

PUBBLICAZIONI  
DELL'ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA  
DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE  
diretto dal prof. ANTONINO LO SURDO Accademico d'Italia

---

N. 87

GIULIO GENEVOIS

## Il terremoto di Deruta

del 3 Novembre 1911-XX

ROMA

ANNO MCMXLIII

---

Estratto dal « *Bollettino della Società Sismologica Italiana* »

Vol. XL - N. 1-2 - Anno 1942

---

---

ROMA - SCUOLA TIPOGRAFICA PIO X - VIA DEGLI ETRUSCHI, 7-9 - ROMA

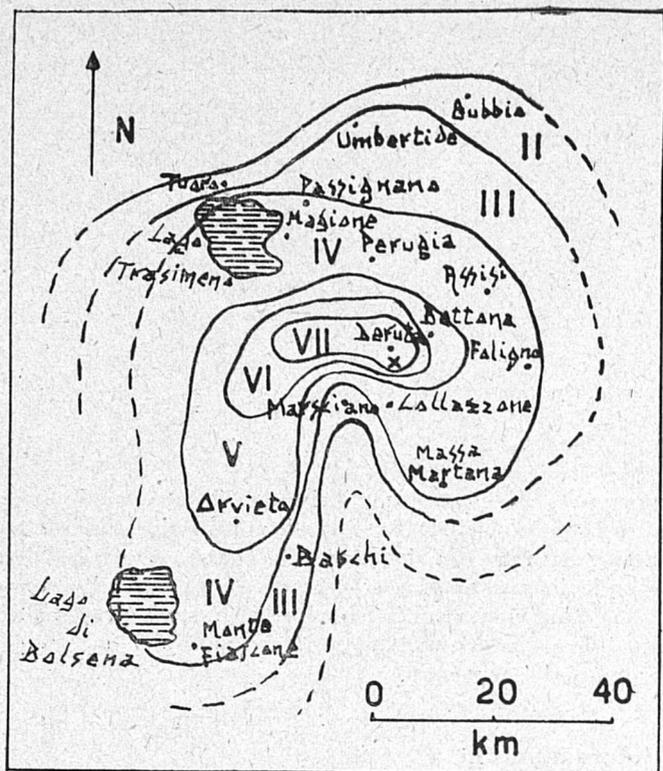
**Riassunto.** - Si espongono i risultati di uno studio eseguito su un terremoto avvenuto nell'Italia centrale: determinazione delle coordinate epicentrali ottenute con due metodi diversi, velocità di propagazione delle onde longitudinali e trasversali dirette, etc. I risultati a cui si è giunti sono in buon accordo con quelli di studi precedenti relativi a zone limitrofe a quella in esame. Si accenna alla natura geologica del luogo colpito dal terremoto.

### **Notizie macrosismiche.**

Il 3 novembre 1941 alle ore 21 e 44 minuti circa, tempo medio dell'Europa centrale, fu avvertita una scossa di terremoto nella zona di Deruta (Perugia) e dintorni. La cittadina, come si rileva dalle notizie messe cortesemente a disposizione dal Servizio sismico dell'Ufficio centrale di Meteorologia, è stato l'abitato maggiormente colpito dal movimento tellurico. Ivi si ebbe, infatti, una scossa valutata del VII° grado della scala Mercalli, scossa che cagionò lesioni ad abitati, qualche crollo di solai e comignoli ma nessuna vittima. Nelle zone adiacenti gli effetti macrosismici sono andati gradualmente diminuendo, per passare dallo spavento all'inavvertenza completa.

Com'è noto, la ricerca delle coordinate epicentrali di un terremoto è solo grossolanamente attuabile con i dati macrosismici; questi però riescono utili ai fini della ricerca stessa, consentendo un orientamento iniziale.

Nella fig. 1 si riportano le isosiste del terremoto in esame. È degno di attenzione l'andamento caratteristico di esse, in relazione alla configurazione orografica del luogo. Da queste risulta anche la lieve entità del terremoto e la ristrettezza della zona investita.



