



Breve introduzione

all'elaborazione dei dati geofisici

Creative Commons 2013
Free Report
CC BY Mauro Ennas 1998-2013
Some Rights Reserved

CC 1998-2013 BY Mauro Ennas - Some Rights Reserved

Breve introduzione all'elaborazione di dati geofisici

Se utilizzi queste note (testo, codici e figure) per produrre nuovo materiale, cita la fonte.

Indice

1	Elaborazione dei dati sismici	1
1.1	Il modello di propagazione	4
1.2	Esperimento sismico	6
1.3	Impostazione del problema diretto	7
2	L'esplorazione sismica	11
2.1	Cosa significa migrare dati sismici	11
2.2	Estrapolazione ed imaging	14
2.2.1	Metodi di migrazione dei dati sismici	15
2.3	Acquisizione dei dati sismici	18
2.4	Riflettori e sezioni zero offset	23
2.5	Analisi della velocità, Normal Move Out e Stacking	24
2.5.1	Dip Move Out	28
2.6	Il modello a riflettori esplodenti	31
2.7	Conclusioni	34
	Bibliografia	35

CC 1998-2013 BY Mauro Ennas - Some Rights Reserved

Breve introduzione all'elaborazione di dati geofisici

Se utilizzi queste note (testo, codici e figure) per produrre nuovo materiale, cita la fonte.

Capitolo 1

Elaborazione dei dati sismici

Per la ricerca di idrocarburi, l'esplorazione geofisica si avvale degli strumenti e dei metodi (sismici, gravimetrici, geomagnetici ed elettromagnetici) sviluppati in ambito geofisico per lo studio della Terra mediante misure effettuate dalla sua superficie.

I metodi si distinguono, in funzione degli strumenti d'indagine adottati e della profondità di esplorazione, in metodi di *bassa profondità*¹ e metodi di *elevata profondità*.

In particolare, la *sismica* si occupa principalmente dello studio della propagazione delle onde elastiche nei mezzi compositi; alcuni metodi sviluppati in questo settore di ricerca hanno un'importante ricaduta in ambito industriale, fornendo strumenti di simulazione numerica per l'elaborazione e l'interpretazione dei dati provenienti dalle campagne di acquisizione. Tali metodiche permettono la *ricostruzione ecografica* dell'interno della Terra (crosta terrestre), senza attuare una penetrazione distruttiva, basandosi sulla trasmissione di impulsi (onde di pressione) che si propagano in profondità nel sottosuolo e vengono riflessi e retropropagati in superficie laddove vengono registrati i loro echi. In genere, l'esplorazione geofisica si

¹Tramite il GPR (*Ground Penetrating Radar*) si sfruttano gli effetti del campo elettromagnetico in prossimità della superficie terrestre per il monitoraggio ambientale.

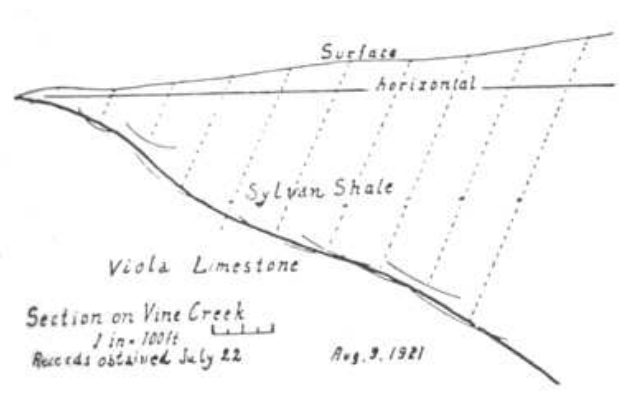


Figura 1.1: *Determinazione dell'interfaccia tra due materiali in profondità. Le linee tratteggiate indicano i raggi degli archi circolari il cui sviluppo individua la corretta posizione dell'interfaccia riflettente. Ogni arco ha centro sulla superficie della Terra nel punto di mezzo tra sorgente e ricevitore ed ogni raggio ha lunghezza pari al semiprodotto tra il tempo d'arrivo dell'eco e la velocità di propagazione (J.C.Karchen, 1921).*

avvale del metodo sismico a riflessione² per le sue caratteristiche di precisione, risoluzione e penetrazione [1]. I primi studi sul metodo a riflessione, per la determinazione della profondità del mare e per la localizzazione degli iceberg, risalgono al 1913 ad opera di R. Fessenden. I primi esperimenti in ambito petrolifero (figura (1.1)) risalgono agli anni venti e furono portati a termine da J.C. Karchen (1919-21) che riuscì a dimostrarne l'utilità pratica.

In un solo decennio il metodo a riflessione divenne il metodo di prospezione più utilizzato. Già dalla prima metà degli anni trenta venne individuata la possibilità di elaborare i dati sismici, ma solo dal 1953 vennero immessi sul mercato apparati a nastro magnetico che permettevano la registrazione di più tracce sismiche contemporaneamente. L'analisi dei dati sismici basata sulla simulazione numerica ebbe inizio nello stesso anno nei laboratori del

²In passato veniva utilizzato un metodo sismico a rifrazione utile nella determinazione di formazioni che permettono una propagazione a velocità elevata rispetto alle formazioni circostanti (calcari, sale).

Gruppo di Analisi Geofisica del M.I.T. di Boston ³.

A partire dal 1963, con la commercializzazione di apparati di acquisizione ed elaborazione digitale dei segnali, ebbe inizio il grande sviluppo delle tecniche di analisi dei dati sismici, con miglioramenti dovuti principalmente alle crescenti velocità e capacità di elaborazione dei calcolatori elettronici oltre che alle sofisticate tecniche numeriche ed *implementative*. Notevoli sviluppi riguardarono anche gli apparati di acquisizione del segnale e di trasmissione dello stesso a partire dai ricevitori (*geofoni* ⁴ o *idrofon* ⁵) sino a giungere agli appositi apparati di registrazione posti a grande distanza (*telemetria*). Nell'ultimo decennio il grande sviluppo delle telecomunicazioni ha permesso di immaginare nuovi scenari (figura (1.2)) per il trattamento e la trasmissione dei dati geofisici dai centri di rilevamento marini e terrestri ai centri di elaborazione terrestri.

L'*Italia* è stato il terzo paese occidentale, dopo la *Romania* e gli *Stati Uniti* ad iniziare nel 1860 le ricerche petrolifere con criteri industriali ⁶. Gli insuccessi nelle perforazioni raggiungevano punte altissime tanto che il primato di estrazione di *10000 tonnellate* dell'anno 1911 non venne superato sino al 1931. L'utilizzo delle tecniche gravimetriche, geoelettriche e geomagnetiche venne introdotto in *Italia* un anno dopo la fondazione dell'AGIP (1926) ed i rilievi sismici a riflessione risalgono a dieci anni dopo con apparati costruiti in *Italia* e, dal 1940 in poi, con apparati di costruzione statunitense.

³Al M.I.T. venne derivato il metodo detto di *copertura multipla* che permise di determinare la velocità delle onde sismiche (1956).

⁴Il geofono è lo strumento utilizzato per la trasformazione dell'energia sismica in energia elettrica. Un tipico geofono, come quello a bobina mobile, misura la velocità delle onde nel terreno attraverso le variazioni di flusso magnetico in una bobina.

⁵Gli *idrofon* misurano la pressione in un liquido. In sismica vengono utilizzati idrofon realizzati con materiale piezoelettrico che trasformano la pressione in un segnale elettrico; essi sono accoppiati in modo tale da produrre un segnale somma per effetto della pressione e segnali differenza per effetto di un'accelerazione traslazionale.

⁶All'epoca i pozzi non superavano i 100 *m.* di profondità.

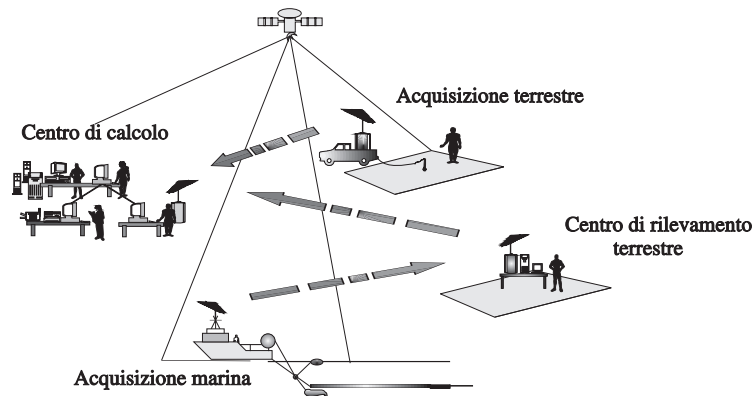


Figura 1.2: *Trasmissione e trattamento di dati geofisici: lo scenario.*

1.1 Il modello di propagazione

L'esplorazione sismica opera su grosse moli di dati, ricavati da dispendiose campagne di acquisizione condotte su vaste aree geografiche. Poter verificare il comportamento della propagazione delle onde nella crosta terrestre per ricavare informazioni sui fenomeni fisici che le governano è di grande utilità nella ingegnerizzazione delle procedure interpretative. Le campagne di esplorazione geofisica hanno costi elevatissimi sui quali incidono fortemente i fallimenti nella localizzazione dei punti nei quali attuare le perforazioni ⁷ per la ricerca dei combustibili fossili; tramite le simulazioni numeriche di modellazione e migrazione dell'equazione d'onda si possono ricostruire le complesse strutture della crosta terrestre e attraverso le loro immagini possono essere attuate delle strategie di esplorazione in relazione al tipo di risorsa che si sta cercando.

