

Struttura della crosta terrestre nelle Prealpi Lombardo-Venete quale risulta dallo studio del terremoto del Garda del 19 Febbraio 1960

D. DI FILIPPO - F. PERONACI

Ricevuto il 4 Dicembre 1961

1. - NOTIZIE MACROSISMICHE

Alle ore 02^h30^m18^s del 19 Febbraio 1960 è stata registrata a Salò una forte scossa di terremoto di carattere locale che ha determinato il salto delle pennine dei sismografi della locale stazione sismica dell'I.N.G. La scossa è stata avvertita in una larga zona comprendente parte delle provincie di Trento, Verona, Mantova, Brescia; in particolare la massima intensità è stata rilevata nelle località site sulla Gardesana occidentale.

La magnitudo calcolata con le registrazioni di Bologna è risultata di 3,85 mentre per Pavia si è ottenuto 4,0; riteniamo quindi di poter assumere il valore di 3,9. Tale valore è confermato dal fatto che nella zona epicentrale non si è superato il VI grado della scala Mercalli modificata (Capovalle, Gardone Riviera, Vobarno). Il terremoto è stato avvertito di V a Gardone V.T., Bagnolo Mella, Castenedolo, Desenzano del Garda, Gargnano, Gavardo, Brescia (Brescia); Caprino Veronese, Costermano, Garda, Lavagno, Pescantina, Verona (Verona); di IV-V a Montichiari di Brescia. Il IV grado si è riscontrato a Brentonico, Riva del Garda, Rovereto (Trento); Villa Franca, Tregnago, Sanguinetto, Pastrengo, Ferrane di M. Baldo, Erbezzo, Castelnuovo, Buttapietra (Verona); di III è stato avvertito a Trescore Balneario (Bergamo); Bagolino, Breno, Darfo (Brescia); Arco, Spiazzo (Trento); Monteforte d'Apone (Verona) e infine è stato sentito di II a Treviglio (Bergamo), a Sesto S. Giovanni (Milano) e a Nogara (Verona).

Mediante questi dati gentilmente concessi dall'Ufficio Centrale di Meteorologia ed Ecologia Agraria sono state tracciate le isosiste riportate

in Fig. 1, ove abbiamo anche segnato la posizione dell'epicentro da noi successivamente calcolato. Come si noterà, la zona di massima intensità contiene l'epicentro microsismico. L'isosista di V grado presenta un'allungamento molto marcato in corrispondenza della Valle dell'Adige, andamento del tutto giustificato dalla natura geologica superficiale della valle stessa; è noto infatti che una stratificazione alluvionale di una

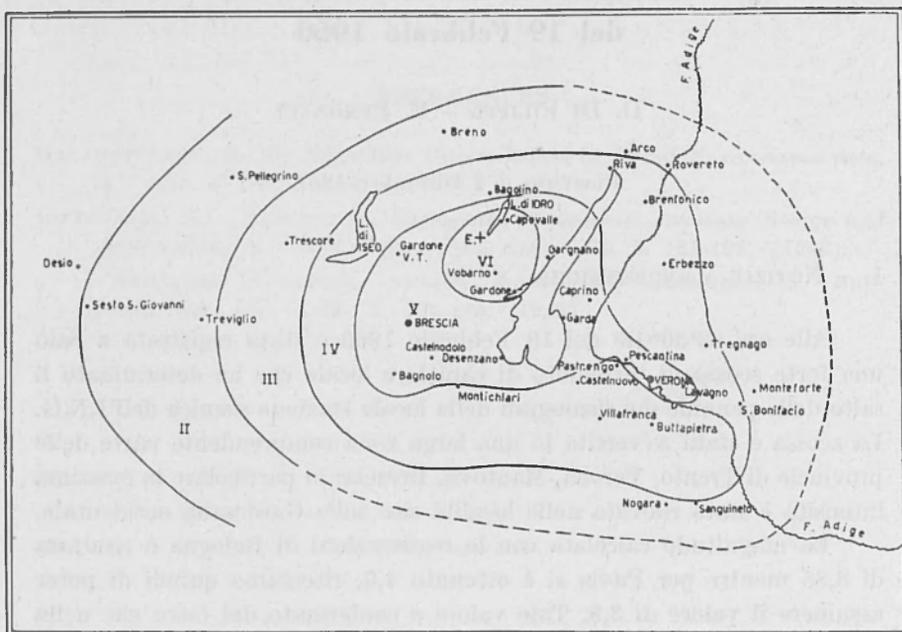


Fig. 1

certa potenza pur smorzando per attrito interno l'energia sismica, esalta le sollecitazioni ai margini dello strato stesso. La zona di IV grado invece, pur presentando una maggiore estensione in direzione SE è delimitata da una isosista la cui prominente è molto ridotta in tale direzione, e ciò perchè tale zona fa parte di terreni geologicamente più consolidati. In direzione Nord, verso il sistema alpino, le isosiste si infittiscono notevolmente e ciò potrebbe essere spiegato con il fatto che la propagazione dell'energia interessa blocchi di notevole potenza e separati da sistemi di faglie che li rendono in un certo qual senso indipendenti uno dall'altro.

2. - DETERMINAZIONE DEI DATI IPOCENTRALI

a) Metodo di Takaasi

È noto che per procedere ad una determinazione analitica dei dati ipocentrali che fornisca risultati attendibili, è necessaria la conoscenza della posizione dell'epicentro con grande approssimazione, e ciò perchè, in tutti i metodi basati su considerazioni di carattere statistico, gli errori si considerano tanto piccoli da potersi nel calcolo assimilare a differenziali. Per questa ragione abbiamo ritenuto opportuno determinare i dati provvisori di partenza impiegando un metodo grafico largamente usato in Giappone e dovuto a Takaasi.

Il metodo consente di determinare la coordinazione epicentrali, la profondità dell'ipocentro e il rapporto $K = \frac{v_1 v_2}{v_1 - v_2}$ quando siano note le differenze $T = t_{Sg} - t_{Pg}$ in quattro stazioni.

Siano T_1, T_2, T_3 le differenze dei tempi di arrivo delle trasversali e longitudinali dirette nelle stazioni A, B, C , sia noto K . Consideriamo la Terra piana, date le piccole distanze epicentrali, accoppiando le stazioni A e B , le sfere di centro A e B e raggi $A_1 = KT_1, A_2 = KT_2$ hanno in comune un cerchio verticale passante per l'ipocentro e contenente l'epicentro che si troverà sul diametro intersezione del cerchio suddetto con la superficie terrestre. Analogamente per un secondo accoppiamento (A, C). L'intersezione dei due diametri fornirà la posizione dell'epicentro E . Consideriamo ora K variabile con continuità, al variare di K il punto E descrive una retta: infatti considerando il piano verticale che passa per l'ipocentro e per le due stazioni A e B si avrà dalla Fig. 2.

$$K^2 T_1^2 - \overline{AD}^2 = K^2 T_2^2 - \overline{BD}^2$$

e posto $\overline{AB} = a$

$$\overline{AD} - \overline{BD} = \frac{K^2 (T_1^2 - T_2^2)}{a}$$

$$\overline{AD} = \frac{K^2 (T_1^2 - T_2^2)}{2a} + \frac{a}{2}$$

che può porsi nella forma

$$\overline{AD} = mK^2 + n$$

con m e n costanti per il terremoto considerato.

Ripetendo il ragionamento per un secondo accoppiamento (B, C) e indicando con F' il corrispondente di D si avrà

$$\overline{BF'} = \frac{K^2 (T_2^2 - T_3^2)}{2b} + \frac{b}{2}$$

$$\overline{BF} = m' K^2 + n'$$

e infine

$$\frac{d(\overline{AB})}{d(\overline{BF})} = \frac{2m K dK}{2m' K dK} = \frac{m}{m'}$$

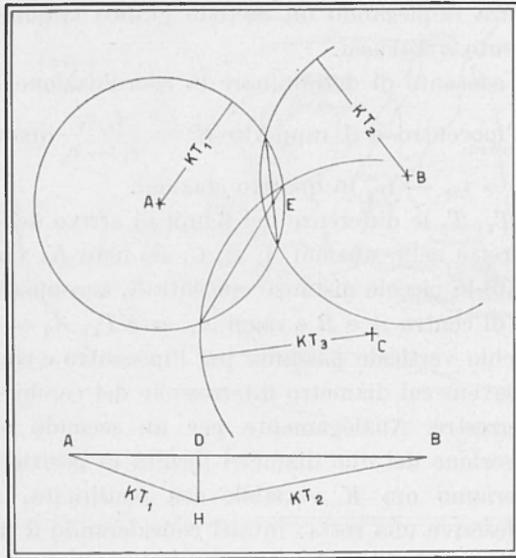


Fig. 2

Ne consegue che il luogo di E è una retta. Se ora si pone $K = 0$ si ha $\overline{AD} = \frac{a}{2}$, $\overline{BH} = \frac{b}{2}$ per cui il luogo di E passa per il centro del cerchio circoscritto al triangolo ABC . Sfruttando tali considerazioni è quindi possibile determinare impiegando 4 stazioni oltre alla posizione dell'epicentro anche il valore di K .

Infatti (Fig. 2) assunti provvisoriamente un K arbitrario e due aggruppamenti di tre stazioni ciascuno, si determinano le posizioni dei due epicentri E_1, E_2 quali provengono dai due aggruppamenti, quindi congiunti E_1, E_2 con i centri dei cerchi circoscritti ai triangoli delle due com-

binazioni, l'intersezione delle due rette fornirà l'epicentro richiesto mentre K si otterrà direttamente dalla

$$\overline{AD} = \frac{K^2 (T_1^2 - T_2^2)}{2a} + \frac{a}{2}$$

o dall'analogia ottenuta per un'altra coppia di stazioni.

