

CONTRIBUTO ALLO STUDIO DELLE CARATTERISTICHE SISMICHE DEL MEDITERRANEO CENTRO-ORIENTALE

PAOLO EMILIO VALLE

Premessa.

E' noto che si hanno ancora poche conoscenze sulle caratteristiche sismiche del Mediterraneo centro-orientale. Ho quindi ritenuto opportuno eseguire una ricerca sulla propagazione delle onde spaziali prodotte dalla scossa principale del terremoto avvenuto in Calabria l'11 maggio 1947. I risultati, sebbene modesti a causa della scarsezza di stazioni sismiche efficienti nella suddetta regione, mi sembra possano costituire un contributo di qualche interesse.

L'intensità della scossa principale, la quale fu preceduta e seguita da scosse minori, può valutarsi di grado VIII nella zona più colpita, come mostra la cartina della fig. 1, che ho compilato in base alle notizie macrosismiche pervenutemi. E' notevole la irregolarità della distribuzione dell'intensità della scossa nei riguardi degli effetti macrosismici.

Coordinate epicentrali e tempo origine.

Per il calcolo delle coordinate epicentrali e del tempo origine, ho usato, in mancanza di un numero sufficiente di osservazioni sulle onde dirette, i tempi di arrivo delle onde di dilatazione rifratte (P_n), registrati in 9 stazioni situate in un intervallo della

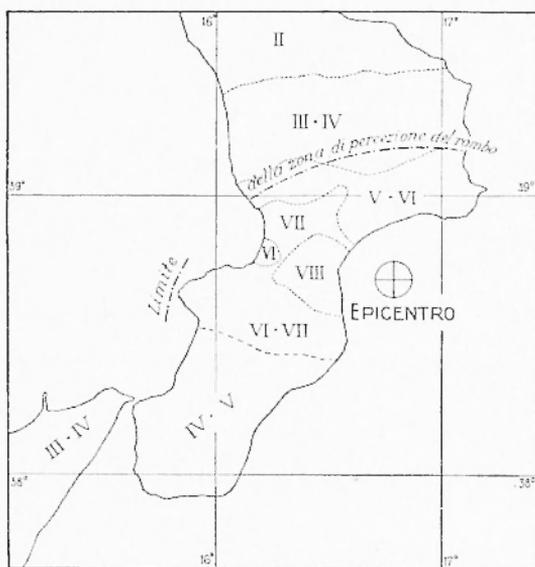


Fig. 1

distanza epicentrale Δ compreso tra 500 e 1100 km ca. In questo intervallo la velocità apparente delle onde Pn può ancora ritenersi costante con buona approssimazione.

Il metodo di calcolo è il solito. Supposta nota la dromociona, detti q'_i , λ_i e H i valori approssimati delle coordinate (geocentriche) dell'epicentro e del tempo origine, si calcola il tempo di arrivo in ogni stazione:

$$t_{ic} = \frac{\Delta(q'_i, \lambda_i; q', \lambda)}{V} + a + H \quad (i=1, 2, \dots, n) \quad [1]$$

dove q'_i , λ_i sono le coordinate (geocentriche) della i^{ma} stazione.

Il tempo di arrivo osservato è invece relativo al valore vero q_o , λ_o , H_o delle coordinate epicentrali e del tempo origine e quindi:

$$t_{io} = \frac{\Delta(q'_i, \lambda_i; q_o, \lambda_o)}{V} + a + H_o \quad [2]$$

Sviluppando in serie la differenza $(t_{io} - t_{ic})$ e trascurando i termini di ordine superiore al primo, si ha:

$$t_{io} - t_{ic} = \frac{1}{V} \left(\frac{\partial \Delta}{\partial q'} \right)_i (q_o' - q) + \frac{1}{V} \left(\frac{\partial \Delta}{\partial \lambda} \right)_i (\lambda_o - \lambda) + H_o - H \quad [3]$$

Posto:

$$t_{io} - t_{ic} = -l_i \quad , \quad q_o' - q = \varepsilon \quad , \quad \lambda_o - \lambda = u$$

$$H_o - H = \tau \quad , \quad \frac{1}{V} \left(\frac{\partial \Delta}{\partial q'} \right)_i = b_i \quad , \quad \frac{1}{V} \left(\frac{\partial \Delta}{\partial \lambda} \right)_i = c_i \quad [4]$$

si ottiene se $n > 3$ il sistema di equazioni lineari incompatibili:

$$\tau + b_i \varepsilon + c_i u + l_i = v_i \quad [5]$$

dal quale si ricavano i valori più probabili delle incognite τ , ε , u , mediante il metodo dei minimi quadrati.

