

La sismicità del « Campo fagliato » dell'Aterno

(*Terremoto de L'Aquila del 24 - VI - 1958*)

D. DI FILIPPO — F. PERONACI

Ricevuto il 28 Novembre 1963

RIASSUNTO. — Determinate le coordinate epicentrali, l'ora origine, la profondità e le dromocrone del terremoto de L'Aquila del 24.VI.1958, si esamina la natura fisica della scossa all'ipocentro, pervenendo ad uno schema di sollevamento. Il confronto tra la sismicità, la natura geologica e tettonica della Valle dell'Aterno, con i risultati del suddetto studio microsismico fornisce una probabile spiegazione del « campo fagliato ».

SUMMARY. — After determining the epicentral coordinates, the origin-hour, the depth, and the dromochrones of the earthquake of June 24, 1958, at L'Aquila, the physical nature of the quake at its hypocentre is examined, thus completing a lifting scheme. The comparison between the seismic, geological, and tectonic nature of the Aterno valley supplies, together with the results of the above-mentioned micro-seismic study, a probable explanation of the faulted field.

Alle 06^h07^m circa T.M.G. del 24 Giugno fu avvertita a Roma una scossa valutata al II-III grado della scala Mercalli, essa dette luogo ad una registrazione presso la stazione sismica dell'I.N.G. che rappresentò l'impulso più vistoso di un periodo sismico la cui zona epicentrale, da un primo esame, risultò posta a 100 km da Roma con un azimut di 63° NE. La magnitudo calcolata fu di 4,96, cui corrisponde un'energia sviluppata all'ipocentro di $6,36 \cdot 10^{19}$ erg. Le notizie macrosismiche precisarono che i centri più colpiti furono quelli a sud di Aquila e precisamente gli abitati di Onna e Bazzano ove si verificarono crolli parziali. L'Aquila città subì danni e la stessa mole del Castello Aragonese ebbe lesioni nelle volte del 2° piano e nei tetti. Nella chiesa di S. Bernardino si verificarono lo spostamento del lato destro della facciata, fessurazioni nella parte bassa del campanile e al disotto della cella campanaria. I

danni subiti da questi edifici di notevole mole, sono spiegabili, come apparirà in seguito, dal fatto che essi risultano più vicini all'epicentro microsismico localizzato in un punto del Monte Bazzano. La valutazione macrosismica dell'intensità, secondo la scala Mercalli modificata, assegna il VII-VIII grado a Bazzano ed Onna; il VII all'Aquila, Paganica, Camarda, Poggio Picenze, S. Demetrio e Fossa; il VI a Calascio, Capistrano, Rocca di Mezzo, Scoppito; Fontecchieto, posto nella stessa valle dell'Aterno e più prossimo alla zona epicentrale di alcuni dei precedenti centri, ha avvertito una intensità minore (V grado). L'indagine macrosismica che ha consentito di tracciare le isosiste (Fig. 1) è stata condotta con particolare cura: oltre ai dati pervenuti dall'Ufficio Centrale di Meteorologia, si sono utilizzate le osservazioni fatte sul posto dal Prof. Mario De Panfilis in collaborazione con funzionari del Genio Civile. L'esame della carta mostra una notevole estensione dell'area macrosismica, l'asse maggiore delle isosiste è orientato secondo la dorsale appenninica e in particolare lungo il fondo della valle dell'Aterno.

2. - DETERMINAZIONE DELL'IPOCENTRO.

La determinazione provvisoria dell'epicentro microsismico è stata eseguita impiegando un metodo analitico dovuto a Caloi e basato sulla differenza dei tempi di arrivo delle trasversali e longitudinali dirette. Indicando con t_1 e t_2 i tempi di registrazione delle Pg ed Sg nella stazione, con Δ_h la distanza ipocentrale e con V_{Pg} e V_{Sg} le velocità si ha:

$$\Delta_h = \frac{V_{Pg} V_{Sg}}{V_{Pg} - V_{Sg}} (t_2 - t_1) = K (t_2 - t_1) = KT \quad .$$

Ne segue che impiegando i dati di almeno 3 osservatori, l'epicentro si trova nel punto di incontro degli assi radicali dei cerchi intersezioni delle sfere $\Delta_h = KT_i$ (che hanno centro nelle stazioni considerate) con la superficie terrestre.

Da un punto di vista analitico, considerata piana la Terra, assunto un sistema di riferimento cartesiano ortogonale che ha origine nel punto di coordinate x_0 e y_0 , se indichiamo con x_i e y_i le coordinate della generica stazione sismica, le equazioni degli assi radicali conducono al sistema

$$x_E + \frac{y_i - y_1}{x_i - x_1} y_E - \frac{C_i - C_1}{r_i - r_1} = 0 \quad (i = 2, 3, 4, \dots, n)$$