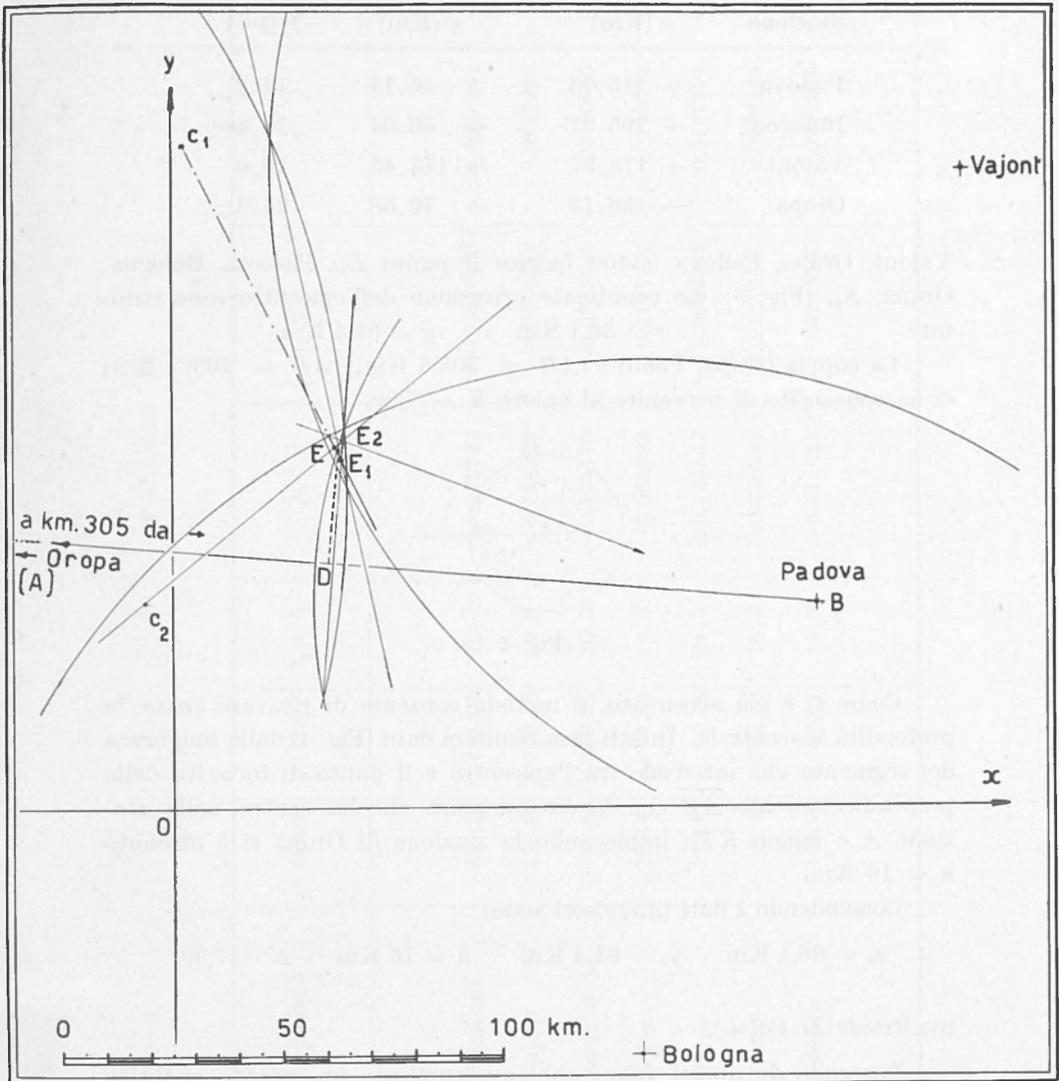


Fig. 3

Si è applicato il metodo alle quattro stazioni della tabella seguente con $K = 8,1$ (valore provvisorio).

In coordinate ortogonali con centro nel punto di coordinate geografiche $\varphi = 45^\circ N$, $\lambda = 10^\circ E$, G . e assumendo come asse delle ordinate la direzione del meridiano per tale punto e asse delle ascisse la perpendicolare a tale direzione, i dati sono:

Stazione	x (Km)	y (Km)	T (sec)
Padova	+ 145,73	+ 46,17	14,2
Bologna	+ 105,47	- 56,04	19,4
Vajont	+ 178,87	+ 143,45	19,6
Oropa	- 158,13	+ 70,58	24,3

Vajont, Oropa, Padova hanno fornito il punto E_1 , Padova, Bologna, Oropa, E_2 , (Fig. 3). Le coordinate ortogonali dell'epicentro sono risultate

$$x = 36,1 \text{ Km} \quad y = 81,4 \text{ Km}.$$

La coppia Oropa, Padova ($AB = 305,8 \text{ Km}$, $AD = 193,5 \text{ Km}$) ci ha consentito di pervenire al valore $K = 7,99$.

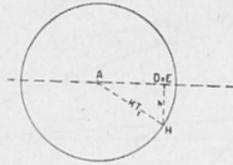


Fig. 4

Come si è già accennato, il metodo consente di ricavare anche la profondità ipocentrale. Infatti essa risulterà data (Fig. 4) dalla lunghezza del segmento che intercede tra l'epicentro e il punto di incontro della perpendicolare alla AE con la circonferenza che ha centro nella stazione A e raggio KT_1 ; impiegando la stazione di Oropa si è ottenuto $h = 16 \text{ Km}$.

Concludendo i dati provvisori sono:

$$x_o = 36,1 \text{ Km} \quad y_o = 81,4 \text{ Km} \quad h = 16 \text{ Km} \quad K = 7,99.$$

b) Metodo di Caloi

Partendo da questi valori abbiamo applicato un metodo analitico dovuto a Caloi basato sulla conoscenza della differenza dei tempi di re-

Tabella 1

Stazione	x (km)	y (km)	$t_2 - t_1$	a	b	c	d	l
Tolmezzo	+231,23	+161,01	26 ^s , 2	-0,115727	-0,0441439	+0,0094761	-3,310145	+0 ^s , 25
Vajont	+178,87	+143,45	19, 6	-0,114173	-0,0496510	+0,0127925	-2,452016	-0, 01
Pieve di C.	+181,68	+159,51	20, 5	-0,109778	-0,0588849	+0,0120635	-2,600200	+0, 27
Bologna	+105,47	- 56,04	19, 5	-0,056092	+0,1111330	+0,0129374	-2,424542	-0, 13
Oropa	-158,13	+ 70,58	24, 3	+0,124542	+0,0069379	+0,0102594	-3,057451	+0, 13
Prato	+ 87,49	-123,59	26, 3	-0,030347	+0,1210534	+0,0094485	-3,319825	+0, 22
Padova	+145,73	+ 46,17	14, 2	-0,118021	+0,0379265	+0,0172246	-1,821081	+0, 35

gistrazione delle Sg e Pg in un certo numero di stazioni. Dato che il metodo è molto noto non riteniamo necessario accennarlo, limitandoci a ricordare che esso, oltre ad essere esente dagli errori di cui possono essere affetti i tempi assoluti, prescinde dalla conoscenza delle velocità delle onde dirette nella stratificazione superficiale. I calcoli sono stati eseguiti in coordinate ortogonali con origine nello stesso punto da noi già assunto per il metodo precedente.

Riportiamo in Tabella 1 i valori che hanno consentito di pervenire alle equazioni di condizione.

Risolto il sistema delle 7 equazioni a quattro incognite con il metodo dei minimi quadrati si sono ottenute le seguenti correzioni da apportare ai valori approssimati delle incognite:

$$\begin{aligned} \delta x &= + 0,3966 \text{ Km} & \delta y &= - 0,02354 \text{ Km} \\ \delta z &= - 3,3118 \text{ Km} \pm 22,14 & \delta K &= + 0,0340 \pm 0,0873 \end{aligned}$$

L'errore medio dell'unità di peso è

$$\varepsilon = \pm 0,23291$$

Il risultato conferma quindi in pratica i valori a cui si era pervenuti applicando il metodo di Takaasi. L'esame dell'errore probabile di cui è affetta la profondità ipocentrale (± 22 Km) ci ha consigliato però di eseguire una seconda approssimazione assumendo come valori di partenza quelli ottenuti dai calcoli precedenti.

$$x_0 = + 36,497 \quad y_0 = + 81,376 \quad z_0 = 12,681 \quad K = 8,014.$$

I coefficienti delle equazioni di condizione sono riportati nella Tabella 2, tenuto conto delle quote delle singole stazioni, che vanno considerate negative, si è ottenuto:

$$\begin{aligned} \delta x &= - 0,13379 \pm 0,915 \text{ Km}; & \delta y &= + 0,51695 \pm 1,179 \text{ Km} \\ \delta z &= - 2,04817 \pm 26,6593 \text{ Km}; & \delta K &= + 0,0022 \pm 0,0868 \\ \varepsilon &= \pm 0,226012 \end{aligned}$$

$$[u \ 4] = 0,15324500 \quad [vv] = 0,15324499$$

Gli scarti delle varie stazioni rispetto a tali valori più probabili sono:

Tolmezzo	+ 0 ^s ,038	Oropa	+ 0 ^s ,012
Vajont	- 0,207	Prato	+ 0,114
Pieve di C.	+ 0,068	Padova	+ 0,193
Bologna	- 0,231		

Quindi i dati ipocentrali e il K sono:

$$\begin{aligned}
 x_0 &= + 36,363 \pm 0,915 \text{ Km} & y_0 &= + 81,893 \pm 1,179 \text{ Km} \\
 z_0 &= + 10,633 \pm 26,569 \text{ Km} & K &= 8,026 \pm 0,087
 \end{aligned}$$

T a b e l l a 2

Stazione	quota (m)	a	b	c	d	l
Tolmezzo	323	-0,11514	-0,047081	+0,007688	-3,2740	+0,507
Vajont	725	-0,11381	-0,049628	+0,010686	-2,4212	-0,17
Pieve di C.	684	-0,10938	-0,058867	+0,010070	-2,5691	+0,11
Bologna	0	-0,05572	+0,111010	+0,010244	-2,3961	-0,27
Oropa	1162	+0,12412	+0,006887	+0,008827	-3,0352	+0,05
Prato	62	-0,03003	+0,120720	+0,007505	-3,2865	+0,07
Padova	12	-0,11790	+0,038008	+0,013700	-1,7934	+0,19

Una terza approssimazione, eseguita senza Bologna che è la stazione che ha il maggiore scarto, ha praticamente confermato i valori precedenti portando solo ad una diminuzione ($\pm 20,757$ Km) dell'errore probabile di cui è affetta la profondità ipocentrale.

Per quanto riguarda il valore di K da noi ottenuto facciamo osservare che esso risulta praticamente coincidente con quello di $8,025 \pm 0,062$ ottenuto da Caloi per il terremoto delle Prealpi Carniche dell'8 Giugno 1934 il cui epicentro ha una profondità di pochi Km; mentre per il terremoto del Cansiglio del 18 Ottobre 1936 lo stesso autore ha ottenuto per un profondità di 18 Km

$$K = 8,160 \pm 0,102 .$$

Assumendo $K = 8,026$ e $\sigma = 0,23$ le velocità delle longitudinali e trasversali dirette risultano rispettivamente

$$v_1 = 5,527 \text{ Km/sec} \quad v_2 = 3,273 \text{ Km/sec.}$$

Ora le dromocrone calcolate con i tempi in arrivo in 14 stazioni con i dati ipocentrali sopra riportati e riferite al tempo $30^m14^s,0$ sono rappresentate dalle seguenti equazioni

$$\begin{aligned}
 t_{Pg} &= 0,789 + \frac{\Delta}{5,482} \\
 t_{Sg} &= 0,613 + \frac{\Delta}{3,249}
 \end{aligned}$$

cui corrisponde un $K = 7,9808$ coincidente praticamente con quello ottenuto con il metodo di Takaasi, e inferiore solo di 0,045 da quello da noi desunto analiticamente.

c) *Metodo di Caloi - Peronaci*

In coordinate geografiche i dati ipocentrali sono

$$\begin{aligned}\varphi_0 &= 45^\circ 44' 07'', 97 \text{ N} & \lambda_0 &= 10^\circ 28' 06'', 73 \text{ E.G.} \\ h_0 &= 10,633 \text{ Km}\end{aligned}$$

come si è visto il calcolo dell'errore probabile relativo alla profondità nell'ultima determinazione, ha fornito $\Delta h_0 = \pm 20,8 \text{ Km}$, valore evidentemente eccessivo; ma d'altra parte non è possibile procedere ad ulteriori approssimazioni dato che già alla seconda gli scarti sono dello stesso ordine di quelli ottenuti nella prima. Abbiamo allora ritenuto opportuno confermare i dati ipocentrali impiegando un procedimento del tutto diverso, e precisamente il metodo di Caloi-Peronaci basato sui tempi di arrivo delle onde longitudinali. È noto che il metodo richiede la conoscenza di una dromocrona delle longitudinali e l'incremento subito dalla velocità con la profondità. Un primo tentativo è stato eseguito impiegando le dromocrone di Jeffreys e utilizzando i dati di 10 stazioni le cui distanze epicentrali calcolate a partire dall'epicentro ottenuto con il metodo di Takaasi erano comprese tra 255 e 427 Km, dato che si pensava che il primo impulso fosse da attribuirsi ad una P_n . I calcoli hanno fornito:

$$\begin{aligned}\varphi_0 &= 45^\circ 42' 52'', 06 \text{ N} & \lambda_0 &= 10^\circ 22' 07'', 23 \text{ E.G.} \\ h &= 0 & H_0 &= 02^h 30^m 16^s, 83.\end{aligned}$$

Questi valori si discostano notevolmente da quelli ottenuti precedentemente e in particolare il tempo origine è di oltre 2^s superiore a quello calcolato dal BCIS $30^m 14^s, 0$ che risulta vicino all'effettivo quando si tenga conto del tempo di arrivo della longitudinale a Salò che dista dall'epicentro circa 23 Km. In realtà come si vedrà in seguito, la non attendibilità del risultato è da imputarsi al fatto che le stazioni di Firenze, Ravensburg, Trieste ricevono come primo impulso una P^* , mentre a Zagabria la P_n non ha dato luogo ad alcuna registrazione.

