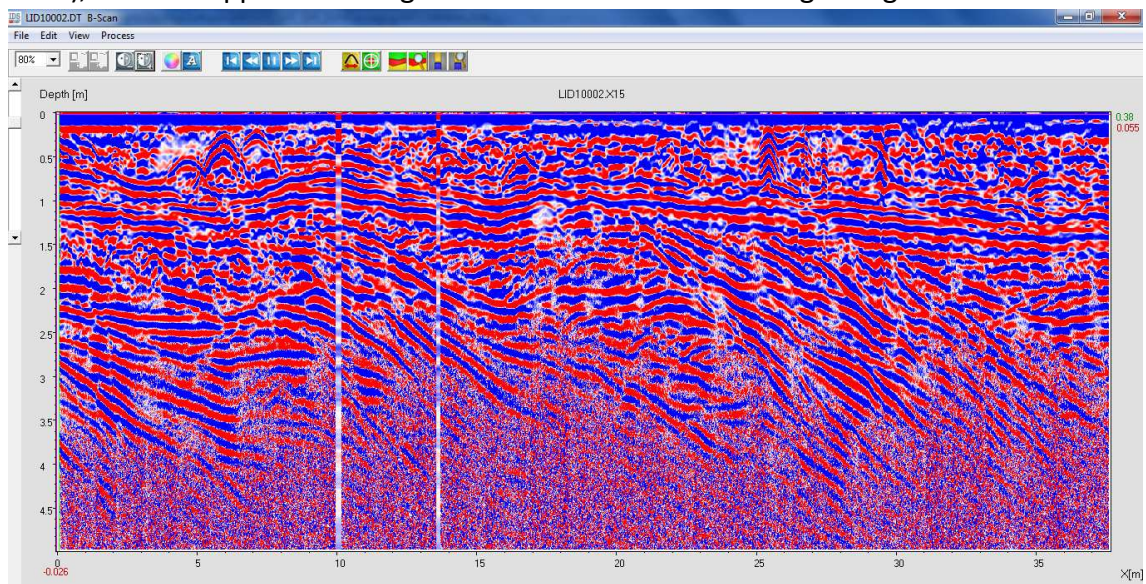


Figura 5.9 Radargramma colorato in rosso e blu.

Ci sono infinite gamme di colori disponibili, ma dato che nel radargramma i Point Marker sono riportati come singole linee verticali verdi o rosse conviene scegliere un colore che permetta di individuarli meglio (figura 5.10).

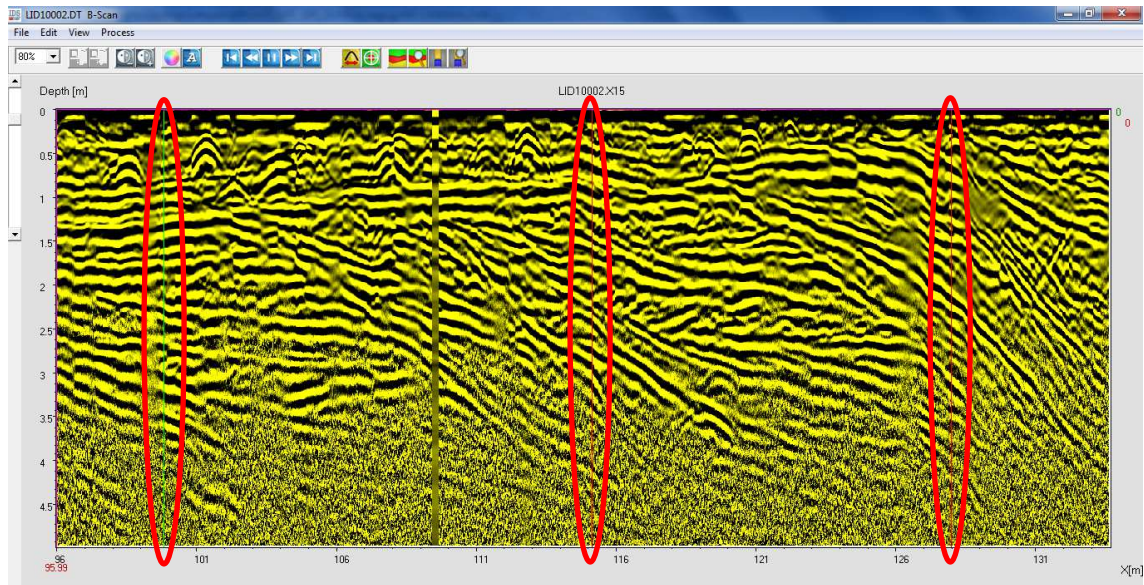


Figura 5.10 Radargramma con altri colori (giallo e nero) con Point Marker (nelle ellissi).

È possibile notare come da 4,5 metri in poi in verticale non è più possibile seguire alcun riflettore a causa del rumore ambientale.

Si esegue prima l'elaborazione per tutti i profili fatti, ai quali poi si applica la correzione topografica.

5.2 Correzione topografica

Come spiegato nei capitoli precedenti i dati GPR sono rilevati sui tempi di arrivo delle riflessioni e le profondità sono espresse in tempi, riferendo il tempo zero sempre alla stessa quota. Non viene quindi tenuta in considerazione la variazione d'elevazione, il che può generare delle distorsioni significative dell'immagine del sottosuolo. È necessario quindi necessario correggere topograficamente i profili. Quindi ai profili GPR elaborati con GRED è stata applicata una correzione statica di ogni traccia che

compone il radargramma spostandole verso l'alto o il basso per aderire al profilo topografico. Questa operazione è stata effettuata tramite il software GPRslice.

Sul computer i dati del GPS vengono visualizzati come in tabella 5.1:

N°punto	Quota (m)	Distanza (m)	Coordinate geografiche	
0	6 m	0 m		N43 48.868 E10 15.672
1	6 m	11 m	263° vero	N43 48.868 E10 15.668
2	2 m	10 m	261° vero	N43 48.868 E10 15.660
3	0 m	11 m	263° vero	N43 48.867 E10 15.653
4	1 m	13 m	267° vero	N43 48.866 E10 15.644
5	1 m	11 m	258° vero	N43 48.866 E10 15.635
6	1 m	11 m	257° vero	N43 48.865 E10 15.627
7	1 m	12 m	260° vero	N43 48.863 E10 15.619
8	1 m	10 m	251° vero	N43 48.862 E10 15.610
9	3 m	13 m	255° vero	N43 48.860 E10 15.603
10	3 m	13 m	259° vero	N43 48.858 E10 15.593
11	4 m	11 m	268° vero	N43 48.857 E10 15.584
12	3 m	11 m	256° vero	N43 48.857 E10 15.576
13	4 m	11 m	260° vero	N43 48.855 E10 15.568
14	7 m	13 m	255° vero	N43 48.854 E10 15.560
15	6 m	9 m	267° vero	N43 48.853 E10 15.550
16	3 m	12 m	258° vero	N43 48.852 E10 15.544
17	3 m	10 m	254° vero	N43 48.851 E10 15.535
18	3 m	9 m	243° vero	N43 48.850 E10 15.528
19	4 m	11 m	263° vero	N43 48.847 E10 15.522
20	3 m	11 m	255° vero	N43 48.847 E10 15.514
21	3 m	10 m	254° vero	N43 48.845 E10 15.506

Tabella 5.1 Visualizzazione dei dati GPS sul computer.

N°Punto è il numero dei rilevamenti effettuati dal GPS, il quale ogni decina di metri circa registrava la posizione. La Quota è l'altezza rilevata batimetricamente dal GPS ad ogni registrazione, mentre la Distanza sono i metri percorsi da una registrazione all'altra. Infine il GPS per ogni rilevamento ha registrato anche le Coordinate geografiche. Ogni profilo eseguito in campagna ha una tabella simile a questa tracciata dal GPS.

A questo punto è necessario effettuare delle piccole correzioni riguardo la quota e le distanze registrate dal GPS. Infatti ogni profilo terminava nella zona di swash zone della spiaggia, proprio sul livello del mare, per cui è inverosimile che lo strumento

segni un valore diverso da 0m per la quota sull'ultimo profilo. Calcolando quindi la differenza tra la quota segnata sull'ultima registrazione e quella reale (in questo caso 3 metri), possiamo trovare l'errore dovuto all'approssimazione del GPS e correggere tutto il profilo abbassandolo e riportando il suo punto finale al livello del mare (quota 0 m).

Successivamente è necessario controllare che la distanza totale di ogni profilo percorsa dal GPR e riportata sul radargramma e quella registrata dal GPS siano uguali. Infatti mentre il segnale satellitare misura una singola linea retta che dalla retroduna arriva fino alla swash zone, la ruota odometrica del GPR percorre un cammino non lineare, e quindi più lungo a causa della variazione d'elevazione tipico dell'ambiente dunale. La differenza tra le due misurazioni dei profili non è enorme ma è sempre significativa; è necessario intervenire con un allungamento proporzionato del segnale GPS, come se questo venisse spalmato sopra il profilo seguito dal GPR (figura 5.11).

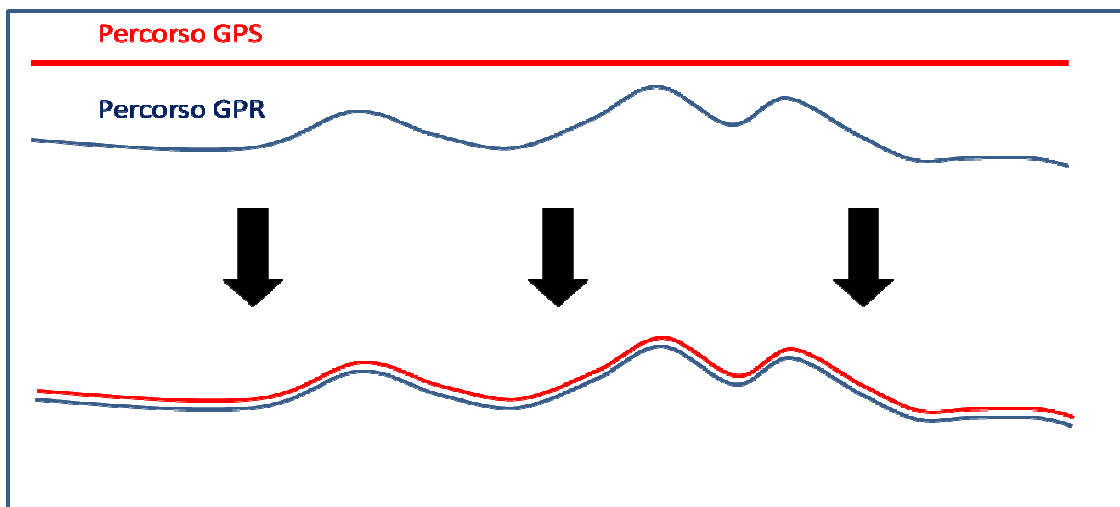


Figura 5.11 Aggiustamento lunghezza profili GPR e GPS.

Nel compiere questa operazione è necessario che non vengano spostate le quote rilevate dal GPS e per facilitare questo compito è opportuno fare affidamento ai Point Marker registrati sul radargramma, che, come spiegato nel capitolo precedente, indicano la presenza di una variazione d'elevazione o di qualche elemento caratteristico, come il top di una duna, le berme (ordinaria e di tempesta) delle depressioni interdunali ecc.

Una volta eseguite tutte le correzioni per tutti i profili è possibile quindi disegnare un grafico che ci permette di vedere la topografia dei profili (figura 5.12).

