

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

---

**N. 28**

PIETRO CALOI

**Il terremoto dell'Appennino tosco-  
romagnolo dell'11 febbraio 1939-XVII**

ROMA

ANNO MCMXXXIX - XVIII

ESTRATTO DA "LA RICERCA SCIENTIFICA"  
ANNO X - N. 11 - (NOVEMBRE 1939-XVIII), pag. 998

**Riassunto:** Allo scopo di estendere la conoscenza delle caratteristiche sismiche (velocità di propagazione delle onde elastiche, stratificazione profonda, ecc.) delle varie regioni d'Italia, conoscenza limitata finora all'Italia nord-orientale, si è iniziato lo studio di un terremoto avvenuto l'11 febbraio scorso nell'Appennino toscano-romagnolo. In questa prima parte della ricerca ci si è limitati alla determinazione dell'epicentro, dell'ipocentro, dell'ora origine, della velocità di propagazione delle onde *Pg* e della distribuzione superficiale del movimento delle onde *Pg*. La profondità del fuoco sismico è risultata di  $5 \div 10$  km; la direzione del movimento superficiale delle *Pg* fu una compressione in tutti gli azimut: sembra quindi che il terremoto sia stato provocato da una brusca spinta di strati verso l'alto, forse in relazione con il movimento orogeo-nico del gruppo del Mugello. Il risultato più notevole fu quello relativo alla velocità delle onde *Pg*: essa è risultata di soli  $5,2 \div 5,4$  km/sec, alquanto minore cioè di quella che si verifica per lo stesso tipo d'onde nell'Europa centrale e nell'Italia nord orientale. Ciò è certamente in relazione con le diverse caratteristiche elastiche dei materiali costituenti il primo strato della crosta terrestre, i quali risultano geologicamente più recenti nell'Italia centrale.

OSSERVAZIONI MACROSISMICHE. — L'11 febbraio 1939, alle 12<sup>h</sup> 17<sup>m</sup> circa (tempo medio dell'Europa centrale), una forte scossa di terremoto fu avvertita nei paesi che segnano il confine fra la Toscana e la Romagna.

Circa le osservazioni macrosismiche, mi limito a darne un cenno in base alle notizie raccolte dall'Ufficio centrale di meteorologia di Roma e messe gentilmente a mia disposizione, integrate da altre ottenute dalla stampa.

La scossa raggiunse la sua massima intensità (VI-VII grado della scala Mercalli) a Marradi, in provincia di Firenze, dove provocò la caduta di diversi comignoli e tegoli, determinò fenditure in parecchie case, alcune delle quali furono rese inabitabili, e spostamenti di travi. La scossa fu preceduta da un boato prolungato. Di VI la scossa fu avvertita a Scarperia (Firenze), specie nella frazione di Casaglia, a Borgo S. Lorenzo, ecc. Anche qui fu preceduta da un boato della durata di qualche secondo. Fu avvertita di V grado in alcuni paesi della provincia di Forlì, fra i quali Modigliana. Raggiunse l'intensità di IV-V grado a Vicchio del Mugello, Casola Valsenio (Ravenna), Barberino del Mugello, San Godenzo (Firenze), Rocca S. Casciano (Forlì), ecc. D'intensità intermedia fra il III e il IV grado fu a Galeata (Forlì), a Dicomano (Firenze), Bertinoro (Forlì) e Poppi (Arezzo). Fu di III a Prato, Incisa in Val d'Arno (Firenze), Luiciana (Firenze), Cesena (Forlì), ecc.; di II-III a Firenze, S. Casciano in Val di Pesa (Firenze), Lastra Signa (Firenze), Castiglione dei Pepoli (Bologna), ecc. Non ostante più vicini all'epicentro di queste ultime località, la scossa non fu avvertita a Reggello (Firenze), Monsummano (Pistoia), ecc.

La fig. 1 dà le linee isosiste tracciate in base alle osservazioni macrosismiche avute a disposizione. Anche tenendo conto delle inevitabili differenze di valutazione personale dell'intensità da luogo a luogo, la scossa presenta una propagazione energetica piuttosto discontinua. Fra l'altro, mentre essa non è stata avvertita a Reggello e nella zona limitrofa, fu avvertita distintamente a Poppi (Arezzo), alquanto più lontano dall'epicentro.