### Isosiste

Fig. 1

#### Determinazione delle coordinate epicentrali.

Una prima accurata determinazione delle coordinate epicentrali è stata eseguita con il metodo grafico di Caloi<sup>(1)</sup>. Com'è noto, detto metodo, nel caso di tre stazioni, consiste nella ricerca del centro di una circonferenza passante per una stazione base e tangente a due circonferenze, con centri in altre due stazioni e raggi rispettivamente dati dal prodotto della velocità di propagazione dell'onda per le differenze fra i tempi di arrivo dell'onda stessa alle stazioni in parola ed a quella fondamentale.

Preso il valore di  $5,3 \text{ km. sec}^{-1}$  quale velocità media di propagazione delle onde  $P_g$ , già calcolato da Caloi per l'Italia centrale<sup>(2)</sup> e scelta come stazione base Camerino, la più vicina, si è ottenuto per l'epicentro un punto di coordinate:

$$\varphi = 42^{\circ} 56' 40''$$

$$\lambda = 12^{\circ} 49' 15''$$

Nella fig. 2 è riportato il grafico in parola applicato ad una carta geografica dell'Italia all'1 : 1250000.

L'applicazione di questo, come degli altri metodi basati sui tempi di arrivo di un solo tipo d'onda in caso di errori dovuti a difettosa correzione del tempo, può portare a risultati sensibilmente diversi dal vero.

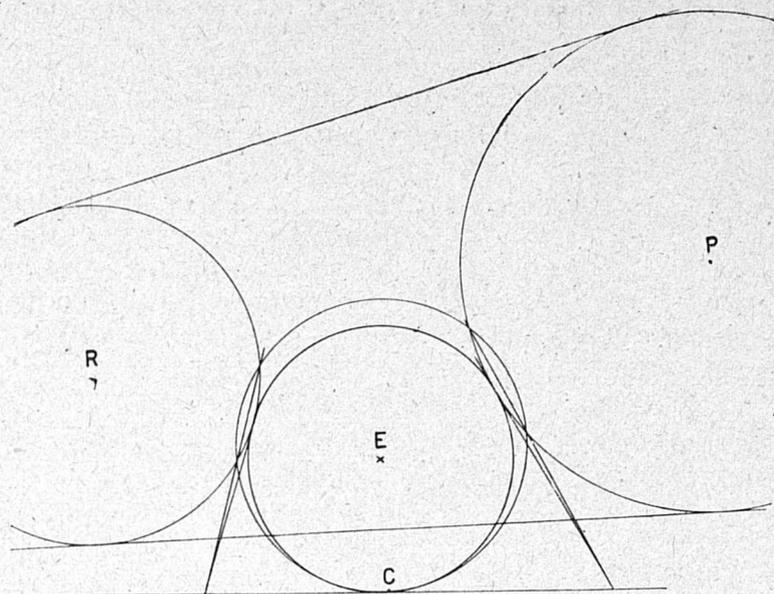


Fig. 2

Fra le stazioni di cui si è valse nel presente studio, alcune, le più vicine all'epicentro, presentano qualche incertezza nella correzione del tempo. In ogni modo è possibile prescindere da queste incertezze quando risulta netta la registrazione delle onde  $P_g$  ed  $S_g$ , e si faccia uso, come in un altro metodo di Caloi<sup>(3)</sup>, delle differenze dei tempi di arrivo delle onde stesse.

Quest'altro è appunto basato sulla conoscenza della velocità di propagazione e dei tempi di arrivo delle onde  $P_g$  e  $S_g$ , ed è fondato sugli stessi principi del metodo grafico di Takahasi<sup>(4)</sup>. Esso è risolto analiticamente, ciò che consente maggiore attendibilità di risultati. Nel caso di tre stazioni, consiste nella ricerca del punto d'incontro di due diametri generati dall'intersezione sulla superficie terrestre rispettivamente di due cerchi a loro volta ottenuti da due accoppiamenti delle tre sfere che hanno centro nelle tre stazioni e raggi rispettivamente dati dal valore

della differenza dei tempi di arrivo delle onde  $P_g$  ed  $S_g$ , moltiplicati per una costante  $K$ , data da

