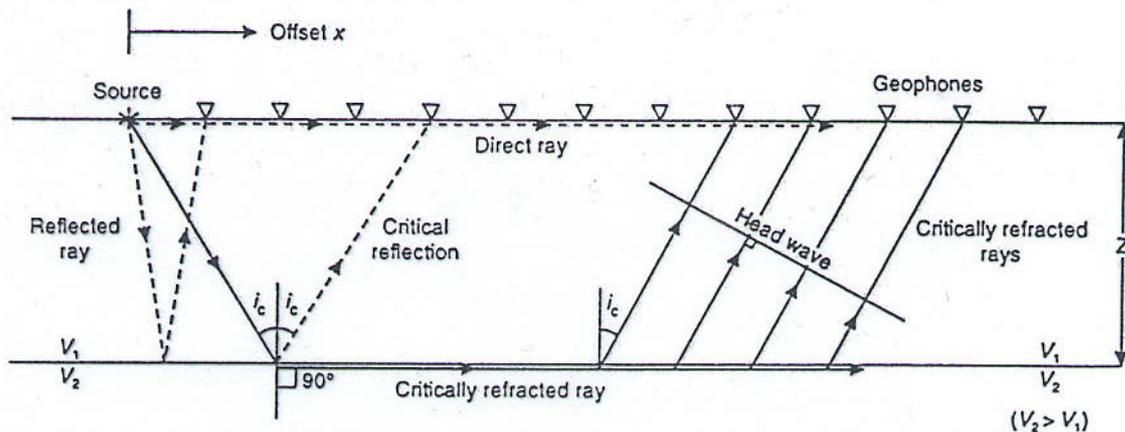


**Prof. Giovanni Santarato**  
 Lezioni di Geofisica Applicata  
 Sismica a rifrazione

È il metodo d'indagine basato sulla bi-rifrazione delle onde elastiche a seguito del formarsi del fronte d'onda conico. Dati ad esempio 2 terreni, a velocità  $v_1$  e  $v_2$ , con la sorgente posta nel mezzo 1, di solito alla superficie del suolo, condizione necessaria quindi è che la velocità delle onde nel mezzo 2 sia maggiore che nel mezzo 1.

Supponiamo quindi di disporre alla superficie di un suolo composto per semplicità da 2 terreni (copertura a velocità  $v_1$ , substrato a velocità  $v_2$ ), una sorgente di energia elastica (v. paragrafo specifico) ed una stringa di geofoni, disposti lungo un profilo (v. figura).



Ad ogni geofono arriveranno le onde generate dalla sorgente: la diretta, la riflessa, la conica (o bi-rifratta, "head wave"). L'onda riflessa arriverà sempre dopo le altre; fino ad una certa distanza dalla sorgente arriverà per prima l'onda diretta; quando la birifratta avrà fatto un cammino sufficiente alla velocità  $v_2$ , essa arriverà in superficie prima della diretta. Se costruiamo un grafico distanza-tempo, detto dromocrona, dei tempi di arrivo del primo impulso ai geofoni dello stendimento, otterremo una figura come la seguente. Inizialmente i tempi dei primi arrivi saranno disposti su una semiretta passante per l'origine degli assi; la sua equazione sarà semplicemente:

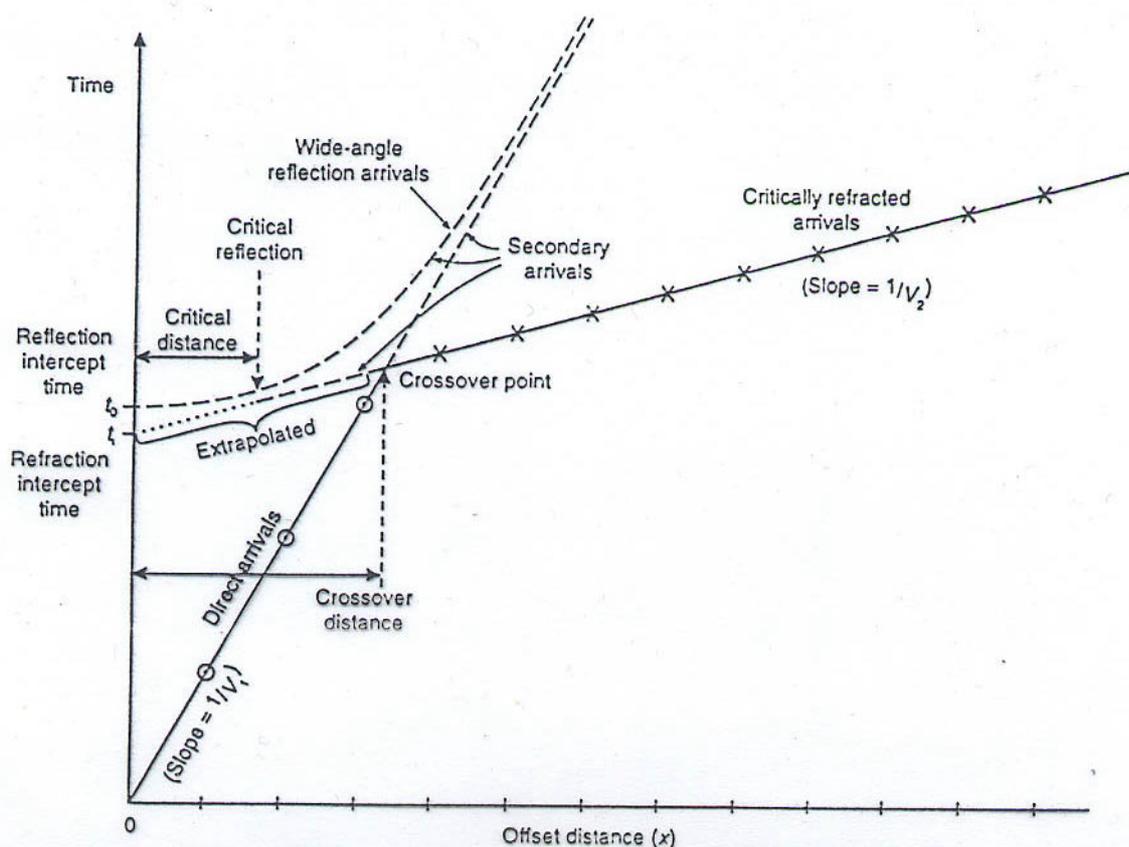
$$t = \frac{x}{v_1}$$

Da un certo geofono in poi, si avrà una seconda semiretta, che, come si dimostra facilmente, ha equazione:

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2h}{v_1} \cos l \quad (1)$$

dove  $l$  è l'angolo critico ( $i_c$  nella figura sopra). È facile comprendere che la dromocrona della birifratta debba essere a sua volta una semiretta. Come si vede infatti dalla figura, l'incremento regolare della distanza tra geofoni comporta un incremento lineare del tempo di percorrenza a velocità  $v_2$ , il quale si traduce in un incremento lineare del tempo di arrivo osservato dovuto alla crescente distanza percorsa alla velocità  $v_2$ . Pertanto le pendenze delle due semirette forniscono le velocità dei due mezzi,  $v_1$  e  $v_2$ . Si ottiene facilmente anche lo spessore del primo mezzo, per esempio estrapolando la semiretta degli arrivi birifratti sull'asse dei tempi. Per  $x=0$ , detto  $t_1$  il tempo intercetto, risulterà:

$$h = \frac{t_1 \cdot v_1}{2 \cdot \cos l}$$



Uguagliando le due equazioni precedenti, si ricava il valore del punto  $X_c$  d'intersezione tra le due rette:

$$x_c = 2h \cdot \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}$$

detto "punto ginocchio". È un valore importante in sede di progettazione di un'indagine di sismica a rifrazione, in quanto la sua entità permette di stimare la lunghezza dello stendimento in funzione della profondità d'indagine richiesta o di progetto. Facciamo un esempio. Supponiamo di dover indagare il sottosuolo per una profondità di almeno 20 m, nel senso di avere la ragionevole certezza di poter individuare ogni eventuale superficie di discontinuità compresa entro questa profondità. L'indagine viene progettata e quindi ne vengono anche stimati preventivamente i costi, facendo delle ragionevoli ipotesi circa le velocità che si incontreranno. Siano ad es.  $v_1=1000$  m/s per  $h=20$  m e  $v_2=2000$  m/s. In tal caso  $x_c$  risulterà di circa 70 m. Dovremo quindi prevedere uno stendimento che abbia almeno 2 o 3 geofoni oltre i 70 m dalla sorgente per essere ragionevolmente certi di registrare l'arrivo delle birifratte in un numero di punti (almeno 2, meglio 3) sufficiente per la stima della  $v_2$  e di  $h$ .

In sismica a rifrazione quindi la profondità d'indagine è strettamente legata all'ampiezza dello stendimento, in un rapporto profondità d'indagine/lunghezza stendimento che può essere valutato prudenzialmente di 1:4 od 1:5.

Sempre dalla figura si arguisce che l'onda birifratta arriva in superficie anche tra il già esaminato punto ginocchio e la cosiddetta distanza critica, data da:

$$x_d = 2htg l.$$

La distanza critica è il punto di emersione iniziale dell'onda birifratta, che in quel punto emerge di conserva con la riflessa che ha evidentemente fatto lo stesso percorso. Nella figura ciò è evidenziato con la graficazione della dromocrona dell'onda riflessa alla base del mezzo 1, che, come si

dimostrerà più avanti, è un'iperbole. La tangente all'iperbole nel punto  $x_d$  è proprio la dromocrona dell'onda birifratta.

È facile dimostrare che, se si hanno più terreni, in sequenza crescente delle rispettive velocità, si possono ricavare i rispettivi spessori, una volta determinate le velocità dalle pendenze dei rispettivi tratti di dromocrona. Le formule analitiche si semplificano notevolmente se  $v_n > 2 \cdot v_{n-1}$ . Ad es. per lo spessore  $h_2$  del secondo terreno, in una sequenza di strati piano-paralleli, con tale approssimazione si avrà:

$$h_2 = \frac{(t_2 - t_1) \cdot v_2}{2 \cdot \cos l_2}$$

dove  $t_2$  è il tempo intercetto del secondo ramo di dromocrona birifratta a pendenza  $1/v_3$ ;  $l_2$  è l'angolo critico tra i mezzi 2 e 3.

Prendiamo ora in esame il caso di un rifrattore piano inclinato: la superficie di discontinuità non è parallela alla superficie topografica, che per il momento supponiamo piana, ma è inclinata di un certo angolo  $\varphi$ , detto angolo di immersione apparente, in quanto il suo valore dipende dalla direzione del profilo considerato rispetto all'effettiva direzione di immersione della superficie di contatto.

In questo caso la pendenza della dromocrona non sarà  $1/v_2$  perché, allontanandosi dalla sorgente, le onde bi-rifratte percorrono uno spazio diverso da quello che avrebbero compiuto su un'interfaccia parallela, in particolare tali tempi cresceranno di una quantità costante lungo un'interfaccia che si immerge, mentre diminuiranno di una quantità costante lungo un'interfaccia che si avvicina alla superficie del suolo. Nel primo caso la pendenza della dromocrona della birifratta risulterà maggiore di quella per un'interfaccia piano-parallela, nel secondo la pendenza sarà minore. Come conseguenza la prima velocità sarà errata per difetto (la pendenza è il reciproco della velocità), la seconda per eccesso. Non conoscendo la pendenza, non si avrà modo quindi di sapere il valore reale di  $v_2$ , nonché di  $h$ .

Per risolvere tale problema si usa il metodo del tiro coniugato, che consiste nell'utilizzo di due sorgenti di onde,  $S$  e  $S'$ , poste ai due estremi del profilo da investigare. Il grafico risultante permette di valutare la pendenza apparente  $\varphi$ , e quindi l'effettiva velocità  $v_2$ . Si dimostra infatti che le pendenze apparenti per l'onda "in salita" (up-dip) e per l'onda in discesa (down-dip) sono rispettivamente:

$$\frac{1}{v_{2_u}} = \frac{\text{sen}(l + \varphi)}{v_1}$$

$$\frac{1}{v_{2_d}} = \frac{\text{sen}(l - \varphi)}{v_1}$$

da cui:

$$\begin{cases} \frac{v_1}{v_{2_u}} = \text{sen}(l + \varphi) \\ \frac{v_1}{v_{2_d}} = \text{sen}(l - \varphi) \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} \arcsen\left(\frac{v_1}{v_{2_u}}\right) = l + \varphi \\ \arcsen\left(\frac{v_1}{v_{2_d}}\right) = l - \varphi \end{cases}$$