ove

$$2 C_i = - (K T_i)^2 + x_i^2 + y_i^2 \quad .$$

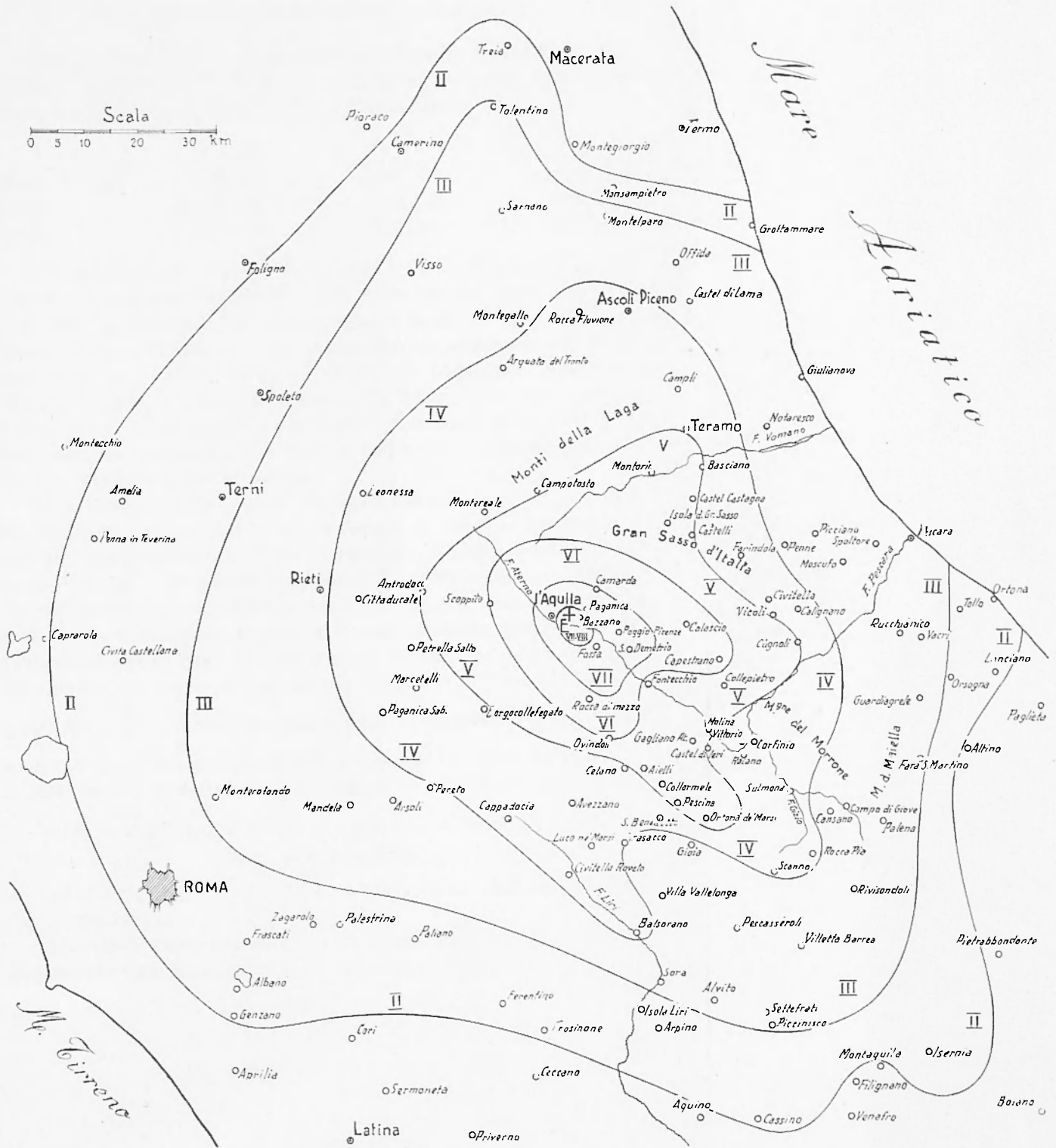


Fig. 1

Abbiamo preso come origine degli assi il punto di coordinate geografiche $\varphi = 42^\circ \text{N}$, $\lambda = 13^\circ \text{E}$ e l'asse delle y coincidente con il meridiano, utilizzando i dati delle stazioni sottoelencate

	x (km)	y (km)	C_i
Rocca di Papa	— 23,502	— 26,872	— 1988,581
Roma	— 43,035	— 10,749	— 2312,426
Napoli	+ 105,844	— 127,484	+ 324,787

Per le velocità si è assunto $V_{Pg} = 5,46$ e $V_{Sg} = 3,01$ km/sec, valori ottenuti in occasione dello studio del terremoto del Gran Sasso del 5-IX-1950. La risoluzione del sistema ha portato alle seguenti coordinate epicentrali $x_E = 39,503$, $y_E = 27,787$ km cui corrispondono le coordinate geografiche $\varphi_E = 42^\circ 15' \text{N}$, $\lambda_E = 13^\circ 28,8' \text{E}$. L'epicentro provvisorio cade nell'interno del triangolo costituito da Fossa, Rocca di Cambio e S. Demetrio e quindi prossimo alla zona di massima intensità; ciò ci ha autorizzato ad assumerlo come dato cui applicare un metodo statistico per una maggiore approssimazione.