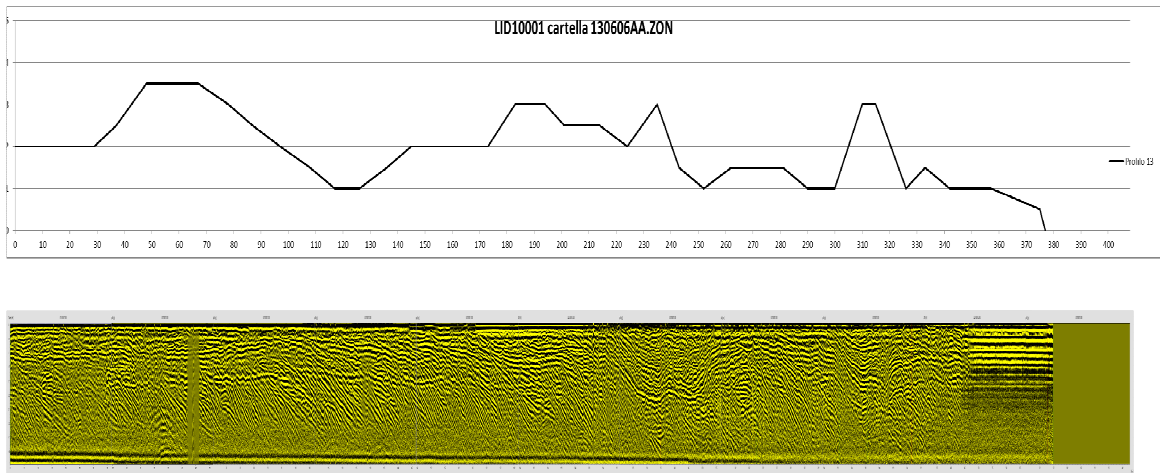


Figura 5.12 Profilo topografico con radargramma associato non in scala.

L'esempio riportato in figura 5.12 ha associato il suo radargramma e ovviamente non è in scala. Ora che la topografia dei singoli profili è stata ricalcolata e disegnata è possibile passare alla fase della *correzione topografica*, la quale permette di ricondurre le riflessioni alla loro effettiva posizione spaziale nella sezione come mostrato nella figura semplificativa 5.13.

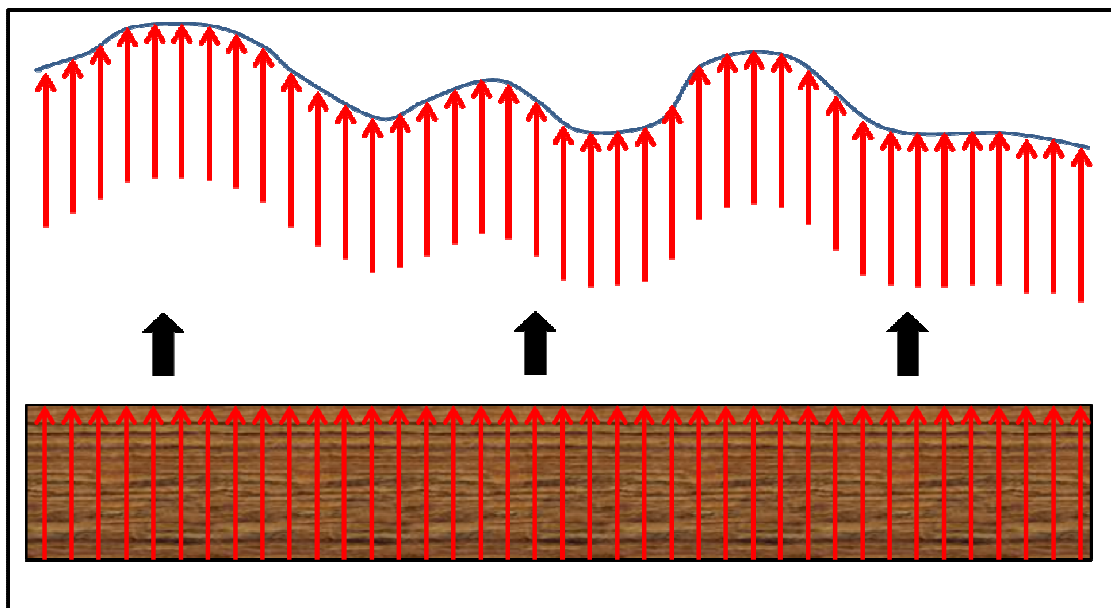


Figura 5.13 Schema semplificativo della migrazione.

Per effettuare questo passaggio viene utilizzato il software GPRslice. Per eseguire questa elaborazione, GPRslice richiede sia la topografia del profilo sia l'immagine del radargramma eseguito con il GRED ma devono essere forniti in formati particolari. Per quanto riguarda la topografia, questa viene deve essere in formato .dat: dalla topografia ricavata precedentemente con excel, devono essere riportati rispettivamente i valori di distanza orizzontale (x), spostamento laterale (y) e altezza(z) in questo preciso ordine e nel modo raffigurato nella figura 5.14 in un foglio di lavoro

(Blocco note). Ovviamente lo spostamento laterale è sempre 0 in quanto le linee tracciate sono ortogonali alla linea di costa. Ogni documento deve essere salvato con il nome "Topography.dat". Quindi per ogni profilo deve essere creato un documento con questo nome in questo formato .dat.

Anche per il radargramma è necessario eseguire un'operazione di cambio formato. Ogni volta che il software GRED crea un

radargramma, è possibile salvare la sua immagine, chiamata "macro", in un formato ".dt". Per la tecnica della correzione sul GPRslice il formato richiesto è un ".D00", per cui è necessario sostituirlo in tutte le macro ".dt" dei profili.

Una volta cambiati i formati per la correzione topografica, è possibile iniziare a far lavorare il software lavorando su un profilo alla volta. Se tutti i dati inseriti sono stati scritti nella maniera richiesta dal software GPRslice, questo elabora l'immagine finale del radargramma corretto topograficamente. Nell'allegato è possibile osservare il risultato finale dei radargrammi di tutti i profili corretti topograficamente.

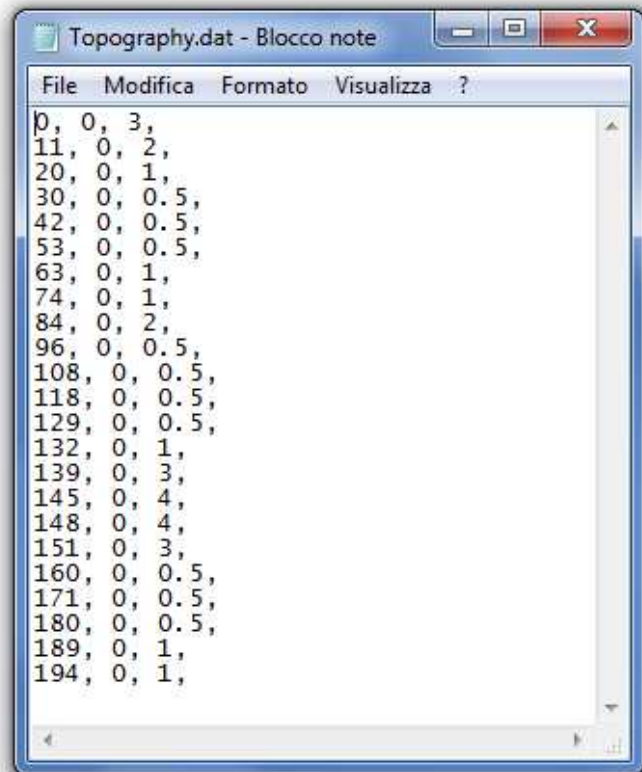


Figura 5.14 Dati topografici riportati in un foglio di lavoro per formato .dat.

Capitolo 6

Risultati e Interpretazione

Nelle figure 6.1 e 6.2 viene illustrato il risultato ottenuto dagli incroci dei profili in maniera tridimensionale con uno zoom degli incroci evidenziati.

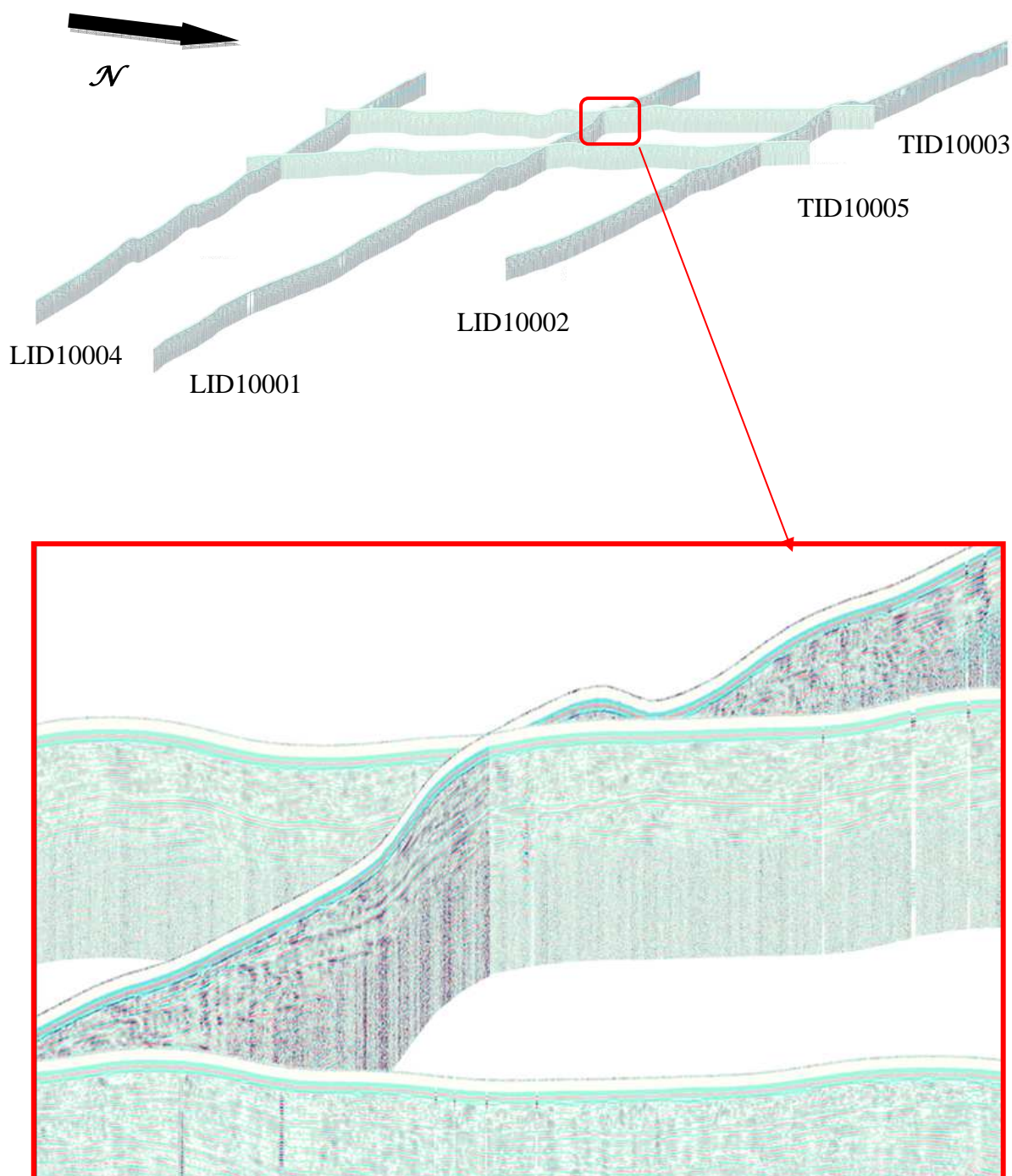


Figura 6.1 Immagine tridimensionale dei profili dell'area a Nord del Fosso della Bufalina con zoom dell'area nel riquadro rosso.