Gli spessori  $h_s$  e  $h_{s'}$ , sottostanti le due sorgenti sono dati da:

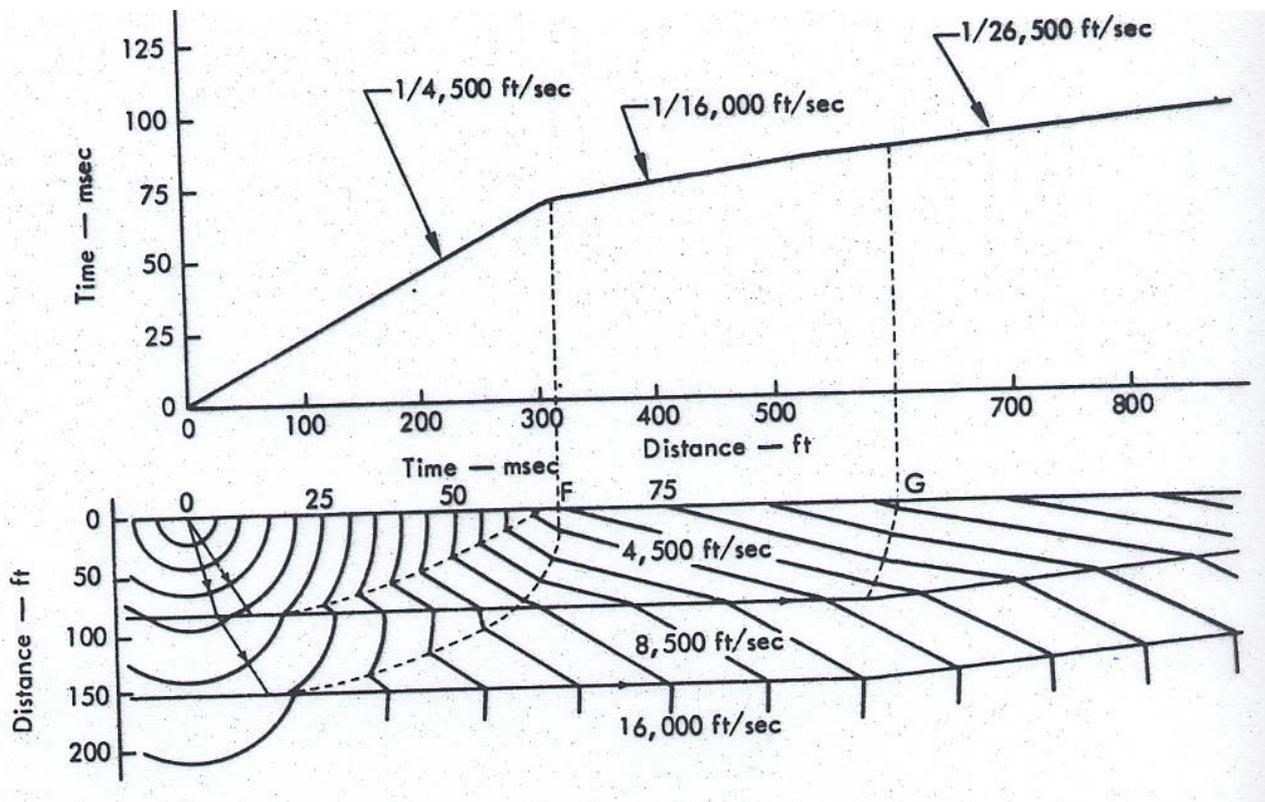
$$h_s = \frac{t_s \cdot v_1}{2 \cdot \cos l}$$

$$h_{s'} = \frac{t_{s'} \cdot v_1}{2 \cdot \cos l}$$

Si noti che le profondità  $h_s$  e  $h_{s'}$  calcolate sono le normali alla superficie di discontinuità, non le profondità lungo la verticale.

## Limiti della Sismica a rifrazione

Esaminiamo la figura seguente:



Nella parte bassa essa rappresenta in maniera senz'altro suggestiva la propagazione di un fronte d'onda in un sottosuolo stratificato, mediante la sua graficazione ad istanti successivi. Il fronte d'onda, inizialmente sferico, verrà via via modificato per la generazione di tratti conici, prima dall'interfaccia a 80 ft, poi dall'interfaccia più profonda.

Dato che il tempo che viene misurato è quello del primo arrivo, nel caso si abbia uno strato molto sottile, è possibile che la relativa birifratta non arrivi in alcun geofono per prima (v. parte alta della figura), per il fatto che il tratto di superficie dove arriva per prima è molto breve e può non contenere alcun geofono od al più uno solo, chiaramente insufficiente a dare qualsiasi informazione su  $v_2$ . È proprio quello che avviene nell'esempio ipotetico di figura per lo strato di velocità 8500 ft/sec (=piedi/s).

In generale, uno strato, per essere "visto" deve essere campionato da almeno due geofoni. Se questo non avviene, lo strato è come se non esistesse e non se ne può valutare né la velocità, né lo spessore: si parla in questo caso di strato nascosto. Dovendo ipotizzare un'unica copertura a velocità  $v_1$ , ciò che si calcola è la profondità del terzo terreno, che viene di conseguenza sottovalutata, perché le onde hanno attraversato il primo mezzo fittizio, in quanto in realtà comprende due terreni, in parte con una velocità  $v_1$  e in parte con una  $v_2$  maggiore.

Si possono verificare anche casi di inversione della velocità nei quali l'onda birifratta proprio non si crea. In questi casi, il tempo intercetto  $t_i$  del diagramma dà un valore di spessore dello strato fittizio, somma di quello lento e di quello immediatamente sovrastante, superiore a quello reale, in quanto il percorso del raggio è stato fatto in parte ad una velocità inferiore a quella misurata.

La figura illustra anche un'altra possibile catastrofe: il terzo ramo di dromocrona fornisce una velocità apparente di 26.800 ft/s. Questo ramo, per il modello prospettato, non è dovuto ad un'ulteriore interfaccia piana orizzontale (la velocità sarebbe oltretutto più alta delle più veloci rocce cristalline), ma semplicemente al cambio di pendenza della seconda interfaccia. La figura quindi illustra graficamente quale sia la necessità drammatica del tiro coniugato!

La soluzione fornita più sopra, per superfici piane inclinate, può però essere inadeguata se lungo il profilo avviene anche un semplice cambio di pendenza. Oltretutto si deve pure ammettere che i modelli considerati, strati piani paralleli od inclinati, con al più un cambio di pendenza, sono ben lungi dal rendere adeguatamente la complessità dei sottosuoli reali.