Il metodo prescelto è quello dovuto a Caloi-Peronaci, rimandando alla nota originale, ci limitiamo a riportare in Tabella I gli elementi impiegati per pervenire al sistema di equazioni; il tempo origine è stato assunto pari a $t_0 = 06^h 07^m 02^s,3$, quale risultava dalla stazione di Roma, esso differisce dalla media dei tempi calcolati per le 11 stazioni adoperate di $0,506$. La dromocroma impiegata è quella ottenuta nello studio del terremoto del Gran Sasso d'Italia relativa ad una profondità di 5 km, l'incremento del tempo di tragitto per l'aumento di 1° sulla distanza epicentrale $\left(\frac{\partial t}{\partial \lambda}\right)$ è $13,555$. Il sistema delle 11 equazioni è stato risolto con il metodo di Gauss ed ha fornito le seguenti correzioni da apportare ai valori provvisori delle incognite (espressi in coordinate geocentriche):

$$\begin{aligned} \partial \lambda_E &= -2' 21'',4 \pm 2' 11'',5 ; & \partial \varphi_E &= -5' 56'',6 \pm 1' 20'',9 \\ \partial t &= +0^s,85 \pm 0^s,24 \end{aligned}$$

con $[vv] = 3,9587$ $[113] = 3,9585$. L'errore medio dell'unità di peso è $\pm 0,6632035$.

Riportando i dati precedenti in coordinate geografiche, i valori più probabili che individuano l'epicentro e il tempo origine sono:

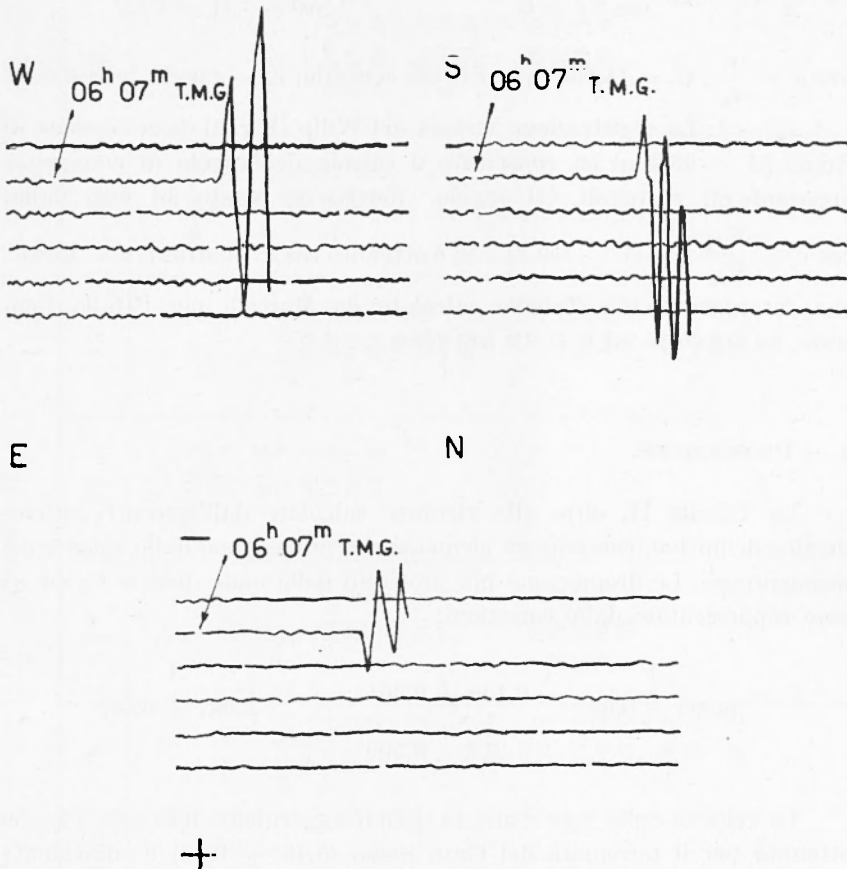
$$\begin{aligned} \varphi_E &= 42^\circ 20' 56'',7 \pm 1' 20'',9 \text{ N} \\ \lambda_E &= 13^\circ 26' 26'',6 \pm 2' 11'',5 \text{ E} \\ H_0 &= 06^h 07^m 03,515 \pm 0^s,24 \text{ T.M.G.} \end{aligned}$$