Abbiamo allora impiegato il metodo, agli impulsi delle P_g la cui posizione nel sismogramma era confermata dalla dromocrona provvisoria da noi precedentemente ottenuta.

Naturalmente per rendere la determinazione indipendente, abbiamo deciso di impiegare delle dromocrone ottenute in altra occasione e precisamente quelle calcolate da L. Marcelli per la zona dell'Appennino toscoromagnolo e a suo tempo pubblicate solo in grafico. La scelta è dovuta al fatto che esse furono calcolate nella ipotesi che lo strato del granito abbia nella zona una profondità di 30 Km circa, valore che è stato confermato da Marcelli-Di Filippo nello studio di un terremoto della zona del Gran Sasso. Riportiamo in tabella, per gentile concessione dell'autore, i valori dei tempi di propagazione delle P_g calcolati per le varie profondità ipocentrali (Tabella 3).

Tabella 3 - TEMPI DI PROPAGAZIONE DELLE P_g

Δ (km)	$h = 1$ (km)	$h = 5$	$h = 19$	$h = 15$	$h = 20$	$h = 25$	$h = 30$
25	4 ^s , 80	4 ^s , 87	5 ^s , 11	5 ^s , 51	6 ^s , 01	5 ^s , 925	7 ^s , 24
50	9, 60	9, 58	9, 675	9, 85	10, 09	10, 41	10, 79
75	14, 41	14, 36	14, 35	14, 42	14, 54	14, 71	14, 93
100	19, 16	19, 08	19, 04	19, 03	19, 07	19, 14	19, 27
150	28, 65	28, 52	28, 39	28, 28	28, 20	28, 16	28, 12
200	38, 01	37, 83	37, 62	37, 44	37, 27	37, 12	—
225	—	42, 405	—	41, 935	41, 72	—	—
250	47, 21	46, 98	46, 69	46, 43	—	—	—
275	—	—	51, 14	—	—	—	—
300	56, 19	55, 90	—	—	—	—	—

Il metodo, che riteniamo inutile riportare in dettaglio, è stato applicato assumendo come epicentro provvisorio quello desunto con le differenze $S_g - P_g$, supponendo una profondità ipocentrale di 5 Km, ed interpolando fra le dromocrone per $h = 1$ e $h = 10$. Il $\frac{\partial f}{\partial \Delta}$ che compare nella equazione di condizione è stato assunto pari a 0^o,1. Riportiamo in Tabella 4 i dati che hanno condotto alla equazione di condizione da applicare ad ogni stazione.

$$\delta t_o - \cos \varphi_o \operatorname{sen} \alpha \frac{\partial f}{\partial \Delta} \delta \lambda_o - \cos \alpha \frac{\partial f}{\partial \Delta} \delta \varphi_o + \frac{\partial f}{\partial h_o} \delta h_o = T_o - [t_o + f(\varphi_o, \lambda_o, h_o)]$$

ove α è l'azimut della stazione rispetto all'epicentro, $f(\varphi_o, \lambda_o, h_o)$ il tempo di propagazione della longitudinale quale risulta in corrispondenza della istanza epicentrale provvisoria, t_o il tempo origine approssimato, T_o il tempo desunto dal sismogramma.

Tabella 4

Stazioni	Δ (km)	f ($\varphi_o, \lambda_o, h_o$)	T_o	t_o (per $h = 5$ km)	$\operatorname{sen} \alpha$	$\frac{\partial f}{\partial \Delta}$	$\frac{\partial f}{\partial h}$
Salò	23,77	4 ^s , 64	30 ^m 18 ^s , 8	30 ^m 14 ^s , 6	+0,17585117	2 ^s , 09	+0 ^s , 32
Vajont	155,12	29,47	43,4	13,93	+0,92032113	2,07	-0,27
Oropa	194,69	36,84	49,7	12,86	-0,99853911	2,05	-0,38
Tolmezzo	209,56	39,58	53,0	13,42	+0,92843056	2,03	-0,42
Prato	211,43	39,92	54,0	14,08	+0,23289867	2,03	-0,42
Firenze	226,63	42,70	56,4	13,70	+0,27896289	2,03	-0,46
Ravensburg	236,64	44,53	58,7	14,17	-0,26968920	2,03	-0,48
Trieste	255,07	47,88	31 01,2	13,32	+0,99971615	1,99	-0,53
				30 13,70			

Risolvendo con il metodo dei minimi quadrati si sono ottenuti i seguenti valori più probabili delle correzioni da apportare:

$$\begin{aligned} \delta h_o &= + 0,712553 \pm 0,84667 \\ \delta \varphi_o &= - 0,00924392 \pm 0,15326 \\ \delta \lambda_o &= - 0,109061 \pm 0,21626 \\ \delta t_o &= + 0^s,199602 \pm 0^s,30793 \end{aligned}$$

ove i tre primi valori vanno riferiti alle unità di misura.

Non si è ritenuto procedere ad ulteriore approssimazione dato che gli errori probabili sono superiori alle rispettive correzioni.

Concludendo, i dati ipocentrali e il tempo origine sono:

$$\begin{aligned} \varphi_o &= 45^\circ 44' 04'',64 \text{ N} \pm 00' 55'',17 \\ \lambda_o &= 10^\circ 27' 27'',47 \text{ E} \pm 01' 17'',85 \\ h_o &= 11,41 \pm 7,62 \text{ Km.} \\ H_o &= 02^h 30^m 13^s,90 \pm 0^s,31. \end{aligned}$$

Tabella 5

Stazioni	Δ (km)	P_n	P_g	P_1^*	P_2^*	S_n	S_g	S_1^*	S_2^*
Salò	23,92	—	30 ^m 18 ^s ,8	—	—	—	—	—	—
Vajont	155,92	—	43,4	—	—	—	31 ^m 02 ^s ,5	—	(31 ^m 00 ^s ,5)
Oropa	193,81	—	49,7	—	30 ^m 46 ^s ,1	—	14,0	—	—
Tolmezzo	211,40	30 ^m 51 ^s ,4	53,0	—	49,3	31 ^m 15 ^s ,8	19,2	—	16,6
Prato	211,67	—	54,0	—	49,7	—	20,3	—	—
Firenze	226,80	52,8	56,4	—	51,7	18,4	25,0	—	—
Ravensburg	236,49	55,5	58,7	—	—	20,5	27,0	—	23,6
Trieste	255,91	57,2	31 01,2	—	57,2	26,0	33,5	—	28,4
Mestetten	294,57	31 01,1	07,8	—	31 02,9	33,9	45,0	31 ^m 37 ^s ,6	40,3
Neuchâtell	302,78	02,4	09,5	—	04,5	35,5	47,7	40,0	41,7
Monaco P.	326,93	—	14,7	—	—	—	—	—	—
Tubinghen	327,68	05,9	14,8	—	08,9	42,7	55,7	43,9	48,9
Stoccarda	350,57	08,4	19,0	31 ^m 11 ^s ,2	11,8	46,3	32 02,6	51,0	57,0
Strasburgo	376,19	11,4	23,3	15,8	16,3	53,0	10,4	58,5	32 03,0
Besançon	381,18	—	—	15,9	—	—	11,6	59,1	—
Zagabria	428,23	—	—	—	28,4	—	(22,4)	—	—
Heildeberg	427,64	17,2	—	22,4	(25,4)	32 04,0	(22,5)	32 10,5	—
Jena	583,78	—	—	45,2	(51,6)	—	—	—	—

Quindi rispetto all'epicentro precedentemente calcolato si è ottenuto uno spostamento in longitudine di circa 1 Km, mentre la latitudine e la profondità ipocentrale permangono praticamente immutate.

Il metodo ha fornito inoltre il tempo origine all'ipocentro confermando quello desunto dal B.C.I.S. Decidiamo pertanto di assumere come definitivi tali valori.

3. - DROMOCRONE

Ci siamo ora proposti di calcolare le dromocrone e le velocità più probabili per le singole onde sismiche. A questo scopo riportiamo in Tabella 5 il risultato dello spoglio dei sismogrammi limitatamente a quegli impulsi che sono stati utilizzati per le determinazioni.

Nella tabella i valori riportati tra parentesi si riferiscono ad impulsi individuati successivamente al calcolo delle dromocrone.

a) Onde dirette dello strato del granito

In quasi tutte le stazioni le P_g hanno dato luogo ad impeti di estrema chiarezza, in particolare poi nelle registrazioni del Vajont e di Tolmezzo sono rappresentate da una fase vistosa. La dromocrona fino a 376 Km è stata ottenuta impiegando i tempi di arrivo in 14 stazioni. L'equazione più probabile è

$$t = 0,18284 (\pm 0,00157) \Delta + 0,7933 (\pm 0,4153)$$

cui corrisponde una velocità di $5,469 \pm 0,047$ Km/sec.

L'errore medio dell'unità di peso è $\varepsilon = \pm 0,5195$, mentre gli scarti per le singole stazioni sono:

Salò	+ 0 ^s ,267	Firenze	— 0 ^s ,239	Monaco	— 0 ^s ,231
Oropa	+ 0,429	Ravensburg	— 1,133	Tubinghen	— 0,194
Vajont	— 0,198	Trieste	+ 0,284	Stoccarda	— 0,209
Tolmezzo	+ 0,345	Mestetten	+ 0,752	Strasburgo	+ 0,176
Prato	— 0,605	Neuchâtel	+ 0,554		

Il valore di 5,469 coincide con quello calcolato da Di Filippo - Marcelli per il Gran Sasso e in pratica con il 5,55 di Gutenberg per la Germania meridionale; Caloi per il Consiglio ha ottenuto 5,7 Km/sec ma è necessario ricordare che la profondità ipocentrale del terremoto è di 17 Km.

Lo stesso autore infatti in un lavoro riassuntivo relativo a 17 terremoti ottiene per le Alpi e la zona a Nord dell'Arco alpino

$$v = 5,5304 (1 + 0,00157 h)$$

ove h è la profondità dell'ipocentro.

Riferendoci poi ai risultati delle esplosioni, nelle esperienze di Haslach (1949) Rothé e Peterschmitt hanno ottenuto per il granito-gneis 5,63 e contemporaneamente Förtsch 5,88, mentre nelle ultime esplosioni delle Alpi francesi si sono rilevate delle velocità di 5,5 per un profilo a rifrazione a Sud del punto di scoppio e di 5,3 in direzione di Torino.

Passando ora alle trasversali, la dromocrona è stata ottenuta impiegando i tempi di arrivo in 13 stazioni le cui distanze epicentrali sono risultate comprese tra 156 e 381 Km. L'equazione più probabile è

$$t = 0,30777 (\pm 0,00166) \Delta + 0,81128 (\pm 0,46406)$$

con un errore medio dell'unità di peso $\varepsilon = \pm 0,41970$.

