

Fenomeni sismici a Mignano Montelungo

(On the seismic phenomena at Mignano Montelungo)

R. CONSOLE (*) - F. PERONACI (‡) - A. SONAGLIA (**)

Ricevuto il 1° Febbraio 1971

RIASSUNTO — Impiegando i dati degli Osservatori Sismici dell'Italia Centrale, nonché quelli rilevati sul posto, si studia il periodo sismico che ha interessato dal 27 Settembre 1970 la zona di Mignano Montelungo (Caserta), ponendo in relazione il fenomeno con le caratteristiche tettoniche della regione. Il materiale raccolto ha consentito di pervenire a relazioni tra magnitudo, intensità, energia ed accelerazione massima, valide per la zona considerata nonché allo «spettro di risposta» in corrispondenza di due repliche a Mignano.

Si conclude con considerazioni di carattere macrosismico e con una indagine sui danni subiti dai fabbricati.

SUMMARY. -- The seismic period interesting the zone of Mignano Montelungo (Caserta) since September 24th, 1970 is studied using both records furnished by seismic observatories of Middle Italy, and data collected in the place. The phenomenon is brought into connection with the tectonic characteristics of the region.

The collected data allowed us to obtain relations between magnitude, intensity, energy and maximum acceleration, valid for the considered zone, as well as the "response spectrum" for two aftershocks at Mignano.

The paper is concluded by macroseismic considerations and an investigation about damages to buildings.

1 - Il periodo sismico che ha interessato la zona di Mignano Montelungo ha avuto inizio con la scossa del 27 Settembre 1970, avvertita di VII nei centri abitati situati in prossimità dell'epicentro, e

(*) Istituto Nazionale di Geofisica.

(**) Istituto di Geologia applicata alla Ingegneria - ROMA.

forse non è ancora esaurito alla data odierna. Trattasi complessivamente di un fenomeno di intensità non certo paragonabile a quella di certi eventi che hanno colpito vaste zone dell'Appennino Centro-Meridionale; basti a questo riguardo ricordare che su circa 800 scosse registrate a Mignano solo 16 hanno superato il IV della Mercalli e nessuna ha raggiunto l'intensità della prima.

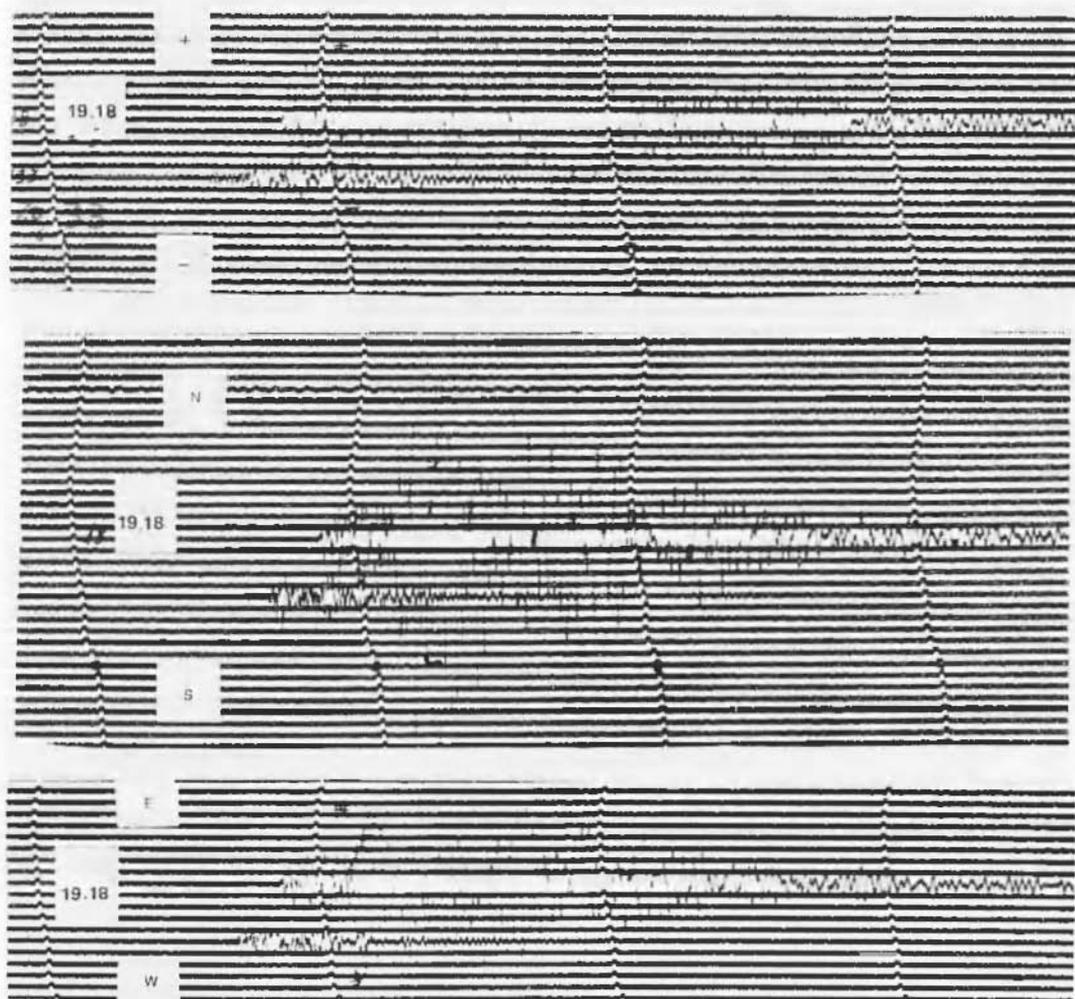
Il prolungarsi del periodo sismico ha favorito l'intervento di vari organismi scientifici e la raccolta di un materiale di osservazione quale raramente si ha a disposizione per lo studio di un terremoto. Gran parte di tali osservazioni è stata posta a nostra disposizione per cui desideriamo ringraziare il Ministero dei Lavori Pubblici, l'Istituto di Fisica Terrestre dell'Università di Napoli, l'Osservatorio Geofisico sperimentale di Trieste, l'Istituto di Geologia Applicata all'Ingegneria dell'Università di Roma, il Comitato per l'Energia Nucleare, l'Ente Nazionale per l'Energia Elettrica, l'Agip.

La Tabella I riassume l'andamento del periodo sismico dal Settembre 1970 fino alla data odierna.

Tabella I

Mese	II	II-III	III	III-IV	IV	IV-V	V	V-VI	VII
Settembre	—	—	3	—	3	—	—	—	1
Ottobre	153	3	19	1	5	3	3	—	—
Novembre	470	9	20	6	4	2	3	2	—
Dicembre	61	—	—	—	—	—	—	—	—
Gennaio	4	—	2	1	2	1	2	—	—
Totali	688	12	34	8	14	6	8	2	1

L'energia liberata dalla scossa principale è di $7 \cdot 10^{16}$ erg., mentre quella dell'intero periodo sismico si aggira intorno agli $8,5 \cdot 10^{16}$ erg. Presso l'Osservatorio di Monte Porzio Catone sono state registrate 15 scosse di ampiezza sufficiente a consentire il calcolo della magnitudo; la piccola profondità ipocentrale (intorno ai 5-6 km) ed il modesto valore della magnitudo, hanno limitato la distanza a partire dalla quale la registrazione della scossa principale risulta appena una traccia. Ad esempio le stazioni di Belgrado e Zagabria non hanno registrato il terremoto. Questo fatto impedisce non solo di pervenire alla natura fisica del fenomeno che ha dato luogo alla scossa all'ipocentro, impie-



Scossa del 27/9/1970 registrata a Monte Forzio Catone
dal Lehner - Griffith.

gando i versi degli impulsi iniziali nelle varie stazioni, ma anche limita a quattro le registrazioni utilizzate per il calcolo delle coordinate epicentrali della scossa del 27 Settembre.

2 - SCOSSA DEL 27 SETTEMBRE 1970.

Registrata a Monte Porzio alle ore 19 18 51,0 (T.M.G.), la distanza è stata provvisoriamente valutata sui 110 km, la magnitudo 3,93 in base alle registrazioni del Wood-Anderson campione funzionante presso l'Osservatorio stesso.

La determinazione delle coordinate epicentrali è stata eseguita con i dati di Roma Città Universitaria, Roma M.P., L'Aquila e Napoli impiegando il metodo di Takaasi tradotto in forma analitica.

Come è noto se Δt_i è la differenza dei tempi di registrazione delle S_p e delle P_p nella stazione di coordinate cartesiane x_i e y_i si ha

$$(x_i - x_o)^2 + (y_i - y_o)^2 + z_o^2 - (k\Delta t_i)^2 = 0$$

ove x_o y_o z_o sono le coordinate dell'ipocentro. L'origine degli assi di riferimento è assunta nel punto di coordinate 41°N 13°E.G, i dati impiegati per pervenire alle equazioni sono riassunti in Tabella II.

Tabella II

Stazione	x_i (km)	y_i (km)	Δt_i (sec.)
Roma M. P.	— 24,656	90,233	16,9
Roma C.U.	-- 40,276	100,560	19,5
L'Aquila	33,120	151,332	17,5
Napoli	105,820	-- 16,297	8,2

Il calcolo ha fornito:

$$x_o = 83,92 \text{ km} ; \quad y_o = 36,78 \text{ km} ; \quad k = \frac{v_1 v_2}{v_1 - v_2} = 7,147 .$$

Passando alle coordinate geografiche si ottiene

$$q_o = 41^{\circ}22' \text{ N.} \quad \lambda_o = 10^{\circ}01' \text{ E.G.}$$

L'impossibilità di impiegare metodi statistici, che richiedono i dati di molte stazioni, non consente il calcolo degli errori probabili; tuttavia ricordiamo che il metodo seguito fornisce buoni risultati per profondità e distanze per le quali esiste l'onda diretta (nell'Appennino Centrale per $\Delta \leq 150$ km, h non è superiore ai 10 km).