$$K = \frac{v_1 v_2}{v_1 - v_2}$$

Le relazioni finali a cui si giunge nel caso di tre stazioni, sono:

$$\begin{aligned} x_0 &= \frac{c_1 (y_2 - y_3) + c_2 (y_3 - y_1) + c_3 (y_1 - y_2)}{x_1 (y_2 - y_3) + x_2 (y_3 - y_1) + x_3 (y_1 - y_2)} \\ y_0 &= \frac{c_1 (x_2 - x_3) + c_2 (x_3 - x_1) + c_3 (x_1 - x_2)}{x_1 (y_2 - y_3) + x_2 (y_3 - y_1) + x_3 (y_1 - y_2)} \end{aligned} \quad (1)$$

ove  $x_0, y_0, x_1, y_1, x_2, y_2, x_3, y_3$ , sono rispettivamente le coordinate dell'epicentro e delle stazioni, e dove è ancora:

$$c_1 = \frac{-K(T_1)^2 + x_1^2 + y_1^2}{2}$$

$$c_2 = \frac{-K(T_2)^2 + x_2^2 + y_2^2}{2}$$

$$c_3 = \frac{-K(T_3)^2 + x_3^2 + y_3^2}{2}$$

essendo  $T_1, T_2, T_3$ , le differenze fra i tempi di arrivo delle  $S_g$  e  $P_g$  nelle tre stazioni considerate.

Qui appresso sono riportate le coordinate geografiche delle stazioni adoperate e le relative coordinate rettangolari, ottenute con rigorosi metodi geodetici. Come origine è stato scelto il punto d'incrocio  $43^\circ$  N,  $12^\circ$  E-Gr., riferendo al meridiano l'asse  $y$  orientato positivamente verso Nord, così che la direzione positiva dell'asse  $x$  viene a formare con quello un azimut di  $90^\circ$ , da Nord verso Est.

	$\varphi_i$	$\lambda_i$	$x_i$	$y_i$
Camerino	$43^\circ 8' \text{ N}$	$13^\circ 4' \text{ E}$	+ 86,78	+ 15,36
Roma	$41^\circ 54',2 \text{ N}$	$12^\circ 30',8 \text{ E}$	+ 42,59	- 121,68
Prato	$43^\circ 53' \text{ N}$	$11^\circ 5',5 \text{ E}$	- 72,98	+ 98,50

Le coordinate rettangolari di Roma e Prato sono state prese da Caloi<sup>(3)</sup> già calcolate e riferite alla medesima origine.

Le differenze nei tempi di registrazione delle fasi  $P_g$  ed  $S_g$  risultate di sismogrammi sono:

Camerino	$T_1^s = 7,8$
Roma	$T_2^s = 15,1$
Prato	$T_3^s = 19,2$

E' stato scelto per la velocità delle onde  $P_g$  il valore di  $5,3 \text{ Km sec}^{-1}$  già calcolato da Caloi<sup>(2)</sup>.

Per le onde  $S_g$  è stato preso il valore  $3,04 \text{ Km sec}^{-1}$  come risulta dalla media fra i valori limiti trovati da Caloi<sup>(2)</sup> e da Rosini<sup>(5)</sup> per l'Italia centrale.

Dall'applicazione della (1) è quindi risultato per l'epicentro un punto di coordinate:

$$x = m \ 37136 \qquad y = m \ 110,698$$

Passando dalle coordinate rettangolari a quelle geografiche con gli stessi rigorosi metodi geodetici si è avuto per l'epicentro il punto:

$$\varphi = 43^\circ \ 02' \ 00'',34 ; \qquad \lambda = 12^\circ \ 26' \ 01'',1$$

La disparità dei risultati ottenuti con i due metodi non è eccessiva, se si tiene conto della loro diversità di risoluzione.

Al punto individuato con il primo metodo corrisponde esattamente sulla carta geografica la sommità d'un monte di origine vulcanica, situato a S-E di Deruta che risulta l'abitato più vicino all'epicentro.

Al punto individuato con il secondo metodo corrisponde invece un punto situato più a Nord del precedente, sul costone settentrionale dello stesso monte ora accennato.