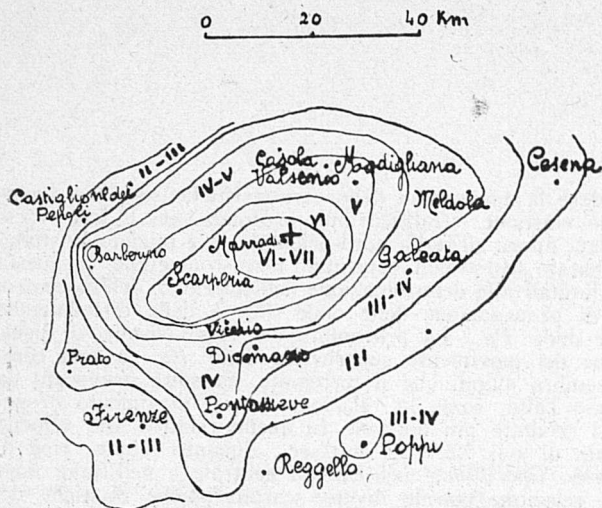


Fig. 1 - Isosiste del terremoto dell'11 febbraio 1939.

(+ Epicentro con i dati sismografici)

terne di discontinuità, ecc. richiedono un riferimento origine alquanto più sicuro di quello che le osservazioni macrosismiche ci permettono di dedurre.

Per questo motivo, la determinazione delle coordinate epicentrali è generalmente affidata ai metodi che si valgono delle osservazioni microsismiche.

Per il terremoto in esame, ho potuto usufruire dei sismogrammi originali cortesemente messi a mia disposizione da una ventina di Osservatori, nazionali ed esteri. Lo spoglio di questi sismogrammi era stato iniziato in collaborazione con il dott. Peronaci, di questo Istituto; senonchè, per ragioni di forza maggiore, egli dovette lasciare temporaneamente il nostro Istituto, limitando in tal modo la sua opera alla lettura degli impulsi, senza interpretazione, di una diecina di stazioni.

La determinazione dell'epicentro è stata ottenuta limitatamente ai dati degli osservatori più vicini: i vari metodi di calcolo presentano, in questo caso, maggiore attendibilità nei risultati.

Mi sono servito di un metodo grafico esposto in una nota precedente <sup>(1)</sup>, applicato con successo ad altri terremoti. Esso è basato su noti principi della geometria dei contatti e consiste nel determinare il centro (epicentro) della circonferenza tangente a due (caso di tre stazioni) o a tre (caso di quattro

Un'altra caratteristica della scossa in questione, messa in evidenza dalle osservazioni macrosismiche, è data dalla rapida estinzione della sua percettibilità con la distanza, non ostante all'epicentro essa abbia raggiunto una intensità vicina al VII grado della scala Mercalli. Dopo 40 ÷ 50 km dall'epicentro essa è ridotta al II grado della scala su detta.

L'EPICENTRO. — La determinazione della velocità di propagazione delle varie fasi di un terremoto, della profondità delle superficie in-

<sup>(1)</sup> P. CALOI: Nuovi metodi per la determinazione delle coordinate epicentrali e della profondità ipocentrale di un terremoto ad origine vicina, «La ricerca scientifica», 1939-XVII, Anno X, n. 7-8.

stazioni) altre circonferenze, aventi i rispettivi centri in altrettante stazioni d'osservazione. I raggi di queste circonferenze sono forniti dalle differenze delle distanze epicentrali rispetto ad una stazione fondamentale (la più vicina all'epicentro), di ognuna delle altre stazioni di cui si fa uso, dedotte, in base alle corrispondenti differenze nei tempi di arrivo delle onde  $Pg$ , dalle tabelle che danno i tempi di propagazione di queste onde.

Ecco i tempi delle onde  $Pg$  per gli Osservatorii più vicini, con le coordinate geografiche di questi ultimi:

Firenze . . . . .	43° 46', 7	11° 15', 4	12 <sup>h</sup> 17 <sup>m</sup> 01 <sup>s</sup> , 5
Prato . . . . .	43 53	11 05, 5	02, 0
Siena . . . . .	43 19	11 20, 5	12, 0
Foligno . . . . .	42 57, 5	12 42, 3	22, 2
Padova . . . . .	45 24, 5	11 53, 2	23, 0
Piacenza . . . . .	45 02, 1	9 43, 5	29, 5
Trieste . . . . .	45 38, 6	13 45, 1	39, 4
Roma . . . . .	41 54, 2	12 30, 8	41, 7

Ist. naz. di geofisica del C.N.R.)