L'epicentro della prima scossa risulta quindi localizzato a circa 6 km da Mignano (Fig. 1) con un azimut rispetto al Nord di 142° e quindi a Nord di Tora e Picilli.

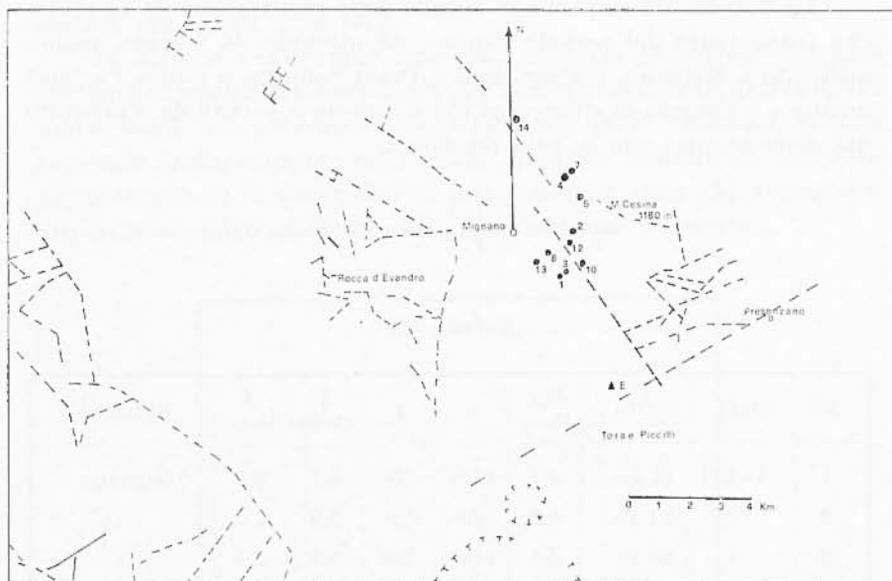


Fig. 1

Impiegando la stazione di Napoli, che è la più vicina all'epicentro (57,4 km), si ottiene una profondità ipocentrale di circa 4 km, mentre con la registrazione di Monte Porzio ($\Delta = 108,5$ km) si raggiungono i 10 km. Non riteniamo utile insistere, almeno per ora, su questo argomento tanto più che spesso, anche l'impiego di metodi più raffinati conduce a valori caratterizzati da errori probabili notevoli specie se l'ipocentro ha profondità di pochi chilometri. Riferendoci a quanto è noto dalla storia sismica della regione la profondità di questa scossa sarebbe dell'ordine di quelle che si sono verificate nell'ultimo secolo.

Il valore di $h = 7,15$ è una ulteriore conferma della poca profondità del fuoco sismico, infatti si è ottenuto 7,22 per la Valle dell'Aterno ($h = 5$ km), 7,1 per l'Appennino Centrale come media di terremoti

con profondità dell'ordine di 5-8 km. In corrispondenza di $h = 7,1$ si è trovato in precedenti studi sull'Appennino:

$$v_1 = 5,41 \pm 0,01 \text{ km/sec}; \quad v_2 = 3,01 \pm 0,02 \text{ km/sec}.$$

3 — DETERMINAZIONE DELLA PROFONDITÀ DI UNA PRIMA SUPERFICIE DI DISCONTINUITÀ DELLA CROSTA.

La Tabella III riassume lo spoglio delle registrazioni di 14 scosse che fanno parte del periodo sismico, ed ottenute da stazioni mobili installate a Mignano, Pietramelara e Prata Sannita; α indica l'azimut mentre e è l'angolo di emergenza che si calcola a partire da \bar{e} ottenuto dal sismogramma con la nota relazione:

$$\cos e = \frac{v_t}{v_l} \sqrt{\frac{1}{2} (1 - \sin \bar{e})}.$$

Tabella III

N	Data	Ora	$D_{ip.}$ (km)	α	e	h (km)	Δ (km)	Stazione
1	1-XII	12 26 ^s	6,1	135°	70°	5,7	2,2	Mignano
2	»	20 40	6,2	90°	72°	5,9	2,0	»
3	»	20 48	6,1	129°	72°	5,8	2,1	»
4	»	21 30	7,0	45°	62°	6,2	2,5	»
5	»	23 30	5,7	123°	63°,5	5,1	2,5	»
6	»	23 38	6,2	(45°)	—	(4)	(5)	»
7	2-XII	02 40	6,1	(45°)	(76°)	(5,9)	2,7	»
8	»	02 52	6,2	122°	76°,5	6,0	1,2	»
9	»	03 46	6,2	(45°)	(59°)	(5,2)	(3,3)	»
10	»	03 46	6,5	(116°)	72°	6,1	2,3	»
11	»	11 38	6,4	S-SE	—	—	—	»
12	»	23 09	5,5	110°	73°	5,2	1,8	»
13	3-XII	01 27	5,8	146°	81°	5,7	1,1	»
14	14-XII	17 14 53	23,1	—	—	—	—	Pietramelara
15	»	»	18,1	—	—	—	—	Prata Sannita

Facciamo notare che lo scorrimento delle registrazioni da 1 a 13 è di 25 millimetri al secondo, quello della registrazione ottenuta a Prata Sannita (sola componente verticale) è di 20 millimetri al secondo, mentre quello della stazione di Pietramelara è 90 millimetri al minuto. Naturalmente l'epicentro della scossa N° 14 è stato determinato con due stazioni. La posizione degli epicentri è riportata in Fig. 1, si noterà che essi interessano il sistema di faglie del monte Césima ed in particolare quella Appenninica che dalla stazione di Presenzano si prolunga verso S. Pietro Infine, cioè quella che secondo i dati storici è il centro sismico più attivo della zona.

In tutte le registrazioni esaminate abbiamo riscontrato che oltre alle longitudinali e trasversali dirette, venivano registrati degli impulsi molto netti che potevano interpretarsi con delle riflessioni su una superficie di discontinuità nella crosta. Abbiamo eseguito un tentativo per determinare la profondità di tale superficie, dato che avevamo a disposizione registrazioni caratterizzate da elevati scorrimenti.

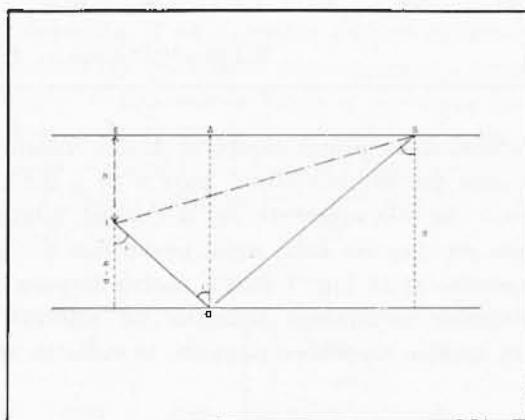


Fig. 2

Se t_1 e t_2 sono i tempi di arrivo dell'onda diretta (longitudinale o trasversale) e della riflessa si ha dalla Fig. 2:

$$t_2 - t_1 = \frac{1}{v} \left| \frac{1}{\cos i} (2d - h) - (A^2 + h^2)^{1/2} \right|$$

con

$$\operatorname{tang} i = \frac{A}{2d - h}$$

I risultati sono riportati in Tabella IV, ove si è assunto in corrispondenza di $k = 7,1$

$$v_{Pg} = 5,41 \text{ km/sec} ; \quad v_{Sg} = 3,01 \text{ km/sec} .$$

Tabella IV

Data	Ora	$D_{ip.}$ (km)	h (km)	Δ (km)	$RiPg-Pg$ (sec)	$d(Pg)$ (km)	$RiSg-Sg$ (sec.)	$d(Sg)$ (km)
1-XII	^h ^m 19 26	6,1	5,7	2,2	1,56	10,1	—	—
"	20 58	6,1	5,8	2,1	1,35	9,5	3,04	10,0
"	21 30	7,0	6,2	2,5	1,46	10,9	2,05	10,7
2-XII	02 40	6,1	5,9	2,7	1,45	9,9	—	—
"	02 52	6,2	6,0	1,2	1,40	10,0	—	—
"	03 46	6,5	6,1	2,3	1,36	9,9	2,75	10,0
"	23 09	5,2	5,5	1,8	1,02	10,1	—	—
3-XII	01 27	5,8	5,7	1,1	1,40	10,0	—	—

$d(Pg) = 10,05 \pm 0,5 ; \quad d(Sg) = 10,2 \text{ km}$

Quindi la profondità della prima superficie di discontinuità può porsi, almeno per la zona del Monte Césima, pari a $10 \pm 0,5 \text{ km}$.

Non è escluso che tale superficie, sia la Conrad, infatti i valori che provengono dalla gravimetria della zona, prevedono per essa una profondità non superiore ai 16 km. I dati a nostra disposizione non consentono di estendere un'analoga indagine ad ulteriori superfici di discontinuità, in quanto sarebbero richieste le velocità al di sotto del primo strato.

4 - MAGNITUDO, INTENSITÀ, ENERGIA.

