

Pubblicazioni
dell'Istituto Nazionale di Geofisica del Consiglio Nazionale delle Ricerche
diretto dal prof. Antonino Lo Surdo

N. 2

P. CALOI

**Sullo spessore dello strato delle onde P_g
dell'Europa Centrale**

• • •

ROMA
ANNO MCMXXXVIII - XVI

ESTRATTO DA „LA RICERCA SCIENTIFICA”

SERIE II - ANNO IX - VOL. I - N. 7-8

ROMA, 1938-XVI - TIPOGRAFIA TERME - VIA PIETRO STERBINI, 6.

Riassunto: Si espone un metodo semplice per la determinazione della profondità della prima superficie di discontinuità nell'interno della Terra, usufruendo delle dromocrone relative alle onde Pg e P^* . Si danno due esempi di applicazione a due terremoti avvenuti nell'Europa Centrale. I risultati ottenuti concordano bene con quelli dedotti per altre vie.

E' noto che A. Mohorovićić⁽¹⁾, al quale si deve il primo studio sulle onde Pg (che egli chiamò \bar{P}) — onde longitudinali dirette, che percorrono il tragitto ipocentro-stazione di osservazione, senza subire riflessioni o rifrazioni —, assegnò allo strato superficiale terrestre, in cui queste onde si propagano, lo spessore di 57 km. In altre parole, poichè Mohorovićić giunse a queste conclusioni studiando dei terremoti avvenuti nell'Europa Centrale, egli trovò che, in corrispondenza di questa regione, la prima superficie di discontinuità nell'interno della Terra giaceva ad una profondità di 57 km dalla superficie del geoide.

Gutenberg, nei primi suoi lavori sull'argomento, confermò questo valore. In seguito però modificò alquanto la sua opinione.

Quando V. Conrad mostrò l'esistenza di un altro tipo di onda longitudinale, che indicò con P^* , Gutenberg, ritenendo quest'onda dovuta ad una superficie di discontinuità, venne alla conclusione che detta superficie non doveva trovarsi a 57 km di profondità, ma ad una profondità variabile fra 45 e 50 km.

Lo stesso Conrad⁽²⁾, studiando un terremoto avvenuto a Schwadorf (nei pressi di Vienna) l'8 ottobre 1927, calcolò che lo strato delle onde Pg (sempre nell'ipotesi che le onde P^* siano create dalla rifrazione delle onde longitudinali dirette in corrispondenza della prima superficie di discontinuità) aveva uno spessore di 40 km circa. Successivamente Gräfe⁽³⁾ assegnò a questo strato lo spessore di 48 km. Lo scrivente⁽⁴⁾, infine, nello studio di un terremoto avvenuto nelle Prealpi Carniche, indicò la prima superficie di discontinuità ad una profondità di 44 km.

Gutenberg, Conrad, Gräfe e lo scrivente si valsero, nelle loro ricerche, di una formula del tutto analoga a quella di cui si fa uso nel metodo analitico della prospezione sismica del sottosuolo, limitata ad un solo strato a superficie parallele; le differenze sono dovute al fatto che, nel nostro caso, il centro di scotimento si trova ad una determinata profondità e non in superficie, come nel caso della prospezione sismica.

Naturalmente, anche qui si fa l'ipotesi (invero poco restrittiva), della propagazione rettilinea dei raggi sismici nello strato superficiale terrestre.

Nella prospezione sismica del sottosuolo, a scopo minerario, E. A. Ansel⁽⁵⁾ ha introdotto un metodo grafico, che sfrutta i punti angolari delle dromocrone, creati da brusche variazioni di velocità del raggio sismico. Consideriamo il caso semplice di uno strato superficiale omogeneo, limitato inferiormente da una superficie piana, parallela alla superficie terrestre. Le dromocrone ottenute, registrando a distanze diverse l'inizio delle perturbazioni prodotte dallo scoppio di mine, presenteranno un primo punto angolare, in corrispondenza della brusca variazione di velocità determinata dall'arrivo delle onde che sono penetrate nel secondo strato. La distanza relativa a questo punto angolare corrisponde, sul terreno, al punto in cui le onde longitudinali dirette e le onde longitudinali rifratte dalla superficie limitante inferiormente lo strato, giungono contemporaneamente in superficie.