Lo studio dei fenomeni di propagazione delle onde acustiche interessa, in maniera diretta o indiretta, diverse branche della ricerca nell'ambito geofisico. Prime fra tutte la *sismica*, che si occupa fundamentalmente del fenomeno di propagazione delle onde di pressione (*pressure waves*) e di quelle trasversali (*shear waves*) nei mezzi compositi, e la *sismologia* che si occupa

⁷A tale proposito si pensi che, nonostante l'applicazione di metodiche avanzate di simulazione numerica, per la prospezione geofisica di zone geografiche nelle quali vengono effettuate perforazioni per la prima volta (le cosiddette *wild cat zone*), la percentuale di successo è ancora molto bassa (pari a circa il 15%).

dello studio dei terremoti.

Lo studio della sismologia in relazione al rischio sismico viene affrontato nell'ambito dell'ingegneria strutturale, che si occupa anche di studiare nuovi materiali per il progetto di edifici e strutture complesse, resistenti a forti sollecitazioni quali quelle dei terremoti [7].

Nell'ambito della sismica, il processo di simulazione della propagazione delle onde ed il processo di verifica dell'aderenza dei risultati ottenuti a situazioni reali viene definito modellazione sismica (*seismic modeling*); in particolare, il processo di simulazione si occupa di risolvere, in quest'ambito, il problema della propagazione diretta (*forward modeling*) avanti nei tempi.

La modellazione sismica si propone di perseguire due importanti obiettivi:

- dimostrare la consistenza delle interpretazioni dei dati reali;
- fornire dati sintetici per eseguire *test* sulle tecniche di elaborazione ed indicare nuove strategie algoritmiche *implementabili*.

La modellazione sismica riveste inoltre l'importante compito di evidenziare le caratteristiche del fenomeno di propagazione e di conseguenza ha grande valore nell'introduzione alle tecniche di analisi dei dati sismici; essa fornisce dati tridimensionali relativi a geometrie complesse, che possono essere utilizzati in maniera proficua nell'interpretazione dei dati provenienti dalle acquisizioni marine o terrestri.

Vi sono diversi modi di modellare le onde sismiche. Per lo più si basano sulla soluzione analitica o numerica dell'equazione d'onda, o di una sua qualche approssimazione, e sul confronto con i dati ottenuti con misure sperimentali effettuate in piscine (*water tank*), appositamente progettate con materiali che permettono la propagazione delle onde sismiche o la inibiscono. La soluzione analitica dell'equazione d'onda è nota per semplici geometrie; è possibile, in prima approssimazione, considerare il sottosuolo come costituito da una serie di piani paralleli; in questo caso possiamo interpretare il fenomeno di propagazione semplicemente nei termini espressi dalla teoria dei raggi (figura (1.3)). Un tale semplice modello può complicarsi a piacere, a patto di essere in grado di fornire, per ogni ipotesi interpreta-

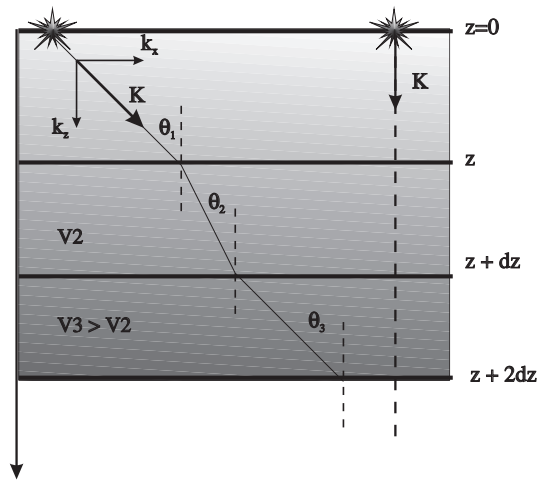


Figura 1.3: *Propagazione in mezzi stratificati.*

tiva introdotta, una corrispondente formulazione fisico-matematica ed una soluzione numerica associata.

1.2 Esperimento sismico

Attraverso la soluzione del problema diretto vogliamo costruire un modello di propagazione che, a partire dall'equazione d'onda scalare, ci permetta di conoscere ad ogni istante l'andamento del campo di pressione in ogni punto del dominio spaziale (bidimensionale o tridimensionale) fissato (figura (1.4)). In particolare vogliamo misurare l'andamento in superficie (a $z = 0$, sull'asse X nel caso bidimensionale, sul piano $\pi(X, Y)$ nel caso tridimensionale) del campo prodotto da un'ipotetica sorgente (ad esempio un'esplosione puntiforme o quella di un'intera superficie), posizionata all'interno di tale dominio.

Tale collezione di misure, ai diversi istanti di tempo $(t_0, t_1, \dots, t_{N_T-1})$, costituisce la sezione sismica ⁸ misurata, a partire dalla quale, attraverso il

⁸In superficie vengono effettuate misure del campo prodotto da una serie di esplosioni e riflesso dai vari strati del sottosuolo; secondo il modello dei riflettori esplosivi, ciò equivale a considerare le cariche esplosive posizionate sul riflettore e la velocità di propagazione dimezzata.

processo di *retropropagazione* (indietro nei tempi), si potrà ricostruire la collocazione in profondità della sorgente.

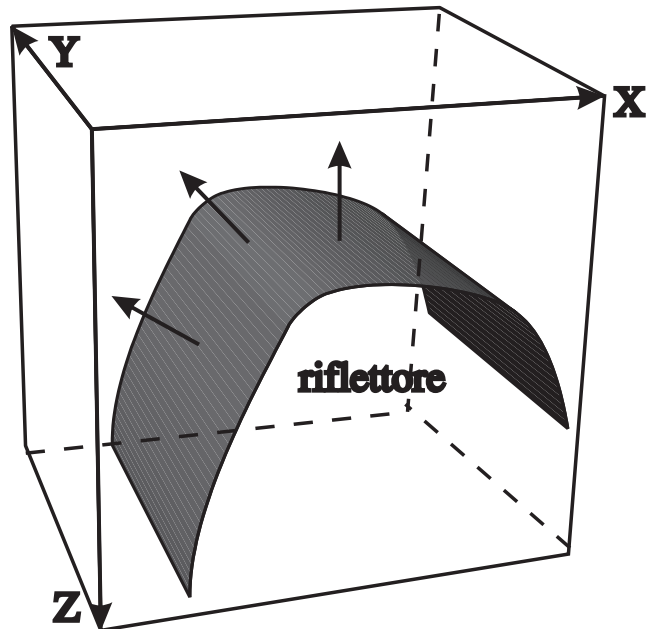


Figura 1.4: *Dominio tridimensionale di riferimento.*

1.3 Impostazione del problema diretto

L'equazione acustica delle onde è valida in generale per mezzi eterogenei, nei quali la densità e la velocità variano con la posizione. Nel seguito, relativamente al caso tridimensionale $\mathbf{r} = (x, y, z)$, si faranno le seguenti ipotesi:

- densità costante ($\rho = \text{costante}$);
- velocità $v(\mathbf{r}) = v(x, y, z)$;

cioè considereremo mezzi non omogenei ed isotropi.

Il problema può essere visto come la ricerca della soluzione dell'equazione d'onda, date le condizioni iniziali sulla soluzione e sulla sua derivata prima

nel tempo:

$$\begin{cases} \ddot{P} - v(\mathbf{r})^2 \cdot \nabla^2 P = 0 \\ P(\mathbf{r}, t = 0) = P_0(\mathbf{r}) \\ \dot{P}(\mathbf{r}, t = 0) = P_1(\mathbf{r}) \end{cases} \quad (1.1)$$

in un dominio tridimensionale $\mathcal{D} \equiv \{\mathbf{r} = (x, z) : 0 < x < x_M, 0 < y < y_M, 0 < z < z_M\}$, per $t \geq 0$; con $P(\mathbf{r}, t)$ e $\dot{P}(\mathbf{r}, t)$ funzioni continue nel dominio \mathcal{D} .

Un tale problema [5] non è altro che quello inerente la soluzione dell'equazione differenziale:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} P(\mathbf{r}, t) - v(\mathbf{r})^2 \cdot [\nabla^2 P(\mathbf{r}, t)] = s(\mathbf{r}, t) \quad (1.2)$$

nella quale il termine $s(\mathbf{r}, t)$ è la sorgente del campo che, espresso in accordo all'equazione (1.1), può scriversi

$$s(t) = P_1(\mathbf{r}) \cdot \delta(t) + P_0(\mathbf{r}) \cdot \delta'(t) \quad (1.3)$$

cioè in modo tale da rendere la (1.2) equivalente al sistema (1.1); nella (1.3) le distribuzioni acquistano significato solo se integrate⁹. Le condizioni iniziali vengono considerate non nulle.