A rendere aleatoria una qualsiasi relazione tra magnitudo ed intensità all'epicentro (espressa in gradi di una scala convenzionale) concorrono più cause e principalmente le seguenti: ammesso che effettivamente la magnitudo fornisca la valutazione obiettiva della « importanza » di un terremoto all'ipocentro, consentendo di pervenire all'energia liberata, quanta di questa energia raggiunge la zona epicentrale?

È ovvio che la risposta al quesito è legata alle caratteristiche fisiche del terremoto (profondità ipocentrale, meccanismo che ha originato la scossa) ed a quelle geologiche e tettoniche della regione interessata. Ci chiediamo poi se sia lecito associare l'energia sviluppata in superficie con i «gradi», quando sappiamo che questi ultimi si valutano principalmente in base agli effetti che la scossa ha determinato in superficie, effetti che (anche valutati su edifici campione) dipendono dalla accelerazione, dall'ampiezza del movimento del suolo e dal periodo. Infine resterebbe sempre da stabilire l'influenza delle caratteristiche dei terreni di fondazione.

Queste considerazioni hanno ad esempio consigliato a Marcelli-Montecchi di calcolare delle correzioni regionali da applicare alla relazione da essi desunta per l'Italia, fissandone inoltre la validità fino alla profondità di 20 km circa.

Da parte nostra abbiamo ritenuto conveniente calcolare a partire dalla

$$M = a I_0 + b$$

una nuova relazione tra M ed I_0 valida esclusivamente per la regione in esame, per profondità ipocentrali non superiore a quelle del periodo sismico considerato, e non estrapolabile a terremoti che abbiano intensità molto diverse da quelle dei sismi utilizzati a determinarla.

Il calcolo delle costanti a e b è stato eseguito impiegando i valori della magnitudo calcolati a Monte Porzio, l'intensità è quella rilevata a Mignano (Tabella V).

Tabella V

Data	M	I	Data	M	I
27-IX	3,93	VII	21-XI	3,37	V-VI
29-IX	2,54	V	22-XI	3,51	(V)
5-X	2,80	IV-V	26-XI	3,15	V
6-X	3,02	V	1-XII	2,60	IV
31-X	3,38	V-VI	11-XII	3,23	V
31 X	2,45	IV	13-XII	2,60	IV

Il sistema delle 12 equazioni lineari ci ha condotto alla

$$\begin{aligned} M^* &= 0,167 I_0 + 0,800 (\pm 0,15) \\ I_0 &= 2,14 M - 1,71 . \end{aligned} \quad [1]$$

Insistiamo sul fatto che le [1] non sono estrapolabili ad intensità superiori al VII-VIII.

Un confronto con la

$$M^* = 0,481 I_o + 1,407 \quad (\text{correz. regionale} - 0,02)$$

di Marcelli-Montecchi mostra che quest'ultima fornisce a parità di magnitudo una intensità minore; ciò è ragionevole quando si pensi che essa è riferita a profondità ipocentrali maggiori di quelle caratteristiche del nostro periodo sismico. Analoghe considerazioni valgono per la relazione che Karnik ricava per l'Italia Centrale e Gutenberg per la California.

Indubbiamente la profondità ipocentrale ha grande influenza; un esempio tipico è il terremoto di Agadir del 1960 che ebbe una magnitudo di 5,75, una profondità $h = 2$ km ed una intensità all'epicentro intorno al X. L'impiego della relazione di Gutenberg avrebbe indicato un VII, quella di Marcelli-Monterchi VIII+, mentre se fosse consentita l'estrapolazione della [1] fino ad intensità rilevanti, si otterrebbe X+.

Ricerchiamo ora una relazione tra magnitudo ed energia liberata all'ipocentro. Se indichiamo con A_o e T_o l'ampiezza e il periodo dell'onda sismica all'epicentro, con C una costante del terremoto (in cui è inclusa la profondità ipocentrale), l'energia totale sviluppata all'ipocentro è data da

$$E = C \int_0^t \left(\frac{A_o}{T_o} \right)^2 dt$$

con t durata del terremoto all'ipocentro.

Generalmente la precedente viene sostituita dalla nota relazione di Gutenberg

$$E = \pi^2 \rho v h^2 \left(\frac{A_o}{T_o} \right)_{\max}^2 t_o$$

con $\rho = 2,7$ gr/cm³ densità media delle stratificazioni superficiali

$v =$ velocità delle onde trasversali dirette

$t_o =$ durata del treno di onde $\left(\frac{A_o}{T_o} \right)_{\max}$ all'epicentro.

Nel nostro caso assumendo $h = 5$ km, $v = 3,087$ (Campo fagliato dell'Aterno) si ottiene

$$\log \bar{E} = 11,29 + \log t_o + 2 \log \frac{A_o}{T_o} \quad (\text{erg}) \quad [2]$$

ove i logaritmi sono decimali ed A_o è espresso in micron.

Per la California Gutenberg pone in base alle registrazioni degli strong-motion

$$\log t_0 = -1,4 + 0,32 M .$$

Prima di accettare tale relazione abbiamo eseguito un controllo utilizzando i dati di due scosse registrate a Mignano da accelerometri M.O.2 posti nello scantinato dell'edificio comunale (Tabella VI).

Tabella VI

Data	M (M. Porzio)	$\log t_0$	t_0 (sec.)	t_0 (Oss. M.O.2)	$\log A_0/T_0$
21-XI	3,27	0,36	0,44	0,50	2,31
26-XI	3,15	0,40	0,40	0,38	2,40
			$t_0 = 0,42$	0,44	

Ove abbiamo eseguito la media dato che le due scosse hanno magnitudo poco differenti.

L'accordo tra il t_0 calcolato dalla formula di Gutenberg e quello osservato è almeno in questo caso soddisfacente, per cui sostituendo nella [2] si ottiene

$$\log E = 9,89 + 0,91 M + 2 \log \frac{A_0}{T_0} .$$

L'assenza di osservazioni dirette per il territorio italiano, ci ha costretto ancora a rivolgerci alle relazioni di Gutenberg per il calcolo di $\log \frac{A_0}{T_0}$. Secondo l'autore, e sempre in base a rilevamenti accelerometrici, si ha nell'ambito di magnitudo non superiori a 5

$$\log \frac{A_0}{T_0} = -0,76 + 0,91 M - 0,027 M^2 .$$

Ci siamo anche in questo caso preoccupati di eseguire almeno un confronto con le registrazioni degli M.O.2 di Mignano (vedi ultima colonna della Tabella VI). Applicando la relazione di Gutenberg si ottiene per $\log \frac{A_0}{T_0}$ il valore di 2,21 per $M=3,27$; di 2,11 per $M=3,15$ (si è trascurato il contributo dovuto al termine quadratico). Lo scarto

tra i valori calcolati e quelli osservati rientra ampiamente nella dispersione dei valori osservati da Gutenberg e che hanno consentito di pervenire alla formula.

In definitiva avremo:

$$\log E = 8,37 + 2,14 M . \quad [3]$$

Essa differisce dalla analoga di Gutenberg

$$\log E = 9,4 + 2,14 M - 0,054 M^2$$

principalmente a causa della diversa profondità ipocentrale (l'autore ha posto $h = 20$ km).

5 - MAGNITUDO ED ACCELERAZIONE.

A partire dal mese di Novembre sono stati installati nella regione epicentrale degli accelerometri M.O.2 della Geotech nelle seguenti località: Mignano, Sacratio Militare, Rocca d'Evandro, Conca della Campania; la scelta delle località è stata fatta tenendo conto delle diverse caratteristiche litologiche dei terreni che sono:

Mignano: *terreni tufacei con copertura detritica.*

Sacratio Militare: *calcere miocenico.*

Rocca d'Evandro: *calcere con copertura detritica.*

Conca della Campania: *materiali tufacei.*

L'unico strumento che ha dato luogo a due registrazioni è stato quello installato a Mignano per due scosse di magnitudo 3,27 e 3,15 avvertite di IV-V nel comune stesso. Queste registrazioni oltre a consentirci di pervenire ad una relazione tra magnitudo ed energia, ci hanno spinto ad eseguire un tentativo per ottenere una relazione tra magnitudo ed accelerazione massima, che ha carattere puramente indicativo ed è valida evidentemente solo per terremoti della zona.

Se C è una costante del terremoto ed E_0 l'energia dell'onda che perviene all'epicentro si ha

$$E_0 = C \frac{A_0^2}{T_0^2}$$

per cui supponendo l'onda sinusoidale ed indicando con a l'accelerazione

$$E_0 = C_1 a^2 T_0^2$$

ed infine dato che

$$E_0 = \frac{E}{h^2} e^{-ah} ;$$

(a coefficiente di assorbimento) scriveremo

$$a = \frac{\sqrt{e^{-ah}}}{C_1 T_0} \cdot \frac{1}{h} E^{1/2} .$$

Ora riferendoci all'accelerazione massima e ad un certo terremoto, h , a , T_0 sono costanti per cui avremo:

$$a = C_2 E^{1/2}$$

$$\log a = \log C_2 + \frac{1}{2} \log E = \log C_2 + \frac{1}{2} (8,37 + 2,14 M) , \quad [4]$$

$$\log a = C^* + 1,07 M .$$

La costante C^* che, insistiamo, dipende dalla zona e dal terremoto, può determinarsi applicando la [4] ai valori che si ottengono dallo studio degli accelerogrammi registrati dall'M.O.2.

Tabella VII

Data	a_{\max} (cm/sec ²)		a_{\max}	M	C^*	Note
	NE-SW	NW-SE				
21-XI	12,5	15,4	13,95	3,27	2,3543	Regist. dall'M.O.2 del C.N.E.N.
26-XI	10,2	8,4	9,25	3,15	2,3749	Regist. dall'M.O.2 dell'I.N.G.
$\bar{C}^* = -2,3449 \pm 0,094$						

ove abbiamo preferito eseguire la media delle accelerazioni massime registrate sulle due componenti, dato che esse non si riferiscono allo stesso istante.