Il metodo consiste nel trovare il luogo dei punti in cui i due sistemi di onde, dirette e rifratte, giungono contemporaneamente, a distanze diverse dal centro di scotimento, nell'interno dello strato. La costruzione è resa possibile dalla conoscenza delle velocità reali di propagazione delle onde longitudinali nello strato in parola e in quello che immediatamente gli succede. Il punto in cui il luogo geometrico accennato incontra il raggio limite (nel senso del principio di Fermat) fa parte della superficie di discontinuità ricercata. Il luogo geometrico sarà realizzato dalla congiungente dei punti d'intersezione di una schiera di rette (fronti delle onde rifratte) e del corrispondente fascio di cerchi, relativi alle onde dirette, ed aventi il centro comune nel punto di scoppio delle mine (*).

(*) E. A. Ansel considera come equazione dei cerchi la seguente:

$$x^2 + z^2 = c_1^2 (t-t_0)^2 \quad (1')$$

dove c_1 è la velocità delle onde longitudinali nel primo strato, t è il tempo in un punto determinato, contato a partire dall'istante di scoppio, t_0 è il tempo nel punto d'incidenza del raggio limite sulla superficie di separazione dei due mezzi, d è lo spessore dello strato ed a l'ascissa del punto d'incidenza del raggio limite, rispetto ad un sistema di assi ortogonali, con centro nel punto di scoppio, l'asse x diretta verso il luogo d'osservazione e l'asse z normalmente ad essa, nell'interno della terra. Poichè la equazione della schiera di rette è:

$$(z-d) \cos i - (x-a) \sin i = -c_1 (t-t_0) \quad (2'),$$

eliminando $t-t_0$ fra queste due equazioni, Ansel determina per la linea luogo dei punti in cui le onde dirette e le onde rifratte arrivano nello stesso tempo, la seguente equazione:

$$(x \cos i + z \sin i)^2 + 2(z \cos i - x \sin i)(d \cos i - a \sin i) - (a \sin i - d \cos i)^2 = 0$$

che è evidentemente l'equazione di una parabola.

Però è da notare che effettivamente l'equazione dei cerchi non è quella indicata da Ansel, bensì:

$$x^2 + z^2 = c_1^2 t^2 (t > t_0), \quad (1'')$$

che, combinata con l'equazione delle rette, conduce ad un'equazione del luogo geometrico alquanto diversa da quella cui giunse E. A. Ansel.

Essa è infatti — eliminando t fra la (1'') e la (2')

$$(x \cos i + z \sin i)^2 - 2 x d \sin 2 i + 4 z d \cos^2 i - 4 d^2 \cos^2 i = 0,$$

che è pure l'equazione di una parabola, avente per asse la retta

$$x + z \tan i = 0$$

e per vertice il punto di coordinate,

$$x = -d \sin i \cos i ; z = d \cos^2 i.$$

Mi sono proposto di vedere, sempre entro i limiti di approssimazione consentiti dall'ipotesi di una propagazione rettilinea, se un metodo analogo poteva servire al calcolo della prima superficie di discontinuità nell'interno della terra, sfruttando le dromocrone fornite dalle registrazioni di terremoti di origine vicina.

Si prestano a questo scopo le curve dei tempi di arrivo delle onde dirette Pg e delle onde P^* , quando queste si ritengano rifratte in corrispondenza della prima superficie di discontinuità. La conoscenza della velocità di propagazione dei due tipi di onde e del punto in cui si incontrano le rispettive dromocrone, permettono di risolvere facilmente il problema.

Nel caso dei terremoti, la teoria va leggermente modificata.

Scegliamo come origine delle coordinate l'epicentro del terremoto; gli assi x e z , contenuti nel piano principale, sono diretti il primo dall'epicentro verso la stazione di osservazione, il secondo dall'epicentro verso l'ipocentro.

Prendiamo come tempo origine il tempo all'ipocentro. L'equazione del fascio di cerchi con centro nell'ipocentro (immagini delle onde longitudinali dirette Pg) sarà allora, se si indica con h la profondità ipocentrale,

$$x^2 + (z - h)^2 = V_1^2 t^2 \quad (1)$$

dove t è il tempo contato a partire dall'ipocentro e V_1 è la velocità di propagazione delle onde Pg .