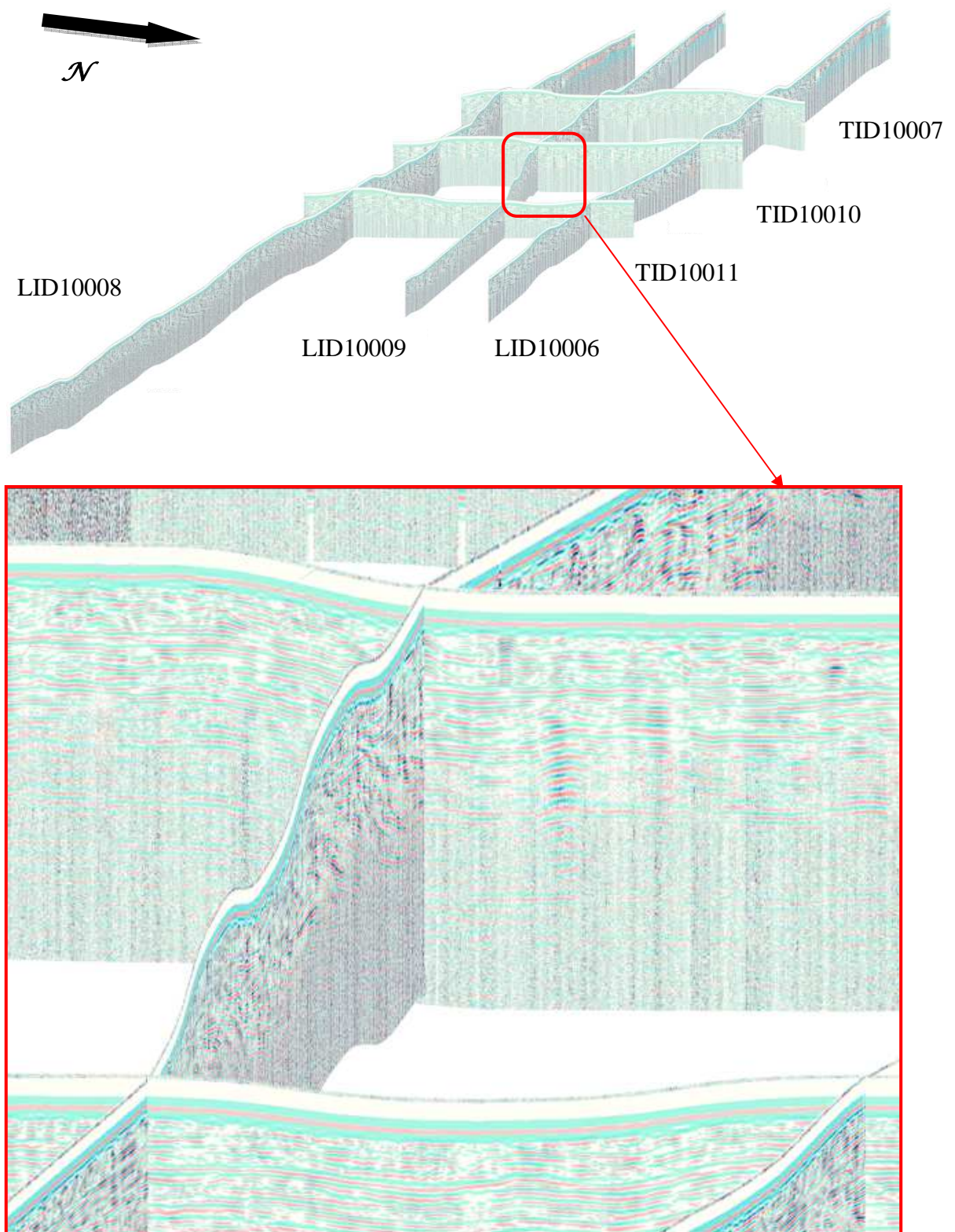


Figura 6.2 Immagine tridimensionale dei profili dell'area a Sud del Fosso della Bufalina con zoom dell'area nel riquadro rosso.

Come già è possibile intuire dalle figure soprastanti, i singoli profili topografici ottenuti mediante il processo di elaborazione hanno un'estensione troppo elevata da poter essere apprezzati nella loro integrità, quindi sono stati riportati in allegato, dove è possibile stimare più facilmente il risultato raggiunto.

Interpretazione



Figura 6.3 Profilo scelto per l'interpretazione.

di swash zone verso l'entroterra, più precisamente fino all'area retrodunale dove inizia a svilupparsi la vegetazione arborea, come è visibile dalla figura. Le ragioni che hanno portato a scegliere questo segmento sono legate al fatto di voler esaminare gli eventi più recenti nella storia del sistema dunale, presumibilmente meglio conservati anche in profondità. Inoltre in quest'area è minore il rimaneggiamento antropico e maggiore l'elevazione della duna, così da poter esplorare uno spessore di spiaggia.

Il profilo preso in esame per l'interpretazione è riportato in figura 6.4.

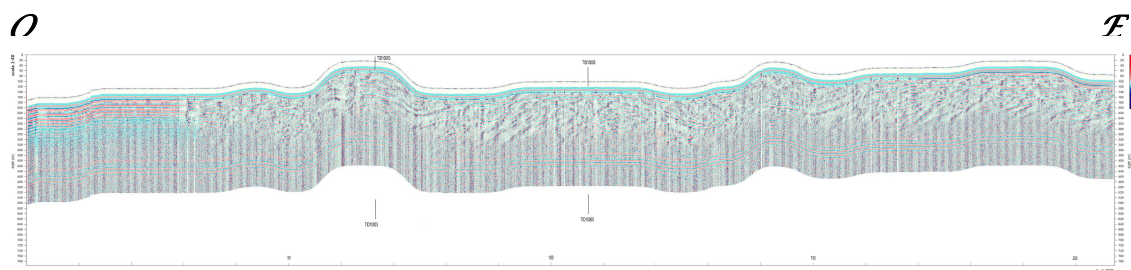


Figura 6.4 Profilo LID10001, i 200 metri che vanno dal mare verso l'interno.

Anche questo profilo è riportato in allegato, in quanto nonostante le dimensioni siano ridotte non è possibile apprezzare i dettagli. In figura 6.4 è comunque possibile osservare come si evolve il profilo topografico tipico delle coste sabbiose: a sinistra c'è il mare, quindi c'è una zona in leggera pendenza che presenta due piccoli scalini dovuti

alle berme ordinaria e di tempesta. Procedendo verso destra si nota la prima duna mobile dopodiché c'è la zona interdunale caratterizzata da evidenti depressioni e poi infine si arriva alle dune fisse e all'area retrodunale, nella parte più a destra della figura. È possibile notare la presenza di due segni verticali in prossimità della duna mobile e dell'area interdunale: sono i punti in cui si intersecano le linee parallele alla costa rispettivamente la TID10003 e la TID10005, come si vede anche dalla figura 6.1.

A questo punto è stata effettuata l'interpretazione del profilo scelto. Già dalla figura 6.3, è possibile effettuare una prima valutazione delle caratteristiche stratigrafiche che presenta il profilo. Infatti è possibile individuare con una veloce osservazione varie

superfici che sono più marcate e distinguibili dalle altre, e inoltre è possibile individuare anche alcune facies sismiche che hanno direzioni e forme diverse tra di loro. Inoltre è possibile individuare aree in cui i dati sono stati persi o non acquisiti, come visibile in figura 6.5. Queste aree sono marcate da una striscia bianca e sono dovute a vari motivi, come un salto dell'antenna o il blocco della ruota odometrica durante l'acquisizione dei dati a causa della vegetazione o di qualche sasso. Inoltre la presenza della vegetazione, delle sue radici e dei residui naturali come tronchi, canne e sassi, è una costante sempre presente nell'ambiente

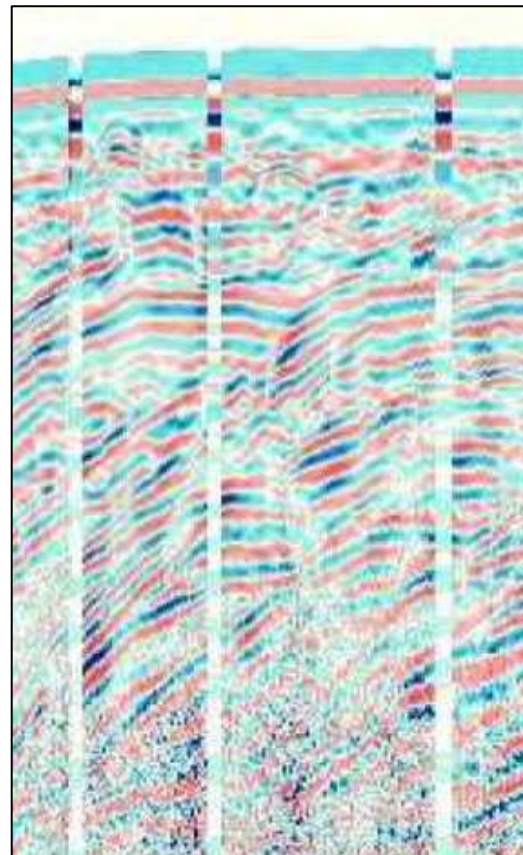
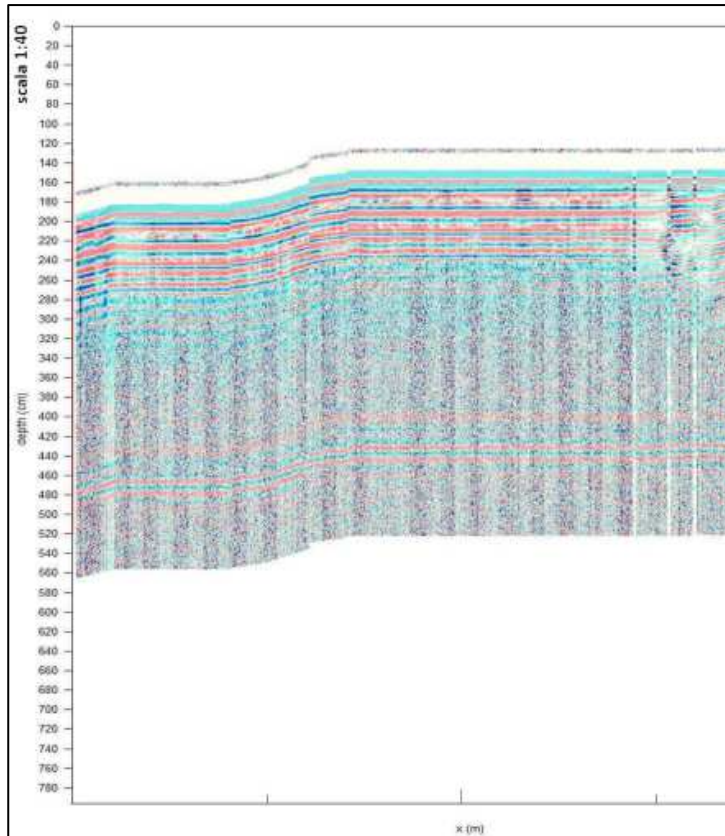


Figura 6.5 Errori dell'acquisizione dei dati nel profilo.

dunale, il che implica una presenza notevole di elementi di disturbo nel primo metro di profondità che il GPR riporta sul radargramma come dei segnali disturbati e non identificabili. Un'altra cosa che è possibile individuare immediatamente è la disposizione degli strati nell'area più prossima al mare, visibile in figura 6.6. Qui è possibile osservare l'effetto del cuneo salino, che permette di individuare gli strati solo fino ad un metro di profondità, mentre sotto il segnale è troppo disturbato per

permettere qualsiasi tipo di riconoscimento. Inoltre in quest'area gli strati sono i più recenti, gli ultimi ad essersi formati, rispetto a quelli che si trovano più nell'entroterra, e quindi hanno una disposizione più precisa. Nel dettaglio della figura 6.6 si individua facilmente i due scalini che corrispondono alla berma ordinaria e alla berma di tempesta.