Consideriamo, per esempio, una sorgente impulsiva di ampiezza A_1 posizionata in $\mathbf{r} = \mathbf{r}_0$ e derivata nulla ($P_1(\mathbf{r}) = 0$). Avremo un'espressione del tipo:

$$s(\mathbf{r}, t) = A_1 \cdot \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_0) \cdot \delta'(t). \quad (1.4)$$

L'introduzione del termine di sorgente nel secondo membro dell'equazione (1.2) determina un'equazione differenziale alle derivate parziali non omogenea che può essere risolta tramite una integrazione doppia nella variabile temporale. Per motivi legati alla discretizzazione, la distribuzione di Dirac $\delta(t)$ viene sostituita con un'ondina (*wavelet* di Ricker), o meglio con una funzione di durata limitata $W(t)$ (ad esempio *gaussiana*: $\lim_{\sigma \rightarrow 0} \frac{\exp(-t^2/\sigma^2)}{\sigma^2} = \delta(t)$), che permette di ottenere un'immagine del campo $P(\mathbf{r}, t)$ con una maggiore definizione (migliore dal punto di vista interpretativo).

Poichè ci interessa determinare il campo di pressione $P(\mathbf{r}, t)$, è necessario

⁹In particolare $\delta'(t) = \frac{d\delta(t)}{dt}$ e $\int_{-\epsilon}^{+\epsilon} \delta(t) dt = 1, \forall \epsilon > 0$.

effettuare un'integrazione nella variabile temporale di un termine contenente il laplaciano della stessa funzione. Ciò significa costruire un integratore e calcolare il laplaciano di $P(\mathbf{r}, t)$ in modo preciso e veloce.

Non di rado vengono utilizzate approssimazioni delle derivate prime e seconde che si basano sulle differenze finite centrate. Nel nostro caso, uno degli obiettivi è quello di ottenere una buona precisione numerica dalla quale possano conseguire buone immagini della propagazione; per questo utilizzeremo un metodo meno diretto ma più preciso dei semplici metodi alle differenze finite centrate, per trattare l'integrazione temporale. Con la stessa motivazione, per quanto riguarda il laplaciano utilizzeremo un approccio basato su un metodo *implicito* (alle differenze finite compatte) piuttosto che su uno alle differenze finite centrate (*esplicito*).

Il comportamento di un fronte d'onda acustico in corrispondenza di una brusca variazione del campo di velocità è mostrato nella figura (1.5), nella quale viene evidenziato il margine di discontinuità (in tratteggio) e l'intensità dell'energia riflessa e rifratta (dimensione delle frecce).

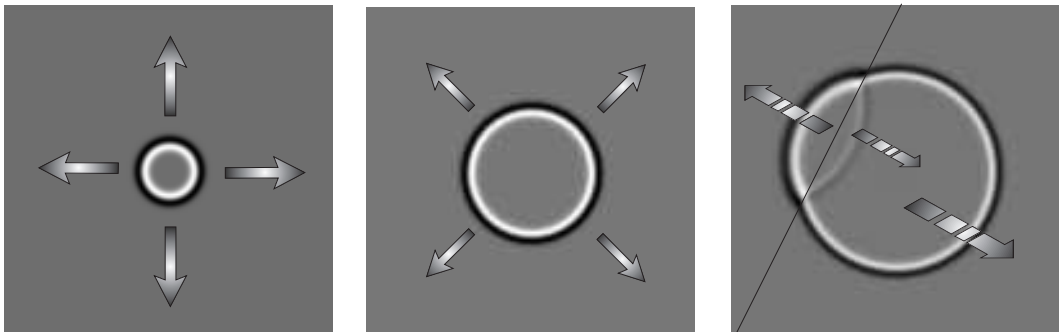


Figura 1.5: *Trasmissione e riflessione su una discontinuità del campo di velocità all'interno di un dominio bidimensionale.*

CC 1998-2013 BY Mauro Ennas - Some Rights Reserved

Capitolo 2

L'esplorazione sismica

Utilizzando i metodi d'indagine propri della sismica, la *prospezione sismica*¹ persegue l'obiettivo di mappare la crosta terrestre in modo da evidenziare la struttura geologica e le sue caratteristiche stratigrafiche, permettendo la localizzazione di depositi di petrolio, gas e minerali. L'esplorazione sismica consiste di tre fasi principali: l'acquisizione dei dati, l'elaborazione (*pre-processing, migrazione, post-processing*) e l'interpretazione.

2.1 Cosa significa migrare dati sismici

Le sezioni sismiche temporali mostrano l'andamento delle energie di riflessione misurate in superficie. La trasmissione di onde di pressione attraverso un mezzo, in presenza di forti variazioni laterali di velocità, può produrre distorsioni nelle superfici riflettenti e causare la diffrazione dell'energia sismica.

La migrazione di dati sismici può essere vista come un processo di correzione delle distorsioni prodotte dalle strutture di natura geologica presenti nelle sezioni sismiche. Nella figura (2.5) (riferita al caso bidimensionale) si possono notare tre punti diffrattori collocati in profondità (*R1, R2 ed R3*) ed

¹In genere si utilizzano i sinonimi: esplorazione sismica (o geofisica), prospezione sismica, sismologia applicata.

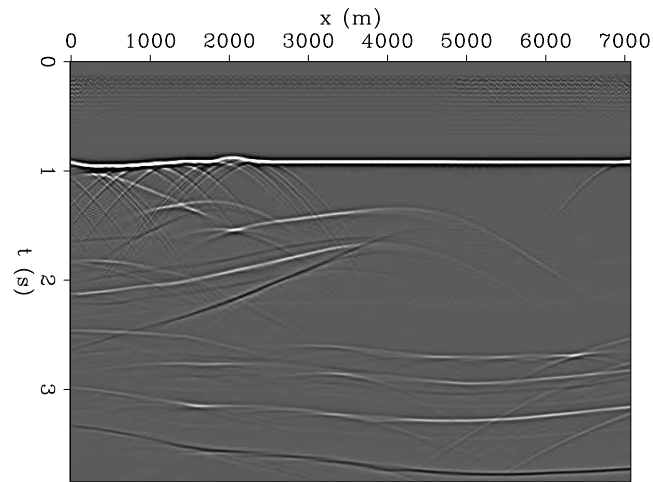


Figura 2.1: Esempio di sezione zero-offset (AGIP).

una sorgente (*Source*) del campo di pressione; l'effetto della propagazione in profondità viene mostrato in tempi differenti. La sezione sismica registrata in superficie (sezione *zero-offset*: figura (2.1)) risulterà il punto di partenza dal quale ricavare la posizione dei punti *diffattori* mediante un procedimento a ritroso nel tempo che, procedendo in profondità, porterà alla ricostruzione delle *posizioni vere* dei punti di brusca discontinuità del campo di velocità (nei punti *R1*, *R2* e *R3* la velocità è nulla).

Nel caso generale (figura (2.2)) la *migrazione* può essere definita come un procedimento matematico che mappa un dominio tridimensionale ($t, x, y, z = 0$) in un altro dominio tridimensionale ($t = 0; x, y, z$). In una sezione sismica non migrata, un punto di riflessione, immerso in un campo di velocità costante, appare sotto forma di iperbole, il cui apice in profondità individua la vera posizione del diffrattore nel sistema di riferimento spazio-tempo. Se consideriamo ciascun riflettore come una distribuzione di punti diffrattori allora da ciò segue che la completa sezione sismica migrata è costituita dalla ripetizione dei processi di diffrazione-collasso per tutti i punti della sezione migrata, trattando ognuno come il corrispondente apice dell'iperbole.

La migrazione dunque può vedersi come un processo che è in grado di portare tutti gli eventi della sezione dalla loro posizione apparente alla loro posizione vera (sezione migrata: figura (2.3)).

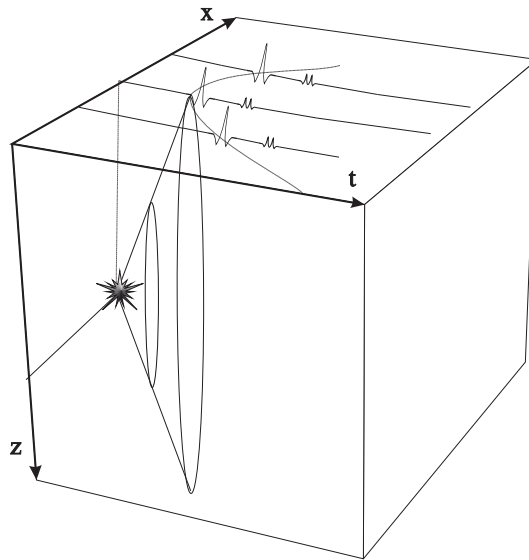


Figura 2.2: La migrazione, nel caso di due dimensioni spaziali, mappa i dati da un dominio (t, x) ad uno (z, x) .

Il punto di partenza del processo di migrazione è costituito da un modello di propagazione. Un tale modello deve essere semplice, in modo da permettere un calcolo agevole delle modalità di propagazione delle onde; ad esempio un modello in cui la densità del mezzo e la velocità di propagazione siano considerate costanti (mezzo omogeneo ed isotropo), oppure un mezzo stratificato nel quale densità e velocità vengano considerati costanti a tratti, o ancora un mezzo nel quale tali parametri presentino variazioni verticali e laterali molto lente. Le modalità di propagazione sono regolate dall'equazione scalare delle onde completa di condizioni iniziali ed al contorno, oltre che da un campo di velocità iniziale in grado di caratterizzare, anche qualitativamente², l'interno del volume esplorato.

Il processo di migrazione permette di ricavare un modello di riflettività del sottosuolo tanto più preciso quanto più il campo di velocità si avvicina alla distribuzione dei riflettori in profondità. Il *feed back* che permette di affinare la ricostruzione degli strati profondi è costituito essenzialmente da una

²Questo è un passo delicato che viene realizzato da geologi esperti (*interpretatori*) delle zone geografiche nelle quali devono essere condotte le esplorazioni.