Avremo quindi:

$$\log a = -2,345 + 1,07 M . \quad [5]$$

Essa ci consente di fissare a $72,5 \text{ cm/sec}^2$ l'ordine di grandezza dell'accelerazione massima che si sarebbe registrata a Mignano in occasione della scossa principale del 27 Settembre.

La presenza presso la Centrale Elettrica del Garigliano di un accelerometro a massima ci ha fornito i valori delle accelerazioni di due repliche e quindi ci ha permesso di valutare in prima approssimazione la diminuzione dell'accelerazione con la distanza (15 km ca) (Tabella VIII).

Tabella VIII

Data	M	a_{\max} registr. al Garigliano	a_{\max} a Mignano (dalla [5])	a_{\max} registrata a Mignano dall'M.O.2
21-XI	3,27	2,25 cm/sec^2	14,26 cm/sec^2	13,95 cm/sec^2
22-XI	3,51	4,40 »	25,82 »	— »

Si noterà quindi che per una distanza di 15 km, l'accelerazione massima si riduce in questo caso di circa 1/6. Naturalmente ciò è valido solo nella direzione considerata e tenendo presente che la postazione dello strumento di Mignano è quella indicata, mentre la piana del Garigliano è caratterizzata da terreni di deposito alluvionale. Abbiamo applicato la [5] per calcolare l'accelerazione massima all'epicentro di tre terremoti avvenuti nella zona in questo secolo.

Per il terremoto del Settembre del 1904 con epicentro macrosismico a S. Pietro Infine (VII, $M^* = 4,08$) si ottiene per a_{\max} 105 cm/sec^2 , per quello di Rocca di Evandro del Luglio 1951 (VI, $M^* = 2,7$) il valore di 3,5 cm/sec^2 . Al terremoto di Rocca Monfina del Gennaio 1960, la bibliografia assegna una intensità VIII e una magnitudo macrosismica di 4,54; dato che tali valori ci sembravano eccessivi, abbiamo calcolato la magnitudo direttamente dal sismogramma registrato, in quella occasione, dal Wiechert 200 kg della stazione sismica di Roma Città Universitaria ottenendo $M = 3,8$ che porta, in base alla [1], al VII della Mercalli. Tale magnitudo dà luogo ad una accelerazione massima di 51 cm/sec^2 .

Naturalmente non abbiamo inteso fornire delle relazioni che abbiano la stessa attendibilità di quelle ottenute per la California dagli studiosi che hanno affrontato problemi analoghi. Essi hanno utilizzato molti dati di osservazione, che alla data odierna non sono disponibili

per l'Italia. Il nostro tentativo ha lo scopo di dimostrare ancora una volta che il disporre di una rete accelerometrica per l'intero territorio nazionale, quale è in corso di installazione da parte del Ministero dei Lavori Pubblici, consentirà di risolvere su basi più attendibili il problema dell'edilizia in zone sismiche.

6 - DIAGRAMMA DI BENIOFF ED INTERPRETAZIONE DEL PERIODO SISMICO.

Impiegando le relazioni [1] e [3] abbiamo calcolato le energie sviluppate dalle varie repliche, e quindi tracciato il diagramma di Benioff dell'intero periodo sismico, riportando le deformazioni liberate al variare di $\log t$, con t contato a partire dalla scossa principale. Il criterio da noi seguito è stato quello di pervenire all'energia dalla magnitudo calcolata a Monte Porzio per le scosse ivi registrate, impiegando la magnitudo macrosismica solo per quelle non registrate dal predetto Osservatorio. Abbiamo inoltre tenuto conto anche di quelle di intensità inferiore al II attribuendo a ciascuna di esse una energia di 10^9 erg. Abbiamo ritenuto ciò largamente sufficiente dato che le piccole scosse portano un contributo trascurabile all'andamento del diagramma; sono infatti necessarie ben 200 scosse contemporanee di II per ottenerne una di IV.

Osservando il diagramma (Fig. 3) si nota che, nei primi giorni del periodo sismico, l'energia liberata dalle repliche proviene da deformazione elastica di volume, come attesta l'andamento lineare di S al variare di $\log t$; successivamente e fino alla 3^a decade di Ottobre si nota una liberazione di energia accumulata sotto forma di deformazione elastica di scorrimento. Oltre tale data le deformazioni possono attribuirsi ad entrambi i tipi di elasticità.

Tutto ciò ci ha suggerito l'ipotesi che alcune delle così dette repliche più intense, si potessero interpretare come delle vere e proprie scosse principali, evidentemente sempre innescate dal periodo sismico; in altri termini che la deformazione introdotta dalla scossa principale nel sistema di faglie del monte Césima, sommandosi alla preesistente (termine secolare), abbia dato luogo ad una nuova scossa che a sua volta ha prodotto una serie di repliche. Ciò giustifica il nostro tentativo (Fig. 4) di riportare tutta una serie di repliche a partire dalla scossa del 31 Ottobre ($M = 3,38$) considerata come principale. Si noterà che l'andamento del diagramma ripete per 12 giorni quello

da noi descritto per il periodo 27 Settembre-20 Ottobre; il 13 Novembre si ha di nuovo una scossa di V seguita nello stesso mese da altre 5 di intensità dello stesso ordine e tra una scossa e l'altra si registrano delle serie di repliche di intensità nettamente inferiore.

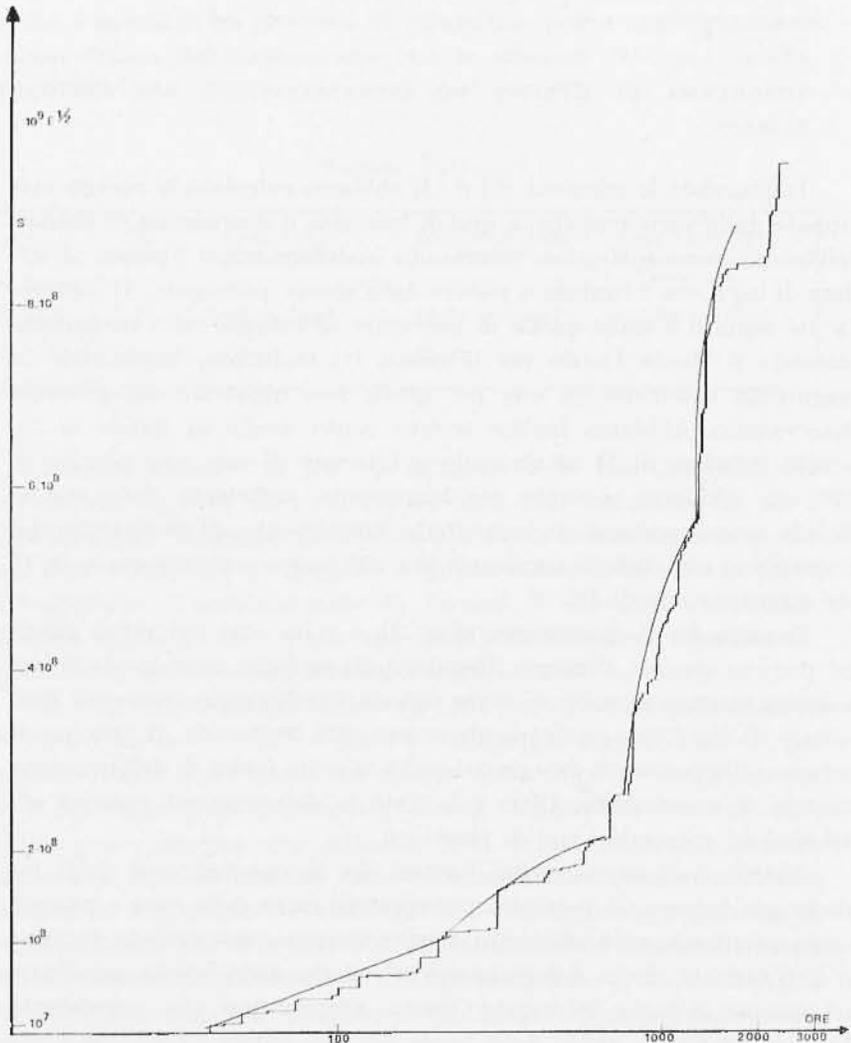


Fig. 3

Volendo tentare una interpretazione del periodo sismico, riferiamoci alla Fig. 1 in cui sono riportate le posizioni dell'epicentro della scos-

sa principale e di alcune repliche. L'attività sismica della zona è la testimonianza di una tettonica di retropaese, caratterizzata in superficie dai grossi allineamenti di faglia appenninici tra i quali i principali sono: quello dell'Alifano, quello che costeggia le pendici del monte Césima proseguendo in direzione di S. Vittore del Lazio, quello degli Ansoni Orientali.