In presenza di un sottosuolo comunque stratificato, il problema che si pone è perciò la necessità di rilevare ogni variazione di spessore degli strati all'interno del profilo sismico di misura.

Uno dei più noti approcci storicamente messi a punto per risolvere questo problema è il cosiddetto metodo del "delay-time" (tempo di ritardo) o del "plus-minus".

## Metodo del plus-minus

Consideriamo la figura seguente

(da scannerizzare)

Il tempo di ritardo viene definito come la differenza tra il tempo che impiega il segnale sismico a compiere l'effettivo percorso SMNG dalla sorgente S al generico geofono G a distanza x da S ed il tempo che l'onda avrebbe impiegato a compiere il percorso S'G', dove S' e G' sono le proiezioni di S e G rispettivamente sulla superficie di discontinuità. Nella figura tale superficie è piana, ma per questo algoritmo potrebbe non esserlo. Siano inoltre K e L le proiezioni di S' e G' sui raggi SM e NG rispettivamente. Il tempo di percorso effettivo tra S e G sarà dato da:

$$t_{SG} = \frac{SM}{v_1} + \frac{NG}{v_1} + \frac{MN}{v_2} = \frac{SK + KM}{v_1} + \frac{NL + LG}{v_1} + \frac{MN}{v_2}$$

Però:

$$SK = SS' \cos l = z_S \cos l; \quad LG = GG' \cos l = z_G \cos l$$

dove  $z_S$  e  $z_G$  sono le profondità dello strato sotto S e G rispettivamente, beninteso considerate non lungo la verticale, ma come normali alla superficie di discontinuità. Inoltre:

$$\frac{KM}{v_1} = \frac{S'M}{v_2}; \quad \frac{NL}{v_1} = \frac{NG'}{v_2}$$

perché percorsi di ugual tempo. Poiché  $S'M + MN + NG' = S'G'$ , avremo:

$$t_{SG} = \frac{z_S \cos l}{v_1} + \frac{z_G \cos l}{v_1} + \frac{S'G'}{v_2} = \delta_S + \delta_G + \frac{S'G'}{v_2}$$

$\delta_S$  e  $\delta_G$  vengono rispettivamente chiamati tempi di ritardo sotto S e G rispettivamente. Se potessimo in qualche modo ricavare dai dati (i tempi dei primi arrivi) questi due tempi, avremmo la possibilità di stimare  $z_G$ , per qualunque G! Si noti anche che  $\delta_S$  è formalmente la metà del tempo intercetto (v. sopra, l'eq. 1).

Poniamo

$$\delta_{SG} = \delta_S + \delta_G = t_{SG} - \frac{S'G'}{v_2}$$

Se la rugosità della superficie di discontinuità è limitata, diciamo con oscillazioni non superiori a 5°-10°, allora si può approssimare  $S'G' \approx x$  e  $\delta_{SG}$  sarà allora:

$$\delta_{SG} = t_{SG} - \frac{x}{v_2}.$$

Si noti che nel termine di destra ci sono soltanto dati, quindi da essi si può ricavare  $\delta_{SG}$ . Manca ancora un'equazione per eliminare  $\delta_S$  e quindi ottenere  $\delta_G$ . La soluzione del problema risiede di nuovo nella possibilità di disporre del tiro coniugato. Consideriamo la figura seguente:

(da scannerizzare)

Al generico geofono G arrivano due onde birifratte dallo stesso rifrattore, rispettivamente dalle sorgenti coniugate A e B. Il tempo di ritardo dovuto al percorso da A a B è dato, per definizione, da:

$$\delta_{AB} = \delta_A + \delta_B \approx t_r - \frac{AB}{v_2},$$

dove  $t_r$  è il tempo impiegato dall'onda per andare da A a B, che è lo stesso che impiega l'onda a fare il percorso inverso, da B ad A, ed è detto tempo reciproco. Avremo:

$$\delta_{G(A)} = t_{AG} - \frac{x}{v_2} - \delta_A, \quad (2)$$

$$\delta_{G(B)} = t_{BG} - \frac{x}{v_2} - \delta_B. \quad (3)$$

Posto  $L=AB$ , sommiamo "plus" (2) e (3):

$$\begin{aligned} \delta_{G(A)} + \delta_{G(B)} &= t_{AG} + t_{BG} - \frac{x}{v_2} - \frac{L-x}{v_2} - \delta_A - \delta_B = \\ &= t_{AG} + t_{BG} - \frac{L}{v_2} - (\delta_A + \delta_B) \end{aligned}$$

Ricordando che:  $\delta_A + \delta_B \approx t_r - \frac{AB}{v_2}$ , sempre con l'ipotesi di pendenze limitate ( $<10^\circ$ ) possiamo

approssimare:  $\delta_{G(A)} + \delta_{G(B)} \approx 2\delta_G$  e, di conseguenza:

$$2\delta_G = t_{AG} + t_{BG} - t_r \quad (4),$$

che ci dà il tempo di ritardo  $\delta_G$  cercato, in quanto il termine di destra in (4) è noto.

Da questo lo spessore dello strato sotto il geofono G:

$$\delta_G = \frac{z_G \cos l}{v_1} = (t_{AG} + t_{BG} - t_r) / 2 \quad (5)$$

Sottolineo che i tempi di lettura che ivi compaiono devono tutti appartenere allo stesso rifrattore. Data una coppia di dromocrone ricavate da interfacce non piane, questa condizione può creare delle difficoltà in quanto il semplice aspetto delle dromocrone, certamente non rettilinee, può non suggerire l'effettiva appartenenza dei 3 tempi ad uno stesso orizzonte. L'esempio che discuteremo più sotto illustrerà questa condizione. Dromocrone non rettilinee, dovute ad interfacce non piane possono inoltre creare difficoltà nella stima della velocità del rispettivo rifrattore. Proviamo a sottrarre le due eq. 2 e 3:

$$\begin{aligned} \delta_{G(A)} - \delta_{G(B)} &= t_{AG} - t_{BG} - \frac{x}{v_2} + \frac{L-x}{v_2} - \delta_A + \delta_B = \\ &= t_{AG} - t_{BG} - \frac{2x}{v_2} + \left(\frac{L}{v_2} - \delta_A + \delta_B\right), \end{aligned}$$

cioè, se  $\delta_{G(A)} \approx \delta_{G(B)}$ :