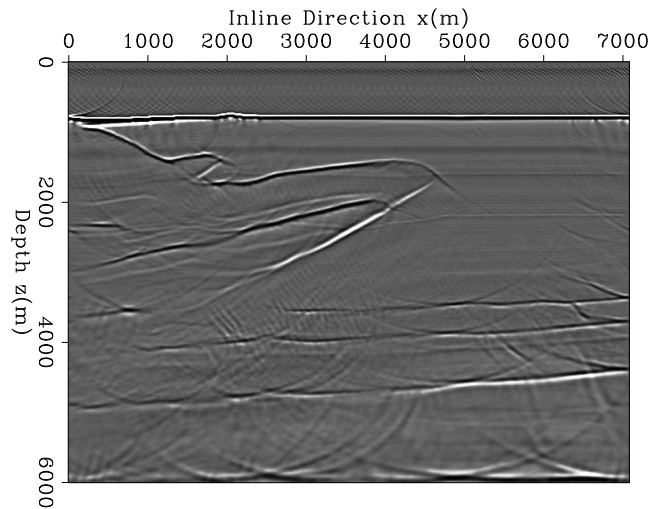


Figura 2.3: Esempio di sezione migrata (CRS4).

correzione del campo di velocità che insegue la collocazione dei riflettori nelle loro posizioni vere (collasso).

Complessivamente viene realizzato un ciclo (*turn around loop*) di aggiustamento del campo di velocità (figura (2.4)) che permette di realizzare la ricostruzione ecografica del sottosuolo come un processo di ottimizzazione semi-automatico: l'*inversione matematica* comporterebbe la completa automatizzazione della ricostruzione ecografica.

2.2 Estrapolazione ed imaging

Dal punto di vista concettuale, all'interno del processo di migrazione si distinguono due meccanismi (ciò non accade nei metodi integrali), detti *estrapolazione* ed *imaging*, ciò significa che ognuno di essi preso singolarmente non costituisce per intero il processo di migrazione dei dati sismici. Col termine *estrapolazione* intendiamo la ricostruzione a partire dai dati raccolti in superficie dell'andamento del campo in profondità.

Col termine *imaging* intendiamo indicare una qualche espressione o principio che ci permetta di ottenere le caratteristiche dei riflettori dai dati estrapolati (coefficienti di riflettività), ossia non è altro che un'espressione capace di estrarre una descrizione visiva e di immediata interpretazione

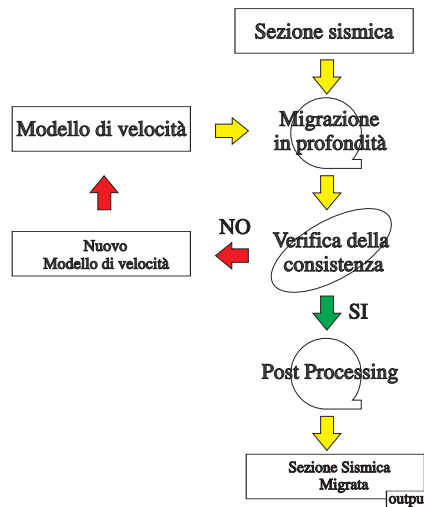


Figura 2.4: *Turn Around Loop*. Vengono attuati cicli di aggiustamento del modello di velocità e di migrazione dei dati, finchè modello e geometria dei riflettori non risultano consistenti.

dai dati registrati in superficie ma provenienti dalle riflessioni in profondità nella crosta terrestre.

2.2.1 Metodi di migrazione dei dati sismici

La migrazione è una procedura di *imaging* che utilizza il campo d'onda registrato sulla superficie della Terra come *input* e quindi calcola la posizione e la consistenza dei riflettori, basandosi sull'equazione d'onda che governa il processo di propagazione del campo d'onda registrato.

Esistono diversi modi di migrare dati sismici [8][2][4].

Le tecniche numeriche utilizzate oggi giorno possono essere classificate in tre categorie principali:

- *metodi integrali,*
- *metodi differenziali,*
- *metodi di trasformazione.*

I metodi integrali. Detti anche metodi di somma, mappano i dati direttamente nell'immagine migrata. Essi si basano sulla soluzione dell'equazione d'onda scalare che può essere scritta in forma di integrale di *Kirchhoff* una volta fissate le condizioni al contorno e soddisfatta la condizione di campo lontano nullo (*Sommerfeld*).

Le tecniche integrali sono note perchè permettono di trattare reticoli di dati non strutturati e di visualizzare, al limite, un singolo punto in profondità; tali tecniche sono comunque poco accurate in situazioni geologicamente complesse.

Nella trattazione seguente non affronteremo le tecniche di soluzione numerica basate sui metodi integrali, difficilmente parallelizzabili, ma concentreremo l'attenzione sugli altri due metodi.

I metodi differenziali. Essi fanno uso di approssimazioni alle differenze dell'equazione d'onda. Gli algoritmi di soluzione dell'approssimazione alle differenze finite operano direttamente su dati nel dominio spazio-temporale $(x-t)$, oppure, utilizzando la trasformata di *Fourier*, su dati del dominio delle frequenze temporali $(f-x)$, attraverso una sequenza di passi in profondità che gradualmente permettono di ricostruire l'immagine del sottosuolo (migrazione).

I metodi di trasformazione. Detti anche metodi delle trasformate, mappano i dati in un dominio diverso da quello di partenza, nel quale il problema della migrazione risulta più semplice [8] [3].

Generalmente vengono impiegate trasformate di *Fourier* che mappano il problema nel dominio delle frequenze spaziali e temporali, ma esistono metodi che utilizzano trasformate di uso meno diffuso. Il metodo delle trasformate può essere molto efficiente, ma il prezzo che si paga è esprimibile in termini di adattabilità, in quanto i dati elaborati devono avere una struttura regolare. Queste tecniche utilizzano operatori globali, per cui cambiamenti locali nella velocità implicano difficoltà nel condizionamento del problema.

Il *turn around loop* dei dati sismici contiene in se il ciclo di migrazione ed interpretazione che permette una stima ricorsiva del campo di velocità nel sottosuolo.

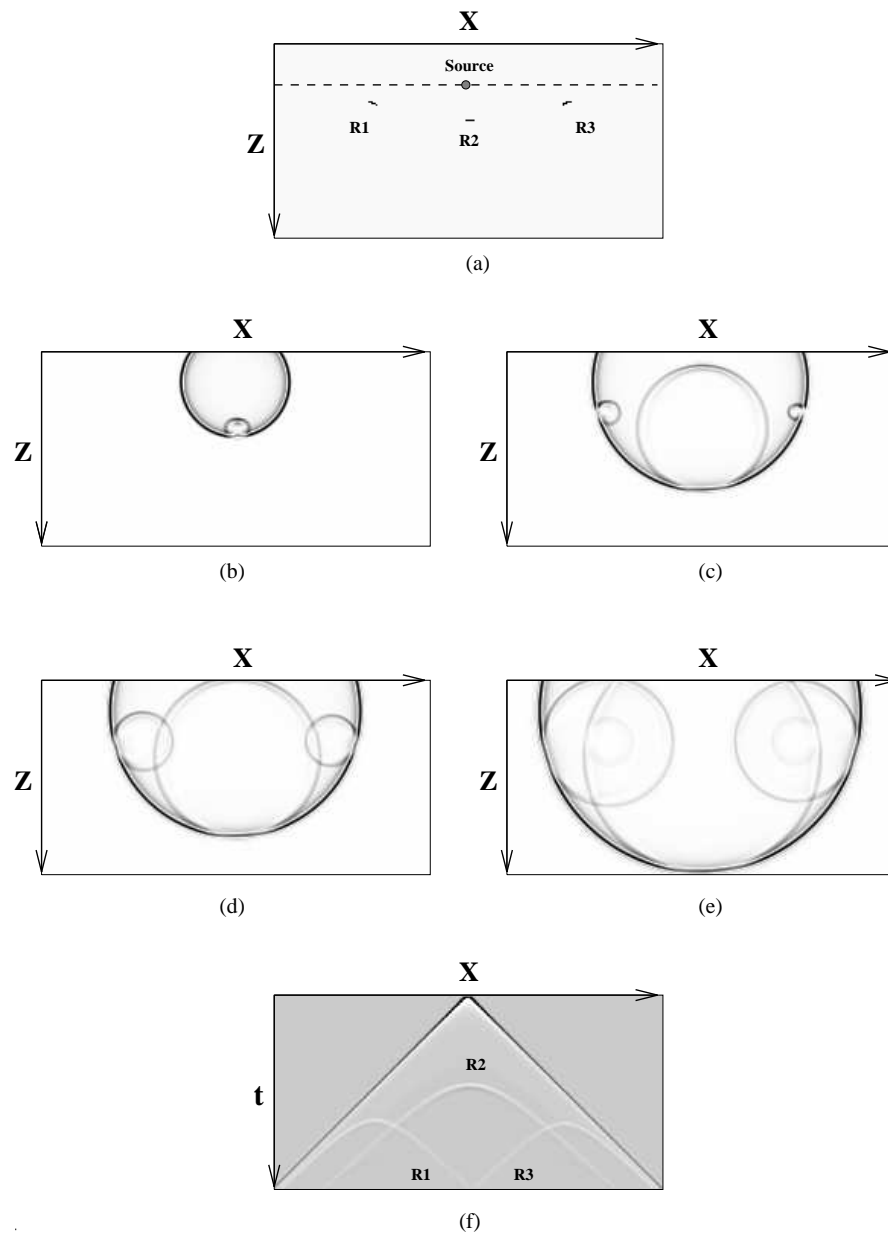


Figura 2.5: Esempio di propagazione di onde acustiche in un mezzo a densità e velocità costanti; la sezione zero-offset bidimensionale ($t; x$) rappresenta le iperboli che caratterizzano i punti diffrattori collocati alle diverse profondità (Bonomi, 1995).