Ad entrambi corrisponde la zona di maggiore intensità macrosismica.

Stabilite le coordinate dell'epicentro, sono state determinate le distanze epicentrali delle singole stazioni. Per le stazioni più vicine sono state utili le coordinate rettangolari introdotte nella formula:

$$\Delta_i = \sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2}$$



## ROMA I.N.G. Galitzin

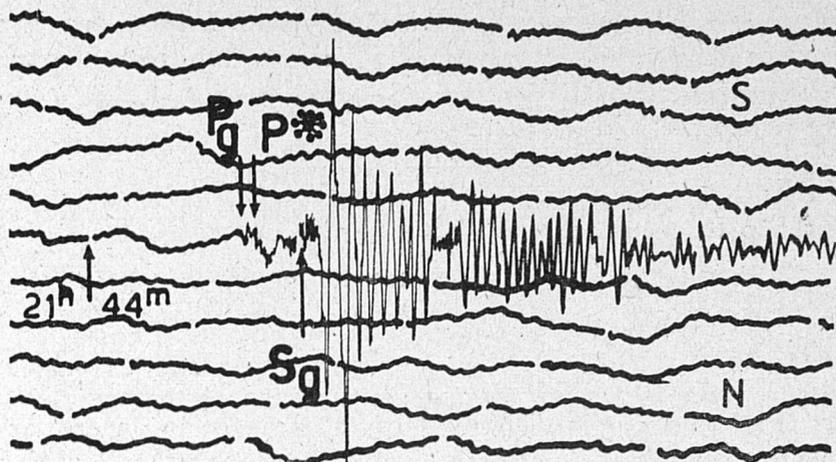


Fig. 5

Segue l'elenco delle stazioni con la distanza epicentrale e l'individuazione delle singole fasi. Le ore sono espresse in tempo medio dell'Europa centrale.

Camerino	$\Delta = \text{Km } 51,7$	Zurigo	$\Delta = \text{Km } 565,8$
$i_{NEZ} P_g$	21 <sup>h</sup> 44 <sup>m</sup> 22 <sup>s</sup> ,5	$e_z P_n$	21 <sup>h</sup> 45 <sup>m</sup> 30 <sup>s</sup> ,0
$i_{NEZ} S_g$	30 <sup>s</sup> ,3	$i_z P_{x_1}$	32 <sup>s</sup> ,6
Roma	$\Delta = \text{Km } 121,9$	$i_{nz}$	54 <sup>s</sup> ,0
$i_{NEZ} P_g$	21 <sup>h</sup> 44 <sup>m</sup> 36 <sup>s</sup> ,2 (dilat.)	$i_{NEZ} P_g$	46 <sup>m</sup> 02 <sup>s</sup> ,0
$i_{NEZ} P^*$	40 <sup>s</sup> ,8	$i_{NEZ} S_n$	28 <sup>s</sup> ,5
$i_{NEZ} S_g$	50 <sup>s</sup> ,6	$i_{NEZ} S^*$	49 <sup>s</sup> ,3
Prato	$\Delta = \text{Km } 147,$	$i_{NEZ} Q$	47 <sup>m</sup> 08 <sup>s</sup> ,3
$i_{NEZ} P_g$	21 <sup>h</sup> 44 <sup>m</sup> 40 <sup>s</sup> ,6	$i_n M$	36 <sup>s</sup> ca
$i_{NEZ} P^*$	42 <sup>s</sup> ,9	Neuchâtel	$\Delta = \text{Km } 618,4$
$i_{NEZ} S_g$	58 <sup>s</sup> ,0	$e_z P_n$	21 <sup>h</sup> 45 <sup>m</sup> 43 <sup>s</sup> ,2
Bologna	$\Delta = \text{Km } 184,7$	$e_{NE}$	55 <sup>s</sup> ,0
$e_{NEZ} P_g$	21 <sup>h</sup> 44 <sup>m</sup> 47 <sup>s</sup> ,4	$e_z$	46 <sup>m</sup> 11 <sup>s</sup> ,5
$i_{NEZ} S_g$	45 <sup>m</sup> 09 <sup>s</sup> ,0	$e_{NE} S_n$	49 <sup>s</sup> ,5
Trieste	$\Delta = \text{Km } 316,5$	$e_{NE} Q$	47 <sup>m</sup> 16 <sup>s</sup> ,ca
$i_{NEZ} P_D$	21 <sup>h</sup> 44 <sup>m</sup> 59 <sup>s</sup> ,0	Stoccarda	$\Delta = \text{Km } 684,8$
$i_{NEZ} (P^*)$	45 <sup>m</sup> 03 <sup>s</sup> ,3	$e_{NEZ} P_n$	21 <sup>h</sup> 45 <sup>m</sup> 51 <sup>s</sup> ,6
$i_{NEZ}$	07 <sup>s</sup> ,6	$e_{NEZ} S_n$	46 <sup>m</sup> 50 <sup>s</sup> ,ca
$i_{ez} P_g$	11 <sup>s</sup> ,5	Jena	$\Delta = \text{Km } 895,9$
$i_{NEZ} S_n$	34 <sup>s</sup> ,0	$e_{NEZ} S_n$	21 <sup>h</sup> 47 <sup>m</sup> 36 <sup>s</sup> ,ca
$i_{NEZ} S_g$	51 <sup>s</sup> ,5	Lipsia	$\Delta = \text{Km } 928,5$
$i_{NEZ} Q$	46 <sup>m</sup> ca	$e_{NEZ} P_n$	21 <sup>h</sup> 46 <sup>m</sup> 12 <sup>s</sup> ,5
		$e_{NEZ} S_n$	47 <sup>m</sup> 41 <sup>s</sup> ,6ca