Successivamente l'analisi del profilo si è fatta più approfondita. Sono state individuate le superfici stratigrafiche caratteristiche più importanti, e in seguito sono stati individuati tutti gli altri elementi tipici della stratigrafia, come troncature, i vari foreset, lacune, paleodune ecc. Il profilo analizzato completo è riportato in allegato e in figura 6.7.

Figura 6.6 Parte di profilo vicino al mare.

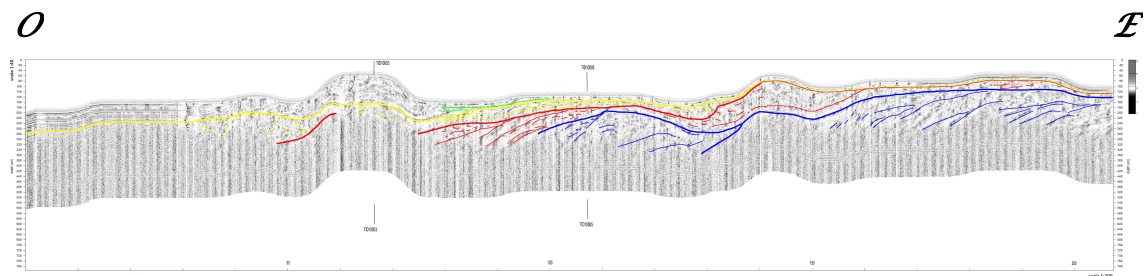


Figura 6.7 Profilo interpretato intero.

Dato che l'immagine nella sua interezza è troppo piccola per apprezzarne i dettagli è stata sezionata in diverse parti che poi sono state analizzate singolarmente come riportato in figura 6.8.

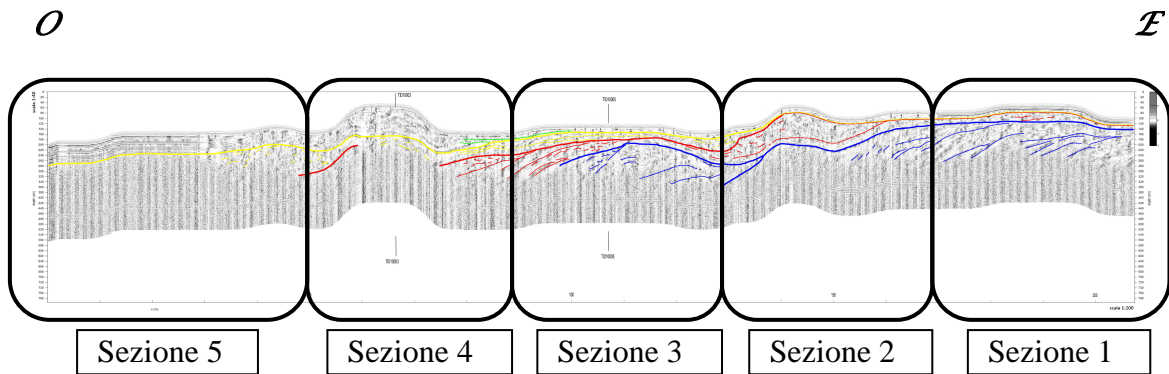


Figura 6.8 Profilo analizzato diviso nelle relative sezioni.

Prima di passare all'analisi delle singole sezioni è già possibile osservare in figura 6.7 alcune cose molto interessanti. Sono state individuate 3 superfici più importanti che suddividono il profilo in 4 aree che è possibile riconoscere dalla diversa colorazione. Per i principi base della stratigrafia radar, gli strati più antichi si trovano sotto quelli più recenti, per cui è possibile affermare che c'è una relazione temporale fra le varie superfici: la superficie più antica è quindi quella più profonda, che ha una colorazione in blu, così come tutti i riflettori e le facies che le sottostanno. Inizia alla destra del profilo e lo percorre andando verso la direzione del mare (a sinistra dell'immagine) ad una profondità nel sottosuolo che varia da 1 metro fino a 3 metri in alcune zone. Si immerge a circa 100 dalla riva a profondità superiori a quelle che il radargramma permette di leggere. Sopra la superficie blu è stata individuata un'altra superficie importante evidenziata in rosso, che è quindi più recente rispetto alla prima. Questa superficie sembra percorrere ad una profondità di circa 1-1,5 metri tutto il profilo, fino sotto alla grossa duna mobile a circa 70 metri dalla riva, dove sembra raggiunga anche i 3 metri di profondità e dove per un piccolo tratto non è possibile seguirla, ma di questo punto se ne parlerà successivamente. L'ultima superficie importante individuata è stata evidenziata in giallo, ed è la più recente rispetto alle altre, proprio perché si trova sopra di esse. È possibile seguirla anche negli ultimi 60 metri, fino alla riva e si trova ad una profondità di circa 3 metri nella zona che dalla linea di costa arriva fino a circa 80 metri, per poi diminuire di profondità arrivando a circa mezzo

metro sotto il suolo. A circa 140 metri dalla riva, la superficie gialla si incontra con quella rossa e rimangono sovrapposte nel resto della figura. Vedremo successivamente che significato può avere questa geometria di riflessioni. Infine sopra la superficie gialla si trovano dei sedimenti che si sono depositati ancor più recentemente e che sono evidenziati da alcune strisce di colore verde. Riassumendo quindi ci sono 4 aree temporalmente distinte tra di loro:

- **Area 4:** è sicuramente la più antica, e si trova sotto tutte le altre;
- **Area 3:** più recente dell'area 1, ma più antica rispetto alle altre aree, nella parte più interna sembra confinare direttamente con l'area 4;
- **Area 2:** la seconda area più recente, non percorre tutto il radargrama, sembra venga interrotta;
- **Area 1:** l'ultima area che si è formata con l'apporto dei sedimenti, più spessa verso la zona di riva, e più sottile nell'interno;

Successivamente sono state studiate ed analizzate le singole sezioni per poter studiare meglio i dettagli del radargrama.

Sezione 1

La figura 6.9 riporta la sezione 1 del radargramma del profilo LID10001. Oltre alle tre

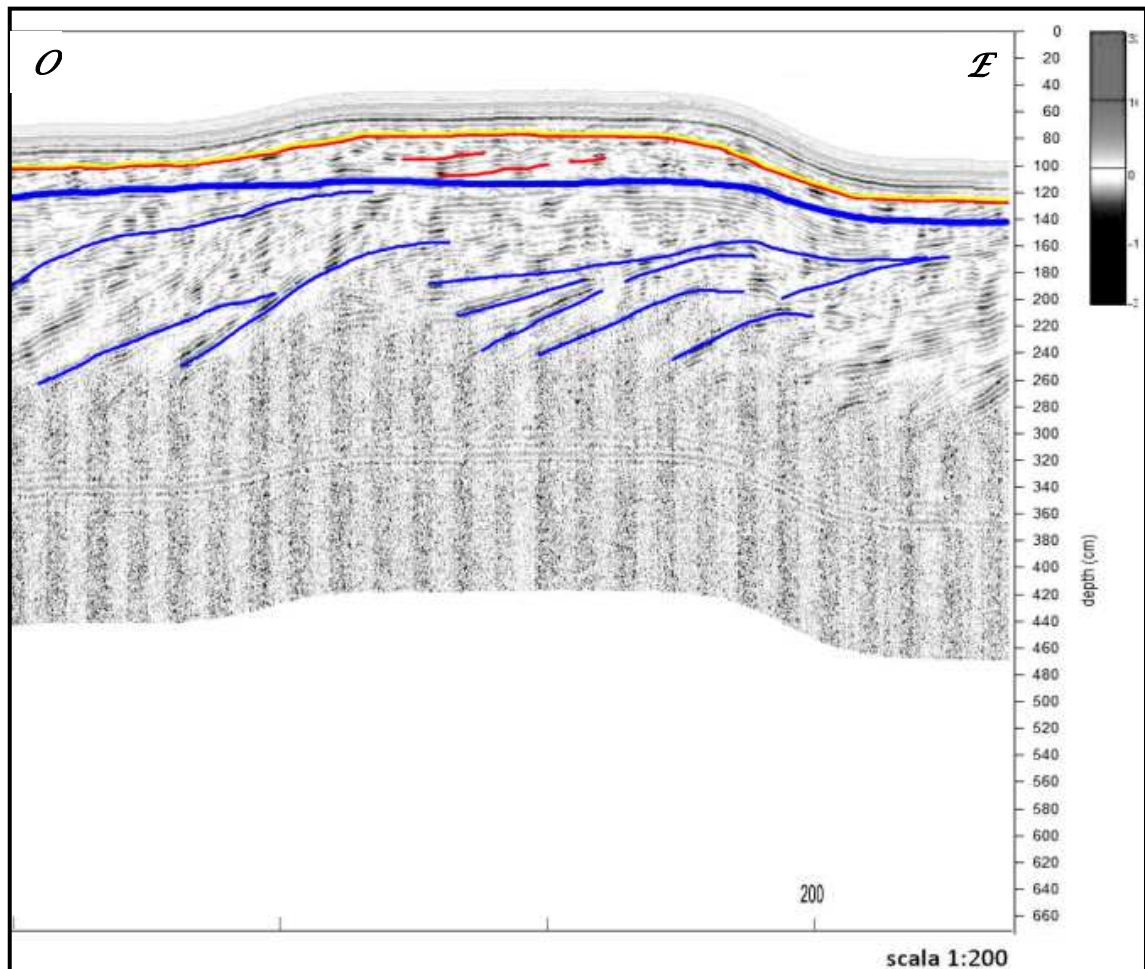
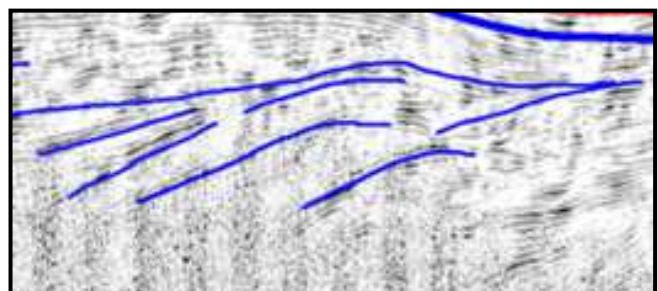


Figura 6.9 Sezione 1 del radargramma del profilo LID10001.

principali superfici radar sono stati evidenziati anche alcuni strati più significativi soprattutto nell'area 4 che in questa sezione è molto ampia. Gli strati dell'area 4 hanno tutti un'inclinazione immergente verso mare, anche se con pendenze diverse. Il gruppo di riflettori evidenziati in blu a destra nella sezione riportato in figura 6.10 sembra vada ad intersecarsi con il riflettore maggiore che li sovrasta che ha una pendenza minore e che sembra descrivere la generale geometria



arcuata delle dune. Questa particolare forma dei riflettori viene di solito

Figura 6.10 Particolare della sezione 1 che evidenzia un gruppo di riflettori.

interpretata come una migrazione laterale delle dune.

Sulla sinistra della figura 6.9 invece è possibile notare come un riflettore che ha una determinata pendenza si appoggia letteralmente ad un altro riflettore che ha una pendenza maggiore, come evidenziato meglio dalla figura 6.11. Questa struttura

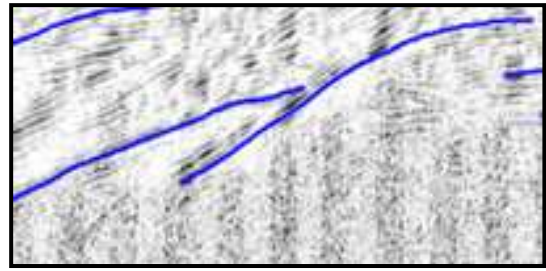


Figura 6.11 Particolare della sezione 1 in cui è visibile un riflettore con pendenza minore che si appoggia su di un altro maggiormente inclinato.

viene interpretata come un probabile indice di abbassamento del livello del mare avvenuta in tempi antichi.