Tabella I

Stazioni	Δ	$\text{sen } \alpha$	$\text{cos } \alpha$	T	$f(t_0, \lambda_0, \varphi_0)$	$T_v - [t_v + f(t_0, \lambda_0, \varphi_0)]$
Prato	2°33'	— 0,72206	+ 0,82707	06h07m46s,6	45s,20	+ 0s,06
Bologna	2 44	— 0,56210	+ 0,69183	49,1	49,94	— 0,90
Trieste	3 23,5	+ 0,05503	+ 0,99848	08 01,4	59,53	— 0,43
Messina	4 20,7	+ 0,37550	— 0,92682	16,0	71,80	+ 1,90
Coira	5 23,7	— 0,56237	+ 0,82689	28,1	86,01	— 0,21
Vienna	6 20	+ 0,30515	+ 0,95231	40,1	98,74	— 0,94
Bratislava	6 26,3	+ 0,37740	+ 0,92605	42,6	100,17	+ 0,13
Neuchâtel	6 38,7	— 0,67261	+ 0,73999	43,5	102,98	— 1,78
Stoccarda	7 10,7	— 0,39510	+ 0,91864	52,4	110,21	— 0,11
Strasburgo	7 30,2	— 0,50613	+ 0,86248	57,0	114,61	+ 0,09
Atene	8 55,7	+ 0,90497	— 0,42548	09 18,2	133,93	+ 1,97
Algeri	9 44,4	— 0,85925	— 0,51156	27,5	143,57	+ 1,63

Quindi l'epicentro è situato nella falda orientale del Monte Bazzano a circa 1 km ad Est della vetta e a 4 km dal castello dell'Aquila.

Anche in occasione di questo terremoto la determinazione della profondità ipocentrale è stata particolarmente laboriosa, l'applicazione dei



•ROMA I.N.G.-(Wilp) $\Delta = -28^s,1$

Fig. 2

vari metodi comunemente impiegati per terremoti vicini ha fornito un valore pressoché nullo, d'altra parte la dromocroma base utilizzata aveva condotto a risultati soddisfacenti, questi fatti ci hanno portato a ritenere che l'ipocentro si trovasse nei primi 10 km della crosta terrestre. Per avere una conferma di tale ipotesi abbiamo applicato un metodo

dovuto a Caloi e basato sulla conoscenza dell'angolo di emergenza, che conduce alla seguente relazione tra distanza epicentrale Δ , la profondità ipocentrale e l'angolo di emergenza e

$$\Delta = \frac{1}{2} r_0 \left[\operatorname{arctg.} \frac{\operatorname{sen} 2e}{\cos 2e + C} + \frac{\operatorname{arctg.} 2 \cos e \sqrt{Cx + (1-C)x - \cos^2 e}}{2 \cos^2 e - (1-C)x} \right]$$

ove $x = \frac{r}{r_0}$; $C = 14,6531$ per l'Italia centrale; $r_0 =$ raggio terrestre ed $r = r_0 - h$. La registrazione vistosa del Wilip (Fig. 2) della stazione di Roma ($\Delta = 93$ km) ha consentito il calcolo dell'angolo di emergenza apparente (e) e quindi dell'angolo effettivo (e') legato ad esso dalla:

$\cos e = \frac{V_{Pg}}{V_{Sg}} \sqrt{\frac{1}{2} (1 - \operatorname{sen} e)}$. Si è ottenuto $\cos e = 0,97521$, $e = 12^\circ 47'$, che, interpolato nelle Tabelle calcolate da Marcelli per l'Italia Centrale, ha condotto ad $h = 10$ km circa.

3. - DROMOCRONE.

La Tabella II, oltre alle distanze calcolate dall'epicentro microsismico definitivo, contiene gli elementi che provengono dallo spoglio dei sismogrammi. Le dromocrone più probabili delle onde dirette Pg ed Sg sono rappresentate dalle equazioni:

$$t_1 = \frac{\Delta}{5,393 \pm 0,033} - 0,135 \pm 0,361 ; \quad t_2 = \frac{\Delta}{3,087 \pm 0,015} - 1,218 \pm 0,500 .$$

La velocità della Pg è risultata quindi leggermente inferiore a quella ottenuta per il terremoto del Gran Sasso ($5,46 \pm 0,18$) e coincidente con quella rilevata da Caloi per l'Appennino toscano-romagnolo. Per la Sg il valore è di circa $0,077$ km/sec superiore a quello dato per il Gran Sasso, in ogni caso è contenuto nei limiti fissati da altri per l'Italia Centrale. Il $K = \frac{V_1 V_2}{v_1 - v_2}$ è quindi $7,219$ mentre σ è circa $0,25$.

L'esame delle onde rifratte P^* ed S^* ha consentito di pervenire alla dromocrone più probabile delle longitudinali che è risultata

$t_3 = \frac{\Delta}{6,909 \pm 0,070} + 8,254 \pm 0,973$ mentre per la trasversale non è stato possibile rintracciare con sicurezza gli impulsi relativi. Il valore di

Tabella II

Stazioni	Δ km	Iniz.	P_n	P^*	P_g	S_n	S_g	Q	M
Rocca di Papa	88,703	+			0m19s,4		0m30s,2		
Roma	93,411	+			20,1		32,2		
Napoli	173,144	+							
Siena	204,321	+			40,8		1 07,7		1m31s,0
Prato	255,111	+			50,3		25,0		46,7
Bologna	292,111	+			58,2		37,0		2 11,8
Trieste	366,200	—			1 10,6		2 01,5	1m49s,6	2 17,6
Pavia	465,744	—			29,1		32,8		48,1
Messina	493,827	—			34,6		41,0		56,0
Reggio Calab.	506,477	—							
Chur	587,656	—			24,0				3 31,4
Ravensburg	676,667	—			36,2				4 01,0
Vienna	694,444	—			48,6				09,0
Bratislava	706,173	—							12,0
Budapest	722,840	—							18,2
Neuchâtel	727,555	—							20,0
Mestetten	736,722	—							33,9
Tubingen	767,111	—							37,0
Stoccarda	786,422	—							25,0
Strasburgo	821,755	—							44,7
Racibor	933,333	—							52,0
Cracovia	990,744	—							41,0
Atene	1000,555	—							5 35,2
Bucarest	1049,811	—							55,3
Algeri	1085,189	—							6 14,0
De Bilt	1249,814	—							
Uppsala	1968,700	—							