Anche a Livorno si ebbe una chiara registrazione, iniziante con una netta onda di compressione; ma la correzione del tempo, per quel giorno, fu molto dubbia.

L'epicentro l'ho ottenuto come media dei risultati delle seguenti sei determinazioni:

1<sup>a</sup> - Stazione fondamentale Prato; stazioni ausiliarie Siena, Piacenza, Trieste. Raggi delle circonferenze di centri in Siena, Piacenza e Trieste rispettivamente dedotti come è detto sopra, 58,158,213 km. Tracciate le circonferenze sopra una carta d'Italia al 1700000, applicato il metodo accennato, le coordinate ortogonali dell'epicentro, a partire dal punto di coordinate geografiche 44° N, 11° E, sono risultate le seguenti:

51,34 km E ; 5,78 km N.

2<sup>a</sup> - Stazione fondamentale Firenze; stazioni ausiliarie Siena, Foligno, Piacenza. Raggi delle circonferenze con centri in queste ultime stazioni 60,120,160 km rispettivamente. Ecco le coordinate ortogonali ottenute per l'epicentro in questa seconda determinazione:

52,70 km E ; 6,46 km N.

3<sup>a</sup> - Stazione fondamentale Foligno; stazioni ausiliarie Piacenza, Trieste, Roma. Raggi delle circonferenze con centro in Piacenza, Trieste e Roma di 42,98,111 km rispettivamente.

L'applicazione del metodo ha portato ai valori che seguono, per le coordinate ortogonali:

49,98 km E ; 10,45 km N.

4<sup>a</sup> - Stazione fondamentale Siena; stazioni ausiliarie Foligno, Piacenza, Trieste. Raggi delle rispettive circonferenze: 58, 99,5, 156 km. Coordinate ortogonali dell'epicentro, sempre a partire dal punto 44° N, 11° E:

50,66 km E ; 4,08 km N.

5<sup>a</sup> - Stazione fondamentale Siena; stazioni ausiliarie Piacenza, Trieste, Roma. Raggi delle circonferenze corrispondenti: 99,5, 156, 169 km rispettivamente. Coordinate ortogonali dell'epicentro uguali a quelle della terza determinazione.

6<sup>a</sup> - Stazione fondamentale Prato; stazioni ausiliarie Piacenza, Trieste, Roma. Raggi delle circonferenze: 157, 213, 226 km rispettivamente. Coordinate ortogonali dell'epicentro come per la terza e la quinta determinazione. Fatta la media, l'epicentro risulta avere le seguenti coordinate ortogonali rispetto al punto prescelto:

$$50,773 \pm 1,1 \text{ km E} \quad ; \quad 7,945 \pm 2,85 \text{ km N.}$$

In definitiva, le coordinate geografiche dell'epicentro sono:

$$44^{\circ} 4',4 \pm 1',6 \text{ N} \quad ; \quad 11^{\circ} 38',7 \pm 0',8 \text{ E Gr.}$$

Il punto da esse individuato cade nei pressi di Marradi entro la ristretta zona in cui la scossa presentò la massima intensità (fig. 1 e 2).

VELOCITÀ DI PROPAGAZIONE DELLE ONDE *Pg*. — In base all'epicentro calcolato, una nota formula di trigonometria sferica consente la determinazione delle distanze epicentrali. Per le nove stazioni più vicine esse sono:

Firenze . . . . .	$\Delta = 45 \text{ km}$	Padova . . . . .	$\Delta = 149 \text{ km}$
Prato . . . . .	48	Piacenza . . . . .	186
Siena . . . . .	87	Trieste . . . . .	241
Livorno . . . . .	123	Roma . . . . .	251 .
Foligno . . . . .	148		

Note le distanze epicentrali, scelto come tempo origine provvisorio  $12^{\text{h}} 16^{\text{m}} 55^{\text{s}}$ , con il metodo dei minimi quadrati si prova facilmente, tenuto conto dei tempi di registrazione delle onde *Pg* nelle stazioni scritte (esclusa Livorno, dove, come abbiamo già osservato, è mancata la correzione del tempo), che i tempi di propagazione di queste onde sono retti dall'equazione

$$T = 0,1922 \Delta - 1^{\text{s}},33 ,$$

od anche,

$$T = \Delta/5,2 - 1^{\text{s}},33 .$$

Le differenze fra i tempi osservati e i valori calcolati con l'equazione precedente sono:

	$\Delta$	oss. - calc.		$\Delta$	oss. - calc.
Firenze . . . . .	45 km	- 0,8	Padova . . . . .	149 km	+ 0,8
Prato . . . . .	48	- 0,9	Piacenza . . . . .	186	+ 0,1
Siena . . . . .	87	+ 1,6	Trieste . . . . .	241	- 0,6
Foligno . . . . .	148	+ 0,1	Roma . . . . .	251	- 0,2 .

Se poi si prescinde dai dati di Firenze, Prato e Siena, dove si osservano i massimi scarti, siano pur contenuti entro i limiti degli errori di osservazione, le altre cinque stazioni conducono alla seguente equazione per i tempi di propagazione delle onde *Pg*:

$$T = \Delta/5,4 + 0^{\text{s}},11 ,$$

sempre con riferimento al tempo origine provvisorio 12.16.55.

Gli scarti fra valori osservati e calcolati sono:

	$\Delta$	oss. - calc.
Foligno . . . . .	148 km	— 0,83
Padova . . . . .	149	+ 0,3
Piacenza . . . . .	186	0,0
Trieste . . . . .	241	— 0,3
Roma . . . . .	251	+ 0,2

Essi risultano trascurabili.

In ogni modo, nell'un caso come nell'altro, si giunge a questa interessante conclusione: la velocità di propagazione delle onde longitudinali dirette per l'Italia centrale si aggira tra 5,2 e 5,4 km/sec. Questo risultato merita conferma, ed è quanto mi propongo di ottenere in seguito.

Nell'Europa centrale si osserva quindi questo caratteristico andamento della velocità delle onde  $P_g$ , procedendo da Nord verso Sud. Nella Germania settentrionale le  $P_g$ , presentano una velocità di 5,9 km/sec (Brockamp), nella Germania meridionale, nel Tirolo e nell'Italia nord-orientale 5,7 km/sec (Gutenberg, Gräfe, Hiller, Caloi), nell'Italia centrale saremmo già scesi a 5,4 km/sec.

Si nota quindi questa graduale diminuzione di velocità passando da Nord verso Sud, diminuzione che sta a testimoniare delle diverse caratteristiche elastiche dello strato superficiale terrestre. E' infatti da osservare che, dal punto di vista geologico, mentre a nord della Germania affiorano i terreni più antichi, passando all'Italia centrale, attraverso il Württemberg, la Baviera e le Alpi, si riscontrano terreni geologicamente più recenti.

Va osservato ancora che la velocità delle onde  $P_g$  in corrispondenza della Toscana e della Romagna è del tutto analoga a quella relativa al medesimo tipo d'onde per il Giappone, dove varia da 5,0 a 5,5 km/sec.

PROFONDITÀ IPOCENTRALE. — Potendo usufruire dei dati di almeno due stazioni vicine all'epicentro, per un rapido calcolo della profondità ipocentrale ci si può valere della formula semplicissima

$$t_{P_g} - O = \frac{\sqrt{h^2 + \Delta^2}}{v_{P_g}}, \quad [1]$$

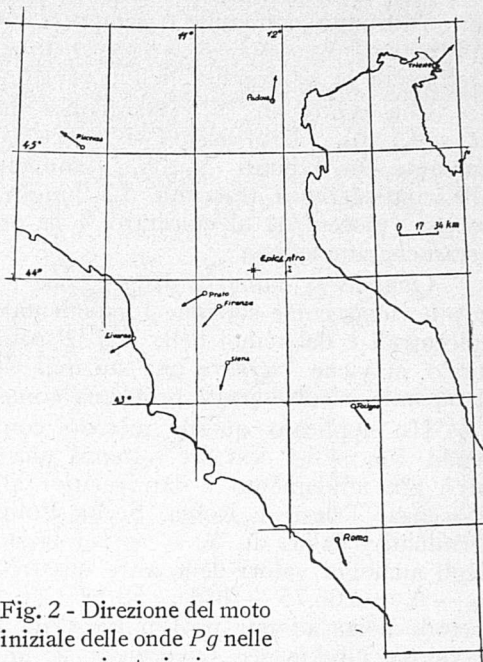


Fig. 2 - Direzione del moto iniziale delle onde  $P_g$  nelle varie stazioni.

dove  $t_{Pg}$  rappresenta il tempo di registrazione dell'onda  $Pg$  ad una stazione sismica,  $v_{Pg}$  la velocità,  $\Delta$  la distanza epicentrale,  $O$  il tempo origine ed  $h$  la profondità ipocentrale.