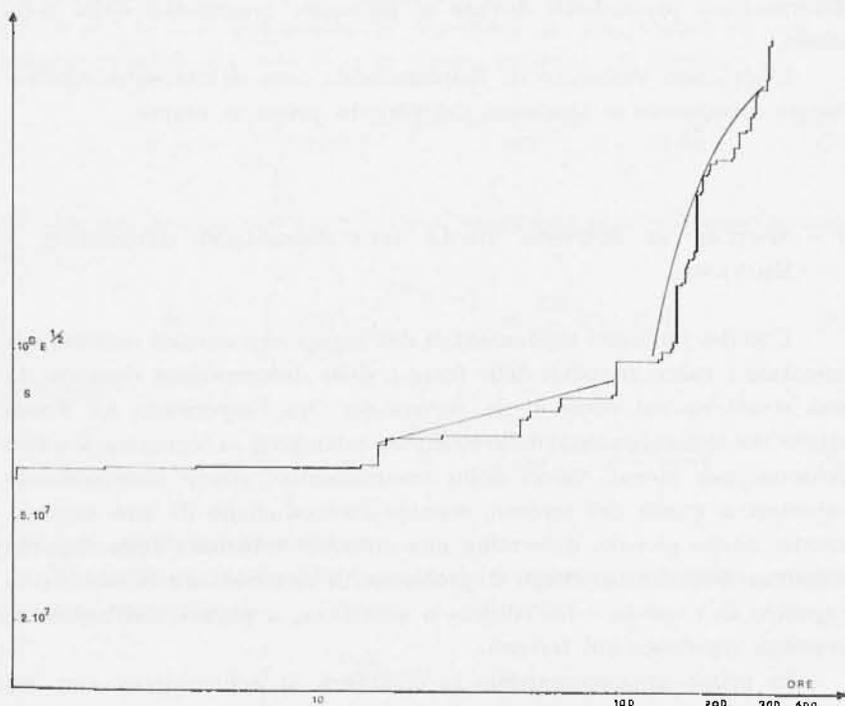


Fig. 4

Il monte Césima è inoltre interessato da un sistema di piccole faglie antiappenniniche. La direttrice antiappenninica principale passa per il basso Garigliano e prosegue probabilmente per Presenzano a Sud-Est del Monte Césima. L'apparato vulcanico di Roccamonfina si erge a sua volta nella zona di intersezione dei due sistemi di faglie.

L'ipocentro della scossa del 27 Settembre ha interessato la zona di intersezione della faglia appenninica con quella antiappenninica: parte dell'energia liberata si è accumulata sotto forma di deformazione elastica nel sistema di faglie appenniniche, alle quali sono indubbia-

mente imputabili gran parte delle scosse che costituiscono il periodo sismico.

Il fatto che le scosse più intense siano state registrate solo dall'accelerometro di Mignano convalida l'ipotesi che gli epicentri di esse siano in prossimità del predetto Comune. È anche ragionevole pensare che alcune delle repliche più intense siano dovute non solo alle deformazioni accumulate nella faglia della scossa principale, ma anche a deformazioni preesistenti dovute ai fenomeni orogenetici della zona stessa.

L'apparato vulcanico di Roccamonfina non risulterebbe direttamente interessato ai fenomeni del periodo preso in esame.

7 — SPETTRO DI RISPOSTA DEGLI ACCELEROGRAMMI REGISTRATI A MIGNANO.

Uno dei problemi fondamentali dell'ingegneria sismica consiste nel calcolare i valori massimi delle forze e delle deformazioni risentite da una struttura nel corso di un terremoto. Ora l'esperienza ha dimostrato che le accelerazioni delle strutture sottoposte al fenomeno sismico possono, per piccoli valori dello smorzamento, essere notevolmente superiori a quelle del terreno, mentre l'introduzione di uno smorzamento, anche piccolo, determina una notevole riduzione della risposta massima dell'edificio. Sorge il problema di determinare il così detto « spettro di risposta » dell'edificio o struttura, a partire dall'accelerogramma registrato sul terreno.

In prima approssimazione la struttura si schematizza con un sistema ad un grado di libertà, di massa M sottoposta a forza elastica di richiamo di costante K , ed uno smorzamento viscoso di costante C . Se z è il movimento del suolo e y quello relativo alla massa rispetto al suolo si ha

$$\ddot{y} + C\dot{y} + Ky = -M\ddot{z}$$

la cui soluzione è

$$y = -\frac{T}{2\pi\sqrt{1-h^2}} \int_0^t \ddot{z}(\tau) e^{-\frac{2\pi}{T}h(t-\tau)} \operatorname{sen} \frac{2\pi}{T}\sqrt{1-h^2}(t-\tau) d\tau \quad [6]$$

con $T = 2\pi \sqrt{\frac{M}{K}}$ periodo proprio della struttura o periodo naturale,

$h = \frac{C}{2\sqrt{KM}}$ frazione dello smorzamento critico.

L'interpretazione fisica della [6] consiste nel ritenere la risposta y al tempo t come ottenuta dalla somma di tutte le risposte agli impulsi infinitesimi in cui si può pensare suddivisa l'eccitazione $\ddot{z}(\tau)$ dal tempo $\tau = 0$ a $\tau = t$. È comunemente accettata la semplificazione che si ottiene ponendo $\sqrt{1-h^2} = 1$; in questo modo la [6] diviene

$$y \cong -\frac{T}{2\pi} \int_0^t \ddot{z}(\tau) e^{-\frac{2\pi h}{T}(t-\tau)} \operatorname{sen} \frac{2\pi}{T}(t-\tau) d\tau \quad [7]$$

da cui, per derivazione successiva ed eseguendo altre approssimazioni, si ha

$$\dot{y} \cong -\int_0^t \ddot{z}(\tau) e^{-\frac{2\pi h}{T}(t-\tau)} \cos \frac{2\pi}{T}(t-\tau) d\tau \quad [8]$$

ed infine

$$\dot{y} + \ddot{z} \cong \frac{2\pi}{T} \int_0^t \ddot{z}(\tau) e^{-\frac{2\pi h}{T}(t-\tau)} \operatorname{sen} \frac{2\pi}{T}(t-\tau) d\tau \quad [9]$$

con $\dot{y} + \ddot{z}$ accelerazione assoluta.

Si definisce spettro di risposta della velocità il massimo valore assoluto dell'integrale

$$S_v = \left| \int_0^t \ddot{z} e^{-\frac{2\pi h}{T}(t-\tau)} \cos \frac{2\pi}{T}(t-\tau) d\tau \right|_{\max}$$

e dato che in pratica anche i valori massimi degli integrali contenuti in [7] e [9] coincidono con S_v , si ha