6,909 km/sec risulta molto prossimo al 6,929 da noi trovato per il terzo strato della crosta nella zona delle Prealpi Orientali, ne segue che qualora si pensi che anche sotto l'Appennino Centrale la crosta sia costituita da tre stratificazioni, la intermedia dovrebbe presentare una potenza modesta. Questo fatto era già stato da noi sospettato sia nello studio del terremoto del Garda che in quello Irpino.

In 15 Osservatori l'arrivo delle Pn è segnato in modo particolarmente netto ed ha consentito di pervenire alla seguente equazione della dromocrona valida tra 255 km (Prato) e 1.085 km (Algeri):

$$t_4 = \frac{\Delta}{8,138 \pm 0,066} + 11,848 \pm 0,717, \text{ il valore della velocità di tale onda è quindi prossimo a quello di } 8,19 \text{ km/sec ottenuto per il terremoto del Gran Sasso.}$$

Per la trasversale Sn l'equazione è

$$t_5 = \frac{\Delta}{4,508 \pm 0,014} + 15,606 \pm 0,488 .$$

Le onde trasversali tangenziali Q hanno dato in questo terremoto delle registrazioni particolarmente nette il cui inizio almeno in 10 stazioni è individuabile con grande precisione, l'equazione della dromocrona più probabile è

$$t_6 = \frac{\Delta}{3,441 \pm 0,021} - 0,205 \pm 1,136 .$$

La velocità di 3,44 risulta un po' elevata rispetto ai valori generalmente accettati di 3,1; 3,2 km/sec, ma in ogni caso, non può essere imputata ad un errore di interpretazione dei sismogrammi sia perché l'inizio, come si è detto, è particolarmente chiaro e netto, sia perché il calcolo ha fornito un errore probabile eccezionalmente piccolo per questo tipo di onda.

Esempi vistosi si sono avuti anche nel caso della registrazione delle onde M la cui dromocrona è stata calcolata con i dati di 17 stazioni.

$$t_M = \frac{\Delta}{2,806 \pm 0,009} - 1,964 \pm 0,785 .$$

In Fig. 3 abbiamo infine tracciato le dromocrone relative alle onde studiate, in essa i tempi sono contati a partire dalle 06^h07^m.

Si è quindi eseguito un tentativo di determinazione dello spessore dello strato compreso tra la superficie terrestre e quello caratterizzato dalla velocità di 6,91 km/sec. Impiegando la nota formula

$$2d = \frac{\frac{\Delta}{V_{Pg}} - \frac{\Delta}{V_{P^*}} - (t_{Pg} - t_{P^*})}{\sqrt{\frac{1}{V_{Pg}^2} - \frac{1}{V_{P^*}^2}}} + h.$$

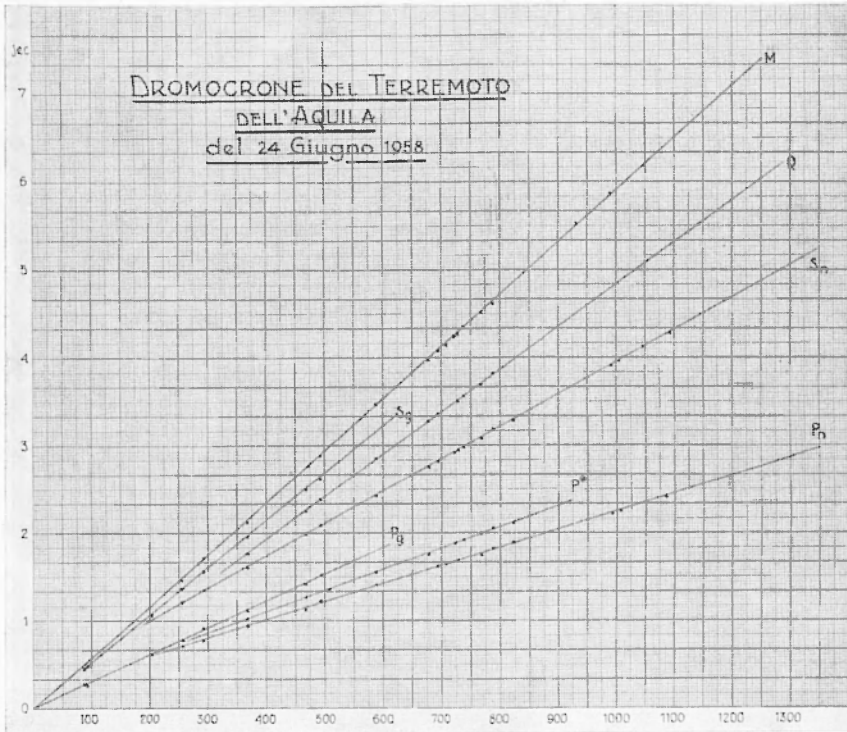


Fig. 3

Si ottiene per Pavia 24,11 km, per Trieste 25,10 km che confermano i 25 km trovati da Di Filippo-Marcelli per il Gran Sasso.