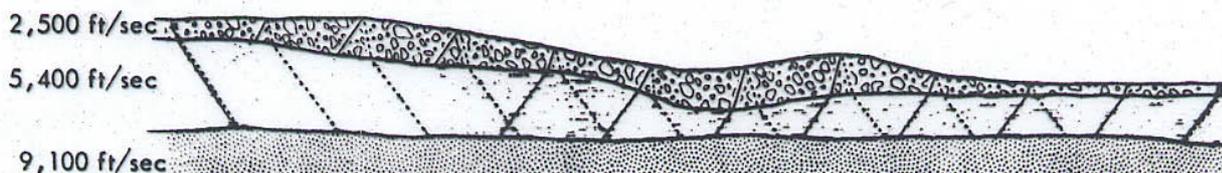
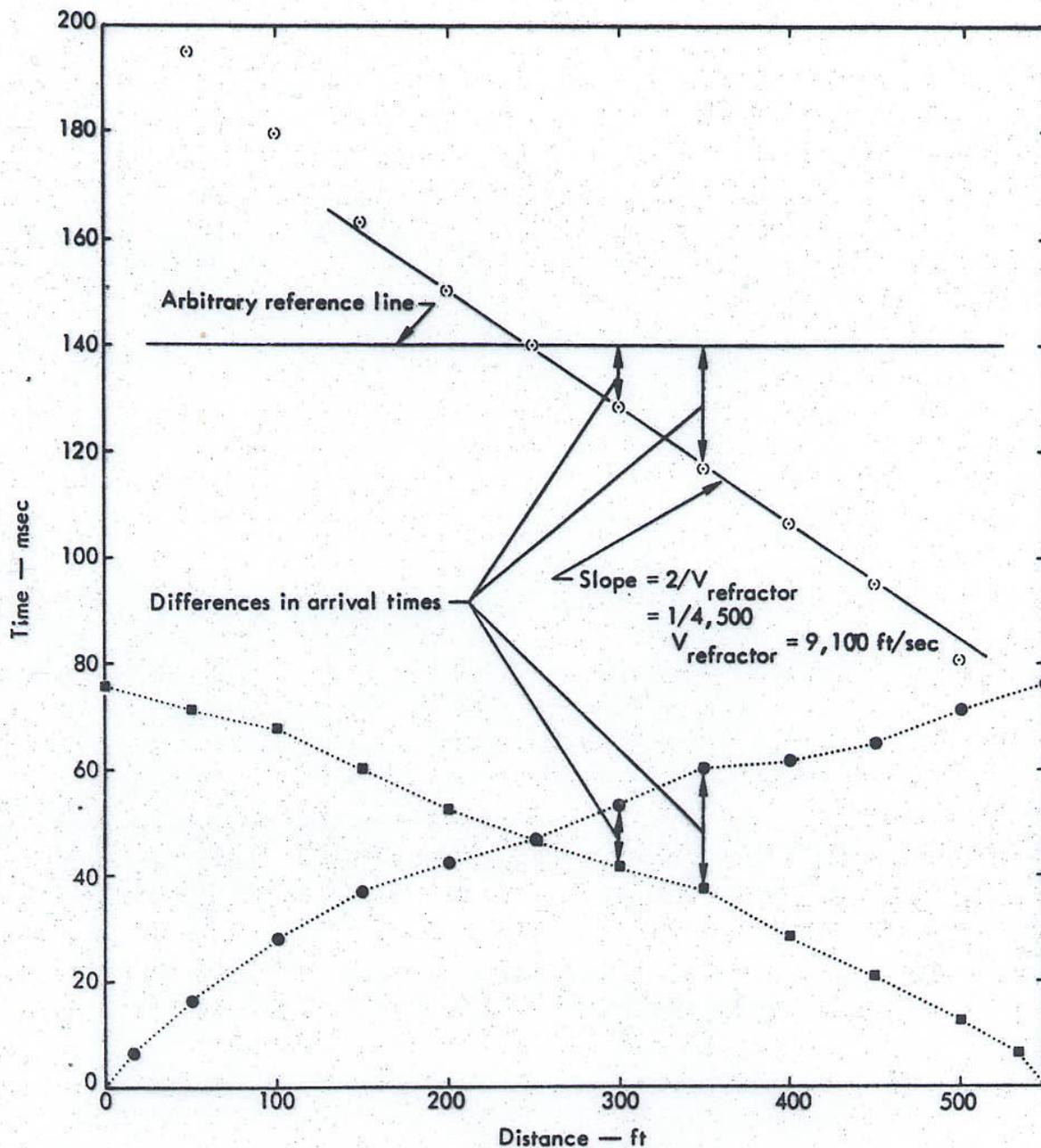
$$t_{AG} - t_{BG} = \frac{2x}{v_2} + C \quad (6)$$

che è l'equazione di una retta, di pendenza  $2/v_2$ . La differenza dei tempi d'arrivo ("minus") fornisce quindi una stima di  $v_2$ !. Non solo ma, come si vedrà nell'esempio, la retta definita dall'eq.5