$$y_{\max} = S_v$$

$$\dot{y}_{\max} = S_v$$

$$(\dot{y} + \ddot{z})_{\max} = \frac{2\pi}{T} S_v.$$

Il valore massimo della forza di taglio che si produce nella struttura è infine

$$F_{\max} = Ky_{\max} = \sqrt{KM} S_v.$$

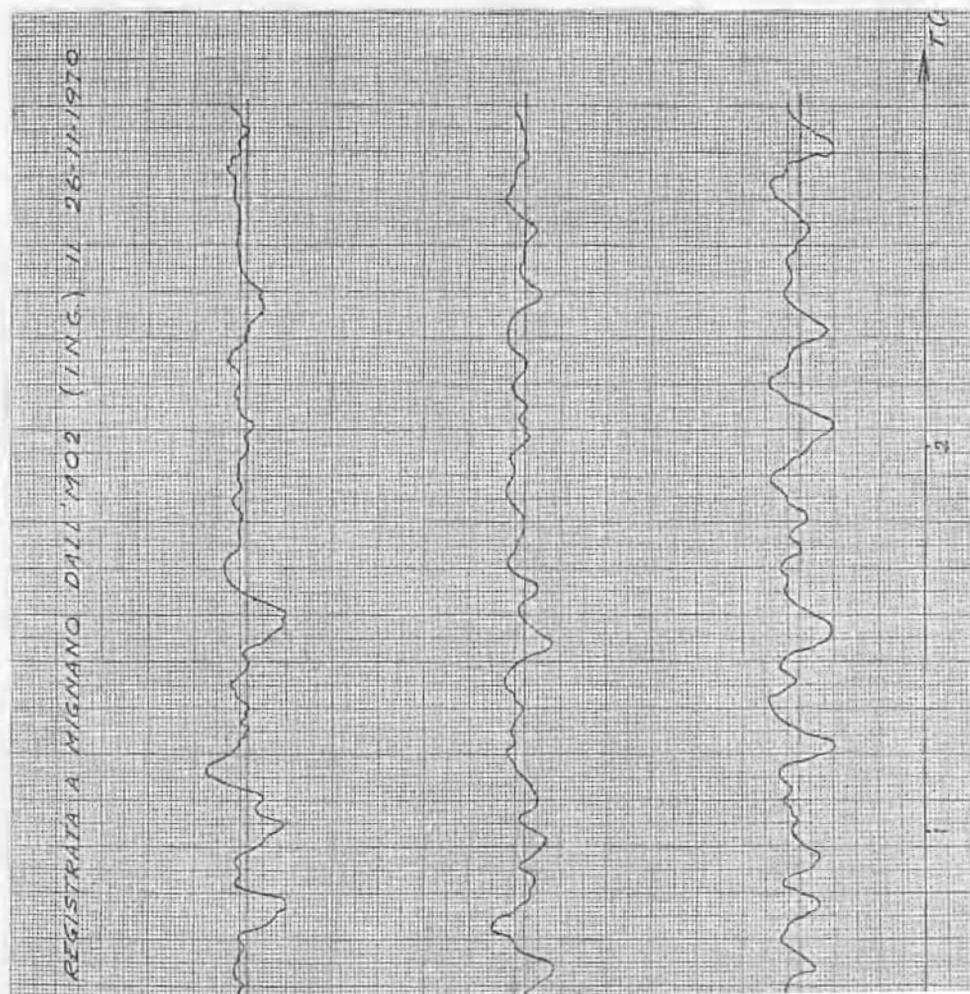
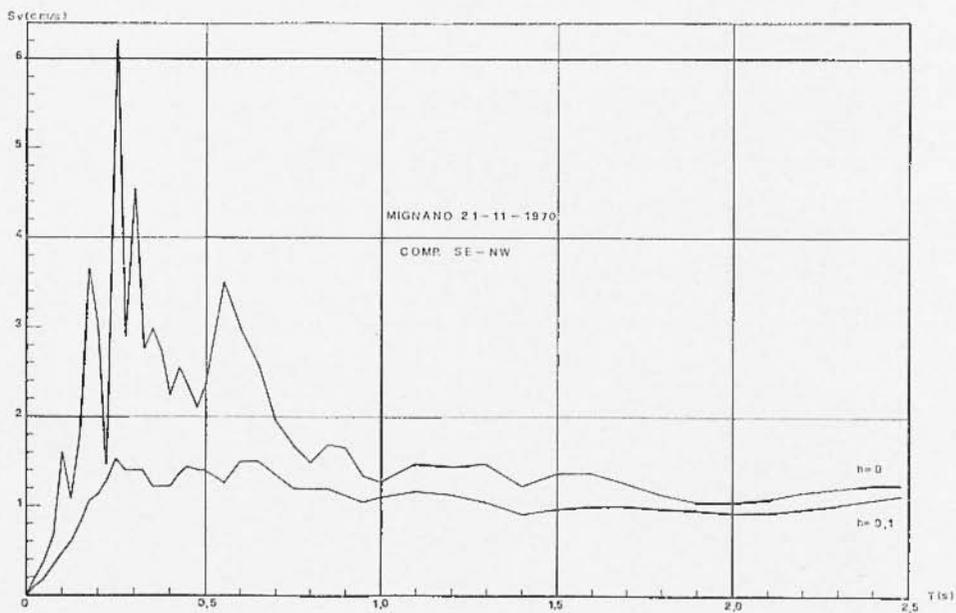
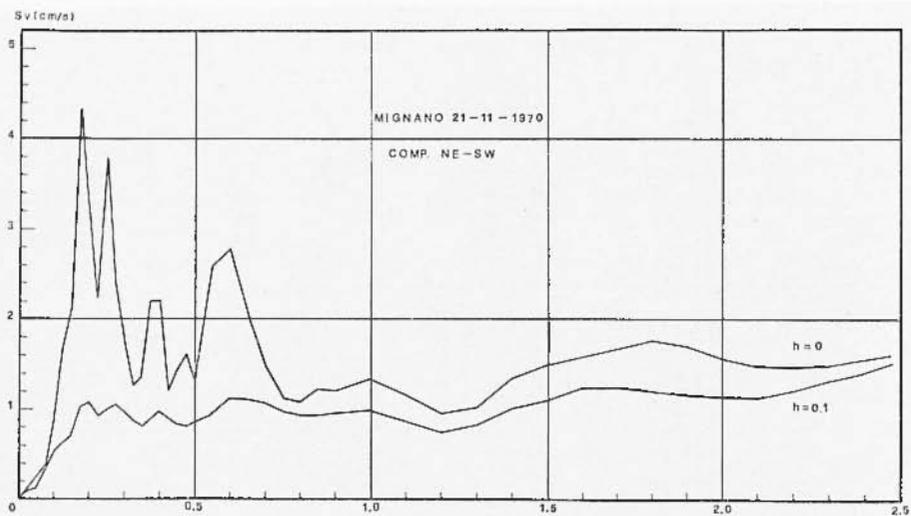
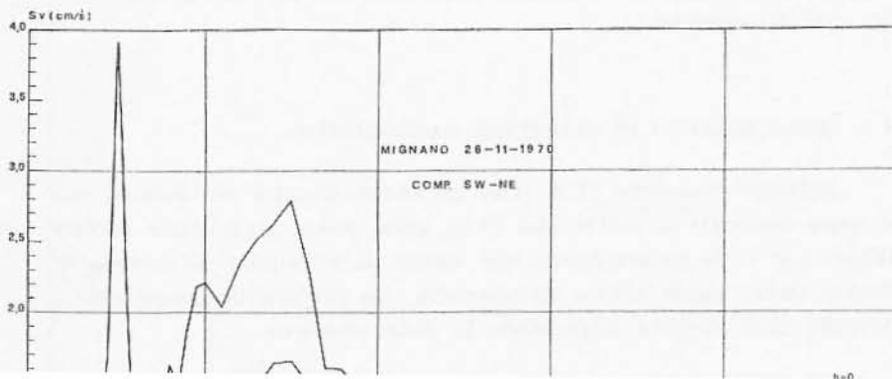
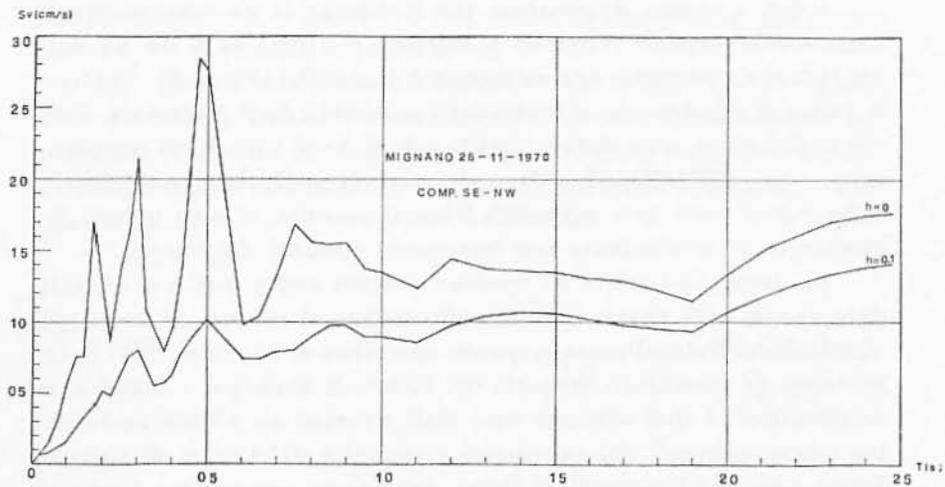


Fig. 6





I dati a nostra disposizione per il calcolo di S_0 sono costituiti dagli accelerogrammi registrati a Mignano il 21-XI ed il 26-XI dall'F.M.O.2, che riportiamo opportunamente ingranditi (Fig. 5-6). Trattasi in realtà di registrazioni al limite della sensibilità degli strumenti, dato che le due scosse sono state avvertite solo di V ed i picchi di accelerazione sono dell'ordine di 0,01 g . I tratti di pellicola contenenti le registrazioni sono stati ingranditi fotograficamente, si sono quindi digitalizzate le accelerazioni con incrementi costanti del tempo.

La durata del tratto da studiare è stata scelta pari a 4 secondi dato che in tale tempo è largamente incluso il gruppo di onde più significativo. Naturalmente in queste operazioni si è tenuto conto della necessità di conservare memoria dei fattori di scala per i tempi e le accelerazioni. I dati ottenuti sono stati riportati su schede perforate per essere elaborati dal calcolatore elettronico del Centro di Calcolo Interfacoltà dell'Università di Roma, tramite un programma Fortran. Il programma calcola gli spettri di risposta delle velocità impiegando la [8] su 100 valori del periodo T che varia da 0 a 2,5 sec. Il calcolo è ripetuto per diversi valori della frazione dello smorzamento critico e per ogni componente orizzontale registrata. Si riportano i diagrammi dei risultati ottenuti.

8 — CONSIDERAZIONI DI CARATTERE MACROSISMICO.

Abbiamo riassunto (Tab. IX) gli eventi sismici più intensi che si sono verificati a partire dal 1835 nella zona, riportando inoltre (Figg. 7 e 8) le deformazioni che hanno dato origine all'energia liberata dalle singole scosse all'ipocentro. La profondità ipocentrale è desunta dalle isosiste impiegando la nota relazione

$$h = \frac{r}{\sqrt{10^{\frac{I_0 - I}{3}} - 1}}$$

con r raggio in km dell'isosista di grado I . Si noterà che per la scossa del 27 Settembre la formula fornisce una profondità di 5 km in ottimo accordo con quanto si è ottenuto dai calcoli.

La zona quindi non è mai stata sede di fenomeni sismici di intensità superiore al VII (a questo proposito abbiamo spinto la nostra indagine fino al 1700), e per i grandi terremoti che hanno interessato

i centri sismici dell'Italia Centro Settentrionale (Marsica, Irpinia Orientale ecc...) l'intensità in loco è al più di VI.

La regione è interessata direttamente da due tipi di eventi, quelli di sicura origine tettonica da collegarsi ai postumi della orogenesi appenninica (Cassinate, S. Pietro Infine, Monte Césima, Rocca d'Evandro), quelli che hanno direttamente origine dall'apparato vulcanico di Roccamonfina.