Per stabilire un valore approssimato del tempo origine ho usato il metodo di Wadati e i tempi di arrivo delle onde Pn ed Sn nelle stazioni di Roma, Sofia, Firenze, Belgrado, Prato, Zagabria e Trieste, le quali, trovandosi ai margini del Continente, è presumibile siano situate in una zona di una certa uniformità sismica.

E' risultato:

$$(1,33644 \pm 0,08701) (S_n - P_n) = P_n - 07^h 32^m 14,83 \pm 6,84 \quad [6]$$

Gli scarti sono contenuti nella tabella N. 1. L'errore medio di H è molto elevato, si deve però osservare che il metodo usato non consente generalmente una grande precisione.

Ho assunto come valori approssimati di φ' , λ e H i seguenti:

$$\begin{aligned} \varphi' &= + 38^\circ 28',7 \\ \lambda &= + 16^\circ 50' \\ H &= 07^h 32^m 14,9 \end{aligned} \quad [7]$$

TABELLA N. 1

STAZIONE	v_i sec.
Roma	- 0.38
Sofia	+ 1.40
Firenze X.	- 0.93
Belgrado	+ 3.48
Prato	- 0.63
Zagabria	- 1.52
Trieste	- 1.44

Per il tempo di tragitto delle onde Pn ho ritenuto valida, per profondità normali del centro sismico, la relazione (1):

$$\begin{aligned} t_{pn} \text{ in sec.} \\ \Delta \text{ in km} \end{aligned} \quad t_{pn} = -\frac{\Delta}{8} + 11 \quad [8]$$

Le distanze epicentrali e le relative derivate rispetto a φ' e λ nel punto di coordinate [7] sono state calcolate con le note formule (2).

La tabella N. 2 contiene i valori di b_i , c_i , l_i ; questi ultimi sono dati con tre decimali a puro scopo di calcolo.

TABELLA N. 2

STAZIONE	l_i sec.	b_i sec./primi	c_i sec./primi	v_i sec.
Roma	+ 0,575	- 0,165	+ 0,126	+ 0,515
Sofia	- 0,600	- 0,152	- 0,136	- 0,034
Firenze X.	- 0,225	- 0,183	+ 0,111	- 0,275
Prato	+ 0,600	- 0,183	+ 0,111	+ 0,550
Zagabria	+ 0,125	- 0,230	+ 0,015	+ 0,232
Trieste	- 0,225	- 0,221	+ 0,053	- 0,193
Pavia	- 0,850	- 0,180	+ 0,114	- 0,903
Coira	+ 0,275	- 0,198	+ 0,093	+ 0,246
Zurigo	- 0,100	- 0,196	+ 0,096	- 0,134

Il valore più probabile delle incognite è risultato

$$\begin{aligned} \tau &= + 0,461 \pm 1,424 \\ \epsilon &= + 1,386 \pm 7,551 \\ \mu &= - 2,322 \pm 2,257 \end{aligned} \quad [9]$$

Gli errori medi sono relativamente grandi: ciò è da attribuirsi all'inizio della fase, che è quasi sempre consistito in un'emersione, e alla poco favorevole disposizione delle stazioni rispetto all'epicentro.

Dalle posizioni [4] e dai valori [9], si ottiene in definitiva:

$$\begin{aligned} \varphi'_0 &= +38^\circ 30',1 \pm 7',6 && (\text{geocentrica}) \\ \varphi_0 &= +38^\circ 41',4 \pm 7',6 && (\text{geografica}) \\ \lambda_0 &= +16^\circ 47',7 \pm 2',2 \\ H_0 &= 07^h 32^m 15,4 \pm 1,4 && (T.M.E.C.). \end{aligned} \quad [10]$$

Non è stato possibile calcolare la profondità ipocentrale per la mancanza, come si è già detto, di osservazioni relative a stazioni prossime all'epicentro. Si può peraltro ritenere, anche in relazione allo sviluppo della fase massima, che tale profondità non sia superiore alla normale.