Noi abbiamo a disposizione i dati di Firenze e Prato, stazioni molto vicine all'epicentro.

Usando la formula nell'ipotesi  $v_{Pg} = 5,4$  km/sec e sostituendo a  $t_{Pg}$  e  $\Delta$  i valori relativi a Firenze e a Prato, si ottiene per la profondità il valore  $h = 22,5$  km.

Questo valore è però di pochissima attendibilità. Non si deve dimenticare infatti, che, per la piccolissima differenza fra le distanze epicentrali e i tempi di arrivo delle  $Pg$  per Prato e Firenze, variazioni lievissime dei valori di queste grandezze porta ai risultati più discordanti.

Dà più affidamento il metodo grafico esposto nella nota citata.

Se  $S_1, S_2$  sono due stazioni (che noi possiamo pensare contenute nello stesso piano verticale per l'epicentro) di distanze epicentrali  $\Delta_1, \Delta_2$  (con  $\Delta_2 > \Delta_1$ ), se  $t_1$  e  $t_2$  sono i tempi di registrazione delle onde  $Pg$  in  $S_1, S_2$ , per profondità non nulle è sempre  $(t_2 - t_1) v_{Pg} < \Delta_2 - \Delta_1$ . Conoscendo la differenza  $(\Delta_2 - \Delta_1) - (t_2 - t_1) v_{Pg}$ , abbiamo la possibilità di dedurre facilmente la profondità dell'ipocentro.

Con centro in  $S_2$ , tracciamo una circonferenza di raggio uguale a  $(t_2 - t_1) v_{Pg}$ . Il problema si riduce a trovare il centro della circonferenza passante per i punti  $S_1, S_1$ , simmetrici rispetto all'epicentro, e tangente alla circonferenza tracciata. La lunghezza del segmento che unisce questo centro (ipocentro) all'epicentro è la profondità perseguita. La soluzione è pressochè immediata.

Quando si hanno a disposizione i dati di più stazioni è bene scegliere la più vicina come stazione fondamentale; fare quindi la media delle distanze epicentrali e dei tempi delle  $Pg$  rispettivamente per le altre stazioni; in tal modo, si viene a creare una stazione fittizia che si confronterà con la fondamentale, risolvendo il problema come se si trattasse di due sole stazioni.

Ho applicato questo metodo con i dati di Firenze e Prato e facendo  $v_{Pg} = 5,4$  km/sec ottenni una profondità di 14 km circa. Danno però più affidamento i dati relativi alle cinque stazioni Foligno, Padova, Piacenza, Trieste e Roma. Scelta Foligno come stazione fondamentale, determinati i valori di  $\Delta_2$  e  $t_2$  per la stazione fittizia che risulta dalla media degli analoghi valori delle altre quattro stazioni, fatto  $v_{Pg} = 5,2$ , si ottiene  $\Delta_2 - \Delta_1 = 206,75 - 148 = 58,75$ ;  $(t_2 - t_1) v_{Pg} = 58,2$ . L'applicazione del metodo porta ad una profondità di 12 km circa. Se però si sceglie per  $v_{Pg}$  il valore 5,4 km/sec si perviene ad una profondità nulla.

Agli stessi risultati si arriva trascurando la stazione di Padova.

Si può senz'altro concludere che la profondità dell'ipocentro non è stata superiore a 10 km; scriveremo pertanto

$$h = 5 \div 10 \text{ km.}$$

Le osservazioni macrosismiche danno ragione di una profondità focale relativamente piccola: non ostante il grado di intensità alquanto elevato all'epicentro, la scossa è andata rapidamente smorzandosi con la distanza.

ORA ORIGINE E ORA ALL'EPICENTRO. — Dalla [1], noti  $h, \Delta$  e  $v_{Pg}$ , si può ottenere per ogni  $t_{Pg}$ , cioè per ogni stazione, il corrispondente valore