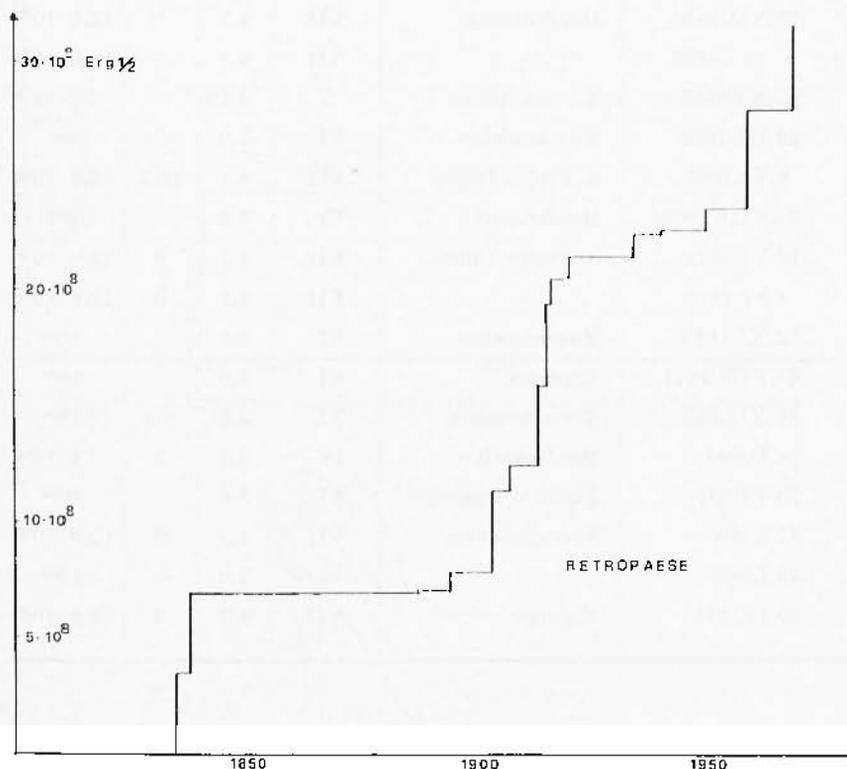


Fig. 7

Le profondità ipocentrali sono modeste, ed in ogni caso comprese nel primo strato della crosta; l'andamento delle isosiste denota oltre alla superficialità degli ipocentri, anche una limitata propagazione dell'energia in superficie.

Per i terremoti di Roccamonfina si ha un andamento corocentrico, mentre per quelli che provengono dall'attività dei sistemi di faglie si

osserva un andamento ellissoidico con asse maggiore in direzione appenninica.

Tabella IX

Data	Ep. macrosismico	Grado	M	h (km)	E (erg)
23.XII.1835	Montecassino	VII	4.1	—	$12,6 \cdot 10^{15}$
» » 1837	»	VII	4.1	—	$12,6 \cdot 10^{16}$
10.XI.1888	Roccamonfina	V	3,15	—	$12 \cdot 10^{14}$
25.III.1895	Montecassino	VI	3,6	—	10^{16}
9.VI.1904	S. Pietro Infine	VII	4,1	10,5	$12,6 \cdot 10^{16}$
21.VIII.1908	Montecassino	VI	3,6	—	10^{16}
12.VI.1914	S. Pietro Infine	VII	4,1	5	$12,6 \cdot 10^{16}$
4.VI.1916	»	VII	4,1	6	$12,6 \cdot 10^{16}$
2.XI.1917	Montecassino	VI	3,6	—	10^{16}
23.VIII.1921	Mignano	VI	3,6	—	10^{16}
17.XII.935	Roccamonfina	VI	3,6	3,5	10^{16}
14.II.941	Montecassino	IV	2,8	5	$2 \cdot 10^{14}$
20.VI.951	Rocca d'Evandro	VI	3,6	—	10^{16}
11.I.960	Roccamonfina	VII	4,1	9	$12,6 \cdot 10^{16}$
13.I.960	»	VI	3,6	—	10^{16}
27.IX.970	Mignano	VII	4,1	5	$12,6 \cdot 10^{16}$

La Figura 9 riporta le isosiste dell'intero periodo sismico (non ci riferiamo specificatamente alla prima scossa dato che l'indagine fu eseguita nei mesi di Novembre e Dicembre). Il loro andamento è quello caratteristico dei terremoti precedenti infatti, la direzione secondo la quale si è avuta la massima propagazione dell'energia in superficie, coincide con l'asse direzionale della Valle del Peccia. Tale valle è caratterizzata da terreni piroclastici con copertura discontinua detritica. I massicci calcarei del monte Césima, di Rocca di Evandro e l'apparato vulcanico di Roccamonfina hanno creato come degli ostacoli alla propagazione dell'energia in superficie.

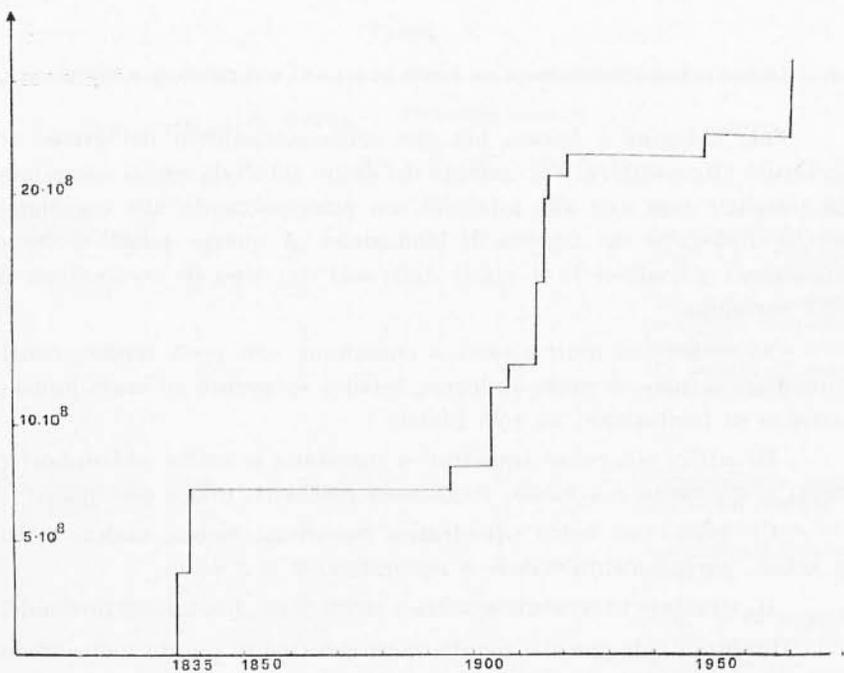
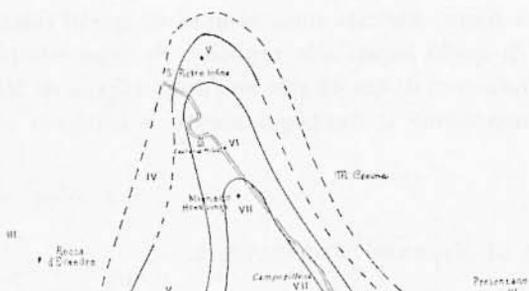


Fig. 8 - Retropaese escluso l'apparato vulcanico di Roccamonfina.



9 - INDAGINE MACROSISMICA IN BASE AI DANNI SUBITI DAI FABBRICATI.

Tale indagine è basata più che sull'accertamento del grado di intensità (Mercalli), sul rilevamento dei danni subiti da edifici campione in relazione non solo alla intensità ma principalmente alle caratteristiche litologiche del terreno di fondazione. A questo scopo si sono classificati gli edifici in 4 classi derivanti dal tipo di costruzione e dall'anzianità.

A) edifici con muri a secco o comunque con poca malta; conci squadriati a mano o pezzi uniformi; tetto a spiovente su travi lignee; assenza di fondazione; un solo piano;

B) edifici con conci squadriati a macchina e malta abbondante; tetto a spiovente o a telaio; fondazioni medioeri; uno o due piani;

C) edifici con conci squadriati a macchina, buona malta, tetto a solaio, cordolamento basale e sommitale; 2 o 3 piani;

D) strutture in cemento armato a molti piani, fondazioni profonde.

Durante l'indagine si è tenuto conto del tipo di pianta dell'edificio e della natura litologica del sito di fondazione.

Facciamo osservare che l'indagine è stata compiuta nel mese di Novembre, per cui i danni rilevati sono somma di quelli relativi alla scossa principale e di quelli legati alle repliche. Si sono complessivamente censite 164 abitazioni di cui 49 site nell'area urbana di Mignano. Per ogni tipo di costruzione il danneggiamento è espresso in gradi della Mercalli.

SACRARIO MILITARE DI MIGNANO MONTELUONGO.

Calcere Mesozoico.

La casa del custode, classificabile di tipo C, a forma rettangolare ed asse di allungamento in direzione appenninica, presenta soltanto lesioni capillari allungate secondo l'asse e lievi distacchi agli infissi.

ROCCA D'EVANDRO (BASSA).

L'intera località è poggiata su una coltre detritica, scarsamente cementata e con elementi a basso grado di arrotondamento.