Onde P_n , P^* , S_n , S^* .

Il calcolo delle dromocrone delle onde P_n ed S_n è stato eseguito in base ai dati delle 7 stazioni, che si trovano ai margini del Continente.

I risultati a cui sono pervenuto sono:

$$\begin{aligned} t_{pn}, t_{sn} \text{ in sec.} & & t_{pn} &= \frac{\Delta}{7,938 \pm 0,177} + 9,9 \pm 2 \\ \Delta \text{ in km} & & t_{sn} &= \frac{\Delta}{4,571 \pm 0,085} + 18,8 \pm 3 \end{aligned} \quad [11]$$

Ho potuto individuare le onde P^* soltanto nelle registrazioni di Roma, Sofia, Firenze N., Zagabria e Prato. Il risultato:

$$\begin{aligned} t_{p^*} \text{ in sec.} & & t_{p^*} &= \frac{\Delta}{6,957 \pm 0,406} + 8,78 \pm 5,13. \end{aligned} \quad [12]$$

Le onde S^3 sono state registrate con inizi abbastanza netti nelle sette stazioni considerate. Un notevole esempio mostrano i sismogrammi di Roma (fig. 4).

La dromocrona è:

$$t_{S^3} \text{ in sec.} \quad \Delta \text{ in km} \quad t_{S^3} = \frac{\Delta}{4,000 \pm 0,094} + 10,25 \pm 4,28. \quad [13]$$

Gli scarti v_i consistenti nella differenza tra i tempi di tragitto osservati e quelli calcolati mediante le [11], [12], [13] sono contenuti nella tabella N. 3.

Le stazioni che hanno una distanza epicentrale superiore a Trieste, si trovano tutte sul Continente europeo e i tempi di tragitto delle

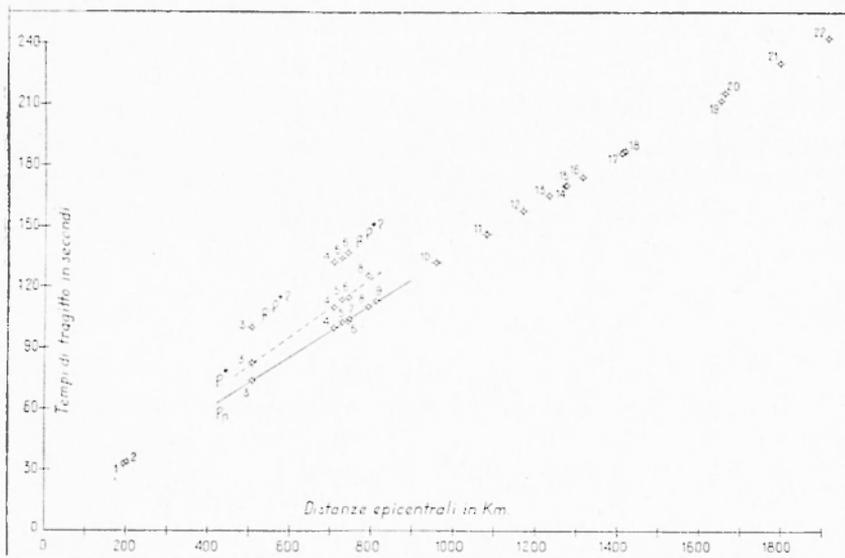


Fig. 2. Onde longitudinali.

onde di dilatazione e di distorsione rifratte sono in buon accordo con le dromocrone osservate per l'Europa centrale da diversi ricercatori. La sola stazione africana di cui ho potuto avere i sismogrammi è Helwan, che dista dall'epicentro press'a poco quanto Ucele. E' notevole il fatto che le onde S sembrano arrivare ad Helwan con un anticipo di circa 25 sec. rispetto ad Ucele.