La velocità delle S_g è quindi di $3,2492 \pm 0,0096$ Km/sec, e gli scarti nelle varie stazioni sono

Vajont	+ 0 ^s ,198	Firenze	— 0 ^s ,487	Mestetten	+ 0 ^s ,370
Oropa	+ 0,359	Tubinghen	— 0,140	Stoccarda	+ 0,005
Prato	— 0,443	Ravensburgh	— 0,121	Neuchatel	— 0,803
Tolmezzo	+ 0,573	Trieste	— 0,028	Strasburgo	+ 0,090
				Besançon	+ 0,426

Tenendo presente la velocità delle P_g si è ottenuto per il primo strato $\sigma = 0,2272 \pm 0,0047$, mentre il K del terremoto è risultato pari a 8,005 in buon accordo con il valore di 8,026 ottenuto nella determinazione dell'epicentro con il metodo delle $S_g - P_g$ e con il 7,99 fornito dal metodo di Takaasi. L'accordo di tali valori ottenuti con metodi diversi fornisce una conferma della attendibilità dei dati ipocentrali ottenuti.

b) Onde dirette negli strati inferiori della crosta

L'arrivo delle P^* è stato registrato con grande chiarezza in 10 stazioni, anzi ad Oropa, Tolmezzo, Firenze, Prato, questa fase rappresenta l'inizio del sismogramma. Nella registrazione del Vajont ($\Delta = 155,92$ Km) la P^* precede ancora la P_g ma con una debole emersio per cui non abbiamo ritenuto conveniente impiegare il tempo di tale stazione per la

determinazione della dromocrona. I calcoli hanno fornito la seguente equazione per distanze epicentrali comprese tra 193 e 376 Km:

$$t = 0,16409 (\pm 0,00179) \Delta + 0,79107 (\pm 0,5060)$$

con $\varepsilon = \pm 0,346399$. Gli scarti sono:

Oropa	+ 0 ^s ,394	Trieste	— 0 ^s ,515	Stoccarda	+ 0 ^s ,418
Tolmezzo	+ 0,081	Mestetten	+ 0,129	Strasburgo	+ 0,122
Prato	— 0,275	Neuchâtel	— 0,124		
Firenze	+ 0,208	Tubinghen	— 0,438		

Quindi la velocità di tale onda che indichiamo con P^*_2 per differenziarla da una che presenta maggiore velocità è di $6,0940 \pm 0,0677$ Km/sec, valore coincidente con quello ottenuto per la valle Padana da Caloi e collaboratori. Ricordiamo inoltre che un'onda di velocità 6 Km/sec viene riscontrata nelle Alpi e nell'Europa centrale in tutte le esplosioni ed è attribuita al così detto granito profondo (Rothé-Peterschmitt) o diorite (Fortsch).

L'esame delle longitudinali rifratte ha consentito di porre in evidenza l'arrivo di un'ulteriore longitudinale che si propaga in una stratificazione più profonda della crosta.

Tale onda ha dato registrazioni nette a Stoccarda, Strasburgo, Besançon, Heildeberg, Jena consentendo di pervenire alla seguente equazione della dromocroma più probabile

$$t = 7,0259 (\pm 0,9446) \Delta + 0,14432 (\pm 0,00219)$$

cui corrisponde una velocità di $6,929 \pm 0,104$ Km/sec.

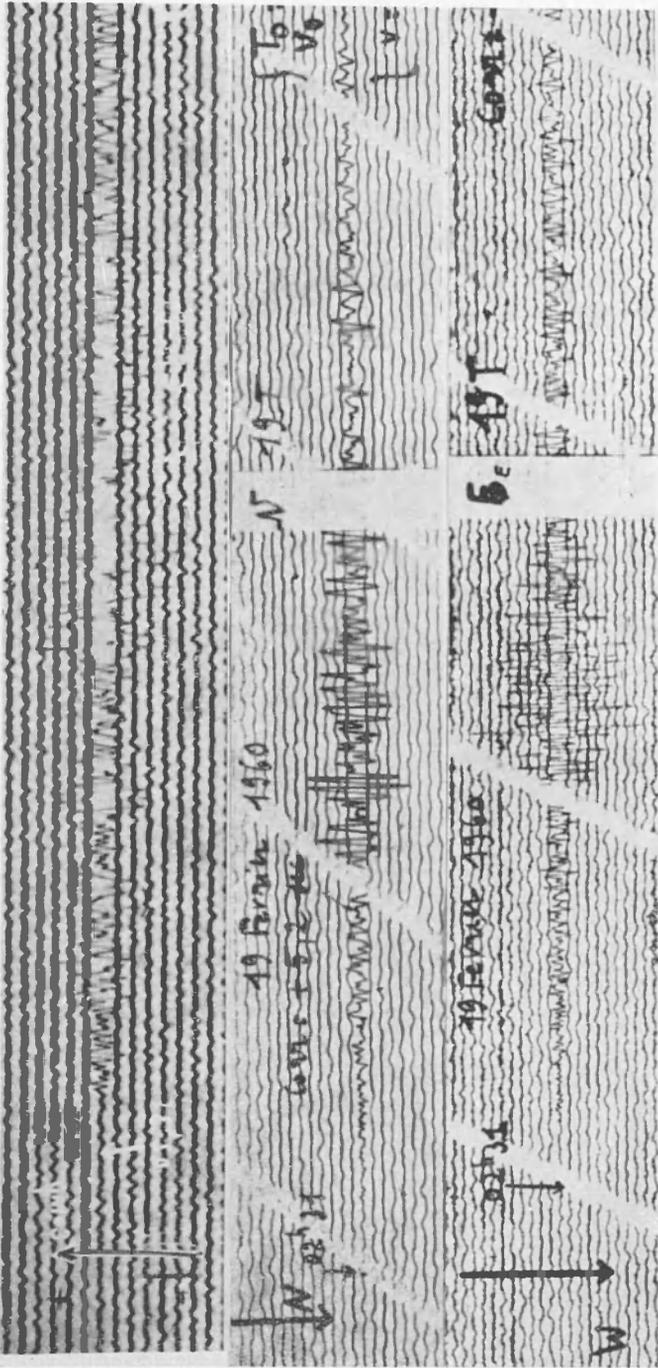
Gli scarti relativi ai tempi di registrazione sono

Stoccarda	+ 0 ^s ,321	Heildeberg	+ 0 ^s ,244
Strasburgo	— 0,582	Jena	— 0,022
Besançon	+ 0,039		

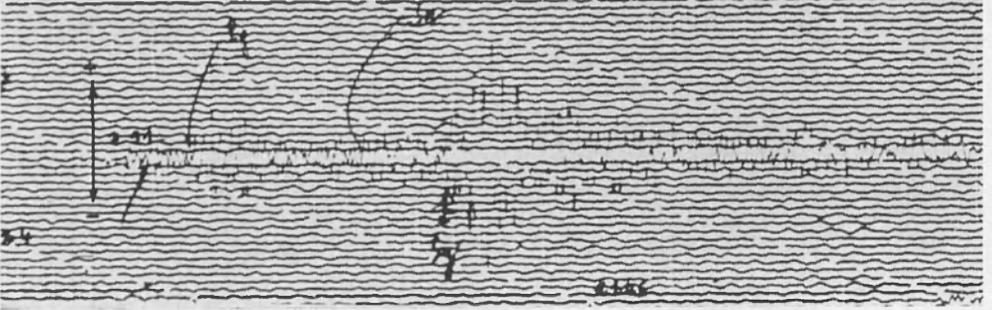
Per questa onda indicata nel lavoro della Valle Padana con P^*_1 , gli autori hanno assegnato una velocità di 6,94 Km/sec, mentre Gutenberg per la California ottiene 6,91 Km/sec.

L'esame delle seconde fasi ha consentito di porre in evidenza l'esistenza di due onde, la prima di velocità $3,481 \pm 0,657$ Km/sec la cui dromocrona più probabile ottenuta con 7 stazioni è

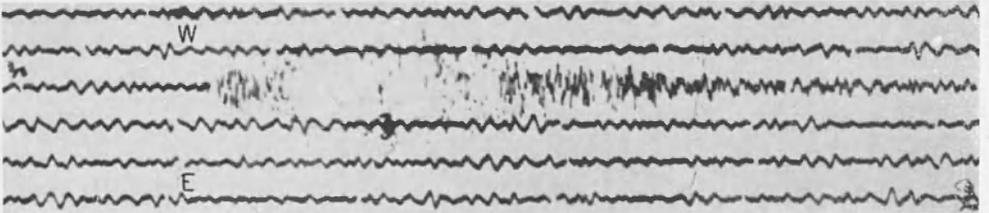
$$t = 0,28726 (\pm 0,00542) \Delta + 1,3780 (\pm 1,678)$$