Indicando con d lo spessore dello strato delle onde Pg , l'equazione della schiera di rette rappresentanti i fronti d'onda delle P^* nell'interno del primo strato, sarà invece:

$$(z - d) \cos i - (x - a) \sin i + V_1 (t - t_1) = 0 \quad (2)$$

dove i è l'angolo d'incidenza del raggio limite, a è l'ascissa del relativo punto d'incidenza sulla superficie di discontinuità e t_1 è il tempo di tragitto dall'ipocentro al punto d'incidenza.

Eliminando la t fra la (1) e la (2), si perviene alla seguente equazione del luogo geometrico cercato, costituito dai punti in cui arrivano contemporaneamente le onde dirette e le onde rifratte:

$$(x \cos i + z \sin i)^2 - x (2d - h) \sin 2i + 2z [(2d - h) \cos^2 i - h] - (2d - h)^2 \cos^2 i + h^2 = 0$$

Questa è una parabola, di asse

$$x + (z - h) \operatorname{tang} i = 0.$$

e di vertice

$$x = - (d - h) \sin i \cos i \quad ; \quad z = h + (d - h) \cos^2 i. \quad (*)$$

L'applicazione del metodo è semplicissima. Basta poter usufruire delle dromocrone relative alle onde Pg e P^* , riferite al tempo origine del terremoto all'ipocentro. La distanza epicentrale corrispondente al punto in cui le

(*) Nel caso $h = d$ la parabola assume l'espressione:

$$(x \cos i + z \sin i)^2 - 2d \sin i (x \cos i + z \sin i) + d^2 \sin^2 i = 0,$$

e le coordinate del vertice diventano $x = 0$, $z = d$.

due dromocrone s'incontrano, corrisponde al punto della superficie terrestre in cui i due tipi d'onde pervengono contemporaneamente.

Conosciute le velocità di propagazione delle Pg e delle P^* , si determina subito l'angolo i , che permette di stabilire l'inclinazione dei fronti d'onda delle onde rifratte, rispetto alla superficie della terra, supposta piana (ipotesi che non altera il risultato, date le piccole distanze che entrano in giuoco). Si può quindi tracciare un conveniente numero di rette, immagini dei fronti d'onda delle P^* nell'interno del primo strato, e intersecarle con altrettanti cerchi (immagini delle Pg), concentrici nell'ipocentro e raggi corrispondenti ai tempi relativi ad ogni singolo fronte d'onda. La congiungente i punti di intersezione delle rette con i cerchi, ci dà il luogo geometrico cercato. Il punto dove questo interseca il raggio limite uscente dall'ipocentro è un punto della superficie di separazione dei due mezzi. Se questa si suppone parallela alla superficie esterna della terra, essa risulta determinata.

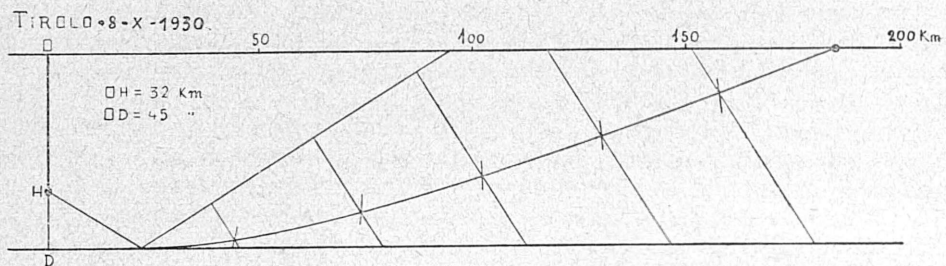


FIG. 1

Ho applicato questo metodo a due terremoti, studiati da Gräfe e dallo scrivente. Nel primo, Gräfe ⁽³⁾ ha trovato che le dromocrone delle onde Pg e P^* si incrociano ad una distanza epicentrale di 185 km ca. La velocità delle onde Pg è risultata di 5,7 km/sec. quella delle onde P^* di 6,7 km/sec. Ne consegue, $i = 58^\circ 18'$. La profondità ipocentrale calcolata da Gräfe fu di 35 km.; io però, con il metodo dell'angolo d'emergenza delle onde Pg , trovai un valore di 32 km. ⁽⁶⁾. Nella presente ricerca, mi valsi di quest'ultimo.