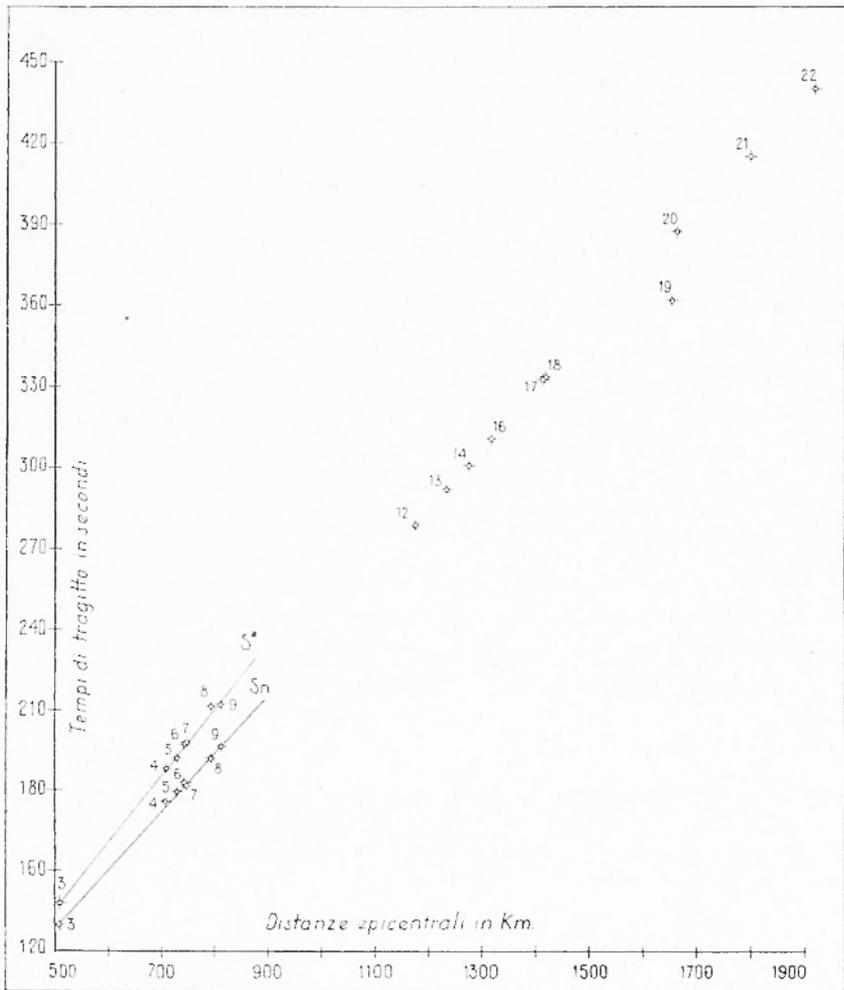


Fig. 3. Onde trasversali.

Per quanto riguarda le stazioni di Catania e Taranto, che dovrebbero trovarsi nel normale raggio di ricezione delle onde dirette, si nota un sensibile anticipo nei tempi di arrivo delle onde longitudinali e trasversali. Un confronto dei tempi di tragitto osservati e i tempi calcolati mediante le dromocrone delle onde Pg ed Sg relative all'Italia centrale (²) e settentrionale (¹) fornisce i seguenti risultati.

TABELLA N. 3

STAZIONE	Δ km	P_n t_i sec.	S_n t_i sec.	P^* t_i sec.	S^* t_i sec.
Roma	509	+ 0.03	- 0.55	+ 0.66	+ 0.08
Sofia	709	+ 0.39	+ 1.69	- 1.09	+ 0.07
Firenze (X.)	731	+ 0.62	+ 0.38	- 0.25	- 1.14
Belgrado	746	- 1.27	+ 0.40	-	+ 0.31
Prato	713	- 0.23	- 0.84	- 1.70	+ 0.31
Zagabria	791	+ 0.08	- 0.90	+ 2.39	+ 2.31
Trieste	812	+ 0.41	- 0.21	-	- 1.69

Italia meridionale
(tempi osservati)
sec.

Italia centrale
(tempi calcolati)
sec.

Italia settentrionale
(tempi calcolati)
sec.

Onde longitudinali

Catania
($\Delta = 197.8$ km)

32.5

37.3

36.1

Taranto
($\Delta = 202$ km)

33.6

38.1

37.1

Onde trasversali

Catania

54.5

65.3

60.9

Taranto

55.6

66.7

62.1

Gli inizi, specie delle onde di dilatazione, si presentano così netti che è presumibile al massimo un errore di qualche decimo di secondo nella misura dei tempi di arrivo.