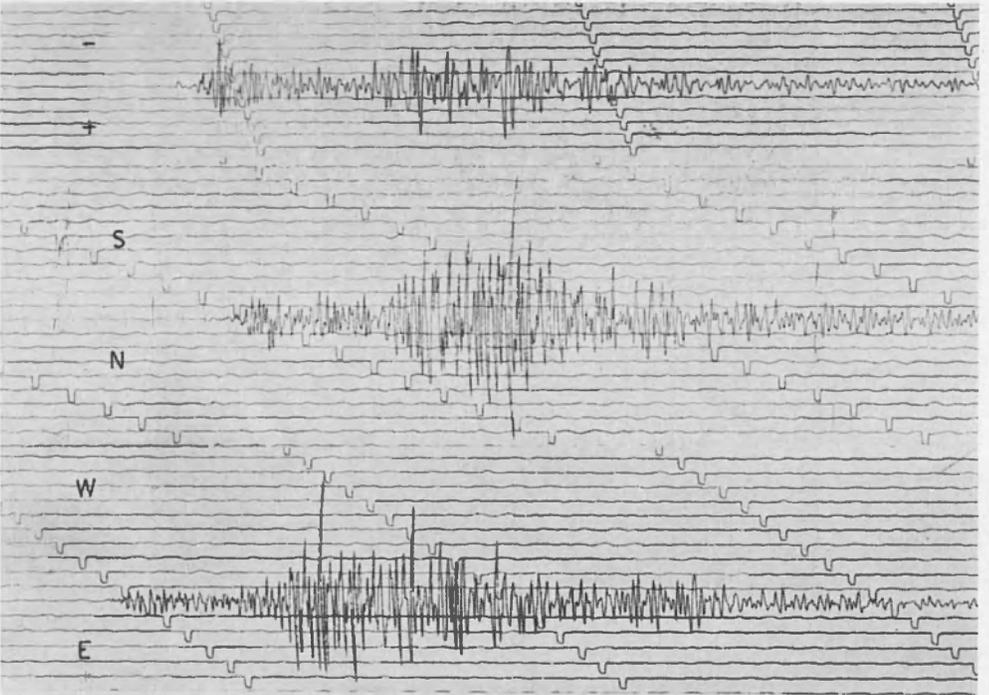
Strasburgo, $At = 5^{\circ}2$



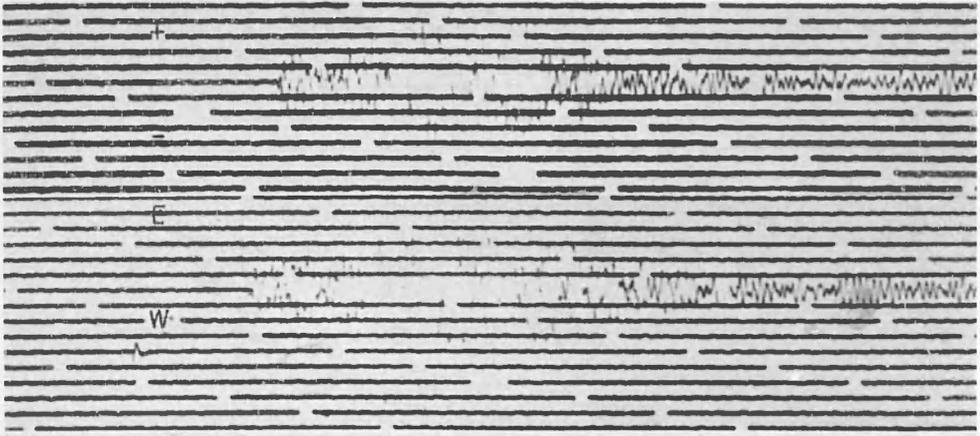
Stoccarda. $\Delta t = + 5^s,0$



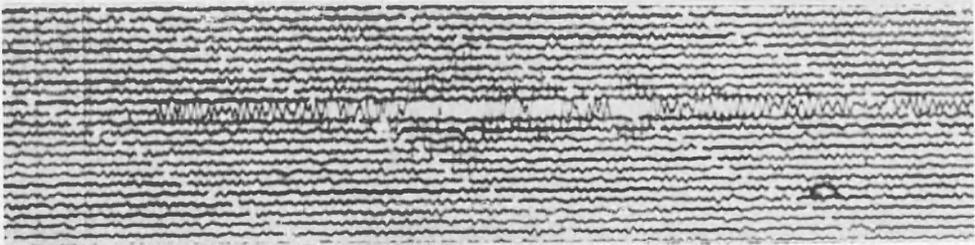
Trieste. $\Delta t = - 1^s,6$



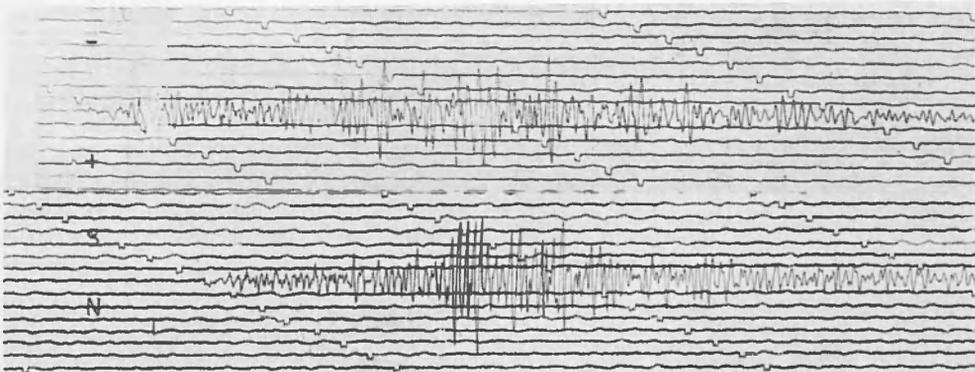
Ravensburg. $\Delta t = + 5^s,0$



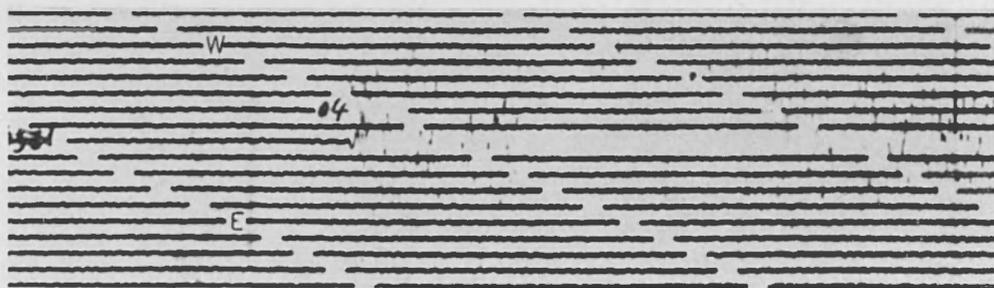
Vajont. $\Delta t = + 3^s,0$



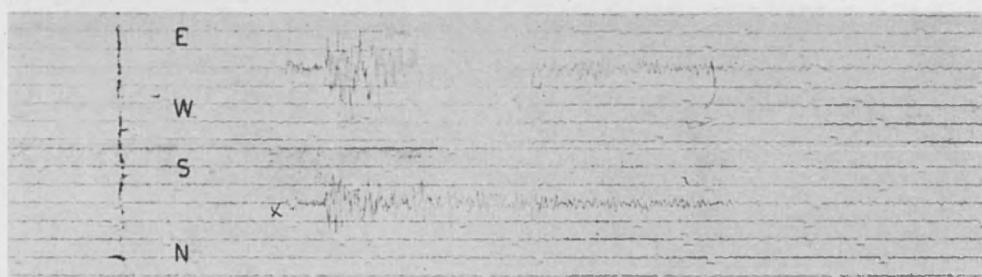
Besançon. $\Delta t = 0^s,0$



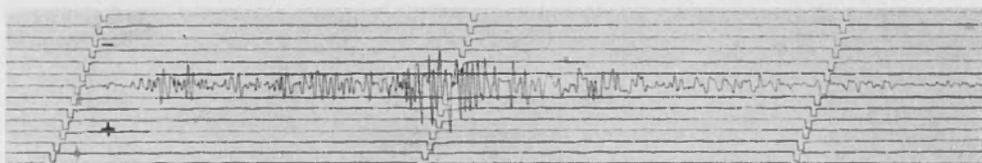
Mestetten. $\Delta t = + 4^s,9$



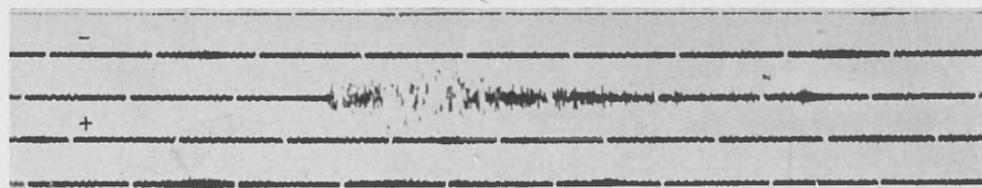
Strasburgo. $\Delta t = 5^s,2$



Padova



Tubinghen. $\Delta t = 4^s,4$



Firenze. $\Delta t = - 1^s,0$

la seconda che si propaga nello strato più profondo della crosta con velocità di $3,987 \pm 0,123$ Km/sec il cui tempo di tragitto si ottiene dalla equazione più probabile:

$$t = 0,25077 (\pm 0,00776) \Delta + 9,4611 (\pm 2,750)$$

ottenuta da 7 stazioni. Anche in questo caso gli scarti rispetto ai tempi di registrazione si mantengono entro limiti ristretti specie se si pensa che essi si riferiscono a seconde fasi. Infatti si è ottenuto per le due onde:

Ravensburg	+ 0 ^s ,386	Tubinghen	+ 0 ^s ,509
Trieste	+ 0,392	Stoccarda	— 1,015
Mestetten	— 0,402	Strasburgo	+ 0,345
Neuchâtel	+ 0,556	(Tolmezzo	— 0,594)

Ove Tolmezzo non si è impiegato nella determinazione.

Mestetten	— 0 ^s ,366	Strasburgo	— 0 ^s ,798
Neuchâtel	— 0,708	Besançon	— 0,147
Tubinghen	+ 1,637	Heildeberg	+ 0,104
Stoccarda	— 0,277		

Mentre per la prima onda Karnik trova 3,58 Km/sec nello studio del terremoto di Nograd del 20.II.1951, per la seconda Caloi e collaboratori ottengono 4,2 Km/sec, Karnik 3,78, Peronaci per la Turchia 3,79 e infine Gutenberg per la California 4,08 Km/sec valore molto vicino a quello da noi ottenuto.

Tale risultato quindi conferma l'ipotesi già avanzata da altri che la crosta al disotto delle Alpi sia costituita da tre stratificazioni distinte. Alla stessa conclusione hanno condotto i risultati degli scoppi infatti già dal 1948 (esperienze di Haslach) Rothé e Peterschmitt stabilirono l'esistenza di 3 strati il granito-gneis, il granito profondo e il gabbro-basalto, strati che Försch nella stessa occasione chiamò granito, diorite, gabbro.

c) Onde sismiche alla base della crosta

La dromocrona delle P_n è stata in un primo momento determinata solo con i dati di 6 stazioni che hanno ricevuto tale onda come primo impulso; essa ha dato luogo alla seguente equazione:

$$t = 0,11988 (\pm 0,00306) \Delta + 12,285 (\pm 1,067)$$

cui corrisponde una velocità di $8,341 \pm 0,213$ Km/sec.

Gli scarti nelle varie stazioni sono:

Mestetten	+ 0 ^s ,399	Stoccarda	- 0 ^s ,187
Neuchâtel	+ 0,083	Strasburgo	- 0,116
Tubinghen	- 0,431	Heildeberg	+ 0,252

L'errore medio, di cui è affetta la velocità, ci ha consigliato di eseguire una ulteriore determinazione introducendo i dati di Tolmezzo, Firenze, Ravensburg, Trieste. Si è ottenuto

$$t = 0,11937 (\pm 0,00225) \Delta + 12,501 (\pm 0,693)$$

con $v = 8,377 \pm 0,157$ Km/sec che praticamente conferma il valore precedente.

La velocità di 8,34 può sembrare eccessiva, ma è necessario far osservare che oggi specie in base ai risultati degli scoppi si ha una tendenza a ritenere bassi i valori trovati in precedenza, e che il valore di 8,34 è stato precedentemente ottenuto sia nello studio di altri terremoti, che da Försch nelle esperienze di Haslach.

La dromocrona della trasversale S_n ha fornito con i dati di 10 stazioni l'equazione:

$$t = 0,22613 (\pm 0,00286) \Delta + 13,645 (\pm 0,884)$$

con $v = 4,422 \pm 0,056$ Km/sec.

e con i seguenti scarti:

Firenze	+ 0 ^s ,430	Neuchâtel	+ 0 ^s ,512
Tolmezzo	- 0,451	Tubinghen	- 1,057
Ravensburg	+ 0,522	Stoccarda	+ 0,518
Trieste	- 0,587	Strasburgo	- 0,388
Mestetten	+ 0,255	Heildeberg	+ 0,246

Nella Fig. 5 sono riportati i grafici relativi alle dromocrone da noi calcolate.

4. - TENTATIVO DI PROSPEZIONE DELLO STRATO DEL « GRANITO » SOTTO LE ALPI

L'esame delle dromocrone delle P_g e delle P^*_2 pone in evidenza che le due onde hanno in pratica lo stesso tempo origine all'ipocentro, questo fatto induce a sospettare che la superficie di discontinuità granito-diorite si trovi alla profondità ipocentrale e cioè, che in prossimità dell'ipocentro,

la sua profondità sia dell'ordine di 11 Km. Questa affermazione sarebbe una ulteriore conferma della ipotesi avanzata da Gutenberg, il quale ritenne che molti terremoti Alpini abbiano origine in corrispondenza delle superfici di discontinuità della crosta. Applicando la nota relazione.

$$2d = \frac{\frac{\Delta}{v_1} - \frac{\Delta}{v_2} - \delta}{\sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}} + h \quad [1]$$

alle onde trasversali S_g e S^*_2 e assumendo $\Delta = 27$ Km, distanza corrispondente al punto di intersezione delle dromocrone, si è ottenuto $d = 8,26$ Km Naturalmente come è noto la [1] è una relazione approssimata e in particolare valida per stazioni sufficientemente lontane, tuttavia il risultato conferma l'ordine di grandezza dello spessore dello strato in prossimità dell'ipocentro.