4. - NATURA FISICA DELLA SCOSSA ALL'IPOCENTRO.

La Fig. 4 riporta il verso del primo impulso registrato nelle stazioni di cui abbiamo esaminato i sismogrammi, e che è anche riportato in

Tabella II. Si noterà che le stazioni dell'Italia Centrale che coprono tre quadranti hanno registrato una compressione, mentre a partire da Trieste e Messina, in cui si notano deboli dilatazioni, tutte le altre stazioni di-

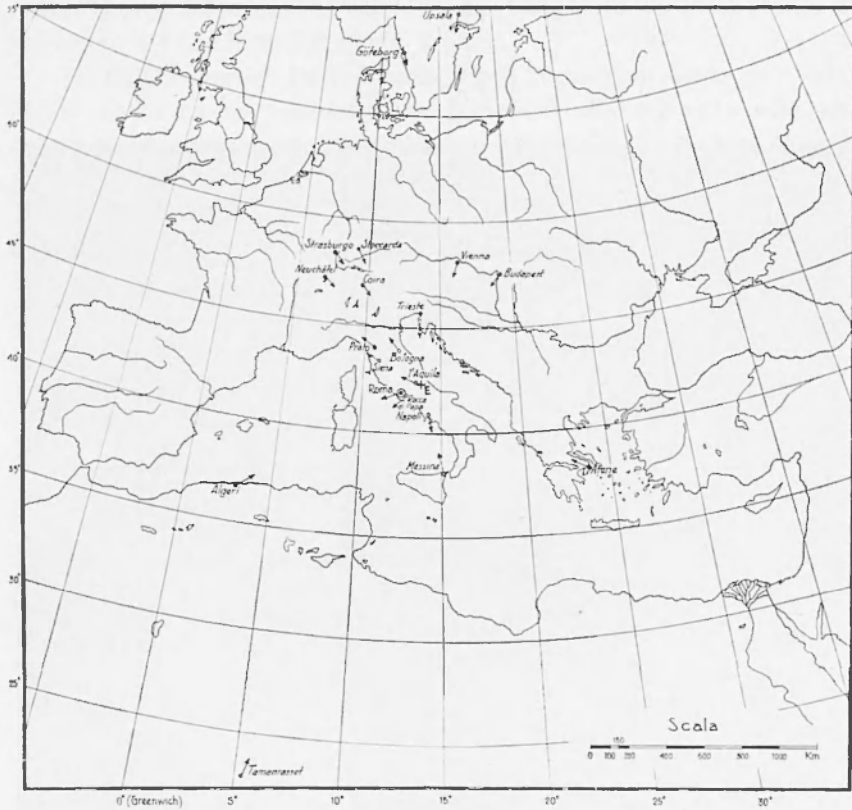


Fig. 4

strubuite nelle più varie direzioni e distanze, fino alla lontana Uppsala, sono caratterizzate da nette dilatazioni. Questo fatto ci porta a concludere che la natura del fenomeno che ha dato origine alla scossa è un sollevamento di strati. Questa conclusione è conforme al comportamento dell'intero Appennino centro-settentrionale; infatti tutti i terremoti studiati sotto questo profilo, e precisamente dal Gran Sasso al Tosco Romano e a quello della Garfagnana, sono stati originati da sollevamenti. Dato che Trieste e Messina sono delle deboli dilatazioni, e Prato è una netta compressione, il raggio del cerchio di inversione della natura degli

impulsi, è dello stesso ordine di quello riscontrato per il terremoto del Gran Sasso (345 km) che in quell'occasione poté essere individuato con notevole precisione.