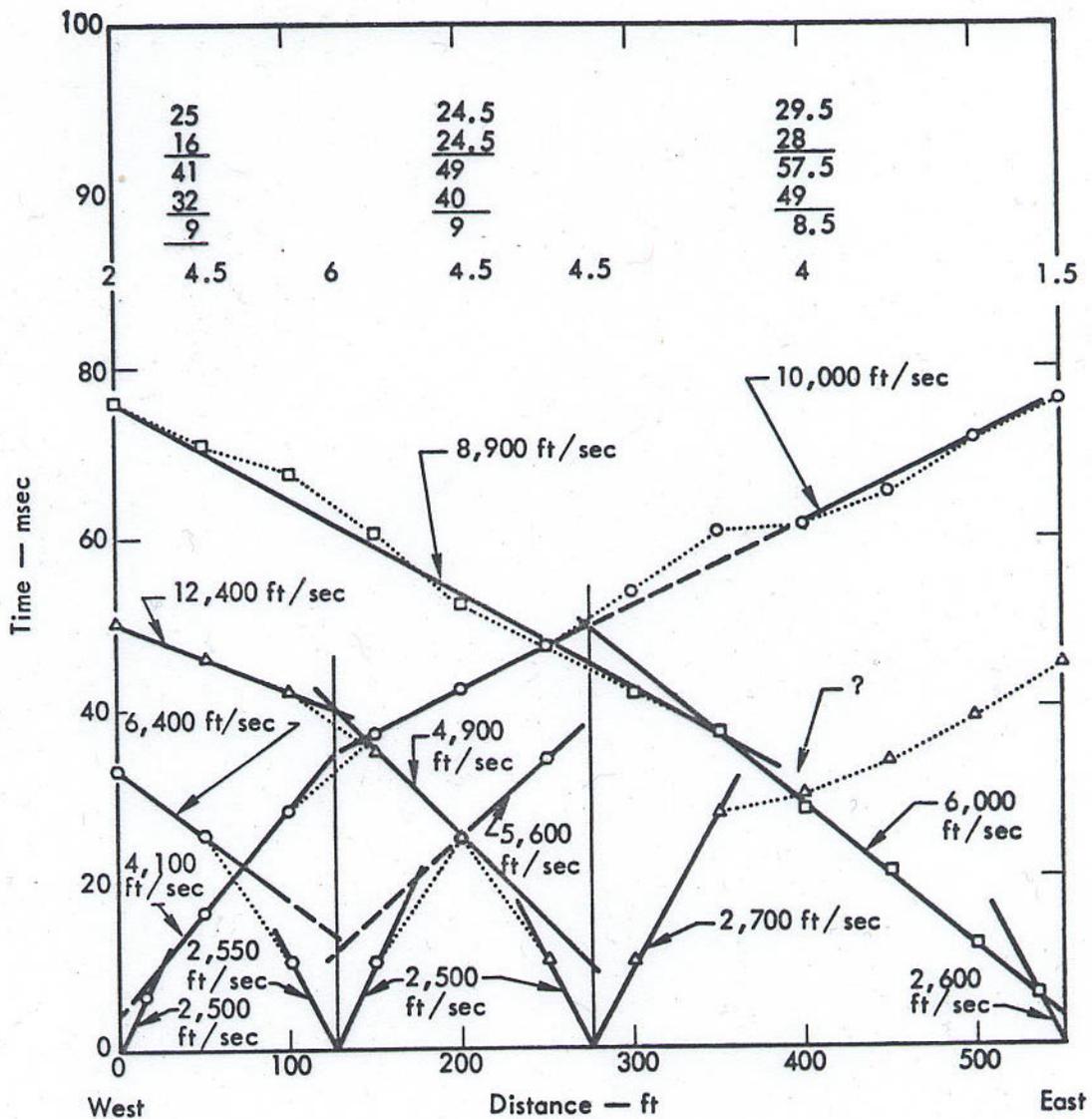
stabilisce anche quali arrivi ai vari geofoni dello stendimento sono da attribuire allo stesso orizzonte rifrattore: tutti quelli che stanno su una retta. Più difficile è il problema di avere anche il tempo totale  $t_r$  coerente con gli altri 2: vedremo sempre nell'esempio però come ci si riesce.

## Esempio numerico

Consideriamo la figura seguente:



Nella parte alta sono riportate le dromocrone ottenute dalle sorgenti poste ai 2 estremi di un profilo di sismica a rifrazione eseguito sull'ipotetico modello riportato nella parte bassa. Si notino gli spessori e le ondulazioni (dolci) delle superfici topografica e di discontinuità. Le 2 dromocrone sono come atteso non rettilinee e sarebbe arduo dalla semplice ispezione visuale anche soltanto decifrare il numero di strati presenti. La retta disegnata sopra le dromocrone è, come riportato, il grafico delle differenze dei tempi d'arrivo (5). Come si può ben vedere tali differenze sono ben allineate soltanto nella parte centrale tra le progressive 200 e 450 ft. Verso le estremità le differenze escono in maniera via via più marcata dall'allineamento. Ciò deve significare per l'interprete che in queste zone si stanno mescolando tempi di arrivo provenienti da orizzonti diversi, se non addirittura gli arrivi dell'onda diretta. Sarà quindi soltanto tra 200 e 450 ft. che si potranno calcolare tempi di ritardo attribuibili allo stesso rifrattore. Ma quale? Il primo, il secondo,...? E il tempo reciproco di circa 75 ms a quale rifrattore appartiene? Certamente a quello più profondo, ma come facciamo a sapere dai dati che ce n'è più d'uno? Nella figura si vede che la velocità stimata dall'applicazione della (5) è proprio la velocità del rifrattore più profondo, ma in queste condizioni non possiamo certo calcolare i tempi di ritardo e quindi valutarne la profondità. Come fare? È chiaro che i dati mancano di informazioni verso le estremità, dove a quei geofoni è più probabile che dalla sorgente vicina arrivi una birifratta più superficiale rispetto a quella che vi arriva dalla



sorgente più lontana. Mancano quindi arrivi comuni dalla prima interfaccia (se c'è). Ma da questi dati non si può desumere nient'altro.

La soluzione è acquisire in campagna altri profili, con la sorgente posta a distanze intermedie lungo il profilo, in modo da essere ragionevolmente sicuri che il dataset è completo per l'analisi di tutte le interfacce presenti. Esaminiamo a tal proposito la seguente figura: in questa il numero di sorgenti è stato incrementato, mantenendo fermi i geofoni: è stato eseguito un tiro al centro, uno al primo quarto, uno al terzo quarto (non riportato per semplicità). Se ne devono fare anche 2 esterni, uno da una parte, l'altro dall'altra, a distanza confrontabile con quella tra una coppia di sorgenti all'interno del profilo. Una regola pratica suggerisce di non distanziare le basi di più di 30 m. osservando la metà sinistra si noterà che ora i dati sono sufficientemente completi per risolvere velocità e spessore del primo terreno. Si noti che dove mancano arrivi birifratti comuni, come ad es. in corrispondenza delle sorgenti, si può utilizzare i tempi intercetti, che, come anticipato, hanno lo stesso significato dei tempi di ritardo.

Si ripeterà il calcolo della (5) ove possibile per la valutazione di  $v_2$  e dove questa risulta plausibile si calcoleranno i tempi di ritardo. Si otterrà così l'andamento della prima interfaccia lungo tutto il profilo.