2.3 Acquisizione dei dati sismici

La sorgente di energia sismica necessaria per sollecitare nel terreno la propagazione delle onde elastiche si ottiene, in genere, facendo brillare una carica esplosiva in un pozzetto posto ad una adeguata profondità. In caso di rilievi in mare lo stesso effetto può ottenersi tramite l'implosione di una bolla di vapore acqueo (*Vaporchoc*), mediante una bolla d'aria (*Air gun*) o tramite una scarica elettrica (*Sparker*).

Nel caso di acquisizioni terrestri, la forma d'onda dello scoppio dipende dalle dimensioni della cavità prodotta, che è legata alle dimensioni della carica esplosa³. Per rendere il segnale decisamente impulsivo si utilizzano matrici di sorgenti, sfasate temporalmente in modo da produrre un segnale risultante quanto più breve possibile. Un modo diffuso di produrre onde

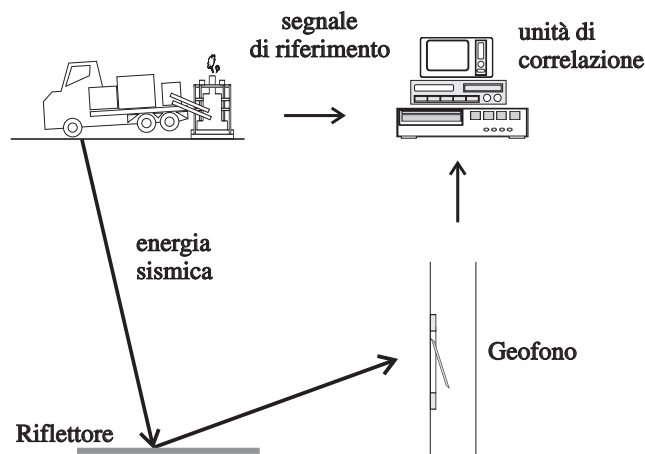


Figura 2.6: Sistema di acquisizione (sorgente di segnale Vibroseis).

sismiche nel terreno è quello che fa uso di pistoni vibranti detti *Vibroseis* (figura (2.6)), che applicano al terreno una forza verticale di ampiezza variabile sinusoidalmente nel tempo; la frequenza di vibrazione viene variata⁴ con continuità nel tempo di spazzolata (*sweep*) che dura al più 7 sec.. Un

³In particolare la durata del segnale cresce al crescere della carica. Nel caso di rilievi marini vi è un effetto di bolla (*bubbling*), che produce una sequenza di impulsi ad intervalli irregolari avente ampiezza non sempre decrescente; l'eliminazione di questi effetti avviene attraverso opportuni filtraggi del segnale.

⁴Il *range* di variazione è compreso tra 8 Hz ed 80 Hz.

geofono di riferimento viene posto in prossimità del punto di applicazione della forza e registra la velocità impressa al terreno dal vibratore. La traccia sismica si ottiene calcolando la correlazione incrociata tra l'uscita di ogni geofono e l'uscita del geofono di riferimento tramite un filtro adattato [6]. L'utilizzo dei *Vibroseis* risolve il problema legato all'impossibilità di utilizzare cariche esplosive in zone fittamente popolate; alla limitata potenza di picco si può sopperire ripetendo l'esperimento più volte e sommando le tracce corrispondenti (ciò enfatizza il rapporto segnale-rumore).

Tali sorgenti producono un campo di pressione costituito da onde che nel propagarsi si rifrangono sulle discontinuità della crosta terrestre, riflettendosi e sovrapponendosi. Le riflessioni si manifestano all'interfaccia tra strutture diverse, nelle quali l'impedenza elastica ⁵ cambia bruscamente. Parte dell'energia riflessa viene rilevata dai ricevitori situati in prossimità della superficie terrestre. Ciascun ricevitore è in genere una piccola matrice



Figura 2.7: Sistema di acquisizione marina (linea di idrofoni).

di geofoni; per le acquisizioni terrestri ogni geofono misura la componente verticale della velocità del mezzo, mentre per l'acquisizione marina (figura (2.7)) vengono utilizzati idrofoni sensibili alla pressione dell'acqua. I ricevitori possono trasmettere un segnale elettrico analogico verso una stazione di acquisizione posta a grande distanza; qui tale segnale viene reso digitale (serie di campioni temporali) e registrato su disco magnetico (traccia sismica). Ad esempio, per un esperimento convenzionale bidimensionale,

⁵L'impedenza elastica (o *acustica*) è il prodotto tra densità e velocità di propagazione delle onde nel mezzo

$$I_e = \rho \cdot v. \quad (2.1)$$

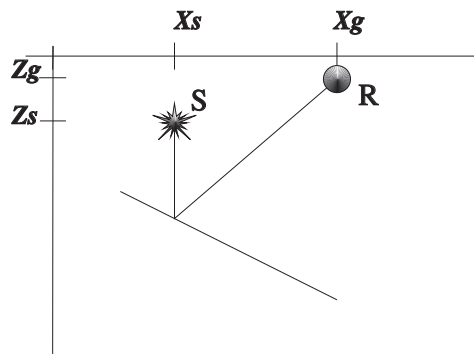


Figura 2.8: Geometria semplificata di un esperimento sismico.

una carica viene fatta esplodere lungo una linea e l'energia riflessa viene registrata. Una tipica geometria di registrazione, nel semplice caso di una sorgente ed un ricevitore, è mostrata in figura (2.8). In tale figura la sorgente è posta a profondità z_s e posizione orizzontale x_s . All'istante $t = 0$, la sorgente esplode ed il ricevitore posizionato in (x_g, z_g) registra gli echi dei riflettori in profondità nel sottosuolo. Quando i dati registrati dai geofoni vengono analizzati, il campo d'onda risultante in funzione di x_g e del tempo t viene detto "raccolta a colpo comune" (*Common Shot Gather*) o "profilo del colpo" (*Shot Profile*).

Per quanto riguarda l'indagine sismica bidimensionale, sorgenti e ricevitori vengono traslati lungo una linea e l'esperimento ripetuto.

Al variare della geometria dei ricevitori in superficie cambiano gli even-

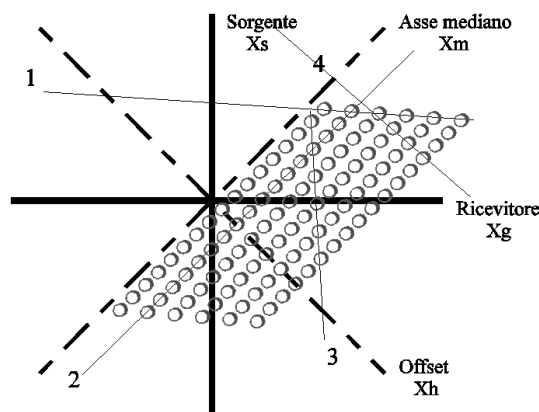


Figura 2.9: Relazione tra le coordinate degli assi di riferimento (ogni cerchietto rappresenta una traccia sismica temporale).

ti evidenziati nel “profilo del colpo”. La raccolta dei dati provenienti da un grande numero di tali esperimenti individua la cosiddetta linea sismica (*seismic line*); le tracce registrate sono funzioni delle coordinate x_s , x_g e t . Nel piano $\pi(x_s, x_g)$ le tracce sono disposte come in figura (2.9). In essa vengono evidenziati quattro modi distinti di raggruppare i tracciati sismici; essi corrispondono alla raccolta a colpo comune (1), a quella a *offset* comune (2), a ricevitore comune (3) e a punto di mezzo comune (4).

In particolare:

- nella raccolta a colpo comune (*Common Shot*), la posizione della sorgente in superficie è fissa e i ricevitori sono cadenzati a distanza crescente dalla sorgente come mostrato in figura (2.10);

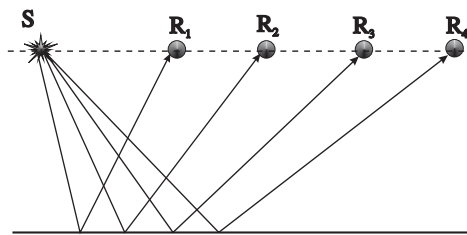


Figura 2.10: Percorso dei raggi nella configurazione a colpo comune.

- nella raccolta ad *offset* comune (*Common Offset*), sorgente e ricevitore sono disposti a distanza reciproca costante come mostrato in figura (2.11);

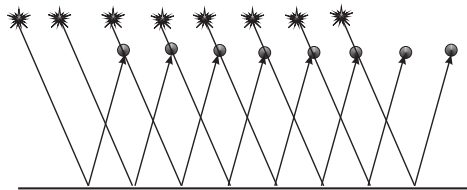


Figura 2.11: Percorso dei raggi nella configurazione *offset* comune.