CARTA MACROSISMICA
AGGIORNATA al 1960

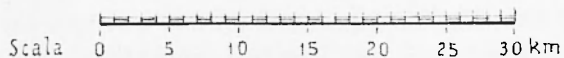
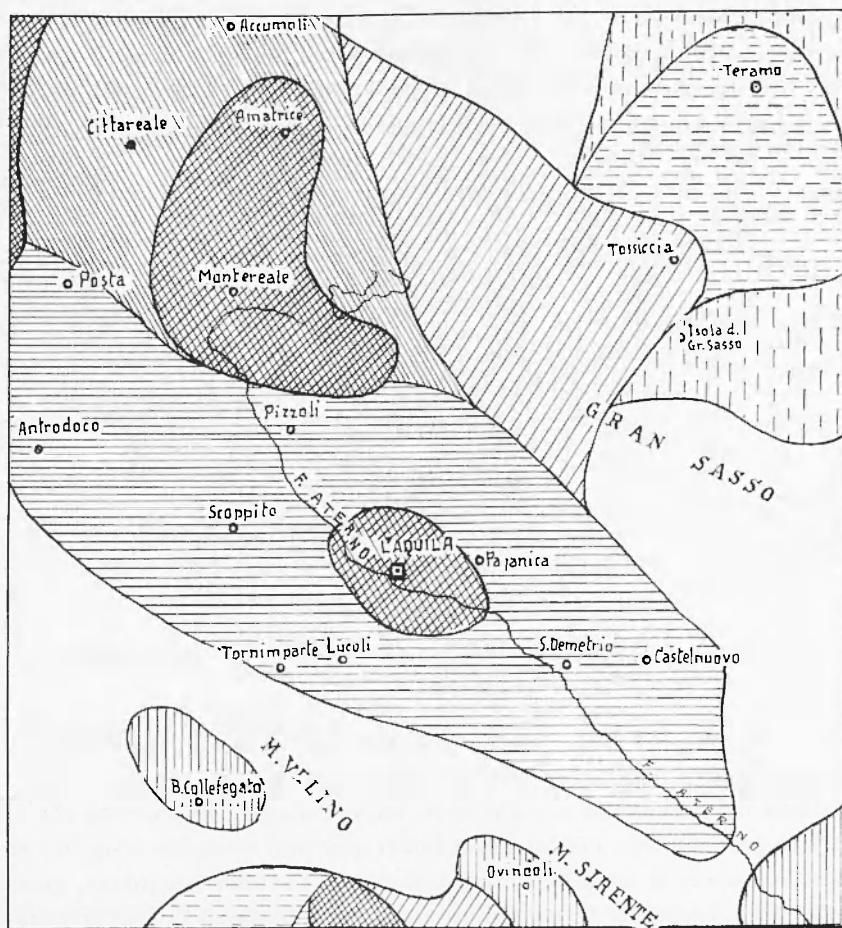


Fig. 5

5. - CONFRONTO CON GLI ELEMENTI GEOLOGICI.

Come abbiamo già detto l'epicentro è posto sulle pendici del Monte Bazzano a circa 4 km dal Castello dell'Aquila. Esso si trova quindi al centro della valle dell'Aterno e precisamente in una zona classificata anche dal Baratta come di sismicità catastrofica. Ricordiamo a questo riguardo i periodi sismici del 1315, del 1349, del 1461-62, del 1703 che determinarono danni ingenti ed elevato numero di vittime. Quello del

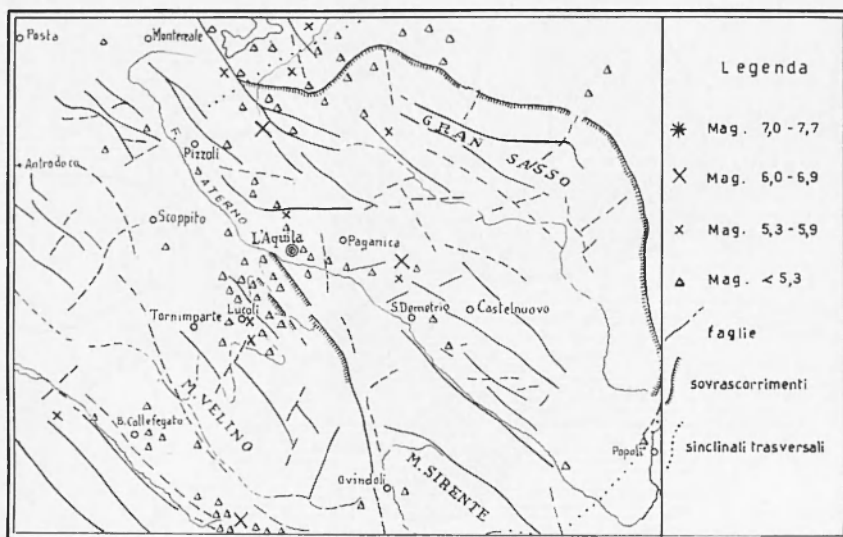


Fig. 6

Settembre del 1349 diede luogo a circa 800 morti e a tali distruzioni che solo severe leggi impedirono l'abbandono definitivo dell'abitato. Nel 1703 la scossa del 2 Febbraio alle ore 18 fu tanto violenta e improvvisa che la città fu praticamente rasa al suolo, interi quartieri crollando seppellirono sotto le macerie la metà della popolazione. Il Castello Aragonese, grandiosa mole che poggia su basamento calcareo, subì danni tali da determinare il crollo della parte superiore. Nell'occasione in più luoghi furono osservate fenditure nel terreno.