Abbiamo quindi applicato la [1] alle stazioni riportate in Tabella 6 sia impiegando le differenze $P_g - P^*_2$ che $S_g - S^*_2$ ottenendo:

Tabella 6

Stazioni	Δ (km)	d (granito) km	
		longitudinali	trasversali
Trieste	255,91	10,5	6,4
Mestetten	294,57	9,3	11,8
Ravensburg	326,49	—	12,3
Tubinghen	327,68	(17,5)	5,0
Neuchâtel	302,78	9,6	6,7

L'esame di tali risultati, dai quali conviene escludere il 17,5 Km di Tubinghen dato che il tempo di registrazione delle P^*_2 è per tale stazione affetto da una incertezza di $\pm 0,43$ sec., ci porta a concludere che almeno come valore medio la potenza dello strato del granito non è superiore ai 10 Km.

Abbiamo quindi eseguito un ulteriore tentativo facendo l'ipotesi di una superficie di separazione inclinata e precisamente montante nella direzione ipocentro-stazione di osservazione. Questo tentativo ci è stato suggerito dai risultati degli scoppi nelle Alpi francesi in base ai quali

si è notato che nelle Alpi occidentali lo strato del granito è per certi profili praticamente assente.

Indicando con Δt la differenza dei tempi di registrazione dell'onda diretta e della rifratta, assumendo \hat{i} pari all'angolo limite dato che la distanza IA è molto grande rispetto a $h-d$ dalla Fig. 6, semplici considerazioni di carattere geometrico, conducono alla relazione:

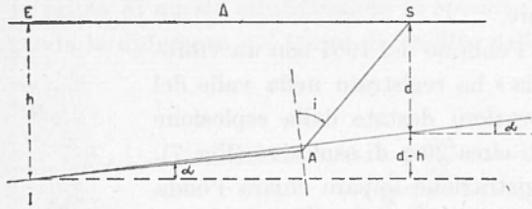


Fig. 6

$$\Delta t = \frac{1}{v_1} \left[\sqrt{\Delta^2 + h^2} - \frac{d}{\sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}} \cos \alpha \right] +$$

$$+ \frac{1}{v_2} \left[\frac{d}{\sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}} \sin (i - \alpha) - \sqrt{\Delta^2 + (h - d)^2} \right] \quad [2]$$

la [2] è stata applicata assumendo h pari a 11 Km, fornendo a d un valore arbitrario, e calcolando il Δt corrispondente che poi si è confrontato con quello desunto dal sismogramma. Si è ottenuto:

Tabella 7

Stazioni	d (granito) km	
	longitudinali	trasversali
Vajont	—	11,0
Trieste	8,5	4,0
Neuchâtel	6,0	5,2
Mestetten	8,4	11,4
Oropa	—	4,2
Tubinghen	(11,0)	—

Questi risultati inferiori a quelli ottenuti con la [1], stabiliscono che a partire da una profondità di 10-11 Km riscontrata in prossimità dell'ipocentro, e confermata dalla stazione del Vajont, lo strato del granito rimane praticamente costante in direzione Nord, mentre verso le Alpi occidentali non supera i 5-6 Km di spessore.

Caloi nel Febbraio del 1957 con un vibrografo « Askania » ha registrato nella valle del Vajont le vibrazioni destinate dalla esplosione di una mina di circa 20 q. di esplosivo (Fig. 7).

Dalla registrazione appare chiara l'onda indicata con *R*, attribuita dall'autore ad una riflessione sulla prima superficie di discontinuità.

L'intervallo di tempo tra l'inizio dell'onda diretta e quello della riflessa è $4^s,5$ circa, per cui assumendo come valore della velocità 5,469 Km/sec si ottiene uno spessore dello strato di 12,3 Km, che conferma il valore di 11 Km da noi ottenuto per rifrazione nella stazione del Vajont.

Nelle esperienze delle Alpi francesi del 1956 la velocità dell'onda che ha dato luogo al primo impulso nei sismogrammi è risultata di 5,2-5,5 Km/sec per distanze non superiori ai 12 Km dal punto di esplosione lungo i profili ad Ovest e a Sud, mentre per distanze maggiori si è calcolata una velocità di 6,07 Km/sec.

Gli autori pensano che quest'ultimo valore corrisponda ad una onda rifratta in uno strato intermedio posto a 2 Km. La profondità di tale stratificazione aumenta nella direzione di Torino dato che in un profilo a rifrazione si è per tale allineamento, ottenuto 5,3 Km/sec anche per distanze maggiori dei 12 Km. Quindi la prima stratificazione della crosta si assottiglia sotto le Alpi francesi fino a spessori di qualche chilometro.

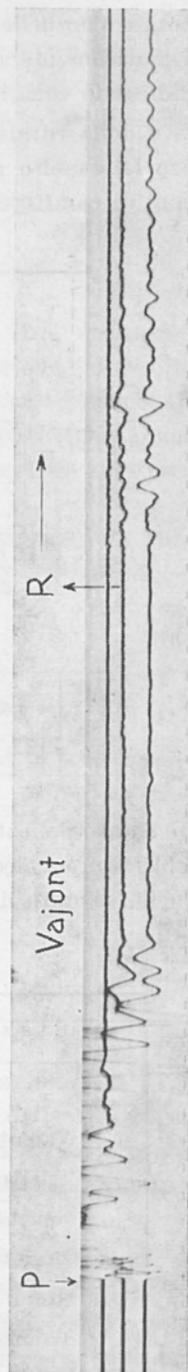


Fig. 7

5. - STRATIFICAZIONE PIÙ PROFONDA DELLA CROSTA

L'esistenza di due tipi di onde longitudinali e trasversali rifratte nella crosta pone in evidenza due stratificazioni sottostanti lo strato del « granito » fornendo una ulteriore conferma a quanto era stato affermato da altri. Per la prima di queste stratificazioni lo spessore è stato determinato impiegando la differenza dei tempi di tragitto delle onde dirette

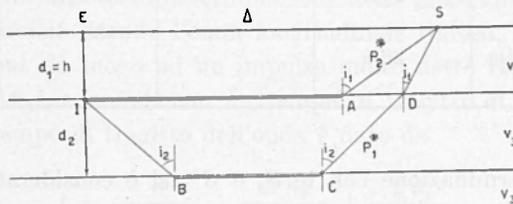


Fig. 8

e delle rifratte; tenendo presente le notazioni in Fig. 8 le solite considerazioni geometriche, portano alle

$$d_2 = \frac{\Delta \frac{v_3 - v_2}{v_2 v_3} + h \left(\frac{v_3 - v_1 \sin i_1}{v_1 v_2 \cos i_1} - \frac{v_3 - v_1 \sin i'}{v_1 v_3 \cos i'} \right) - \Delta t}{2 \frac{v_1 - v_2 \sin i_2}{v_2 v_3 \cos i_2}} \quad [3]$$

$$d_2 = \frac{\frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{v_1} - \frac{\Delta}{v_3} - h \frac{v_3 - v_1 \sin i'}{v_1 v_3 \cos i'}}{2 \frac{v_3 - v_2 \sin i_2}{v_2 v_3 \cos i_2}} \quad [4]$$

ove il Δt che compare nella [3] si riferisce alla differenza dei tempi di arrivo delle due onde rifratte in corrispondenza delle superficie di discontinuità tra granito e strato intermedio e tra questo e il 3° strato, mentre il Δt della [4] rappresenta la differenza dei tempi di registrazione tra l'onda diretta e la rifratta dalla seconda superficie di discontinuità.

I tempi di registrazione delle trasversali hanno condotto a questi risultati:

Tabella 8

Stazioni	d_2 (km) ($S_g - S_1^*$)	d_2 (km) ($S_2^* - S_1^*$)	d_1	$d_2 + d_1$
Neuchâtel	27,1	30,6	5,6	36,2
Mestetten	26,5	26,0	9,9	35,9
Strasburgo	27,9	30,2	—	—
Besançon	25,9	—	—	—
Media	26,8			36,85

Nella determinazione con le S_g e S_1^* si è considerato costante lo spessore d_2 dello strato del granito (11,4 Km) mentre nella seconda determinazione il d_1 è stato posto pari a quello già calcolato per la stazione impiegata. Ne segue un buon accordo tra i valori, infatti aggiungendo $d_1 = 11,4$ alla media di 26,8 si ottiene 38,8 Km che differisce di soli 2 Km circa dall'altro risultato.

La [4] con le longitudinali ha fornito $d_2 = 28,2$ per Stoccarda e $d_2 = 31,8$ per Strasburgo, mentre dalla [3] si è ottenuto $d_2 = 30,6$ Km per Jena e $d_2 = 32$ per Heildeberg; la media è leggermente superiore al valore ottenuto con le trasversali, per cui la superficie di Conrad avrebbe una profondità compresa tra 37 e 41 Km.

Lo spessore della stratificazione sovrastante il mantello è stato determinato impiegando la differenza dei tempi di tragitto delle onde dirette nel granito e delle rifratte dalla superficie di Mohorovičić.

La formula

$$d_1 = \frac{\frac{1}{v_1} \sqrt{\Delta^2 + h^2} - \frac{\Delta}{v_4} - h \frac{v_4 - v_1 \sin i'}{v_1 v_4 \cos i'} - 2d_2 \frac{v_4 - v_2 \sin i_2}{v_2 v_4 \cos i_2} - \Delta t}{2 \frac{v_4 - v_3 \sin i_3}{v_3 v_4 \cos i_3}}$$

ottenuta con lo stesso metodo e simboli della precedente ha permesso di pervenire con i tempi delle trasversali, ai seguenti valori ponendo $d_1 = 11,4$ e $d_2 = 26,8$,

Neuchâtel	4,60 Km
Mestetten	6,58
Strasburgo	8,26
Tolmezzo	1,00
Trieste	8,74

La superficie di Mohorovicic avrebbe una profondità di 50 Km ca.

Impiegando le longitudinali con $\bar{a}_1 = 11,4$ $d_2 = 30$ l'uso della stessa formula ha condotto al valore medio $\bar{d}_3 = 18,9$ Km con i tempi delle stazioni di Neuchâtel, Mestetten, Strasburgo, Tolmezzo, Trieste e Stoccarda; lo spessore della crosta in questo caso sarebbe di 60 Km circa.

Si è eseguita una terza determinazione della profondità della superficie di Mohorovicic usando l'onda longitudinale riflessa, che nella stazione del Vajont dà luogo ad un impulso molto netto registrato con il tempo di $30^m44^s,1$ e quindi con un tempo di tragitto di $30^s,2$. In base alla Fig. 9 il tempo di tragitto dell'onda è dato da

$$t = \frac{h}{v_1 \cos i_2} + \frac{2 d_2}{v_2 \cos i_1} + \frac{2 d_3}{v_3 \cos i}$$

con

$$\sin i_1 = \frac{v_2}{v_3} \sin i \qquad \sin i_2 = \frac{v_1}{v_3} \sin i$$

e

$$\tan g i = \frac{\Delta}{2 d_2} - \frac{h}{2 d_2} \tan g i_2 - \frac{d_2}{d_3} \tan g i_1 .$$

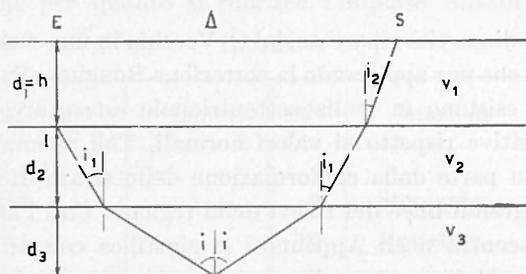


Fig. 9

Se ora si assume $\Delta = 155,92$ Km, $d_2 = 30$ Km (ottenuto con le longitudinali) e si danno valori diversi a d_3 si ottiene il tempo di tragitto. Il valore di $d_3 = 19$ Km. (cui corrisponde $\hat{i} = 61^{\circ}52'$) ha dato un tempo di tragitto di $30^s,096$ che differisce di un decimo di secondo dal tempo rilevato dal sismogramma.