### Tempo origine.

Il tempo origine è stato calcolato prima di procedere oltre nello studio nell'intento di avere un riferimento nella determinazione delle dromocrone per le diverse onde. Calcolato con il metodo di Wadati (6), ponendo

$$S - P = (K - 1) (P - H)$$

essendo  $K = \text{cost.}$  è risultato:

$$H = 21^{\text{h}} 44^{\text{m}} 12^{\text{s}},79$$

### Onde $P_g$ .

Entro un raggio di oltre 400 Km queste sono ancora facilmente riconoscibili; infatti sebbene il terremoto sia stato di lieve intensità, fino a Trieste è stato possibile rintracciarle nel sismogramma. Dopo Trieste ( $\Delta = \text{Km } 316,5$ ) viene in ordine di distanza Zurigo ( $\Delta = \text{Km } 565,8$ ) dove queste onde non risultano registrate.

Con il metodo dei minimi quadrati, la dromocrona più probabile, riferita al tempo origine  $H = 21^{\text{h}} 44^{\text{m}} 12^{\text{s}},79$ , già trovato, è risultata:

$$t = 0,184218 \Delta + 0,548$$

ovvero

$$t = \frac{\Delta}{5,43} + 0,548$$

La velocità media di propagazione delle onde in parola è risultata di  $5,43 \text{ Km sec}^{-1}$ . Questo valore differisce assai poco da quelli trovati in studi precedenti per l'Italia centrale; conferma comunque l'ipotesi che tale tipo d'onda subisca un abbassamento di velocità procedendo dall'Europa centrale verso il Mediterraneo. I risultati sono qui riassunti:

Gutenberg, Gräfe (7), Caloi (8)	(Europa centrale)	$VP_g$	= 5,7	$\text{Km. sec}^{-1}$
Di Filippo (9)	(Italia centrale)	»	= 5,6	»
Rosini (5)	(Nord-Italia, Alpi)	»	= 5,57	»
Genevois	(Italia centrale)	»	= 5,43	»
Caloi (10)	»	»	= 5,3	»
Rosini (5)	»	»	= 5,25	»

Questi risultati non lasciano alcun dubbio sull'attendibilità dell'ipotesi lanciata per la prima volta da Caloi <sup>(2)</sup>.