Tabella X

Località	Tipo	N. edifici esaminati	Danneggiamento					Litologia
			IV	V	VI	VII	VIII	
Mignano Montelungo	A	3	—	—	—	3	—	Fitta alternanza, con variazioni verticali ed orizzontali di banchi di tufi, tufti, pomici ed argille, ricoperti localmente da sottili banchi di materiale detritico
	B	28	—	2	3	20	3	
	B-C	11	—	1	6	4	—	
	C	5	1	1	2	1	—	
	D	2	—	—	1	1	—	
Campozillone Stazione di Tora	A	2	—	—	1	1	—	Campozillone poggia su un complesso tufaceo con intercalazioni di lava leucitica
	B	3	—	—	1	2	—	
	B-C	2	—	—	2	—	—	Staz. Tora poggia su un banco di alluvioni recenti
	C	3	1	2	1	—	—	
Tuorofanaro	A	1	—	—	1	—	—	Pozzolana e sacche di disfacimento in superficie
	B	2	—	1	1	—	—	
	B-C	1	1	—	—	—	—	
Marzano Appio	A-B	2	—	—	2	—	—	Banchi di tufi a diverso grado di cementazione con piccole colate di lava intercalate
	C	1	—	1	—	—	—	
	C-D	4	1	3	—	—	—	
Grottola	B	2	—	1	1	—	—	Pozzolana e sacche di disfacimento superficiali - Argille fittamente stratificate
	B-C	1	1	—	—	—	—	
	C	1	—	1	—	—	—	
Orchi	A	1	—	—	1	—	—	Discreta alternanza di banchi di pozzolane e di pomici, con frequenti variazioni verticali e orizzontali
	A-B	1	—	—	1	—	—	
	B	1	1	—	—	—	—	

Seguito Tabella X

Località	Tipo	N. edif. esaminati	Danneggiamento					Litologia
			IV	V	VI	VII	VIII	
Tuoro	A-B	1	—	—	1	—	—	Alternanza di banchi di pozzolane e di pomici, con frequenti variazioni orizzontali e verticali
	B	1	—	—	1	—	—	
	C	4	1	3	—	—	—	
Ameglio	A-B	1	—	—	1	—	—	Alternanza di banchi di pozzolane e di pomici, con frequenti variazioni verticali e orizzontali
	C	2	1	1	—	—	—	
Caspoli-Campo	A	2	—	—	2	—	—	Calcere mesozoico con copertura tufacea molto elevata
	B	2	—	1	1	—	—	
	B-C	2	1	1	—	—	—	
	C	3	3	—	—	—	—	
Vairano Pietravairano	A	1	1	—	—	—	—	Vairano Scalo: depositi alluvionali con frequenti variazioni verticali e orizzontali Pietravairano: calcare localmente degradato
	B	4	3	1	—	—	—	
	C	5	5	—	—	—	—	
Conca della Campania Cave Vezzara Catailli	A	3	—	—	—	2	1	Tufo in grosse bancate alterato in superficie
	B	8	—	—	—	8	—	
	C	1	—	—	1	—	—	
	D	8	—	1	4	2	—	
Tora-Piccilli	A	2	—	—	2	—	—	Tufo in grosse bancate con interstrati di piroclastico sciolto
	B	6	—	—	5	1	—	
	B-C	1	—	1	—	—	—	
	C	7	1	6	—	—	—	
	D	1	1	—	—	—	—	

Seguito Tabella X

Località	Tipo	N. edif. esaminati	Danneggiamento					Litologia
			IV	V	VI	VII	VIII	
Galluccio- S. Clemente	B	2	—	—	2	—	—	Fitta alternanza di banchi e strati di pozzolane, tufi ed argille compatte, con intercalate piccole colate di lava basaltica
	B-C	2	—	—	2	—	—	
	C	7	—	6	1	—	—	
S. Pietro Infine	B	5	—	3	2	—	—	Calcere più o meno alterato e degradato
	D	1	1	—	—	—	—	

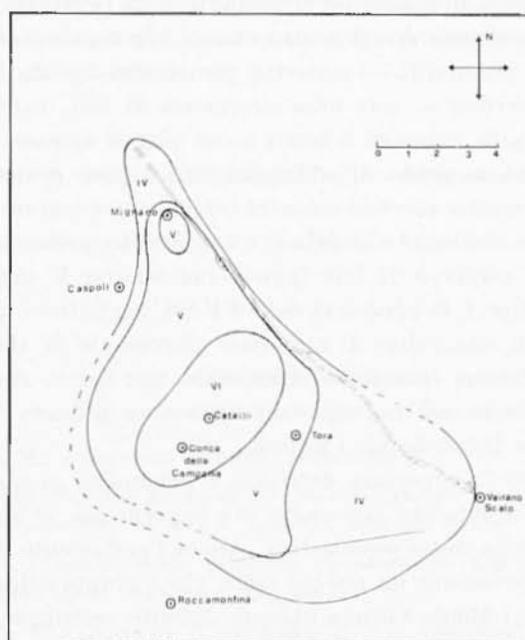


Fig. 10

Il grado di intensità, per l'intero centro abitato, può essere stimato al III della scala Mercalli, fatta eccezione per il crollo di una casa di tipo A pericolante prima del sisma.

I risultati delle osservazioni riferite ai soli fabbricati di tipo C e D hanno consentito di tracciare le isoblabe relative al periodo sismico. In esse al posto dell'indice di danneggiamento si è sostituito il grado della Mercalli, e ciò principalmente per il fatto che i vari fabbricati presentavano caratteristiche diverse. La curva che delimita il IV è evidentemente un'isosista (Fig. 10).

L'abitato di Mignano e la zona di Conca della Campania sono stati classificati al VI grado, contrariamente a quanto si è fatto per le isosiste, ciò proviene principalmente dall'aver trascurato il danneggiamento di quegli edifici (classi A e B) che presentavano delle caratteristiche non rispondenti a norme di buona costruzione o in precedente stato di dissesto generale. Probabilmente il VI grado corrisponde ad una valutazione più prossima a quella che si otterrebbe in base alle descrizioni che conducono alla scala MM.

Una delle cause dei maggiori danni subiti dall'abitato di Mignano rispetto alla zona direttamente circostante è da ricercarsi nella natura litologica che caratterizza il centro stesso. L'indagine, infatti, pone in evidenza — in profondità — materiali piroclastici litoidi in grosse bancate, — in superficie — una fitta alternanza di tufi, tuffiti, banchi di di pomice e argille ricoperti a tratti e con piccoli spessori da materiale alluvionale a basso grado di addensamento e poco cementato.

È bene precisare che non è nostra intenzione imputare l'esaltazione degli effetti macrosismici alla debole e discontinua presenza della coltre alluvionale. A conforto di tale ipotesi indiciano il caso di alcune costruzioni di tipo C di proprietà delle FF.SS. ma tuttora abbandonate, che, fondate su una coltre di materiale alluvionale di alcuni metri di spessore e di buona estensione orizzontale, non hanno riportato alcun danno, costituendo così una anomalia nella zona di grado VI compresa fra il km 169 e 162 della via Casilina.

Escludendo la copertura detritica, il fenomeno di esaltazione potrebbe essere imputabile alla parte più superficiale, a buon grado di eterogeneità, della coltre piroclastica. Anche l'andamento della isoblaba conferma l'osservazione da noi già fatta, che i gruppi calcarei di Rocca d'Evandro e del Monte Césima abbiano influito restringendo gli effetti macrosismici al solo piano vallivo.

Il rilevamento macrosismico ci ha permesso di trarre alcune considerazioni qui di seguito esposte.

La situazione litologica e morfologica ha naturalmente influito sugli effetti superficiali del periodo sismico. Infatti l'andamento delle isosiste sembra indicare che, alla propagazione in superficie dell'energia

liberata, le formazioni calcaree oppongono una discreta attenuazione così come alene placche della coltre detritica; al contrario sembrano presentare una buona esaltazione quelle zone, nel complesso eterogenee, a costituenti litologici come le piroclastiti, le lave intercalate con piccole colate e banchi di argille fittamente stratificate.

Indipendentemente dalla litologia del sito di fondazione e dal tipo di costruzione, fabbricati situati nella zona dell'isosista di VII ed in parte in quella di VI, non molto distante dalla posizione epicentrale, il danneggiamento subito dai fabbricati sembra derivare prevalentemente da uno sforzo alla base, indicato con il prevalere di lesioni al piano rialzato fuori terra, mentre le parti interrato di tali strutture non hanno subito in genere danni rilevanti. Al di fuori della zona ora indicata, e prevalentemente sui terreni calcarei, il danneggiamento è percentualmente più forte ai piani superiori.

Si è incontrata infine una dipendenza dell'indice dei danni dall'orientamento della pianta dell'edificio; infatti hanno subito danni maggiori quelli il cui prolungamento dell'asse di allungamento passa per la posizione epicentrale.

Osservatorio di M. Porzio Catone dell'I.N.G. - Gennaio 1971.

BIBLIOGRAFIA

- (1) BARATTA M., *I terremoti d'Italia*, Torino 1901.
- (2) BENIOFF M., *Seismic Evidence for Crustal Structure and Tectonic Activity*. « Geologic Society of Am. ». Special Paper 62, 1955.
- (3) CALOI P., *Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa Centrale*. « Boll. Soc. Sism. Italiana » XL, 1942.
- (4) CALOI P., CALADONATO U., SPADEA M. C., *Sismicità in relazione alla tettonica ed accumulo delle tensioni elastiche nella regione abruzzese nel periodo 1900-1907*. « Ann. di Geofisica », XXII, 1969.
- (5) DE PANFILIS M., *Attività sismica in Italia dal 1953 al 1957*. « Ann. di Geofisica », 1, XII, 1959.
- (6) DI FILIPPO D., PERONACI F., *La sismicità del campo fagliato dell'Aterno*. « Ann. di Geofisica », XVII, 1964.

- (7) DI FILIPPO D., PERONACI F., *Indagine preliminare sulla natura fisica del fenomeno che ha originato il periodo sismico irpino dell'Agosto 1962*. «Ann. di Geofisica», XVI, 1963.
- (8) GUTENBERG B., RICHTER C. F., *Earthquake magnitude, Intensity, Energy and Acceleration*. «Bull. Seis. Soc. Am.», 46, 1956.
- (9) HOUSNER G. W., *Spectrum Analysis of strong-motion Earthquakes*. «Bull. Seis. Soc. Am.», 43, 1953.
- (10) MARCELLI L., MONTECCHI A., *Contributo per lo studio della sismicità dell'Italia*. «Ann. di Geofisica», XV, 1962.
- (11) KARNIK V., *Seismicity of the European Area*. Holland 1969.