Questo calcolo quindi porta a 60 Km la potenza della crosta sotto le Alpi lombardo-venete. Le nostre preferenze vanno a questo risultato in quanto lo spessore complessivo della crosta si mostra massimo sotto i sistemi montuosi come ha rilevato Gutenberg per la Sierra Nevada (60-65 Km), hanno ottenuto Marcelli-Di Filippo per il Gran Sasso d'Italia (60 circa) e i Russi con la prospezione sismica lungo tre profili della zona Pamir-Altai (60 Km).

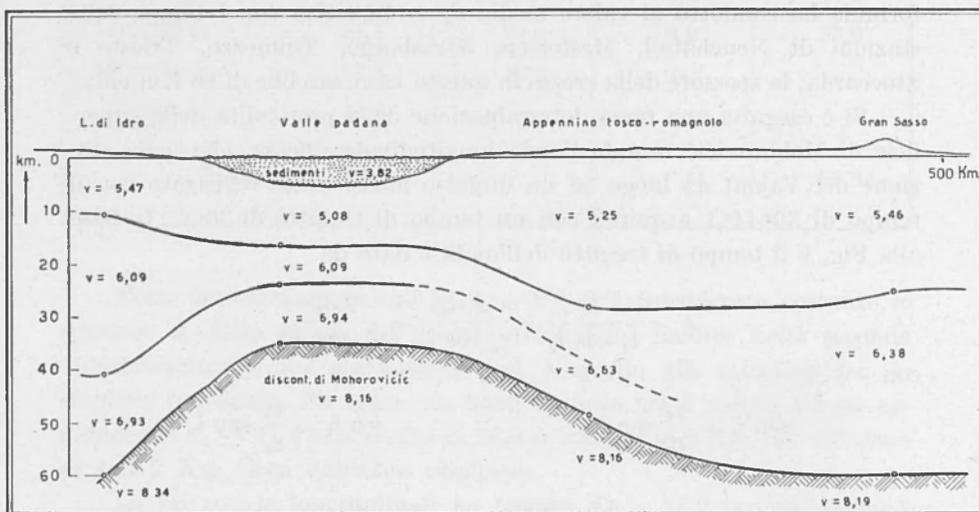


Fig. 10

Le misure di gravità riportate dal O. Vecchia in una sua nota, pongono in evidenza che pur applicando la correzione Bouguer alla distribuzione della gravità, esistono in Italia settentrionale estese aree di anomalia negativa e positiva rispetto ai valori normali. Tali anomalie dipendono almeno in gran parte dalla conformazione dello strato di Sial granitico che riflette le grandi linee dei rilievi della regione. Così l'anomalia negativa che si riscontra negli Appennini si giustifica con un ispessimento del Sial mentre la forte anomalia positiva piemontese che si estende a tutte le Alpi occidentali fa prevedere un affioramento di rocce pesanti a detrimento del granito (i nostri calcoli infatti hanno condotto ad uno spessore di circa 5 Km).

L'anomalia positiva prosegue nelle Prealpi lombardo-venete, e quindi si dirige per Asiago, Agordo, Longarone e il Cadore, facendo prevedere anche per tale regione, che poi circonda la nostra zona epicentrale, uno spessore ridotto del granito.

Gli studi condotti sulla profondità delle superfici di discontinuità nella crosta consentono di dare l'andamento di esse in varie direzioni, in particolare riferendoci alla direttrice che dal Garda porta alla zona del Gran Sasso si possono utilizzare oltre ai valori da noi ottenuti, anche quelli della Valle padana (Caloi e collaboratori) dell'Appennino toscoromagnolo (Caloi) e del Gran Sasso (Di Filippo-Marcelli).

In Fig. 10 è riportato in scala l'andamento delle superfici; si noterà che la discontinuità di Mohorovicic ha una massima profondità in corrispondenza dei maggiori massicci montani e si solleva in corrispondenza della Padana. Sotto le Prealpi il granito ha uno spessore dell'ordine di quello della Padana, mentre lo strato intermedio ha una potenza maggiore. Si può concludere che le « radici » delle Prealpi lombardo-venete sono formate principalmente dal secondo strato. Se si fa l'ipotesi che lo spessore del 3° strato rimanga praticamente costante sotto l'Appennino, lo strato intermedio avrebbe una potenza di circa 15 Km e ciò porterebbe ad attribuire al granito la maggior parte della radice di questa catena nella zona del Gran Sasso.

6. - DETERMINAZIONE DELLA NATURA FISICA DELLA SCOSSA

L'epicentro del terremoto si trova in una regione contornata da una fitta rete di stazioni sismiche sia italiane che straniere, per cui pur essendo la scossa di modesta intensità essa ha dato luogo a buone registrazioni anche per quanto si riferisce l'impulso iniziale. È noto che

Tabella 9

N°	Stazione	1° impulso	N°	Stazione	1° impulso
1	Padova	+	9	Stoccarda	—
2	Vajont	—	10	Mestetten	+
3	Salò	+	11	Neuchâtel	+
4	Pieve di C.	—	12	Strasburgo	+
5	Tolmezzo	—	13	Heildeberg	+
6	Oropa	+	14	Pavia	+
7	Trieste	—	15	Bologna	+
8	Tubinghen	—	16	Ravensburg	+

dal verso dello spostamento in superficie, della prima onda longitudinale è possibile risalire alla natura fisica della scossa all'ipocentro e quindi stabilire se il terremoto è dovuto ad una frattura, ad un sollevamento, a uno sprofondamento di strati o se ha un carattere esplosivo. L'esame dei sismogrammi ha fornito i versi riportati nella Tab. 9.

Eseguita la distribuzione degli impulsi direttamente sulla carta geografica senza eseguire la proiezione stereografica sul piano equatoriale

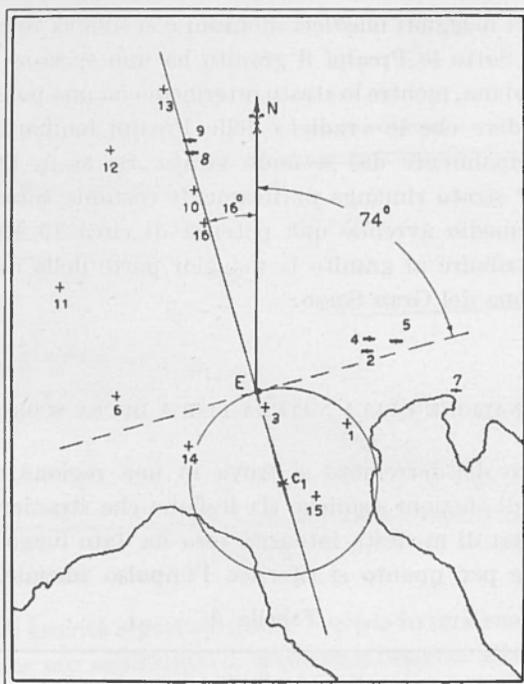


Fig. 11

date le piccole distanze epicentrali, e considerando l'epicentro coincidente con l'ipocentro, si è rilevato (Fig. 11) che gli impulsi si suddividono in 4 zone in cui le opposte presentano segni uguali, ciò permette di stabilire che la natura della scossa sia da attribuirsi ad una frattura all'ipocentro. Le zone sono delimitate con grande precisione da una retta che passa per l'epicentro e separa le compressioni di Heildeberg, Mestetten, Ravensburg dalle dilatazioni di Tubinghen e Stoccarda lasciando nel quadrante opposto la compressione di Salò che si trova a una distanza epicentrale di soli 23 Km, e da un cerchio normale alla retta nell'epicentro che separa le compressioni di un quadrante che contiene Salò,

Bologna, Padova, dalle dilatazioni di Trieste, Vajont, Tolmezzo, Pieve di Cadore. Il raggio di tale cerchio è definito con notevole precisione dato che quest'ultimo deve escludere la compressione di Pavia e contenere quella di Padova. I due piani previsti dalla teoria, le cui tracce sono state descritte, hanno rispetto al Nord orientamenti di 16° N e 74° E, mentre per quanto riguarda le inclinazioni di essi rispetto alla

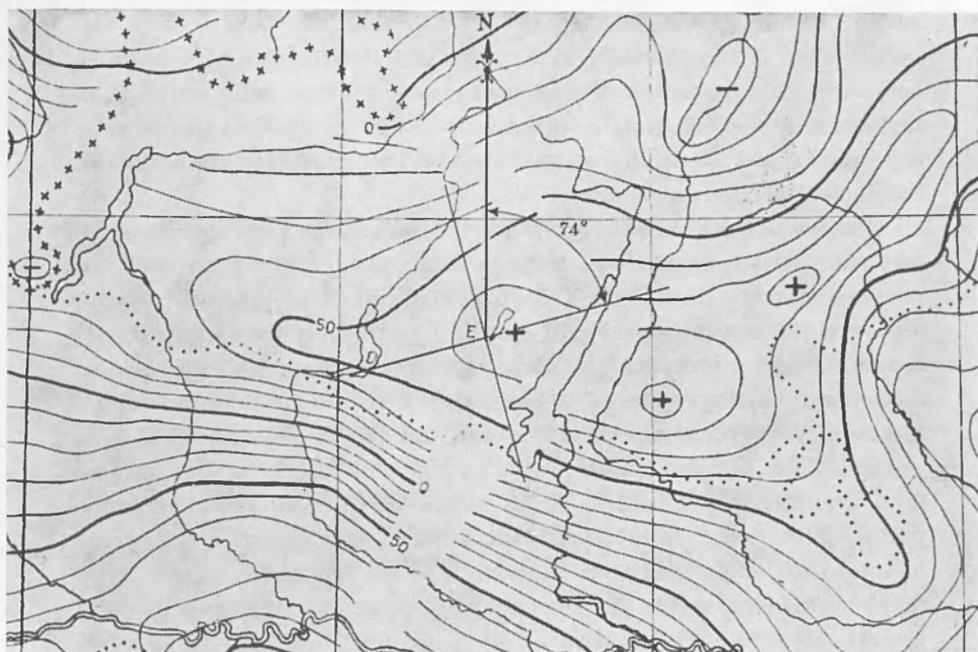


Fig. 12

verticale per l'epicentro, il secondo forma un angolo di $88^\circ 52'$, dato che la sua traccia è un cerchio il cui raggio è 250 Km ca., il primo è praticamente verticale in quanto la proiezione è un cerchio di raggio infinito.

La conclusione che la natura della scossa risulti una frattura all'ipocentro, conferma l'ipotesi che a differenza di quanto avviene nell'Appennino, in cui i terremoti danno luogo a distribuzioni superficiali che conducono ad un meccanismo di sollevamento, e nell'Adriatico ove si sono posti in evidenza degli sprofondamenti, l'Arco Alpino almeno per i terremoti studiati è caratterizzato da movimenti sismici dovuti a frattura.