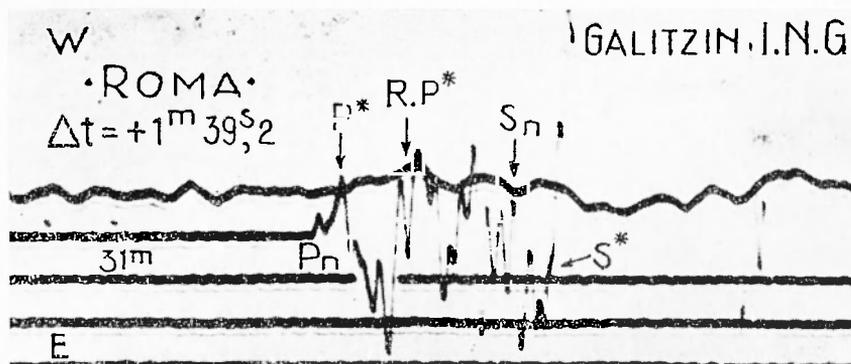


Fig. 4

Tenendo conto che l'errore medio del tempo origine è $\pm 1,4$ l'anticipo dei tempi delle onde P ed S è evidente.

Le velocità apparenti relative a Catania e Taranto sono:

	V_p kmsec. ⁻¹	V_s kmsec. ⁻¹
Catania	$6,09 \pm 0,26$	$3,63 \pm 0,09$
Taranto	$6,01 \pm 0,25$	$3,63 \pm 0,09$ [14]

mentre per l'Italia centrale e settentrionale risulta, con errore trascurabile, in media:

	V_{vg} kmsec. ⁻¹	V_{sg} kmsec. ⁻¹
Italia centrale	5,3	3,03
Italia settentrionale	5,7	3,36

Al fine di trarre qualche conclusione almeno qualitativa, è utile confrontare la velocità delle onde Pn , P^* , Sn , S^* desunte dalla presente ricerca, con le analoghe trovate in altri studi.

Dall'esame dei dati della Tabella N. 4 sembra che la velocità delle onde Pn tenda a diminuire dall'Europa centrale al Mediterraneo centro-orientale mentre le velocità delle onde S^* ed Sn crescono sensibilmente.

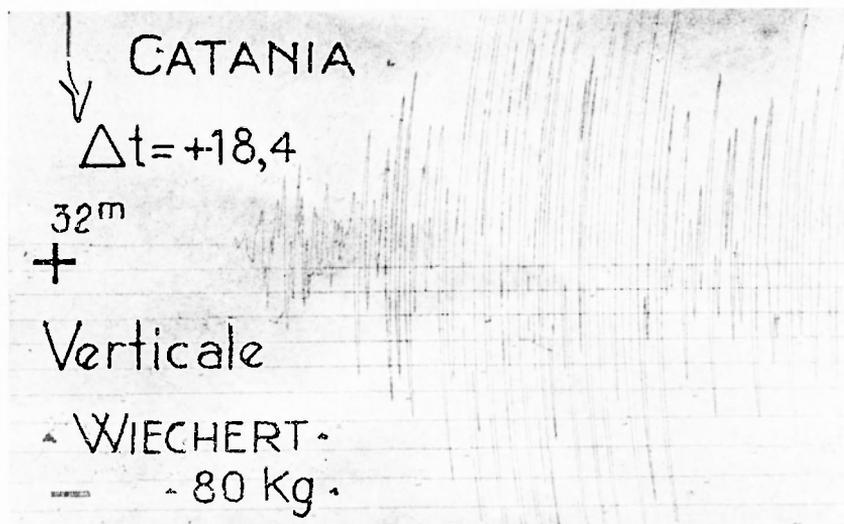


Fig. 5

Nei riguardi delle onde I^{**} si nota un aumento della velocità dall'Italia settentrionale e centrale all'Italia meridionale; ciò peraltro non è certo a causa del forte errore medio da cui è affetto il valore trovato.