Nell'area 3, i riflettori evidenziati in rosso sembra abbiano un'andamento piano parallelo, che riprende l'andamento della superficie rossa soprastante. La superficie rossa e quella gialla in questa sezione sono sovrapposte, non c'è traccia di sedimenti appartenenti all'area 3, infatti quelli più superficiali fanno parte dell'area 4. Questo significa che è presente una lacuna stratigrafica, ovvero c'è mancanza di sedimento, ed il principale processo erosivo responsabile è presumibile sia il vento.

Sezione 2

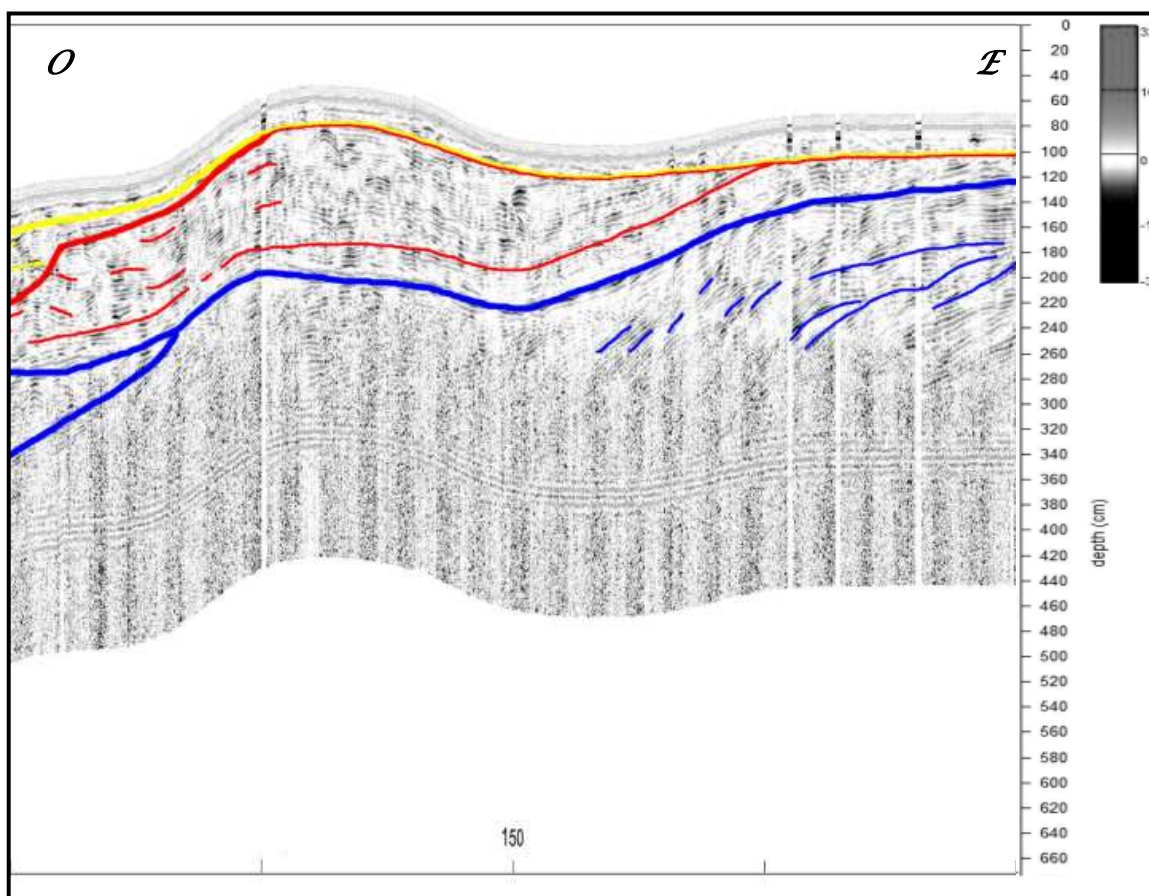


Figura 6.12 Sezione 2 del radargramma del profilo LID10001.

Nella sezione 2 rappresentata in figura 6.12 sono visibili tutte e 4 le aree. Analizzando l'area 1 in blu, sulla destra possiamo osservare dei

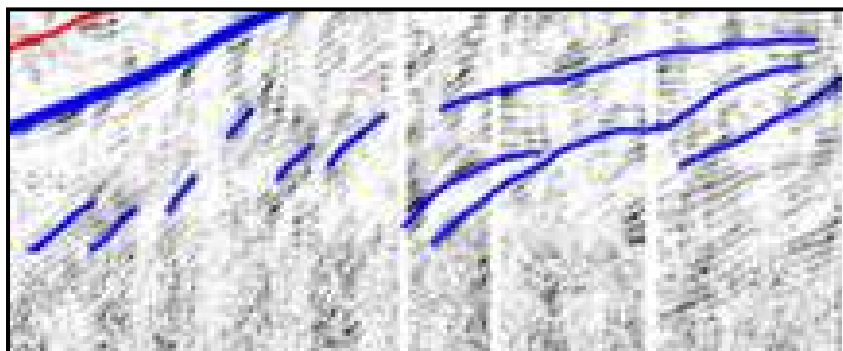
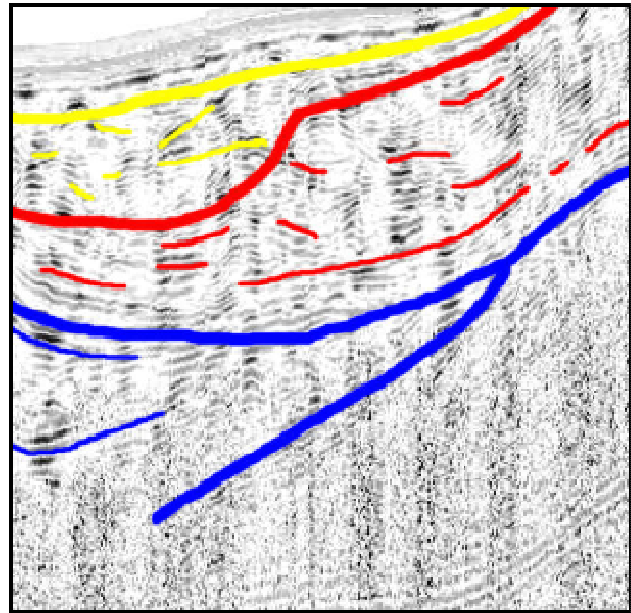


Figura 6.13 Particolare della sezione 2, che evidenzia al centro un riflettore appoggiato su un altro, e un aumento di pendenza dei riflettori discontinui a sinistra.

riflettori evidenziati leggermente inclinati verso mare (figura 6.13). Anche qui è presente un riflettore appoggiato all'altro come precedentemente descritto. Alla loro sinistra ce ne sono altri (figura 6.13 sulla sinistra) che, sebbene discontinui, rendono l'idea di un aumento di pendenza. Questi strati ad inclinazioni più elevate potrebbero essere sinonimi di depositi eolici più grossolani (con angolo di riposo maggiore) che si sono depositati grazie ad un aumento di energia dell'intero sistema.

In figura 6.12 a circa 140 metri dalla riva del mare, la superficie blu ha una forma convessa che richiama la geometria di una duna. Questa struttura viene interpretata come una protoduna che fa da sito di nucleazione per la duna attuale che si è sviluppata sopra di essa. Probabilmente si è sviluppata in un periodo di tempo in cui l'energia del vento decadeva mentre dominava il tasso di crescita delle dune.

Nella parte sinistra della figura 6.12, è possibile osservare una divergenza della superficie blu (dettaglio in figura 6.14). Questa è dovuta alla presenza di uno *slump*, ovvero di un franamento interno al sistema dunale o di un collasso. Le cause che possono aver portato a questo slump individuarle con certezza, probabilmente è dovuto al



superamento dell'angolo limite di stabilità, o alla liquefazione delle sabbie. Lo slump è riscontrabile anche nelle aree 3 e 2 a causa della presenza di piccoli riflettori disposti in maniera caotica, di forma convessa e concava e senza una precisa disposizione come è visibile in figura 6.14. Anche la superficie rossa ha subito una curvatura a causa dello slump, mentre invece quella gialla non ne ha risentito. Inoltre l'area 4 sopra lo slump non presenta riflettori caotici. Tutto questo indica che il collasso è avvenuto quando era in fase di deposizione

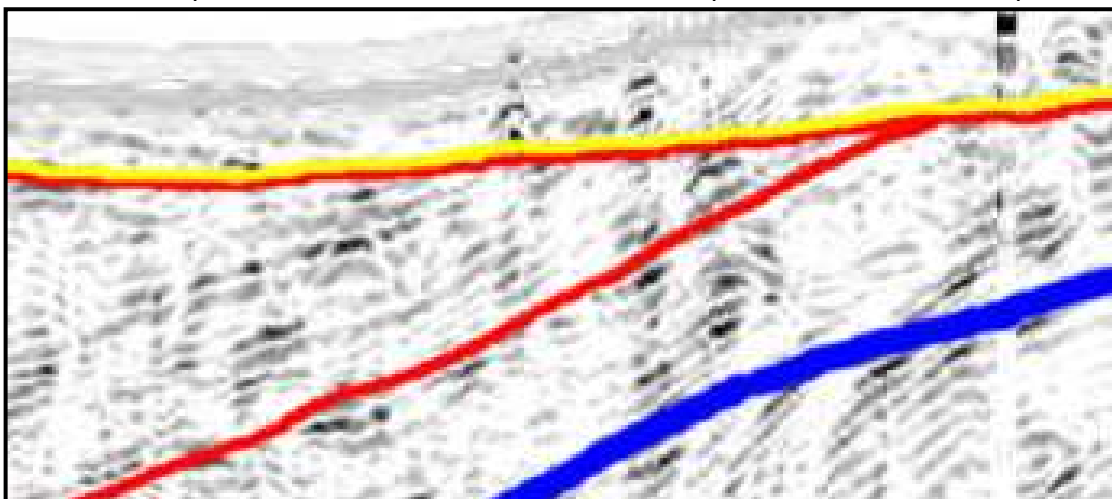


Figura 6.15 Particolare della sezione 2 in cui è visibile la truncatura erosiva dei riflettori tra le due superfici radar rosse.

il sedimento nell'area 3, ovvero prima che si depositasse quello dell'area 4, che infatti non presenta segnali caotici nei suoi riflettori.

Nella figura 6.12 a circa 140 metri dalla riva, è possibile osservare il punto in cui vengono a sovrapporsi le superfici rossa e gialla, e dove cioè inizia la lacuna stratigrafica di cui è stato già parlato nella sessione 1.

A circa 160 metri dalla riva invece nell'area 3 c'è una troncatura erosiva (Figura 6.15). Questa struttura indica che la superficie rossa, che in questo caso è sovrapposta alla gialla a causa della lacuna stratigrafica, rappresenta una superficie erosiva che fa terminare la successione degli strati sottostanti. La presenza della superficie erosiva è conseguente alla lacuna stratigrafica individuata. Quest'ultima viene definita da Bosellini et al (1989) come l'intervallo di tempo mancante in presenza di una discontinuità e quindi è il risultato di non deposizione, di erosione oppure della combinazione dei due processi.