I rilievi orografici della zona epicentrale dividono la valle in due conche: quella a Nord dell'Aquila e quella che comprende Fossa, S. Demetrio e Fontecchio. La Fig. 5 è una carta macrosismica da noi aggiornata al 1960. La Valle dell'Aterno è caratterizzata da una elevata sismicità mentre i massicci del Gran Sasso, del Velino e del Sirente sono

ovest verso est. L'esame di questo motivo, l'esistenza di faglie che tagliano obliquamente le pieghe, la presenza di sedimenti lacustri induce l'autore a ritenere che le faglie siano posteriori alle pieghe e dovute ad una fase di assestamento e di distensione contemporanea o successiva all'esaurirsi delle fasi orogenetiche.

A sua volta il Demangeot osserva che gli altipiani aquilani sono stati interessati da più fasi di sollevamento dal Miocene Superiore all'Attuale; tale sollevamento è particolarmente sviluppato sul lato sinistro delle conche fluvio-lacustri dell'Aquila, di S. Demetrio, di Barisciano. Il sollevamento è accompagnato da un approfondimento e strizzamento delle conche con spostamenti avvenuti in varie direzioni a secondo delle diverse fasi che hanno portato alla separazione delle varie valli una dall'altra. Particolarmente interessante è la sua opinione che gli ultimi movimenti abbiano assunto sia la direzione trasversale che quella longitudinale con particolare risalto di quest'ultima come risulta dalla distribuzione degli epicentri. Egli fa osservare che la possibilità di un ulteriore sollevamento post-glaciale non è affatto da escludere, e che quindi l'orogenesi potrebbe prolungarsi fino ai nostri giorni. Nel dettaglio la irregolarità della distribuzione della sismicità mostra che gli assestamenti sono locali e indipendenti gli uni dagli altri; ad esempio nel 1850 si ebbe un forte terremoto a S. Nicandro e quiete a Barisciano, sistemato questo ultimo su un altro compartimento; lo stesso avvenne nel terremoto del 1871 che interessò S. Pio e risparmiò Tressio.

L'andamento delle isosiste del terremoto da noi studiato mostra all'inizio due inflessioni una che si inoltra nella Valle dell'Aterno, l'altra che si insinua tra il Velino e il Sirente procedendo verso Gioia dei Marsi. Mentre la prima si estingue verso Popoli, la seconda si accentua lungo la Valle del Giovenco. Due nuove appendici delle isosiste di intensità minore si sviluppano una verso Teramo, l'altra nella Valle del Liri. L'andamento generale delle isosiste segue quello appenninico risentendo, come avviene in genere per tutti i terremoti di tale regione, della particolare struttura della dorsale in cui le dislocazioni si susseguono parallelamente a se stesse e con direzione NW-SE. Anche in questo terremoto, l'abitato di Fontecchio, più prossimo all'epicentro di altri centri, ha ricevuto una intensità minore: ciò comprova l'esistenza di blocchi separati nella valle.

I terremoti studiati per gli Abruzzi, dal punto di vista del fenomeno che ha dato origine alla scossa sismica, sono quelli del Gran Sasso del 1950 con epicentro nel lago di Campotosto e quello de L'Aquila del 1958. Ambedue hanno condotto ad uno schema di sollevamento. Questo risultato in base a dati esclusivamente microsismici, e quindi non sog-

gettivi, offre una conferma dell'esistenza di movimenti di sollevamento, che come si è detto, erano stati indicati dall'indagine geologica. Questo sollevamento dà una possibile spiegazione dell'esistenza di un « campo fagliato » così come viene indicato dal Beneo, campo dovuto alla frattura degli strati superficiali sollecitati dal sollevamento.

BIBLIOGRAFIA

- BARATTA M., *I terremoti d'Italia*. Bocca. Torino 1901.
- BARATTA M., *I terremoti d'Italia*. Le Monier, Firenze 1936.
- BENEO E., *Tettonica della Valle dell'Aterno*. « Boll. Uff. Geologico » (1940).
- CALOI P., *Contributo allo studio delle onde Pg*. « Ricerca Scientifica » (1933).
- CALOI P., *Determinazione delle coordinate ipocentrali di un terremoto ad origine vicina con i tempi delle onde longitudinali e trasversali dirette*. « Ricerca Scientifica » (1941).
- CALOI P., PERONACI F., *Il terremoto del Turkestan*. « Ann. di Geofisica » I, (1948).
- DEMANGEOT J., *Tettonica degli altipiani del Gran Sasso d'Italia*. « Ricerca Scientifica » (1950).
- DI FILIPPO D., MARCELLI L., *Struttura della crosta terrestre in corrispondenza dell'Italia Centrale*. « Ann. di Geofisica », V, (1952).
- DI FILIPPO D., MARCELLI L., *Dromocrone per terremoti vicini e velocità delle onde nell'Italia Centrale*. « Ann. di Geofisica », V, (1952).
- MARCELLI L., *Caratteristiche fondamentali delle onde longitudinali dirette nell'Italia Centrale*. « Ricerca Scientifica » X, (1942).
- SCARSELLA F., *Sulla zona di incontro dell'Umbria e dell'Abruzzo*. « Boll. Serv. Geologico d'Italia », LXXI, (1951).
- SEGRE A., *Sulla struttura dell'Arco abruzzese interno. Contributi di Scienze Geologiche*. « Supp. alla Ricerca Scientifica », (1950).