TABELLA N. 4

REGIONE	Profondità km	V_{pn} kmsec. -1	V_{sn} kmsec. -1	V_{P^*} kmsec. -1	V_{S^*} kmsec. -1
Italia Settentrionale Causiglio ⁽¹⁾	17	8.00 ± 0.01	4.41 ± 0.02	6.61 ± 0.01	3.46
Italia Centrale App. Tosco-Rom. ⁽²⁾	10	7.86 ± 0.01	4.34 ± 0.02	—	—
Garfagnana ⁽⁶⁾	26	8.16 ± 0.06	4.44 ± 0.02	6.63 ± 0.03	3.57 ± 0.04
Alto Adriatico ⁽⁷⁾	sup. alla normale	7.77 ± 0.03	4.80 ± 0.01	—	—
Calabria	normale	7.94 ± 0.13	4.57 ± 0.03	6.96 ± 0.41	4.00 ± 0.09
Isole Ionie ⁽⁸⁾	—	7.68	—	—	—
Tirolo ⁽⁹⁾	36	8.3 ± 0.2	4.4	6.7 ± 0.2	3.6
Germania Merid. ⁽¹⁰⁾	normale	8.21	—	7.1	3.75
Schwadorf ⁽¹¹⁾	23	8.12	(4.32)	6.47	3.57

Una ricerca sul terremoto del basso Tirreno ⁽¹²⁾ avvenuto il 16 marzo 1941 ha messo in evidenza un notevole anticipo dei tempi di arrivo delle onde di dilatazione e di distorsione nelle stazioni più vicine all'epicentro. Va però tenuto conto della profondità ipocentrale, valutata 85 km.

Analoghe osservazioni sono state fatte nello studio del terremoto delle Isole Lipari del 13 aprile 1938, la cui profondità ipocentrale è stata calcolata 312 km ⁽¹³⁾.

Osservazioni.

L'aumento della velocità delle onde P^* ed S^* e l'anticipo dei tempi di arrivo delle onde di dilatazione e di distorsione nelle stazioni che dovrebbero essere contenute nel normale raggio di ricezione delle onde dirette, mi sembra che possa trovare spiegazione nel vulcanismo del Mediterraneo centro-orientale ⁽¹⁴⁾. Lo strato sialico superiore

dovrebbe mancare o, quanto meno, essere estremamente sottile in questa zona. Direttamente al disotto dello strato del basalto dovrebbe trovarsi il magma, nel quale sembra che la velocità delle onde di dilatazione diminuisca leggermente.

Se si suppone l'esistenza di un gradiente termico orizzontale diretto dal Continente al Mediterraneo centro-orientale, la densità dei materiali situati alla stessa profondità dovrebbe essere minore sotto il Mediterraneo centro-orientale che sotto il continente. D'altra parte si avrebbe una contemporanea diminuzione delle costanti λ e μ .

Dalle note relazioni:

$$v_p^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}, \quad v_s^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad [15]$$

si trova subito la condizione a cui debbono soddisfare i rapporti $|d\lambda|/\lambda$, $|d\mu|/\mu$, $|d\rho|/\rho$ affinché nel passare dal Continente al Mediterraneo, si osservi una probabile diminuzione della velocità delle

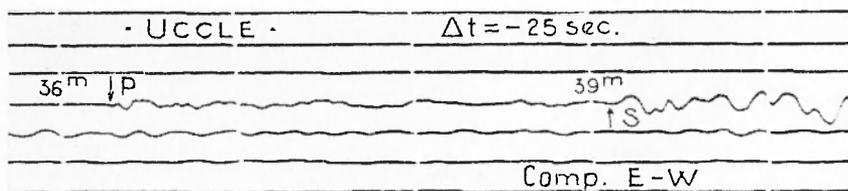


Fig. 6

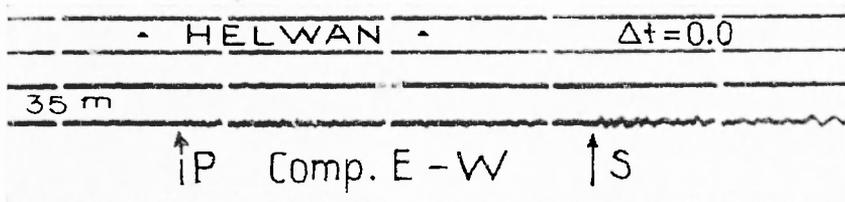


Fig. 7

onde P_n ed un aumento di velocità delle onde S_n , come sembrano mostrare i risultati della presente ricerca.