Resta ora da decidere quale dei due piani trovati sia l'effettivo piano di frattura e quale l'ausiliario previsto dalla teoria dell'elasticità.

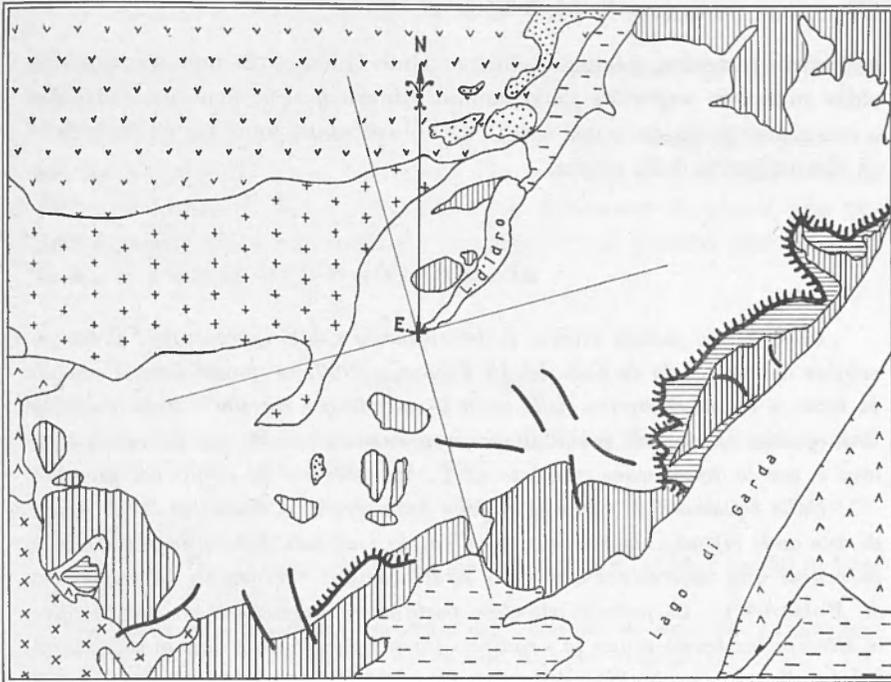
Come è noto l'indicazione per tale scelta proviene o da elementi già acquisiti dallo studio di altri terremoti o dall'esame dei dati geologici, gravimetrici e orografici relativi alla zona interessata.

A questo scopo abbiamo riportato in Fig. 12 l'andamento delle isanomale della gravità secondo una carta pubblicata da Vecchia nella nota precedentemente ricordata.

Nella regione che ci interessa le correzioni isostatiche sono state svolte secondo Airy-Heiskanen per uno spessore di 40 Km, e le isanomale sono di 10 in 10 milligal. Si noterà che la zona epicentrale risulta compresa in un massimo di anomalia positiva a Sud della quale si ha la fossa gravimetrica padano-appenninica; come è noto tra le due zone è compresa una fascia di notevole sismicità strettamente connessa con l'andamento delle isanomale.

Tracciata sulla carta la posizione dell'epicentro e l'orientamento dei due piani, nasce spontaneo assumere come piano di frattura quello il cui orientamento forma con il Nord l'angolo di 74° e presenta rispetto alla verticale una inclinazione di $88^\circ 52'$, imputando quindi la causa della scossa ad uno scorrimento in corrispondenza della prima superficie di discontinuità della crosta. Tale piano infatti risulta quasi parallelo alla direzione delle isanomale della gravità. La scelta è confermata dalla geologia della regione; infatti Fig. 13 nella zona ad Ovest del Garda si nota l'esistenza in superficie di un massiccio di rocce rigide (dolomie principali con scisti bituminosi, dolomie saccaroidi calcari e scure) che hanno avuto origine nel trias superiore e il cui orientamento è praticamente coincidente con la direzione del piano prescelto. Inoltre nella carta geologica si nota un sovrascorrimento la cui direzione principale è verso Sud-Est, sovrascorrimento che presenta sul suo fronte degli affioramenti di rocce di minore consistenza (scaglie) imputabili al cretaceo inferiore.

Questo per quanto riguarda la tettonica superficiale; dato però che l'ipocentro ha una profondità di 11 Km ca., dal Terminer riportiamo una sezione verticale delle Prealpi bergamasche dovuta a L. U. Sitter che giunge fino ad una profondità di 12 Km ca. (Fig. 14). È necessario far osservare che tale sezione è parallela alla direttrice epicentro-Valle padana ed è distante da essa circa 100 Km. Dato che tra le due sezioni, specie per la parte meridionale di esse, non esistono massicci montani di grande importanza, riteniamo che in profondità la situazione possa considerarsi analoga. Con tale ipotesi, dalla figura si nota che in corrispondenza dell'ipocentro lo zoccolo dinarico si trova ad una profondità di circa 10 Km. La natura fisica della scossa, quale proviene dagli impulsi iniziali è uno scorrimento di strati quasi parallelo alla



- | | |
|---|---|
| = Trias superiore - Dolomia principale | = Giura superiore - calcari rossi e bianchi |
| = Permiano - calcari marnosi compatti | = Glaciale - morene e depositi morenici |
| = Trias inferiore - calcari dolomitici | = Alluvioni terrazzate |
| = Porfidi | = Faglie |
| = Cretaceo superiore - l. marnosi (scaglie) | = Fratture con sovrascorrimenti |
| = Lias - calcari compatti | |

Fig. 13

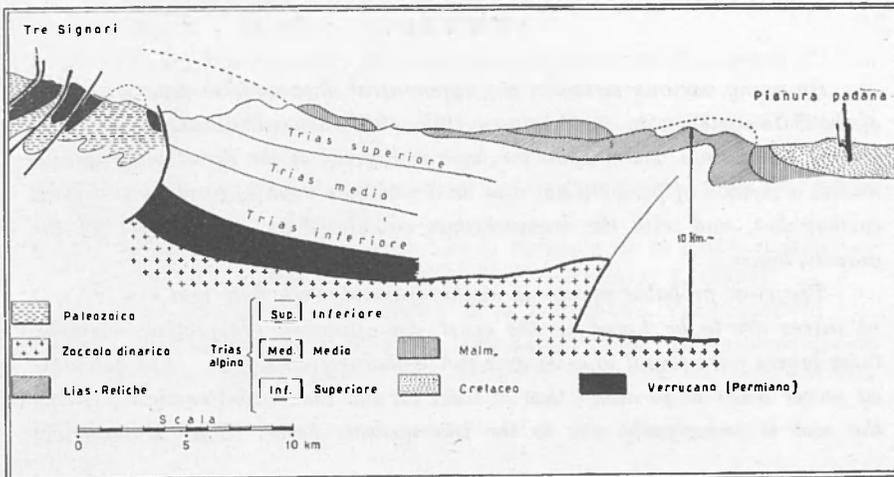


Fig. 14

superficie terrestre, ne segue che potrebbe trattarsi di uno scorrimento sulla superficie superiore dello zoccolo dinarico, superficie che verrebbe a coincidere pressapoco con quella da noi calcolata come prima superficie di discontinuità della crosta.

RIASSUNTO

Impiegando metodi diversi si determinano i dati ipocentrali e il tempo origine del terremoto di Salò del 19 Febbraio 1960; in particolare il calcolo in base ai tempi di arrivo delle onde longitudinali dirette è stato eseguito impiegando un metodo probabilistico comunemente usato per terremoti lontani e con le dromocrone calcolate da L. Marcelli per lo strato del granito.

Dalle equazioni più probabili delle dromocrone si riscontra la presenza di due onde rifratte nella crosta; applicando i metodi della prospezione si è pervenuti alla determinazione di 3 stratificazioni sovrastanti la superficie di Mohorovičić. Le potenze calcolate portano ad ammettere che almeno per le Prealpi lombardo-venete la « radice » sia principalmente dovuta allo strato intermedio. La profondità della superficie di Mohorovicic è risultata di 60 Km ca. come nel Gran Sasso d'Italia, nel Nevada e nella zona degli Urali.

La natura fisica della scossa, quale proviene dall'esame degli impulsi iniziali è risultata una frattura il cui piano è inclinato rispetto alla verticale di 89° circa; dato che l'ipocentro risulta in prossimità della prima discontinuità della crosta, si avanza l'ipotesi che la scossa sia dovuta ad uno scorrimento dello strato sovrastante lo zoccolo dinarico.

SUMMARY

By using various methods, the hypocentral data and the time of origin of the Salò earthquake, on February 19th, 1960, are calculated. Especially for the calculation based upon the time of arrival of the direct longitudinal waves, a method of probabilism was used which is usually applied to distant earthquakes, and with the dromochrones calculated by L. Marcelli for the granite layer.

The most probable equations of the dromochrones state that two refracted waves are to be found in the crust; by applying prospecting methods, three layers were found to exist over the Mohorovičić surface. The calculated power leads us to admit that at least for the Lombard-Venetian Prealps the root is principally due to the intermediate layer. The Mohorovičić

surface has been calculated to be about 60 kilometers deep, like in Mt. Gran Sasso d'Italia, in Nevada, and in the Ural zone.

The physical nature of the shock, as it results from examination of the initial impulses, is a fracture the plane of which is inclined at about 89° with respect to the vertical; since the hypocenter is placed near the first discontinuity of the crust, the hypothesis is put forward that the shock is due to a sliding of the Dymaric socle.

BIBLIOGRAFIA

- CALOI P., *Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa centrale*. « Boll. Soc. Sismol. Ital. », **XL**, 3.4, (1942).
- *Ricerche su terremoti ad origine vicina*. « La Ricerca Scientifica », II Serie, **IX**, (1938).
- PERONACI F., *Il terremoto del Turkestan del 2 Nov. 1946*. « Annali di Geofisica », **I**, (1948).
- *Epicentro a profondità ipocentrale del terremoto di Salò del 24 Gennaio 1943*. « Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, lettere ed Arti », **CIV**, (1944-1945).
- *Caratteristiche della crosta terrestre dalle Prealpi agli Appennini*. « Annali di Geofisica », **X**, (1957).
- CALOI P., DE PANFILIS M., DI FILIPPO D., MARCELLI L., SPADEA M. C., *Terremoti della Valle Padana del 15-16 Maggio 1951*. « Annali di Geofisica », **IX**, (1956).
- *Caratteristiche sismiche dell'Appennino Tosco-romagnolo*. « La Ricerca Scientifica », **XI**, (1940).
- *The crust of the Earth, from the Appennines to the Atlantic reconstructed in accordance with the data supplied by seismic surveys*. « Zeitsch. für Geophysik », **24**, 65 e seg.
- DI FILIPPO D., MARCELLI L., *Uno studio del terremoto del Gran Sasso d'Italia del 5 Sett. 1950*. « Ann. di Geofisica », **IV**: (1951).
- — *Struttura della crosta terrestre in corrispondenza dell'Italia Centrale (Gran Sasso)*. « Ann. di Geofisica », **V**, (1952).
- GUTENBERG B., *Seismological evidence for roots of mountains*. « Bull. Geological Soc. of Am. », **V**, 54, (1943).
- ROTHÉ J. P., *Quelques expériences sur la structure de la croûte terrestre en Europe Occidentale*. « Contribution in Geophysics », **1**, (1958).
- TERMIER H., TERMIER G., *L'évolution de la Lithosphère*. Parigi (1956).
- VECCHIA O., *Lineamenti di Geologia profonda dell'Italia Settentrionale dedotti dalle misure gravimetriche*. « Boll. della Soc. Geologica Italiana » **LXXII**, (1953).