Sezione 3

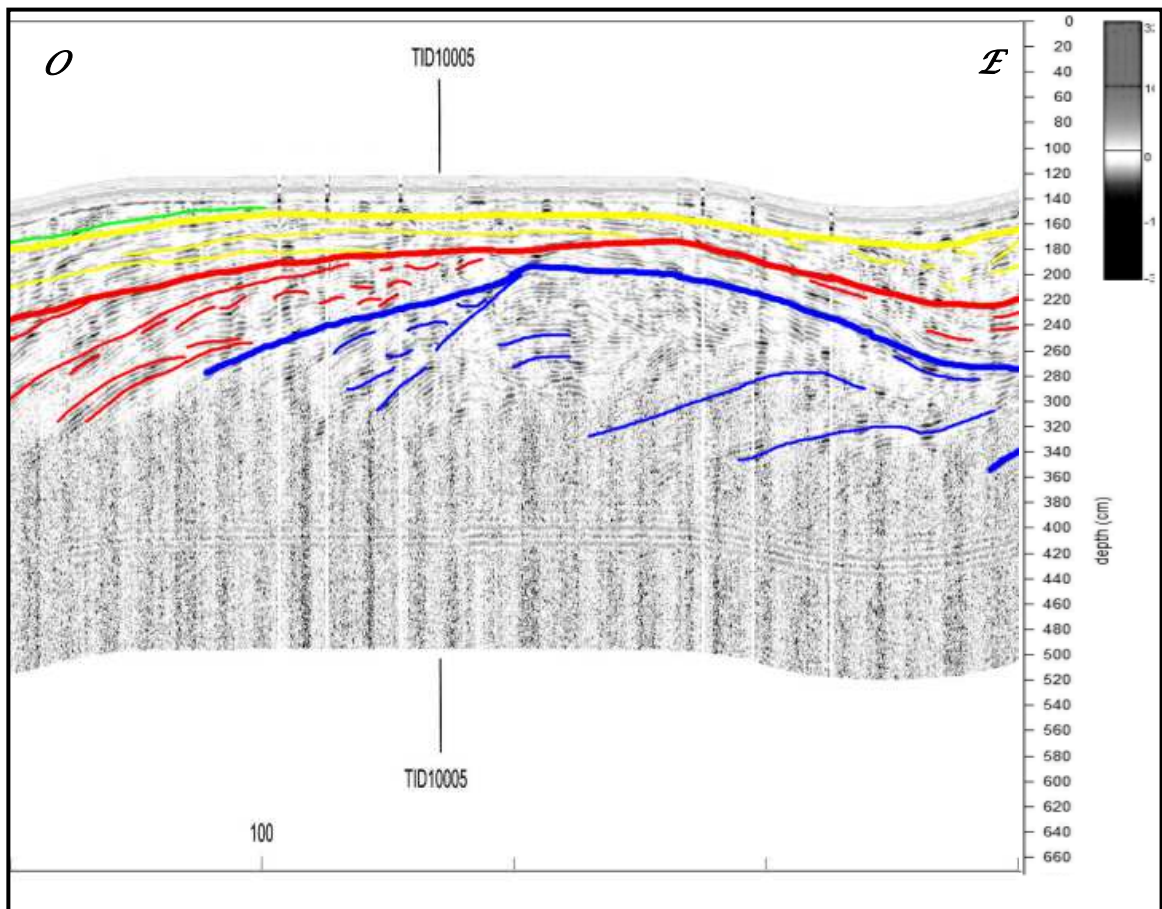


Figura 6.16 Sezione 3 del radargramma del profilo LID10001.

La figura 6.16 rappresenta la sezione 3 del profilo LID10001. Sono presenti tre e 4 le aree, ed è possibile osservare come la superficie blu intorno a 100 metri dalla riva circa

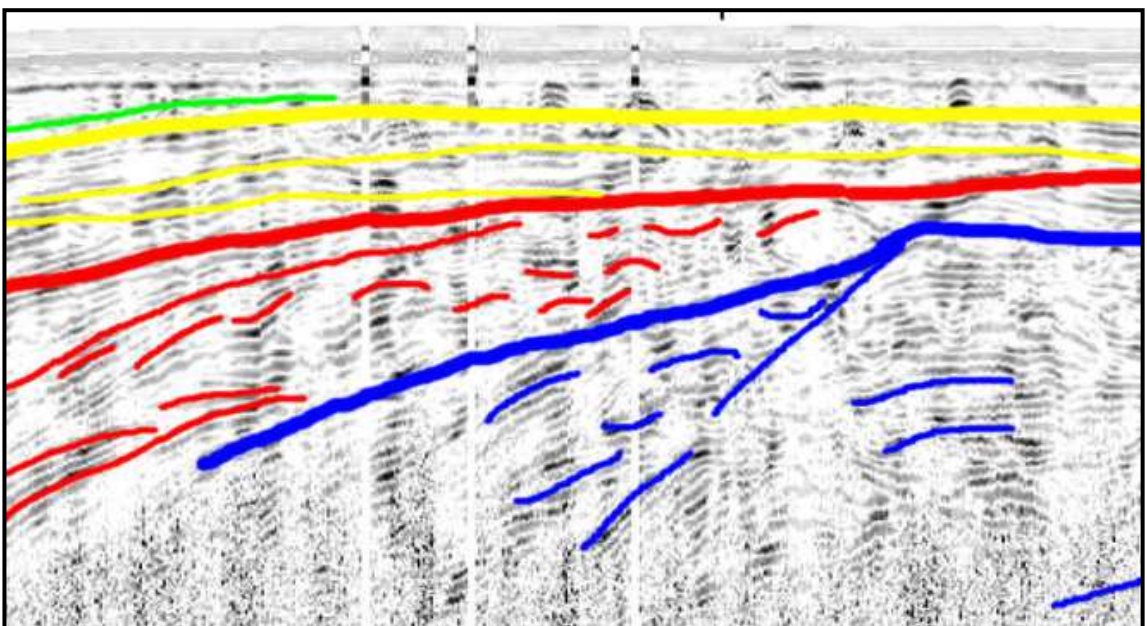


Figura 6.17 Particolare della sezione 3 in cui è visibile lo slump nelle aree tra la superficie radar blu.

tende ad immergersi e a non risultare più visibile. Sulla destra dell'immagine ci sono ancora i riflettori caotici delle aree 4,3 e 2 legati sempre allo slump individuato nella sezione 2.

A circa 100 metri dalla riva è possibile individuare anche in questa sezione una struttura convessa generata dalla superficie blu simile alla protoduna descritta precedentemente. A differenza di quella osservata nella sezione 2, questa protoduna non fa da sito di nucleazione per una duna superiore, probabilmente perché quando si è formata l'energia del vento è aumentata e in conseguenza è diminuito il tasso di accrezione verticale. Anche in questa sezione è presente e ben visibile un altro slump tra i 100 e i 110 metri circa dalla riva di costa. Nella figura 6.17 viene inquadrato nel dettaglio questo secondo slump: anche qui la superficie blu subisce una divergenza a causa del collasso del deposito, e anche in questo caso non è possibile individuarne la causa. Sono facilmente osservabili i riflettori concavi e convessi disposti caoticamente nella divergenza della superficie blu rappresentata in figura 6.17 e nell'area 3 evidenziati in rosso. A differenza dello slump precedente, la superficie rossa non è stata influenzata dal franamento, quindi significa che l'area 2 in giallo si è depositata successivamente al franamento. Infatti i riflettori evidenziati in giallo hanno un andamento piano parallelo alla superficie principale gialla e si posizionano secondo una struttura onlap sulla superficie rossa, in quanto sono superfici a basso angolo che cessano su una superficie sismica più ripida.

Nella parte più prossima alla superficie, sulla sinistra è evidenziato in verde un riflettore dell'area 4, la più recente che tende a seguire dolcemente la superficie gialla sottostante, identificando una superficie di deposizione ad energia poco elevata. Inoltre anche in figura 6.17 è possibile osservare come il primo metro sotto la superficie del suolo sia costantemente disturbato da parabole derivanti da oggetti nascosti dalla sabbia come radici o sassi, per cui è estremamente difficile individuare dei riflettori continui.

Sezione 4

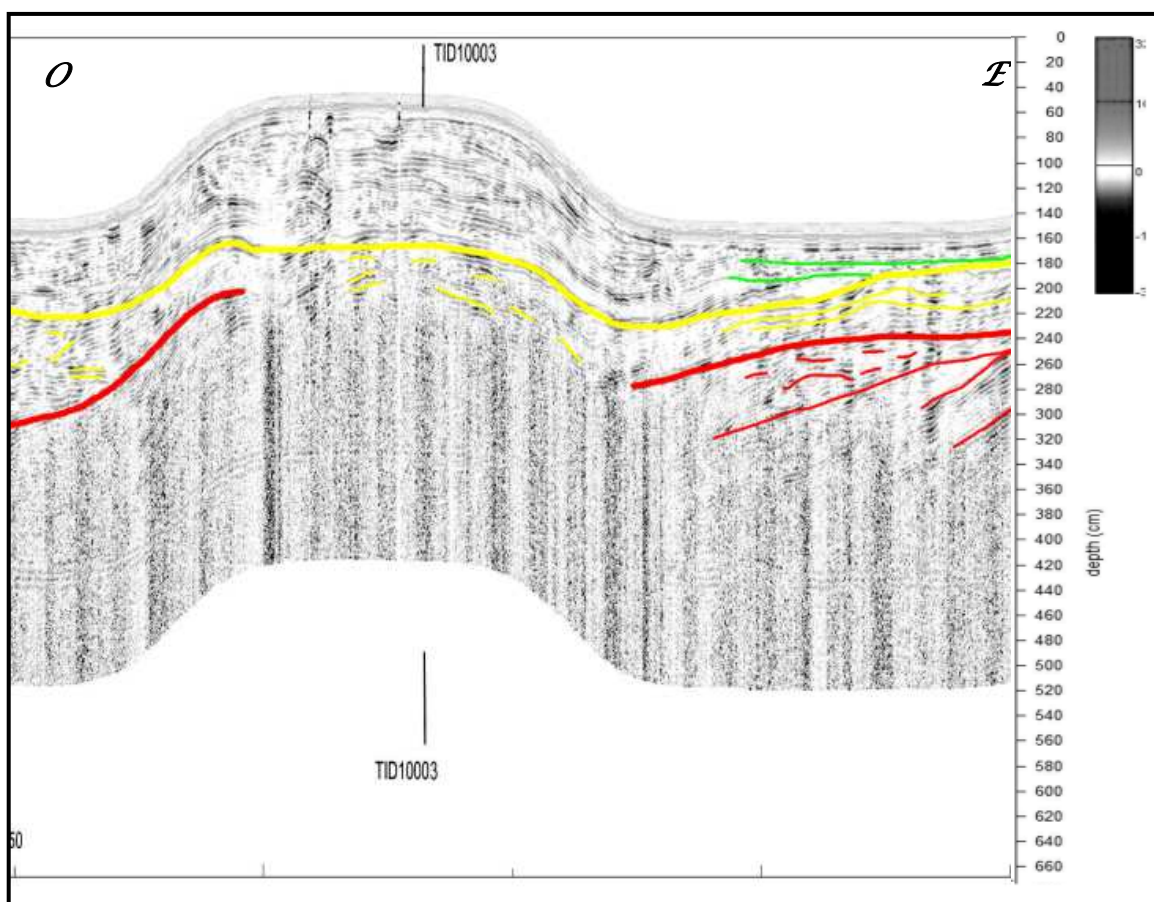


Figura 6.18 Sezione 4 del radargramma del profilo LID10001.