Differenziando le [15] si ha:

$$2 v_p d v_p - 4 v_s d v_s = d \left(\frac{\lambda}{\rho} \right)$$

$$2 v_s d v_s = d \left(\frac{\mu}{\rho} \right)$$

dato che $d v_p < 0$, $d v_s > 0$, risulta:

$$\frac{d\lambda}{\lambda} - \frac{d\varrho}{\varrho} < 0$$

$$\frac{d\mu}{\mu} - \frac{d\varrho}{\varrho} > 0$$

supponendo che per l'incremento della temperatura $d\lambda$, $d\mu$ e $d\varrho$ siano negativi, sarà:

$$\frac{|d\lambda|}{\lambda} > \frac{|d\varrho|}{\varrho}$$

$$\frac{|d\mu|}{\mu} < \frac{|d\varrho|}{\varrho}$$

e quindi:

$$\frac{d\mu}{\mu} < \frac{d\varrho}{\varrho} < \frac{d\lambda}{\lambda} \quad [16]$$

APPENDICE

Tempi di arrivo delle onde di dilatazione e di distorsione

1. Catania	$\Delta = 197,8$ km	5. Firenze (X)	$\Delta = 731$ km
P	07 ^h 32 ^m 47 ^s ,9	P _n	07 ^h 33 ^m 58 ^s
S	33 09,9	P [*]	34 09
2. Taranto	$\Delta = 202$ km	RP ^{*?}	29,5
P	07 ^h 32 ^m 49 ^s ,0	S _n	35 14,5
S	33 11	S [*]	27
3. Roma	$\Delta = 509$ km	6. Belgrado	$\Delta = 746$ km
P _n	07 ^h 33 ^m 29 ^s ,15	P _n	07 ^h 33 ^m 58 ^s
P [*]	38	RP ^{*?}	34 32,5
RP ^{*?}	55	S _n	35 17,8
S _n	34 25	S [*]	32,5
S [*]	33	7. Prato	$\Delta = 748$ km
4. Sofia	$\Delta = 709$ km	P _n	07 ^h 33 ^m 59 ^s ,3
P _n	07 ^h 33 ^m 55 ^s	P [*]	34 10
P [*]	34 05	S _n	35 17
RP ^{*?}	27,5	S [*]	33
S _n	35 11	8. Zagabria	$\Delta = 794$ km
S [*]	23	P _n	07 ^h 34 ^m 05 ^s ,4

	P^*	20,7		16. Strasburgo	$\Delta = 1317$ km
	S_n	35 27		P	07 ^h 35 ^m 09 ^s .6
	S^*	46,5		S	37 26
9. Trieste		$\Delta = 812$ km		17. Tortosa	$\Delta = 1414$ km
	P_n	07 ^h 34 ^m 08 ^s		P	07 ^h 35 ^m 21 ^s
	S_n	35 31,6		S	37 48
	S^*	47		18. Jena	$\Delta = 1420$ km
10. Pavia		$\Delta = 958$ km		P	07 ^h 35 ^m 22 ^s
	P_n	07 ^h 34 ^m 27 ^s		S	37 49
11. Coira		$\Delta = 1083$ km		19. Helwan	$\Delta = 1654$ km
	P_n	07 ^h 34 ^m 41 ^s .5		P	07 ^h 35 ^m 47 ^s
12. Zurigo		$\Delta = 1172$ km		S	38 17
	P_n	07 ^h 34 ^m 53 ^s		20. Uccle	$\Delta = 1662$ km
	S_n	36 54		P	07 ^h 35 ^m 51 ^s
13. Basilea		$\Delta = 1234$ km		S	38 42,5
	P	07 ^h 35 ^m 00 ^s .5		21. Toledo	$\Delta = 1798$ km
	S	37 07		P	07 ^h 36 ^m 05 ^s .4
14. Stoccarda		$\Delta = 1275$ km		S	39 10.6
	P	07 ^h 35 ^m 05 ^s		22. Copenaghen	$\Delta = 1917$ km
	S	37 16		P	07 ^h 36 ^m 18 ^s
15. Praga		$\Delta = 1278$ km		S	39 35,5
	P	07 ^h 35 ^m 05 ^s .5			

Roma, Istituto Nazionale di Geofisica, dicembre 1917.