Gli scarti ottenuti fra i tempi osservati e quelli calcolati per il terremoto in esame, sono riportati nella seguente tabella:

Stazioni	$\Delta_i$	$E_i$
Camerino	Km 51,3	- 0 <sup>s</sup> ,36
Roma	» 121,9	+ 0 <sup>s</sup> ,41
Prato	» 147,7	+ 0 <sup>s</sup> ,05
Bologna	» 184,7	+ 0 <sup>s</sup> ,04
Trieste	» 316,5	- 0 <sup>s</sup> ,14

con  $[vv] = 0,32$

### Onde S<sub>g</sub>.

Questo tipo d'onde costituisce generalmente la parte più vistosa del sismogramma, quindi la fase più nitida per l'interpretazione dello stesso. Anche queste onde però, come le P<sub>g</sub> sono state rintracciabili fino a Trieste e non oltre.

Con il metodo dei minimi quadrati, la relativa dromocrona più probabile è risultata:

$$t = 0,307673 \Delta + 0,48$$

ovvero

$$t = \frac{\Delta}{3,25} + 0,48$$

cioè la velocità media di propagazione delle onde in parola è risultata di 3,25 Km. sec<sup>-1</sup>. Anche per questo tipo d'onda, dunque, è valida l'ipotesi fatta per le P<sub>g</sub>; infatti i risultati di diversi studi hanno dato fino ad ora:

Gräfe <sup>(7)</sup>	(Europa centrale)	V <sub>Sg</sub>	= 3,5 Km. sec <sup>-1</sup>
Conrad <sup>(11)</sup>	»	»	= 3,39 »
Caloi <sup>(8)</sup>	»	»	= 3,36 »
Rosini <sup>(5)</sup>	(Nord-Italia, Alpi)	»	= 3,3 »
Di Filippo <sup>(9)</sup>	(Italia centrale)	»	= 3,26 »
Genevois	»	»	= 3,25 »
Rosini <sup>(5)</sup>	»	»	= 3,06 »
Caloi-Rosini <sup>(10)</sup>	»	»	= 3,03 »
Caloi <sup>(8)</sup>	»	»	= 3,01 »

Segue la tabella contenente gli scarti fra i tempi osservati e quelli calcolati per le onde  $S_g$  nel terremoto in esame:

Stazioni	$\Delta_i$	$E_i$
Camerino	Km 51,7	+ 1 <sup>s</sup> ,12
Roma	» 121,9	— 0 <sup>s</sup> ,17
Prato	» 147,7	— 0 <sup>s</sup> ,71
Bologna	» 184,7	— 1 <sup>s</sup> ,10
Trieste	» 316,5	+ 0 <sup>s</sup> ,85

con  $[vv] = 3,71$

A questo punto è riuscito utile calcolare il coefficiente di Poisson relativo allo strato del granito dalla ben nota relazione:

$$\sigma = \frac{V^2_{P_g} - 2 V^2_{S_g}}{2 (V^2_{P_g} - V^2_{S_g})}$$

Dal confronto fatto con terremoti già studiati, è risultato:

Località	$V_{P_g}$	$V_{S_g}$	$\sigma$
Appennino tosco-romagnolo (Caloi)	5,2 Km. sec <sup>-1</sup>	3,01 Km. sec <sup>-1</sup>	0,26
Monte Amiata (Di Filippo)	5,6 »	3,26 »	0,244
Cansiglio (Caloi)	5,7 »	3,36 »	0,234
Deruta (Genevois)	5,43 »	3,25 »	0,221
Schwadorf (Conrad)	5,6 »	3,39 »	0,211
Giappone (Matuzawa) (42)	5,0 »	3,15 »	0,171
Garfagnana (Rosini)	5,25 »	3,06 »	0,242

Il valore trovato per il terremoto in questione si avvicina sensibilmente al valore generalmente ammesso per la maggioranza dei materiali. Il coefficiente di Poisson aumenterebbe quindi verso il Mediterraneo, ma è azzardata ancora una simile osservazione data la esiguità di dati in proposito.