Nella sezione 4 del radargramma del profilo LID10001, riportata in figura 6.18, è topograficamente visibile la forma della grande duna mobile a circa 60-70 metri dalla riva di costa. La prima cosa che è possibile osservare è la mancanza dell'area 4, in quanto la superficie che la delimitava si è persa in profondità nella sezione 3. Il riquadro sottostante (figura 6.19) mostra nel dettaglio la parte destra dell'immagine della sezione 4. È possibile osservare una struttura già rinvenuta precedentemente, ovvero uno slump che interessa l'area 3 evidenziata in rosso. Come al solito è presente una facies caratterizzata da elementi caotici, piccoli strati concavi e convessi senza alcun tipo di organizzazione, elementi tipici di un franamento. Lo slump comprende solo l'area 3, infatti la superficie rossa non è stata interessata dal cedimento, per cui i sedimenti dell'area 2 si sono depositati successivamente all'evento di collasso. Infatti sempre in figura 6.19, si possono osservare come i riflettori evidenziati in giallo dell'area 2 tendono a mantenere un andamento parallelo alle due superfici che li

delimitano, quella inferiore rossa e quella superiore gialla. Quest'ultima in particolare è una superficie con una certa inclinazione su cui terminano le riflessioni a basso angolo evidenziate in verde dell'area 1: è la tipica struttura onlap, che si forma quando

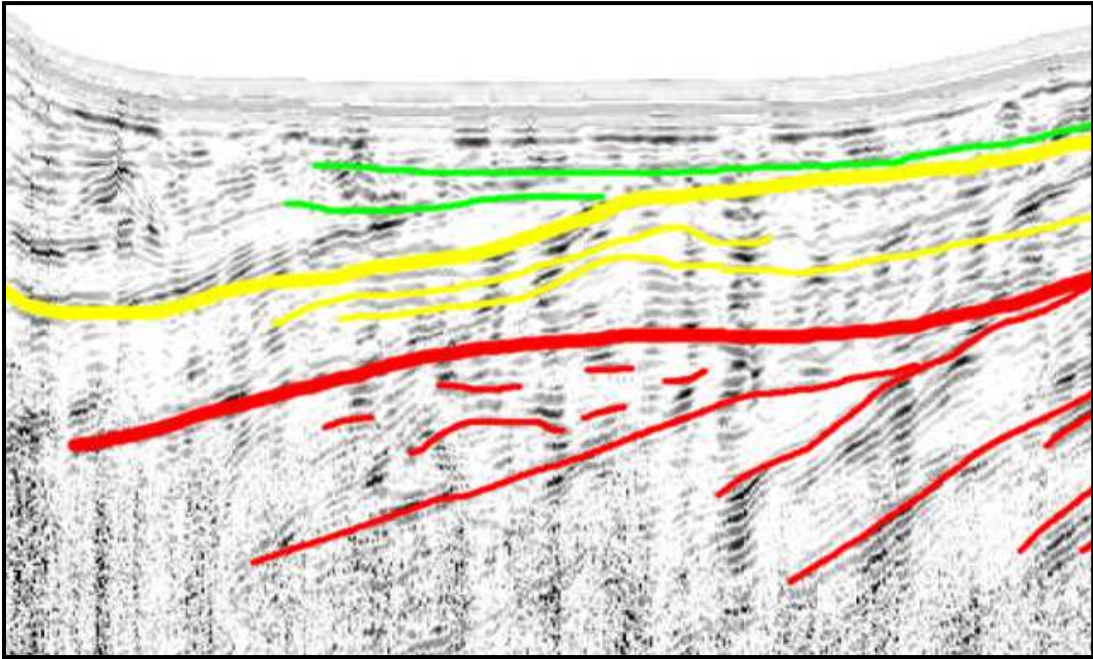


Figura 6.19 Particolare della sezione 4 in cui è visibile lo slump dell'area rossa e l'onlap sopra la superficie radar gialla.

si depositano sedimenti con bassa energia eolica su strati leggermente inclinati verso mare.

La superficie rossa, giunti in prossimità dei 75 metri dalla riva di costa, incontra una zona disturbata a causa dell'elevata profondità alla quale la risoluzione verticale e laterale del GPR è modesta (figura 6.20). Per circa 15-20 metri, la superficie rossa non è

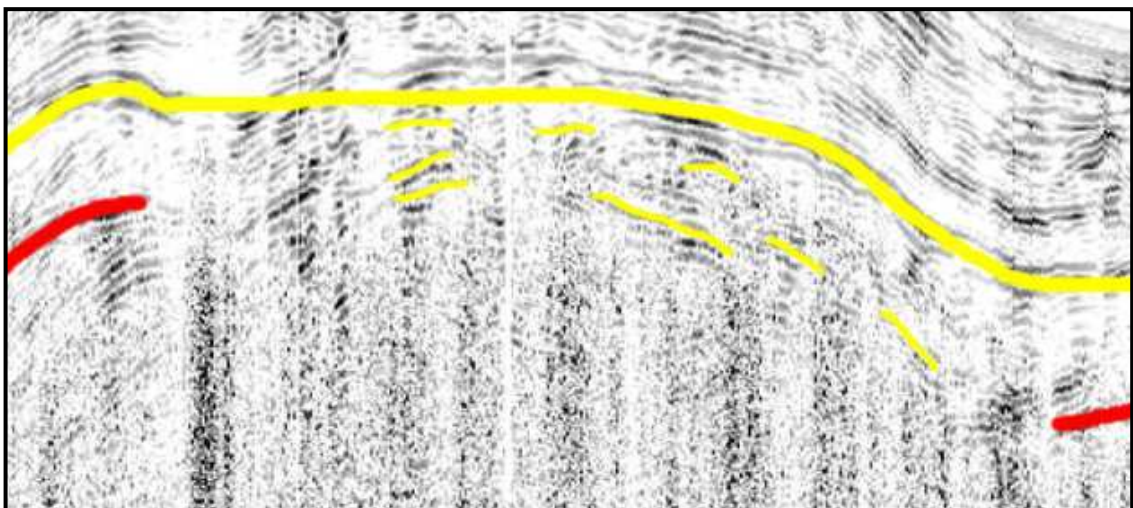


Figura 6.20 Particolare della sezione 4 in cui è visibile l'area disturbata.

rintracciabile, ovvero per tutto il tratto in cui si trova sotto la duna mobile, ma sembra che si ripresenti nuovamente a circa 60 metri dal mare. È solo presumibile pensare che la superficie rossa ripresa dopo la duna mobile sia la stessa che si è persa precedentemente, infatti nella zona in cui non è visibile potrebbe aver subito qualunque tipo di alterazione o cambiamento di direzione, ma data la mancanza di dati non è assolutamente possibile potersi permettere ulteriori ipotesi.

In figura 6.20 è anche possibile osservare i riflettori evidenziati in giallo dell'area 2, che a causa della profondità si trovano in una zona in cui il segnale è fortemente disturbato e quindi non è possibile individuarne la continuità, ma rimane comunque apprezzabile l'impronta del loro andamento che sembra sia parallelo a quello della superficie gialla soprastante.

Infine all'interno della duna mobile ben visibile in figura 6.18, è possibile osservare come ci sia una completa continuità fra gli strati dell'area 1 che ricalcano nel sottosuolo la forma della superficie del suolo, almeno fino a 60 metri dalla riva di costa, dove è presente una grossa zona disturbata dovuta ad un probabile salto della ruota edometrica in concomitanza con qualche oggetto presente all'interno della duna stessa, per cui il segnale GPR ha generato zone bianche e piccole iperbole.

Sezione 5

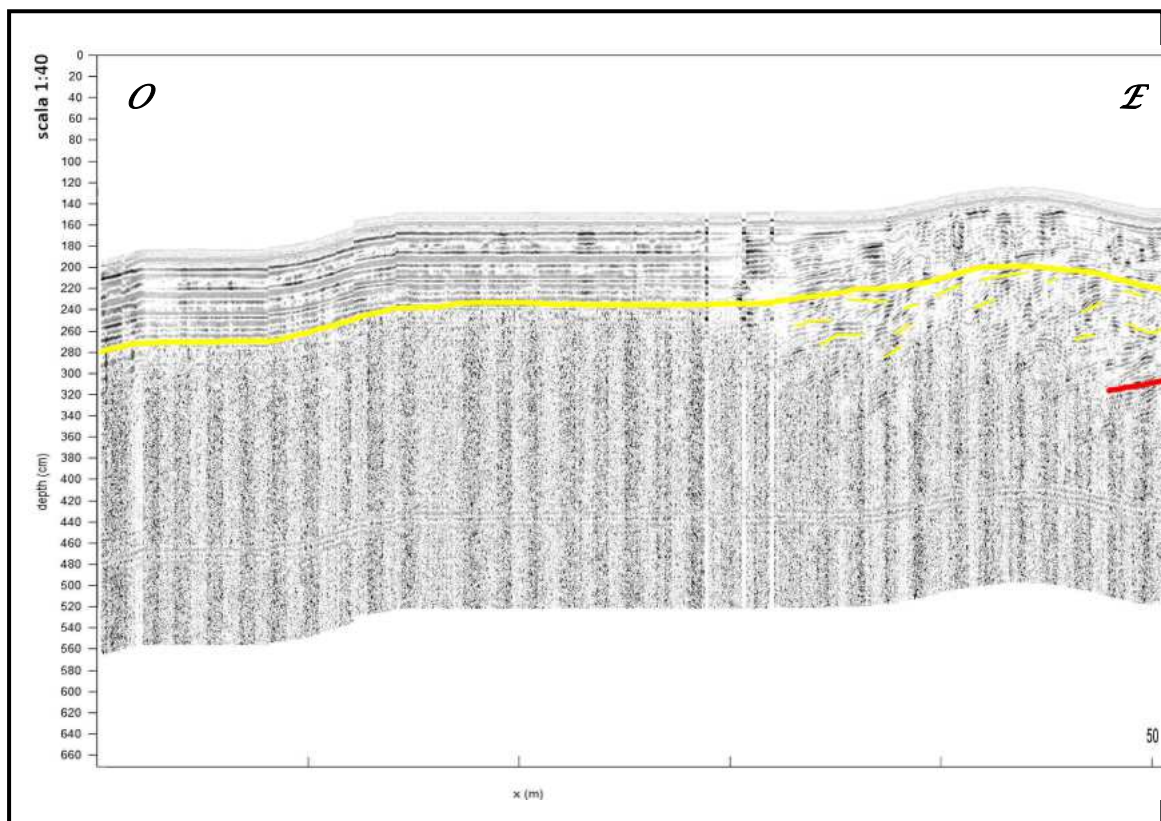


Figura 6.21 Sezione 5 del radargramma del profilo LID10001.