- nella raccolta a punto di mezzo comune (*Common Midpoint*), le coppie sorgente-ricevitore sono disposte simmetricamente rispetto ad un'asse verticale fisso e ad *offset* crescenti come mostrato in figura (2.12);

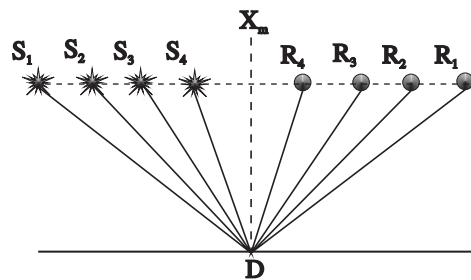


Figura 2.12: *Percorso dei raggi nella configurazione a punto di mezzo comune.*

- nella raccolta a ricevitore comune sono presenti più sorgenti ed un unico ricevitore come mostrato in figura (2.13) .

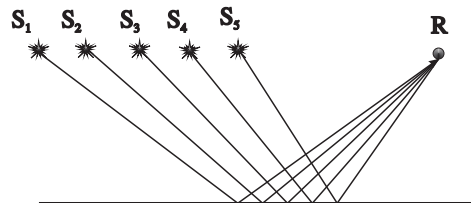


Figura 2.13: *Percorso dei raggi nella configurazione a ricevitore comune.*

2.4 Riflettori e sezioni zero offset

Nella figura (2.9) si può notare come i dati siano disposti ordinatamente in un sistema di coordinate ruotato di 45° rispetto a x_s ed x_g .

Definiamo il punto di mezzo sorgente-ricevitore x_m e l'offset x_h ⁶ nel modo seguente:

$$\begin{cases} x_m = \frac{x_s + x_g}{2} \\ x_h = \frac{x_g - x_s}{2} \end{cases} \quad (2.2)$$

Il principale vantaggio di questa posizione è la formulazione in termini di punto di mezzo comune (*Common Midpoint Gathers*). Inoltre ipotizziamo l'esistenza di superfici riflettenti ben distinte, posizionate in profondità laddove le discontinuità dell'impedenza acustica sono brusche. Un'ulteriore semplificazione consiste nel considerare i riflettori localmente piatti e la densità del mezzo costante.

Nel sottosuolo le superfici sulle quali si rifrangono e riflettono le onde nella loro propagazione in profondità, a causa di discontinuità del campo di velocità, sono detti *riflettori*. Tali riflettori possono considerarsi localmente piatti. Inoltre la velocità può considerarsi, in prima approssimazione, lateralmente costante quindi, sempre in accordo con la teoria dei raggi, tutte le tracce con lo stesso punto di mezzo vedranno lo stesso punto sul riflettore. I dati sismici accumulati in gruppi aventi stesso punto di mezzo vengono spesso indicati come "raccolte a punto di riflessione comune" (*Common Reflection Point Gathers* - CRP).

Il riordinamento dei dati sismici secondo il *CMP* è un passo fondamentale nel processo di elaborazione dei dati geofisici e nella generalità delle applicazioni che si muovono in questo ambito. Nella pratica, tra le varie modalità di copertura multipla (viste nel paragrafo precedente), si sceglie di ordinare i dati sismici secondo una modalità a *offset* comune (*Common Offset Section*); in particolare per *offset* nullo ($x_s = x_g$) si parla di sezioni *zero-offset*. Idealmente, un insieme di dati *zero-offset* può ottenersi pensando ad una sequenza di esperimenti nella quale sorgente e ricevitore coincidono.

⁶Semidistanza sorgente-ricevitore.

In pratica ciò non può essere realizzato ma solo concepito in una sorta di *esperimento concettuale*, le cui deduzioni hanno grande rilevanza pratica.

2.5 Analisi della velocità, Normal Move Out e Stacking

Una raccolta *CMP* proveniente da uno strato della crosta terrestre può contenere riflessioni multiple e rumore.

Per aumentare l'ampiezza delle onde primarie rispetto alle altre possiamo sommarle sull'*offset* in una traiettoria iperbolica della forma:

$$t^2 = t_0^2 + \left[\frac{2x_h}{V_{rms}(t_0)} \right]^2. \quad (2.3)$$

Riferiamoci alla figura (2.14).

In questa espressione t è il tempo di transito *sorgente* → *riflettore* → *ricevitore*; all'*offset* $x_h = SR_1/2 = 0$ corrisponde il tempo di transito t_0 , $V_{rms}(t_0)$ è il valore quadratico medio della velocità di un raggio viaggiante verticalmente alla profondità corrispondente a t_0 . L'equazione (2.3) è un'approssimazio-

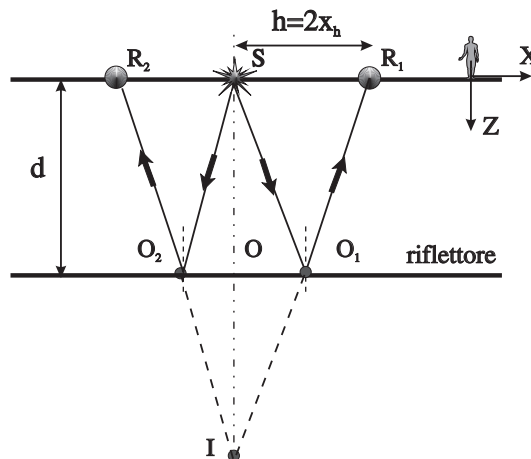


Figura 2.14: *Correzione dinamica NMO.*

ne del tempo di percorrenza dovuto alla riflessione primaria al tempo t_0 . Infatti se consideriamo la profondità z_0 (relativa a t_0) ed indichiamo con $x_h = h/2$ la semidistanza tra sorgente e ricevitore, tramite il teorema di

Per Pitagora possiamo ricavare che il tempo di andata e ritorno del raggio è funzione dell'offset:

$$SO_1^2 = \left(\frac{SR_1}{2}\right)^2 + SO^2$$

$$t(x_h)^2 \cdot \left(\frac{v}{2}\right)^2 = x_h^2 + z_o^2 \quad (2.4)$$

Considerando v costante nel tratto che separa sorgente e riflettore, risulta evidente che $t_0 = \left(\frac{2z_o}{v}\right)$ rappresenta il tempo di andata e ritorno nel caso ideale in cui sorgente e ricevitore siano nella stessa posizione ($x_s = x_g$), cioè sotto l'ipotesi di *zero-offset*. La differenza tra i due tempi è dunque:

$$t(h)^2 - t_0^2 = \left(\frac{h}{v}\right)^2. \quad (2.5)$$

L'equazione (2.5) coincide con l'espressione indicata in (2.3), avendo cura di considerare v una velocità media piuttosto che una velocità costante. Quest'ultima espressione costituisce la correzione *NMO* e rappresenta la quantità della quale devono essere spostate le tracce per fare in modo che esse possano approssimare la situazione di *zero-offset* (figura (2.15)).

In pratica per attuare la correzione *NMO* è necessario sommare le tracce così traslate; il risultato è una buona approssimazione della situazione di *zero-offset* attorno al *punto di mezzo comune* e ciò comporta la possibilità di utilizzare questi dati in modo tale da semplificare le elaborazioni successive, con vantaggi che verranno illustrati nel seguito.

La somma delle tracce deve essere effettuata lungo la direzione di *zero-offset*, ossia per $x_s = x_g$, in modo tale da fare risaltare la riflessione primaria a spese dell'energia degli altri dati.

Sommando tra loro le tracce (come mostrato in figura (2.16)) sulle quali è stata applicata la correzione di *Normal Move Out* si ottiene la compressione dei dati di più tracce in un'unica traccia (*stacking*), che prende il nome di sezione compressa (*stacked section*). Poiché la velocità quadratica media è sconosciuta *a priori*, possono essere prodotti confronti tra varie iperboli, differenti per velocità e può essere scelta come velocità di *stacking* quella che, in accordo col criterio *zero-offset*, risulta essere la migliore, ossia rettifica meglio l'iperbole (come mostrato in figura (2.15)). La catena di pre-elaborazione dei dati sismici costituita dalla raccolta *CMP* dei dati, dalla

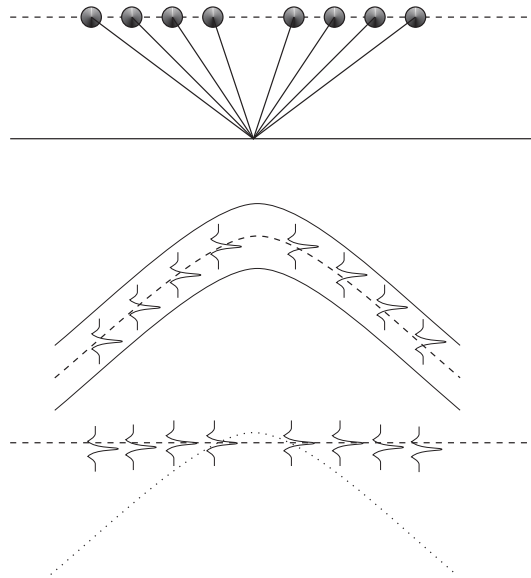


Figura 2.15: *Rettificazione dell'iperbole dei ritardi.*

correzione *NMO* e dallo *stacking* ha motivazioni precise ed è per questo ampiamente consolidata a livello pratico. Le ragioni della scelta della raccolta a punto di mezzo comune sono le seguenti [8]:

- la quantità di campioni provenienti dai *sismogrammi* è massima nella direzione dell'asse mediano (figura (2.9)); tale scelta giustifica la minimizzazione dell'errore di troncamento proveniente dal numero finito di campioni utilizzato;
- si è evidenziato, nella pratica corrente, che la raccolta *CMP* è meno sensibile alle variazioni laterali della velocità; inoltre la velocità di *stacking* può essere determinata più facilmente e risulta più significativa dal punto di vista fisico (ciò semplifica il lavoro interpretativo);
- la raccolta *CMP* risulta un metodo semplice ed efficace per elevare il livello del segnale delle riflessioni primarie rispetto al rumore;
- il risultato finale, come già osservato, risulta una buona approssimazione della sezione ideale a *zero-offset*.