Tenuto conto dell'ora all'ipocentro, l'incontro in superficie delle onde dirette e di quelle rifratte è avvenuto dopo 33 sec. I dati scritti mi hanno condotto al risultato riprodotto nella fig. 1. La profondità della superficie di discontinuità in corrispondenza del Tirolo è dunque di 45 km. circa. Gräfe, con il metodo analitico, pervenne a 48 km. (valore ottenuto con un solo intervallo $Pg-P^*$).

Per il secondo terremoto (a cui ho dedicato un lungo studio di prossima pubblicazione) ho trovato i seguenti dati: velocità delle onde Pg , 5,7 km/sec.; velocità delle onde P^* , 6,6 km/sec.; $i = 59^\circ 44'$; profondità dell'ipocentro, 17 km.; punto d'incontro in superficie dei due tipi d'onda, dopo 39 sec. dal tempo origine, ad una distanza epicentrale di 220 km.

L'applicazione del metodo ha portato, in questo caso, alla fig. 2. In corrispondenza dell'altipiano del Cansiglio, lo strato delle Pg ha quindi una profondità di 40 km ca., valore confermato anche dal metodo analitico.

Gutenberg ⁽⁷⁾ ritiene che lo strato delle Pg nell'Europa Centrale vari da 45 a 50 km., il massimo spessore riscontrandosi verso il centro del sistema alpino, per diminuire rapidamente a nord.

I valori qui calcolati sembrano provare che effettivamente la superficie di discontinuità dello strato delle Pg tende a rialzarsi anche verso sud. Purtroppo la mancanza di dati relativamente all'Italia Centrale e Meridionale non consentono una conferma di questo fatto, che, ad ogni modo, si presenta molto probabile.

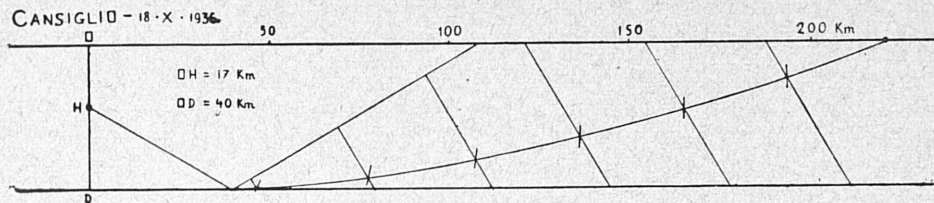


FIG. 2.

Il metodo enunciato consente anche di stabilire la distanza minima a partire dalla quale è possibile la registrazione delle onde P^* .

Nel caso del terremoto studiato da Gräfe, essa si aggira intorno a 95 km. (Gräfe ha calcolato 100 km.). Per il terremoto del Cansiglio essa è di circa 107 km.

A questa grandezza si può assegnare quindi un valore di 100 km ca.

Istituto Nazionale di Geofisica del Consiglio Nazionale delle Ricerche

Roma, marzo 1938-XVI.

B I B L I O G R A F I A .

- (1) A. MOHOROVICIC: *Das Beben vom 8. X. 1909*, in « *Jahrbuch des Meteorologischen Observatoriums in Zagreb für das Jahr 1909* » IX, IV Teil, Abschnitt I.
- (2) V. CONRAD: *Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober 1927*. Gerlands Beiträge zur Geophysik, Band XX, 1928, pag. 275.
- (3) H. GRÄFE: *Das Nordtiroler Beben vom 8. Oktober 1930*. I. Teil. Zeitschrift für Geophysik, VIII Jahrgang, 1932, pag. 152.
- (4) P. CALOI: *Studio microsismico del terremoto delle Prealpi Carniche dell'8 giugno 1934*. Bollettino del Comitato per la Geodesia e la Geofisica del Consiglio Nazionale delle Ricerche, Anno V, n. 4, 1935, pag. 228.
- (5) E. A. ANSEL: *Das Impulsfeld der praktischen Seismik in graphischer Behandlung*. Gerlands Beiter. z. Geophys. Ergänzungshefte für Geophysik, Band I, 1931, pag. 117 e successive.
- (6) P. CALOI: *Calcolo delle profondità ipocentrali in funzione della distanza epicentrale e dell'angolo d'emergenza delle onde \bar{P}* . « *La ricerca scientifica* », Anno V, vol. II, n. 3-4-1934.
- (7) B. GUTENBERG: *Handbuch der Geophysik*. Band IV, Lieferung 2, 1930, nota (2) a pag. 512.