RIASSUNTO

Si espongono i risultati di una ricerca sulle onde longitudinali e trasversali prodotte dalla scossa principale del terremoto avvenuto l'11 maggio 1917 in Calabria.

Determinate le coordinate dell'epicentro, l'A. ha calcolato, in base ai dati delle stazioni che si trovano ai margini del Continente, le velocità delle onde P_n , S_n , P^* ed S^* .

Da un confronto con i valori delle analoghe velocità trovate da altri autori, sembra che la velocità delle onde P_n tenda a decrescere dal continente al Mediterraneo centro-orientale, mentre la velocità delle onde S_n tende a crescere.

Un sensibile aumento della velocità risulta per le onde P^* ed S^* . Dai sismogrammi delle stazioni di Catania e Taranto, che dovrebbero trovarsi nel normale raggio di ricezione delle onde dirette, si rileva un notevole anticipo dei tempi di arrivo delle onde di dilatazione e di distorsione. L'Autore ritiene che i risultati della ricerca trovino spiegazione nel vulcanismo del Mediterraneo centro-orientale. Lo strato

siatico superiore in questa zona dovrebbe mancare o, quanto meno, essere estremamente sottile. Ciò spiegherebbe l'aumento di velocità delle onde di dilatazione e di distorsione riscontrato nelle stazioni di Catania e Taranto, e delle onde P^* e S^* .

Il magma inoltre potrebbe trovarsi direttamente sotto lo strato del basalto e ciò sarebbe in relazione alla diminuzione della velocità delle onde P_n e all'aumento della velocità delle onde S_n .

BIBLIOGRAFIA

- (1) CALOI P.: *Tempi di tragitto per terremoti ad origine vicina* - Ric. Scient., 5, 388-397 (1939).
- (2) CAMBIE L. J.: *The Geocentric direction Cosines of Seismological Observatories* - British Ass. Advant. of Science, (1938).
- VALLE P. E.: *Sulla determinazione delle coordinate ipocentrali di un sisma lontano* - Boll. Soc. Sism. Italiana, XI, 73-81 (1912).
- (3) CALOI P. - ROSINI E.: *Sui tempi di tragitto delle onde P_g ed S_g nell'Italia Centrale* - Ric. Scient., 12, 947-951 (1940).
- (4) CALOI P.: *Ricerche su terremoti ad origine vicina* - Ric. Scient., 7-8, 408-446 (1938).
- (5) CALOI P.: *Caratteristiche sismiche dell'appennino toscoro-romagnolo* - Ricerca Scient., I, 218-231 (1940).
- (6) ROSINI E.: *Il terremoto della Garfagnana del 15 ottobre 1939* - Ricerca Scient., 7-8, 496-517 (1940).
- (7) CALOI P.: *Il terremoto adriatico del 30-11-1934* - Boll. Soc. Sism. Italiana, XXXV, 93-119 (1937).
- (8) AGAMENNONE G.: *Il terremoto del 24-1-1912 e sua velocità di propagazione* - Atti Acc. Lincei, Cl. Sc. fis., 21, 616-652 (1912).
- (9) GRÄBE, H. VON: *Das Nordtiroler Beben vom 8. October 1936* - Zeitschr. Geophysik 3, 141-151 (1932).
- (10) GUTENBERG B.: *Travel-time curves at small distances and wave velocities in southern California* - Gerlands Beitr. Geophysik 35, 6-15 (1932).
- (11) CONRAD V.: *Das Schwadorfer Beben vom 8. October 1927* - Gerlands Beitr. Geophysik 20, 240-277 (1928).
- (12) DI FILIPPO D.: *Studio microsismico del terremoto del basso Tirreno del 16 marzo 1911* - Boll. Soc. Sism. Italiana XXXIX, 3-25 (1911).
- (13) DEMETRESCU D.: *Sur la détermination des hypocentres par des observations proches* - Boll. Soc. Sism. Italiana XXXVII (1939).
- AGAMENNONE G.: *Sulla profondità del foco del terremoto Calabro-Siculo del 13 aprile 1938* - Boll. Soc. Sism. Italiana XXXVII (1939).
- (14) CRIFIKOS N. A.: *Relazioni fra i fenomeni sismici e le manifestazioni vulcaniche nel mar Egeo e nella Grecia orientale* - Geofisica pura ed applicata, VIII (1916).