Siamo ora in grado di affrontare il problema della seconda interfaccia, per la quale abbiamo già la velocità. Ora, dai delay-times complessivi ricavati dalla (4) sottrarremo i delay-times della prima interfaccia, testè stimati e, riapplicando la (5), avremo lo spessore (non la profondità) del secondo strato. Questo spessore però non può venire determinato tra le progressive 0 e 150 ed oltre 450, per mancanza di sovrapposizione dei tempi d'arrivo. A questa mancanza si supplisce per l'appunto con la coppia di tiri esterni e... si spera che basti.

## Il metodo “G.R.M.”

Il metodo del “plus-minus”, come s'è visto, è in grado di fornire gli spessori, intesi come normali abbassate alle rispettive superfici di discontinuità, sotto ciascun geofono, al solo costo di un'accurata acquisizione dei dati di campagna. Esso restituisce l'immagine di un sottosuolo stratificato a starti non piani e non paralleli, a patto che le pendenze locali abbiano andamenti e variazioni “dolci” (scarti di immersione non superiori a 5°-10°). Come facciamo quando abbiamo variazioni più brusche?

Una parziale soluzione viene dal cosiddetto metodo “Generalized Reciprocal Method (G.R.M.)”, introdotto da un ricercatore australiano (D.Palmer) verso la fine degli anni '70. La chiave del suo metodo sta nell'osservazione critica contenuta nella figura seguente:

(da scannerizzare)

Egli osservò che nel metodo del plus-minus, il problema sta nelle rugosità comprese tra i 2 punti, ai lati di G' dai quali parte il raggio birifratto che giunge al geofono G, per cui non si possono più considerare sostanzialmente uguali i percorsi di sinistra dalla sorgente A e di destra dalla sorgente B. In realtà l'informazione corretta della profondità di G' viene riportata in superficie nei 2 geofoni X e Y, rispettivamente a sinistra per lo sparo da B ed a destra per lo sparo da A rispetto al geofono G. il problema sta dunque nella stima delle distanze XG e YG dove giunge il tempo d'arrivo “giusto”. La distanza laterale XY, corrispondente all'incirca alla distanza dalla quale parte l'informazione verso G dall'interfaccia profonda è tanto più grande quanto più la struttura investigata è profonda e/o quando i contrasti di velocità sono deboli.

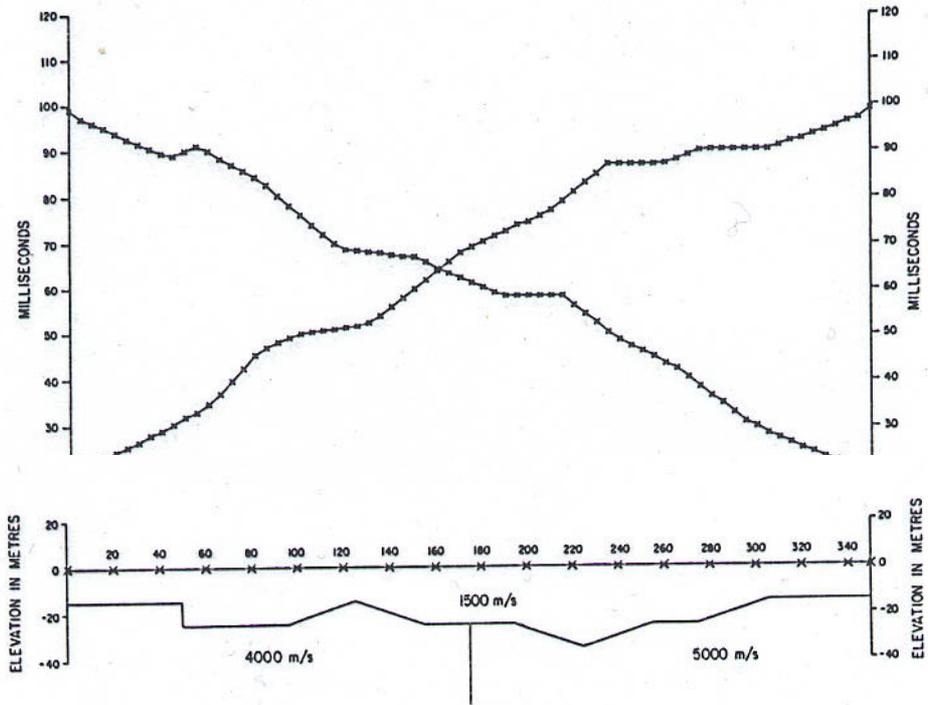
Palmer introdusse due modifiche alle formule 4 e 6, che chiamò rispettivamente funzioni tempo-profondità (time-depth):

$$t_G = \left( t_{AY} + t_{BX} - \left( t_r + \frac{XY}{v'_n} \right) \right) / 2 \quad (7)$$

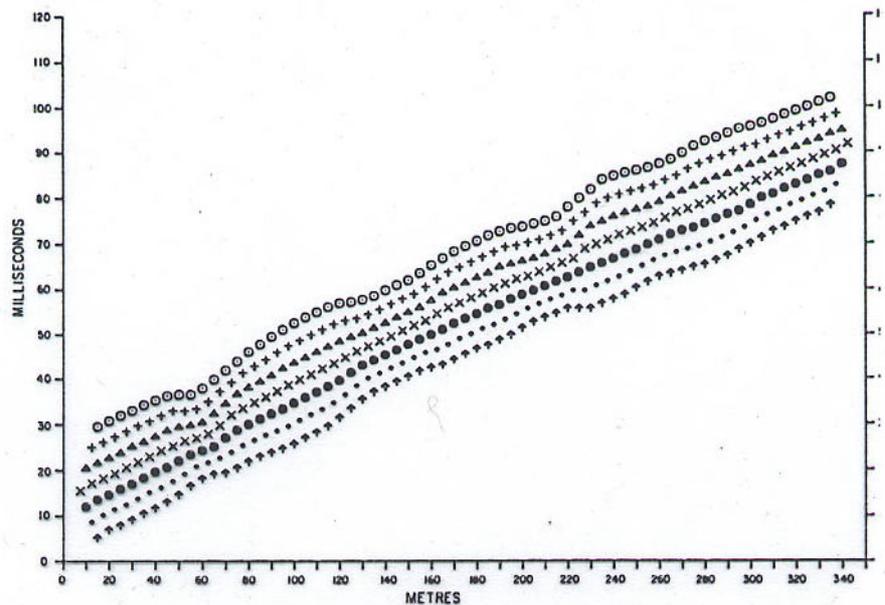
ed analisi della velocità:

$$t_v = (t_{AY} - t_{BX} + t_r) / 2 \quad (8)$$

Formalmente esse sono molto simili alle 4 e 6 rispettivamente, con le differenze che i tempi d'arrivo sono quelli ai geofoni X e Y, posti ai lati del punto G (dove non necessariamente ci starà un geofono) e di una piccola aggiunta a  $t_r$  nella 7.  $v'_n$  è una velocità. Nella sua trattazione Palmer pose  $XG=YG$  e non diede mai la dimostrazione delle eq. 7 e 8. vediamo come funziona il metodo in un esempio sintetico. Consideriamo la figura seguente: in basso un ipotetico modello a 2 strati, con superficie di discontinuità molto articolata, con un contatto laterale ed un gradino (progressiva 50 m). Si noti anche l'elevata profondità media dell'interfaccia (intorno a 20 m). In alto le corrispondenti dromocrone calcolate per i due tiri estremi. In questo caso teorico non sono state ipotizzate altre basi sismiche intermedie, comunque necessaria nella pratica, perché il modello di sottosuolo evidentemente è soltanto a 2 terreni e non le richiede per l'inversione dei tempi d'arrivo.



Calcoliamo innanzitutto la funzione analisi della velocità per diversi valori di XY. Nella figura seguente sono riportati i grafici ottenuti per XY=0, 5, 10, 15, 20, 25 e 30 m (dall'alto verso il basso). Essi sono spostati di una piccola quantità lungo l'asse dei tempi per facilitarne la rappresentazione grafica. La migliore scelta della distanza XY è quella per cui il grafico ha il miglior andamento rettilineo. Questo avviene, ad una valutazione ad occhio, per XY=20 m (curva a pallini pieni); si nota anche il cambio di pendenza associato al contatto laterale. Saremmo ora autorizzati a calcolare la funzione tempo profondità per XY=20m. Per confronto con quanto si ottiene per gli altri valori di XY osserviamo la figura seguente, dove vengono riportati i time-depth per tutti i valori XY. Si noti l'asse dei tempi, orientato positivamente verso il basso, in



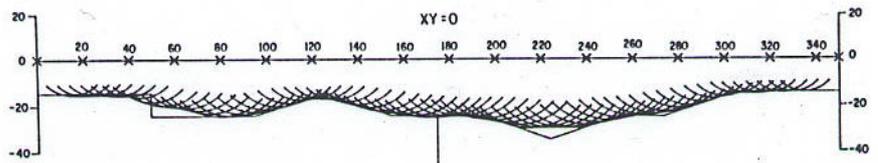
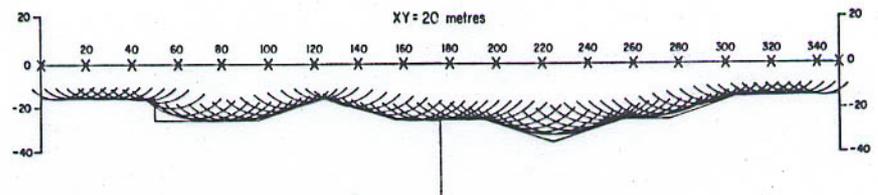
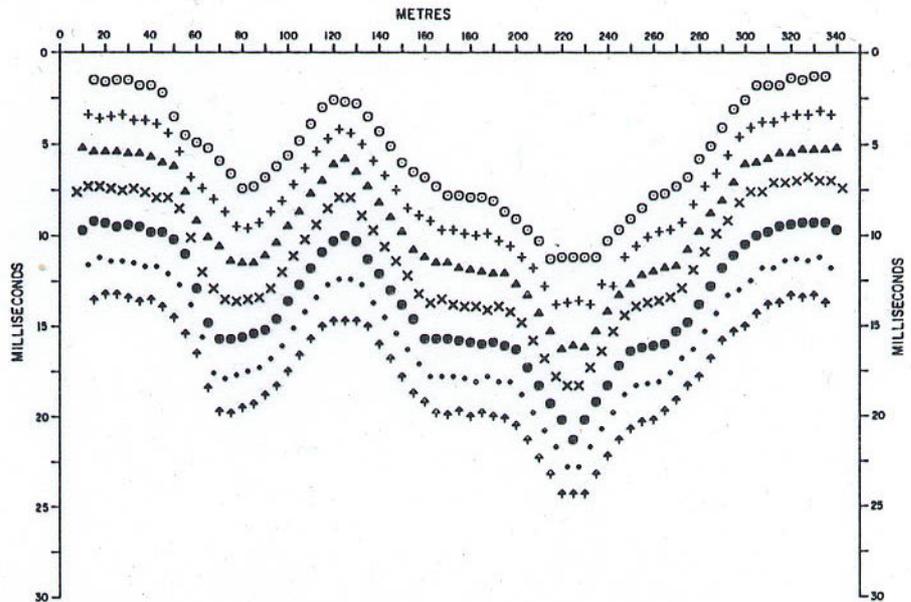
modo da rappresentare una “sezione tempi” del sottosuolo: la sezione profondità si otterrà poi facilmente con l’applicazione della solita formula:

$$t_G = \frac{z_G \cos l}{v_1} \quad (9)$$

Tutti i time-depth hanno un andamento simile ma, se si osserva più attentamente, si noterà che per XY=20 m (la curva a pallini pieni) si ha il massimo di rugosità della funzione, ed è giusto che sia così, in quanto è la scelta che meglio può rappresentare l’effettivo andamento della superficie di contatto.

Convertiamo ora i time depth per XY=20 m in profondità con la (9).

Otterremo la figura seguente, che fornisce il modello di sottosuolo come stimato dal metodo GRM. In questa figura l’andamento della superficie di discontinuità è ricostruito come involucro degli archi tracciati con raggio  $z_G$ , per consentire una corretta ricollocazione nello spazio degli elementi di superficie non piani, per i quali  $z_G$ , lo ripeto, non è la profondità, ma la distanza, intesa come perpendicolare all’elemento di superficie.



Riportiamo per confronto la ricostruzione del modello che avremmo ottenuto per XY=0 m, cioè con l’applicazione del metodo plus-minus. Le differenze tra i due modelli sono più cospicue, a favore di una maggiore fedeltà al modello di partenza, da parte del primo dei due.

Si conviene infatti che il metodo GRM fornisca risultati migliori del metodo plus-minus per pendenze locali delle superfici di discontinuità non superiori a 20°. In effetti la faglia è resa meglio, ma non perfettamente.