Per quanto riguarda la correzione *NMO* e lo *stacking*, possiamo osservare che:

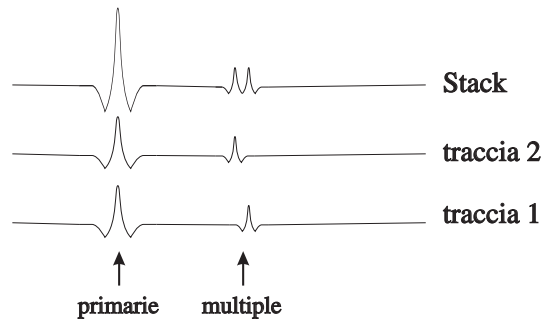


Figura 2.16: *Somma delle tracce.*

- l'utilizzo delle traiettorie iperboliche, nei casi pratici, deve essere limitato a piccoli *offset* reali;
- le riflessioni da parte degli strati pendenti hanno *velocità effettive* differenti rispetto agli strati piatti; in accordo con la relazione di Cressman (1968) [8]:

$$V_{eff} = \frac{V_{rms}}{\cos(\theta)} \quad (2.6)$$

dove θ rappresenta l'angolo di incidenza del raggio sul riflettore in profondità rispetto alla normale al piano di tangenza, che coincide con l'inclinazione del riflettore rispetto all'orizzontale;

- la migliore velocità di *stacking* dovrebbe essere idealmente quella che ha minore scostamento rispetto al valore quadratico medio del campo di velocità (V_{rms}); risulta evidente l'impossibilità di focalizzare tutti i segnali riflessi perfettamente in un unico fuoco;
- lo *stacking*, se da un lato permette di enfatizzare il rapporto segnale-rumore delle riflessioni primarie, dall'altro annulla ogni possibile informazione presente nei dati prima della loro elaborazione, come ad esempio le variazioni di ampiezza con l'*offset*. Senza questa informazione non possono essere messe in relazione le deduzioni di carattere *litologico* e l'ampiezza dei dati provenienti dai segnali sismici;
- la successione di *NMO* e *stacking* degrada la risoluzione spaziale e temporale di eventi nei quali siano presenti pendenze elevate nelle geometrie dei riflettori;

- il rumore associato ai segnali che si propagano in direzione orizzontale può essere esaltato dai processi di correzione *NMO* e *stacking*;
- *NMO* e *stacking* possono produrre false ampiezze e continuità spurie; in presenza di variazioni elevate di velocità laterali, nelle quali la velocità cambia bruscamente da una raccolta di sezioni sismiche all'altra, il processo di *stacking* può degradare i dati così come può esaltarli ⁷.

In definitiva, se gli *offset* reali non sono troppo grandi, se i riflettori in profondità non hanno pendenze troppo elevate, se non vi sono variazioni elevate delle velocità laterali, allora possiamo procedere nella compressione dei dati e pensare alle fasi successive della catena di elaborazione, pur essendo consapevoli delle difficoltà che ci attendono nel successivo processo di migrazione dei dati.

2.5.1 Dip Move Out

Per tenere conto delle variazioni sistematiche dei tempi di arrivo del fronte d'onda riflesso da un orizzonte inclinato rispetto alla superficie del terreno, nella quale sono disposti sorgente e geofono (ad una certa distanza tra loro), si utilizza un metodo di correzione detto *Dip Move-Out*. Riferiamoci alla figura (2.17).

Il cammino percorso dal segnale sismico può essere visto come la somma della distanza SO_1 per andare dalla sorgente all'orizzonte riflettente e la distanza O_1R_1 per andare dal riflettore al ricevitore; in base a considerazioni geometriche e alla teoria dei raggi, avremo:

$$SO_1 + O_1R_1 = IR_1. \quad (2.7)$$

Il tempo di transito sarà $t = \frac{IR_1}{v}$.

Applicando il *teorema di Carnot* al triangolo \widehat{STR}_1 , si ottiene l'espressione:

$$(v \cdot t)^2 = IR_1^2 = h^2 + (2d)^2 - 4d \cdot h \cdot \cos\left(\frac{\pi}{2} + \alpha\right) = h^2 + 4d^2 + 4d \cdot h \cdot \sin(\alpha); \quad (2.8)$$

⁷Questo tipo di problema viene affrontato e risolto dalla migrazione *pre-stack*.

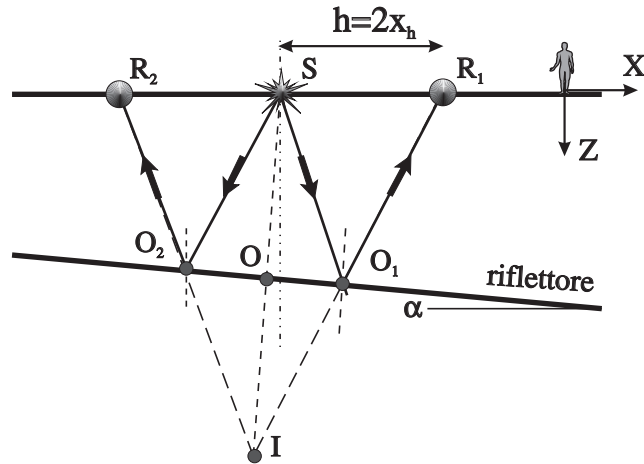


Figura 2.17: Dip Move Out.

nella quale $d = SO = OI$; l'espressione (2.8) può essere riscritta nella forma seguente:

$$\frac{(v \cdot t)^2}{[2d \cdot \cos(\alpha)]^2} - \frac{[h + 2d \cdot \sin(\alpha)]^2}{[2d \cdot \cos(\alpha)]^2} = 1 \quad (2.9)$$

Ciò evidenzia che la curva di riflessione è ancora un'iperbole, come nel caso di riflessione su un piano orizzontale, ma l'asse di simmetria non è più l'asse dei tempi ma la retta $h = -2d \cdot \sin(\alpha)$. Disponendo due geofoni simmetricamente rispetto alla sorgente, misureremo tempi di transito t differenti.

Ponendo $x_h = 0$ (zero-offset) nell'equazione (2.8), per la profondità d misurata perpendicolarmente al riflettore (SO) avremo:

$$d = \frac{1}{2} \cdot v \cdot t_o. \quad (2.10)$$

Risolvendo l'equazione (2.8) in t :

$$t = \frac{2d}{v} \cdot \sqrt{1 + \left[\frac{h^2 + 4d \cdot h \cdot \sin(\alpha)}{4d^2} \right]} \quad (2.11)$$

e sviluppando in serie, arrestando al prim'ordine avremo:

$$t \simeq t_o \cdot \left[1 + \frac{h^2 + 4d \cdot h \cdot \sin(\alpha)}{8d^2} \right] \quad (2.12)$$

Per determinare la pendenza α è sufficiente considerare due geofoni equidistanti dalla sorgente e misurare la differenza tra i tempi di transito. Dette

$\pm h$ le distanze dei due geofoni dalla sorgente e t_1, t_2 i rispettivi tempi di transito:

$$t_{h,-h} \simeq t_o \cdot \left[1 + \frac{h^2 \pm 4d \cdot h \cdot \sin(\alpha)}{8d^2} \right] \quad (2.13)$$

Dalle quali si ricava la differenza:

$$t_h - t_{-h} = t_o \cdot \left[\frac{h^2 + 4d \cdot h \cdot \sin(\alpha)}{8d^2} - \frac{h^2 - 4d \cdot h \cdot \sin(\alpha)}{8d^2} \right] = \frac{2h}{v} \cdot \sin(\alpha). \quad (2.14)$$

Indicando con ΔX la distanza $2h$ tra i due geofoni più lontani tra loro e con ΔT la corrispondente differenza dei tempi di riflessione, otteniamo:

$$\sin(\alpha) = v \cdot \frac{\Delta T}{\Delta X} \quad (2.15)$$

e per piccoli angoli

$$\alpha \simeq v \cdot \frac{\Delta T}{\Delta X} \quad (2.16)$$

La quantità ΔT è il cosiddetto *Dip Move Out*, cioè la differenza massima dei tempi di riflessione misurati da un *array di geofoni*. La correzione dinamica attuata attraverso il *DMO* ha lo stesso scopo della rettificazione dei tracciati iperbolici introdotta con l'*NMO*, tenendo conto di piccole pendenze dei riflettori ossia delle asimmetrie delle iperboli.