### Altri tipi d'onde.

Non è stato possibile tracciare le dromocrone per le onde  $P_n$  ed  $S_n$ , data l'incertezza delle fasi dovuta alla lieve entità del terremoto. Le onde  $P_n$  ed  $S_n$  sono comparse nelle registrazioni da Trieste in poi: ma, ad eccezione di Zurigo e di Lipsia,

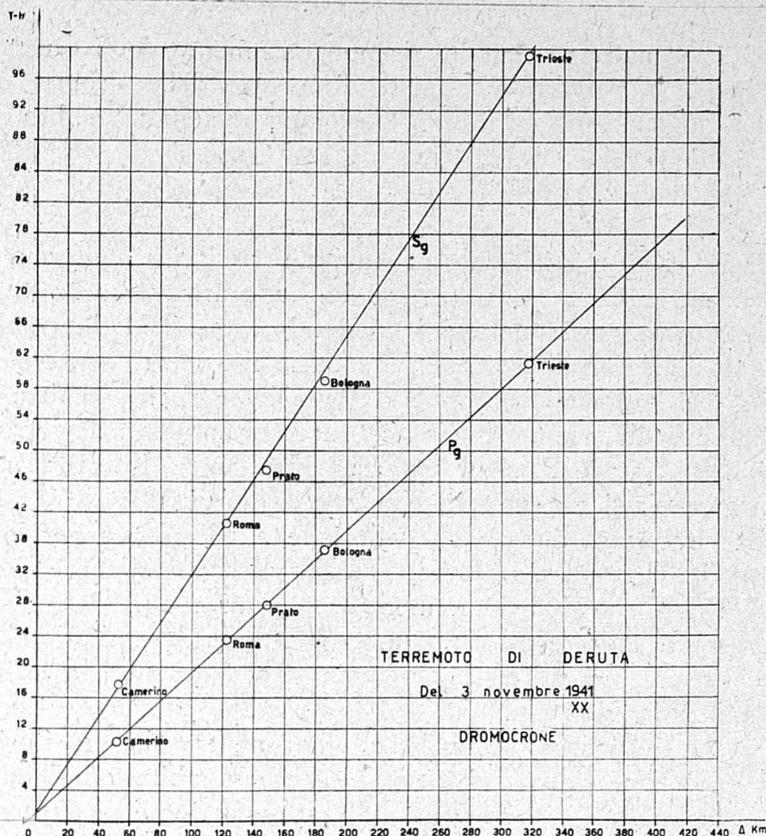


Fig. 6

sugli altri sismogrammi non è stato possibile accertarle. Egualmente dicasi per le onde  $P^*$  ed  $S^*$ .

A Zurigo è apparsa l'onda individuata da Caloi,  $P_{x1}$ . Come appare dalle registrazioni e dalle interpretazioni, soltanto per Roma è stato possibile individuare il movimento iniziale del suolo. Va notato che, contrariamente alla maggior parte dei casi per l'Italia centrale fino ad ora verificatisi, il movimento iniziale delle  $P_g$ , almeno per Roma, è stato di dilatazione.

### Profondità ipocentrale.

Questa poteva ottenersi con la formula:

$$h = \sqrt{K^2 T_i^2 - \Delta^2}$$

Però dato il piccolo valore che essa assume nel caso attuale, non è stato possibile accertarla, poichè, com'è noto, per piccole

profondità, qualsiasi metodo risente fortemente degli errori di osservazione. Tuttavia dai punti d'incontro delle dromocrone relative alle onde  $P_g$  ed  $S_g$  con l'ordinata dei tempi, sembra che essa sia dell'ordine di 203 Km. ?

### Conclusioni.

Dalle caratteristiche fin qui studiate, risulta, a conferma di studi precedenti, che la velocità delle onde attraverso lo strato del granito va gradatamente decrescendo verso il Mediterraneo, partendo dall'Europa centrale. Va notato che questo andamento elastico del sottosuolo europeo si è verificato anche in altre regioni, come ad esempio: Francia nord-orientale, cioè verso i Paesi Bassi, per le  $P_g$  si è avuto  $5,4 \text{ Km. sec}^{-1}$ ; Isole britanniche, per le  $S_g$  si è avuto  $3,3 \text{ Km. sec}^{-1}$  (Jeffreys) <sup>(13)</sup>.