L'ultima sezione del radargramma del profilo LID10001 (figura 6.21) rappresenta la parte dell'ambiente dunale più prossima al mare. Sono ben visibili le strutture di

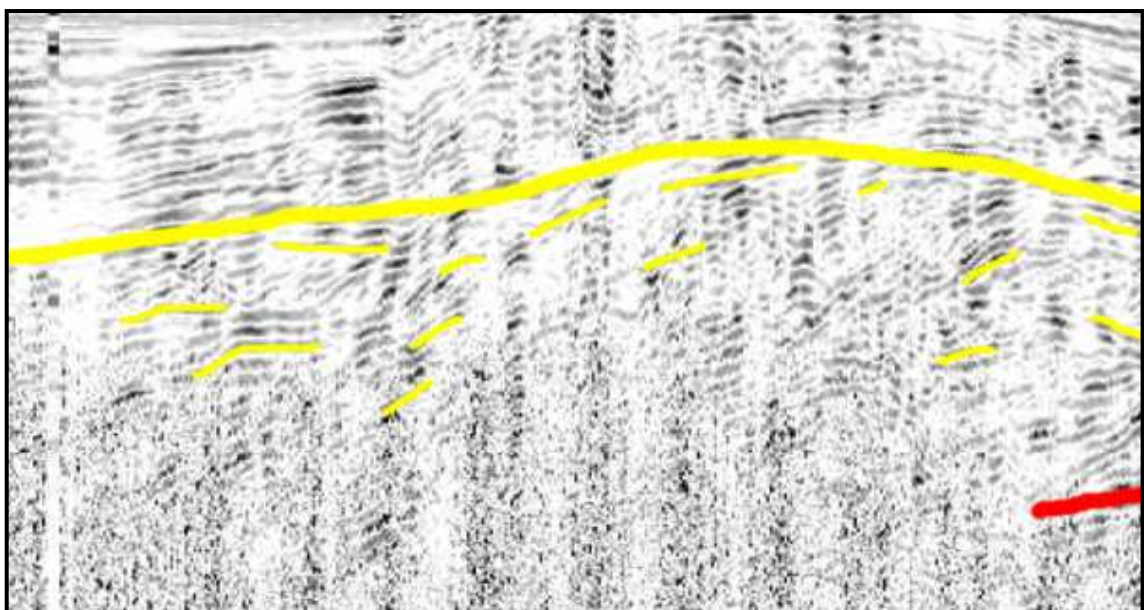


Figura 6.22 Particolare della sezione 5 dove sono visibili i segmenti di riflettori senza continuità.

continuità formate dai riflettori dell'area 1, sopra la superficie gialla interrotte solo da zone di disturbo del segnale. Nella figura 6.22 sono stati evidenziati alcuni segmenti in giallo dei riflettori dell'area 2, simili a quelli individuati nella figura 6.20 della sezione 4. Anche qui non è possibile avere alcun tipo di continuità precisa ma in questo caso i disturbi non sono dovuti alla profondità elevata a cui si trovano i riflettori ma al cuneo salino che ostacola il segnale del GPR. La sua presenza si fa maggiormente sentire negli ultimi 30 – 40 metri circa dalla riva di costa come è ben visibile nella sezione illustrata. In questa zona il cuneo salino limita la profondità di indagine a non più di un metro di profondità, oltre il quale è totalmente impossibile individuare alcun tipo di struttura o di riflettori.

Capitolo 7

Conclusioni e Sviluppi e Futuri

Il GPR è un metodo non invasivo che permette di determinare le strutture interne delle dune costiere e delle aree interdunali; queste possono poi essere usate per interpretare le modalità di messa in posto dei corpi sabbiosi. Durante l'acquisizione dei dati l'ambiente non è stato minimamente alterato. L'elaborazione dei dati GPR ha reso possibile costruire gli 11 profili riportati in allegato, che rappresentano la conclusione della prima e più significativa parte di questa tesi. Le immagini radar ottenute sono di una risoluzione che permette di identificare tutte, o quasi, le geometrie dei riflettori nei primi 3-4 metri di profondità, tranne naturalmente nella parte più prossima alla riva dove la presenza del cuneo salino interagisce negativamente con la propagazione delle onde elettromagnetiche attenuandole in maniera molto significativa. La tecnica del GPR per studiare gli ambienti dunali come quello di Marina di Torre del Lago si è quindi rivelata soddisfacente ed è esportabile con gli stessi accorgimenti di pianificazione dell'acquisizione e di caratteristiche strumentali. Potrebbe essere valutato anche l'impiego di un'antenna a frequenza maggiore (600 MHz) per aumentare la risoluzione verticale e laterali delle immagini radar, accettando però una probabile riduzione della profondità d'indagine.

L'interpretazione che è stata eseguita nella seconda parte del lavoro, ha confermato l'efficacia del GPR utilizzando i concetti di stratigrafia radar ormai consolidati nella letteratura scientifica.

Sono state rinvenute strutture e caratteristiche anche molto diverse tra di loro, fra i quali gli slump che caratterizzano ad un certo punto l'evoluzione della duna.

Questi elementi stratigrafici, assieme agli altri più tipici della struttura interna delle dune possono quindi essere di forte aiuto per la ricostruzione della storia evolutiva del sistema costiero, soprattutto se coadiuvati e validati da indagini indirette (geoletrica) e dirette (carotaggi).

Bibliografia

- JOL H.M. 2009. *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*.
- JOL H.M., BRISTOW C.S. 2003. *GPR in sediments*.
- NEAL A. 2004. *Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and process*.
- VAN DAM R.L. 2001. *Cause of ground-penetrating radar reflections in sediment*.
- DA SILVA F.G. 2000. *Morphological characterization of ancient Aeolian dunes using the ground-penetrating radar, Botucatu formation, Southern Brazil*.
- VAN DAM R.L. 2003. *GPR stratigraphy of a large active dune on Parengarenga Sandspit, New Zealand*,
- ADETUNJI A.Q. 2008. *Mapping the internal structure of sand dunes with GPR: A case history from the Jafurah sand sea of eastern Saudi Arabia*.
- BENNET M.R. 2008. *Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK*.
- GOMEZ-ORTIZ D. 2008. *The internal structure of modern barchans dunes of the Ebro River Delta (Spain) from ground penetrating radar*.
- HARARI Z. 1996. *Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes*.
- JOL H.M. 2002. *Ground penetration radar: 2-D and 3-D subsurface imaging of a coastal barrier spit, Long Beach, WA, USA*.
- REJIBA F. 2010. *GPR imaging of a sand dune aquifer: A case study in the niayes ecoregion of Tanma, Senegal*.
- TATUM D.I. 2011. *Constructing hydrocarbon reservoir analogues of Aeolian systems using ground penetrating radar*.

- VAN DAM R.L. 2002. *Internal structure and development of an Aeolian river dune in The Netherlands, using 3-D interpretation of ground-penetrating radar data.*
- VRIEND N.M. 2011 *Sedimentary structure of large sand dunes: examples from Dumont and Eureka dunes, California.*
- GREELEY & IVERSEN 1985. *Wind as a geological process.*
- McKEE E.D. 1979. *Introduction to a study of global sand seas.*
- LANCASTER N. 1995. *Geomorphology of desert dunes.*
- NICKLING W.G. & Neuman 2009. *Aeolian sediment transport.*
- WIGGS G.F.S. et alii 1996. *The role of streaming curvature insand dune dynamics: evidence from field and wind tunnel measurements*
- CICCARELLI 2009. *Vegetazione delle spiagge.*
- CAPPIETTI 2012. *Appunti.*
- SARTI 2013. *Appunti.*
- DAVIS & ANNAN 1989. *Ground-penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy.*
- SMITH & JOL 1995. *Ground Penetrating Radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in quaternary sediments.*
- JOL 1995. *Ground Penetrating Radar: antennae frequencies and trasnimtter power compared for penetration depth, resolution and reflection continuity.*
- FISHER et alii 1996. *Ground-penetrating radar used to assess aggregate in catastrophic flood deposits, northeast Alberta, Canada.*
- DAVIES 1980. *Evidence for the formation and age of a commercial sand deposit in the Bristol Channel.*

PYE & TSOAR 1990. *The ecological background, deterioration and reclamation of desert dune sand.*

LONGHITANO 2008. *Corso di geologia stratigrafica e sedimentologia.*

PAONE. *Appunti di geologia stratigrafica.*

BRISTOW & Jol 2003. *Ground Penetrating Radar in sediments.*

JOL 2009. *Ground Penetrating Radar: Theory and Application.*

ISPRA 2003. *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica.*

VAN DAM 2001. *Causes of ground penetrating radar reflection in sediment.*

DAVIS & ANNAN 2006. *Ground Penetration Radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy.*

<http://digilander.libero.it/gasbarrostefano/ambiente.html>

http://en.wikipedia.org/wiki/Ground-penetrating_radar

<http://it.wikipedia.org/wiki/Georadar>

<http://www.geomodel.com/>

<http://ethesis.helsinki.fi/julkaisut/mat/maant/vk/hellemaa/introduction.html>

http://sheskinmore.files.wordpress.com/2013/10/barrett-mold07_dunes.pdf

<http://www.snh.org.uk/publications/on-line/heritagemanagement/erosion/2.2.shtml>

<http://www.nature.com/scitable/knowledge/library/coastal-dunes-geomorphology-25822000>

<http://www.siripro.it/structure/education.asp?structure=education&where=stratigrafia&cap=04&lang=it>

https://perso-sdt.univ-brest.fr/~jacdev/ens/seis_int05.htm

http://140.115.21.141/download/courses/sequence_strat/10_seismic_stratigraphy.pdf

<http://www.basins.utah.edu/Classes/SSS/pdfs/week3lecture.pdf>

[http://www.siripro.it/dipgeopa.asp?structure=education&where=stratigrafia&cap=14
&subc=2&lang=it](http://www.siripro.it/dipgeopa.asp?structure=education&where=stratigrafia&cap=14&subc=2&lang=it)

<http://www.parcosanrosso.org/>

Ringraziamenti

Fine!! Si esatto, non sembra e ancora non mi sembra vero nemmeno a me, ma pare proprio che sia giunto alla fine! Ma fine di cosa? Beh, direi la fine di un percorso, la fine di un'avventura, la fine di una parte di vita, insomma la fine dell'università!! Ne sono felice ovviamente, è un traguardo importante, fondamentale e che ho cercato di ottenere a tutti i costi, per cui come si può non essere soddisfatti?? Però poi ti guardi indietro, e ripensi a tutto questo magnifico percorso.. che spettacolo! Ci sono stati alti e bassi, come in tutte le cose nella vita, ma alla fine l'esperienza universitaria per fortuna mi ha lasciato una serie di ricordi e di emozioni favolose!!

Ovviamente tutta questa strada non sono riuscito a farla da solo, non sono un superuomo.. ho avuto la fortuna di essere affiancato sempre da persone che mi hanno aiutato tantissimo e che quindi è doveroso ringraziare.

Il primo ringraziamento va sicuramente a coloro che mi hanno sempre sostenuto senza mai un attimo di incertezza o di dubbio riguardo al fatto se potessi farcela a laurearmi o no: la mia famiglia, il mio vero pilastro portante di tutto questo tempo condividendo le mie scelte e confortandomi nei momenti di bisogno!!

Un sincero ringraziamento lo devo soprattutto al Professor Ribolini e al Professor Sarti, i miei relatori per la tesi finale, che mi hanno aiutato tantissimo per il raggiungimento del mio obiettivo! Grazie a loro ho imparato tanto e sono cresciuto interiormente e non mi riferisco solo agli argomenti del mio lavoro. Un ringraziamento in particolare lo devo anche alla Professoressa Patacca, che mi ha aiutato tantissimo nella parte dell'interpretazione dei profili, senza di lei probabilmente sarei sempre lì ad impazzire su 7 metri di carta srotolati in camera mia. Grazie anche a Lisa, compagna di tesi, insieme siamo andati a raccogliere i dati necessari e insieme abbiamo lavorato inizialmente, ma oltre a ciò mi è stata molto utile con i suoi consigli e la sua esperienza in campo geologico.

Ora tocca a loro, come faccio a non nominarli?? Andrea, Vittorio, Ambra, Mimma, Greta, Gioia, Nicola, Ilaria, Edoardo, Lisa, Elisa, Luca... i miei compagni di studi, senza i

quali sicuramente non sarei qui!! Quante ne abbiamo passate insieme, veramente un sacco, mi dispiace solo che con la fine dell'università sarà molto più difficile vederci, ma col rapporto che abbiamo stabilito sono convinto che manterremo forti i contatti e i legami tra noi!!

Anche fuori dall'ambito universitario ho tante persone da ringraziare, a partire dai fratelli Pacciardi, Ilaria e Simone, per l'aiuto che mi hanno dato con i programmi di grafica di cui io non so nemmeno come si aprono! Poi tutti i miei amici che mi hanno sopportato e patito in questi anni, sia pisani che non, con cui ho giocato a basket, a calcetto, lavorato, fatto teatro, volontariato, giochi di ruolo, gite, vacanze e chi più ne ha più ne metta. Grazie di cuore davvero a tutti, se non fosse stato per tutti voi, chissà dove sarei sempre a quest'ora.

Grazie!!

Alberto Garzella 11.04.2014