2.6 Il modello a riflettori esplodenti

L'introduzione del modello *zero-offset* semplifica notevolmente l'elaborazione dei dati. Semplificare la descrizione dell'esperimento è un passo importante. Un contributo in questo senso viene introdotto dal *modello dei riflettori*

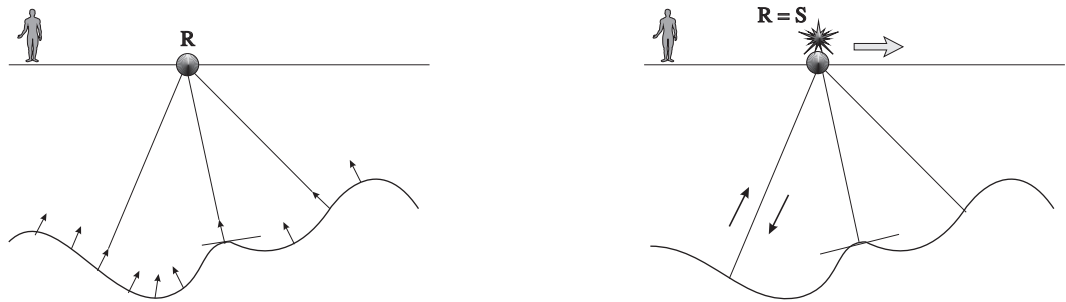


Figura 2.18: *Modello dei riflettori esplodenti e zero-offset.*

tori esplodenti (Exploding Reflector Model), nel quale i riflettori in profondità sono sostituiti da sorgenti sismiche che esplodono al tempo $t = 0$ (figura (2.18)). Per applicare questa semplificazione a dati *zero-offset* (paragrafi §(??) e §(??)) è necessario considerare il tempo di transito, osservato tra sorgenti esplodenti in profondità e ricevitori in superficie, come la metà del tempo di transito considerato nel modello *zero-offset* (oppure considerare la velocità di propagazione dimezzata). Le ragioni di questo passo sono da

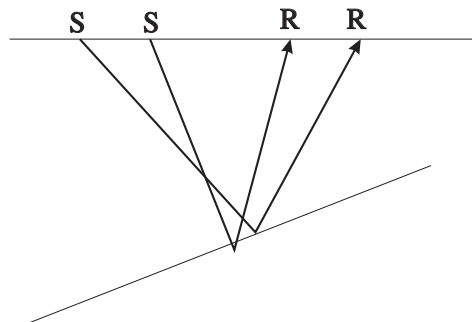


Figura 2.19: *Dati raccolti a punto di mezzo comune (CMP).*

ricercarsi nell'ottica geometrica in quanto, considerando una sezione *zero-offset*, il percorso dei raggi dalla sorgente al riflettore dovrà essere uguale al tratto da riflettore a sorgente. Il fronte d'onda prodotto dai riflettori esplodenti è dello stesso tipo, inizia sul riflettore e prosegue verso la superficie.

Possiamo dire che l'esperimento a riflettori esplodenti produce, in superfi-

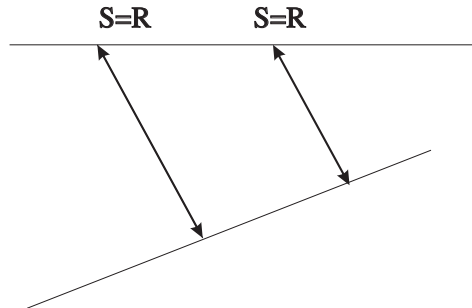


Figura 2.20: *Sorgente e ricevitore coincidenti.*

cie, lo stesso effetto di quello *zero-offset* se si considerano i tempi di transito (o le velocità) dimezzate.

Il modello dei riflettori esplodenti presenta dei difetti per quanto riguarda la mappatura delle ampiezze in quanto, essendo stato invertito il senso di percorrenza dell'onda rispetto all'esperimento *zero-offset*, le perdite di trasmissione risultano differenti lungo il percorso [8]. Queste difficoltà impongono di apportare delle correzioni al modo di procedere, in modo da permettere un'adeguata interpretazione dei dati sismici misurati. Nonostante ciò, il modello *ERM* riesce ad individuare i riflettori nella loro posizione reale per sezioni *zero-offset*. È necessario ricordare che il modello *ERM* non tiene conto adeguatamente delle riflessioni multiple. In figura

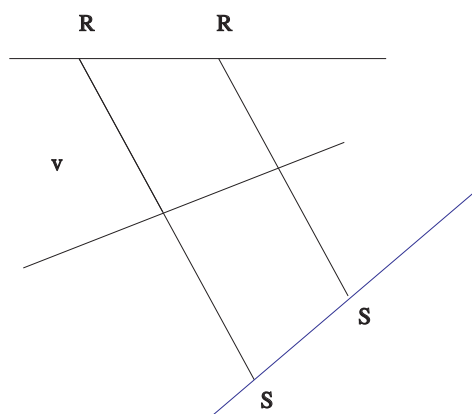


Figura 2.21: *Riposizionamento delle sorgenti (sorgente immagine).*

(2.19) viene mostrata la geometria relativa alla raccolta a punto di mezzo

comune. Se pensassimo di avvicinare sorgente e ricevitore sino a sovrapporli realizzeremmo una situazione di *zero-offset* (figura (2.20)); il percorso *sorgente-riflettore-ricevitore* verrebbe coperto in un tempo t alla velocità v , oppure al tempo $2t$ alla velocità $v/2$. La figura (2.21) rappresenta la situazione nella quale le sorgenti sono immaginate collocate in profondità (ERM), in modo tale da mantenere inalterata la distanza *sorgente-riflettore-ricevitore* e quindi i tempi di transito t alla velocità v . Ciò è equivalente a supporre (2.22) le sorgenti posizionate sui riflettori e il tempo di percorrenza t *sorgente* \equiv *riflettore* - *ricevitore* inalterati, alla velocità dimezzata $v/2$.

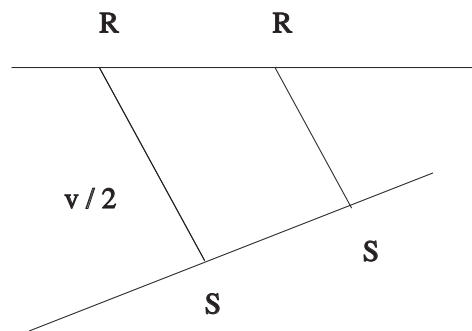


Figura 2.22: *Tempo di transito ad una via (ERM).*

2.7 Conclusioni

Le tecniche di elaborazione dei dati geofisici mirano al miglioramento della qualità dell'informazione acquisita (incremento del rapporto *segnale/rumore*) e alla riduzione della mole di dati da elaborare (riduzione del costo computazionale del processo elaborativo) attraverso lo *stacking* dei dati.

Il modello di propagazione delle onde acustiche permette di individuare una particolare modalità di *stacking* dei dati (raccolte a punto di mezzo comune - CMP) concorde col *modello dei riflettori esplodenti*, dando vita ad acquisizioni di dati ordinati in sezioni *zero-offset (stacked section)*.

Dall'analisi dei dati acquisiti (analisi della velocità) possono dedursi importanti informazioni che possono essere utilizzate per costruire la forma iniziale del campo di velocità, dalla quale fare partire i processi di migrazione e di interpretazione, finalizzati alla ricostruzione ecografica del sottosuolo. Il processo complessivo viene visto come un ciclo di ottimizzazione che tende a minimizzare le discrepanze tra campo di velocità in ingresso e distribuzione dei riflettori in profondità (*target*).

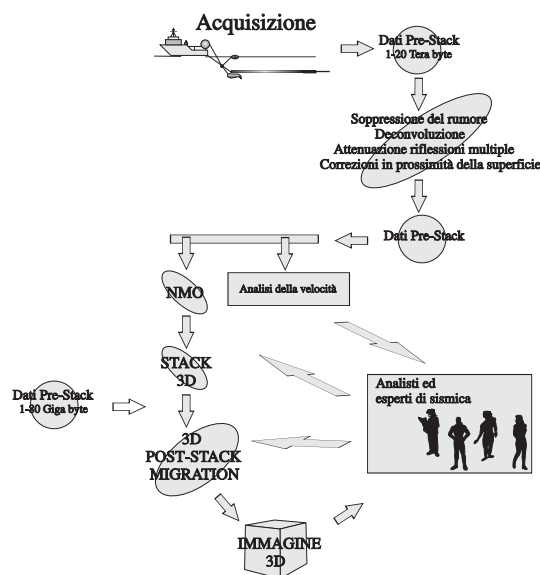


Figura 2.23: *Prospezione geofisica: lo scenario.*

Bibliografia

- [1] Cerri G. *Principi di sismica a riflessione*. Quaderni di geofisica, DES-agip, 1984.
- [2] Claerbaut J. *Imaging the earth interior*. Blackwell Scientific Publications, 1985.
- [3] Gazdag J. and Sguazzero P. *Modeling of the acoustic wave equation with transform methods*. Reprinted of Geophysics, 46, 854-859, June 1980.
- [4] Thorbecke J. *3-D recursive extrapolation Operators*. DELPHI, 19..
- [5] Lyon J.L. *Analyse numerique*.
- [6] Hatton L., Worthington M.H., and Makin J. *Seismic Data Processing - Theory and Practice*. Blackwell Scientific Publications, 1986.
- [7] Sheriff R.E. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. GEOPHISYCAL REFERENCE SERIES - SEG, 1994.
- [8] Stolt R.H. and Benson A.K. *Seismic Migration - Theory and Practice*. GEOPHISYCAL PRESS, 1986.