La lieve discordanza fra i valori delle velocità sia per le  $P_g$  che per le  $S_g$  relativi all'Italia centrale, va probabilmente ricercata nel fatto che l'esiguo numero di stazioni non ha dato modo nel presente lavoro, di distinguere le stazioni site al Nord da quelle site al Sud dell'epicentro, come invece è stato possibile negli studi di Caloi e Rosini.

Si mette ancora in evidenza che mentre fino a Zurigo ( $\Delta = 565,8 \text{ Km}$ ) la registrazione è avvenuta abbastanza interpretabile, a Jena ( $\Delta = 895,9 \text{ Km}$ ) è apparsa come una traccia. La stazione di Lipsia ( $\Delta = 928,5 \text{ Km}$ ) per quanto più lontana, ha data una registrazione migliore perchè dotata di uno strumento particolarmente adatto per terremoti vicini (Benioff a registrazione galvanometrica con massa pendolare di  $100 \text{ Kg}$  e  $T = 1,2$ ). In cambio, la stazione di Taranto ( $\Delta = 480 \text{ Km}$ ), anche se dotata di strumenti più modesti, non ha registrata la scossa nemmeno come traccia. Ciò confermerebbe quanto sopra è stato segnalato.

Poichè i terremoti, nella zona interessata dalla scossa in esame, sembrano essere di carattere quasi esclusivamente superficiale, si ritiene opportuno dare qualche cenno di ordine geologico.

Le zone dell'Italia centrale spesso colpite da terremoti, risultano formate da rocce del periodo terziario (eocene, oligocene, miocene) e data la natura vulcanica sparsa appaiono anche rocce eruttive e tufi, fra cui lipariti, trachiti e basalti.

In particolare l'epicentro del terremoto in esame è sito in una zona di rocce del periodo quaternario (olocene), per la maggior parte circondata da rocce del periodo terziario (eocene).

Roma, giugno 1942-XX.

## BIBLIOGRAFIA

(1) CALOI P., *Nuovi metodi per la determinazione delle coordinate epicentrali e della profondità ipocentrale d'un terremoto ad origine vicina*. « Ricerca Scientifica » 1939, n. 7-8.

(2) CALOI P., *Caratteristiche sismiche dell'Appennino tosco-romagnolo*. « Ricerca Scientifica » 1940 n. 4.

(3) CALOI P., *Determinazione delle coordinate ipocentrali di un terremoto ad origine vicina con i tempi delle onde longitudinali e trasversali dirette*. « Ricerca Scientifica » 1941, n. 4.

(4) TAKAHASI R., *A graphical determination of the position of the hypocentre of an earthquake and the velocity of the propagation of the seismic waves*. « Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University » v. VI-1929.

(5) ROSINI E., *Il terremoto della Garfagnana*. « Ricerca Scientifica » 1940, n. 7-8.

(6) J. B. MACELWANE, F. W. SOHON, *Introduction to theoretical Seismology*.

(7) GRÄFE H., *Das Nordtiroler Beben vom 8. Oktober 1930*. I Teil « Zeitschrift für Geophysik » 1932, t. III-IV.

(8) CALOI P., *Ricerche su terremoti ad origine vicina. Scosse del Consiglio dell'ottobre 1936*. « Ricerca Scientifica » 1938 n., 7-8.

(9) DI FILIPPO D., *Il terremoto del monte Amiata del 19 Giugno 1940*. « Ricerca Scientifica » 1941, n. 7-8-9.

(10) CALOI P., ROSINI E., *Sui tempi di tragitto delle onde  $P_g$  ed  $S_g$  nell'Italia centrale*. « Ricerca Scientifica » 1940 n. 12.

(11) CONRAD V., *Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober 1927*. « Gerlands Beiträge zur Geophysik » v. XX, 1928.

(12) MATUSAWA T., *Observation of some recent earthquakes and their time distance curves* (Part. II) « Tokyo Earthquakes Research Inst. Bull. » v. VI-1929.

(13) JEFFREYS H., *On two British Earthquakes*. « Monthly Notices of Royal Astronomical Society, Geophysical Supplement » v. 1-1927.