

STUDIO DEL TERREMOTO DELLE ISOLE LIPARI DEL 13 APRILE 1938

P. CALOI - M. GIORGI

PARTE PRIMA

Premessa. — La maggior parte dei terremoti cosiddetti profondi o plutonici, aventi cioè origine al di sotto della discontinuità di Mohorovic, hanno i loro epicentri disseminati lungo la zona circum-pacifica (^{1,2,3}); precisando si può affermare che la totalità dei terremoti profondissimi (con profondità che vanno dai 300 ai 700 km) ed il 90% dei terremoti con profondità dai 60 ai 300 km ca, hanno i loro epicentri in detta fascia; il restante 10% ca dei terremoti a profondità intermedia sono distribuiti lungo un arco che comprende il Mediterraneo orientale e la zona trans-asiatica.

Attraverso gli studi di Critikos (⁴) e Gutenberg (³) è stata ormai accertata l'esistenza di ipocentri profondi (fino a 300 km ca) nel mare Egeo: ma ipocentri così profondi nel Mediterraneo centrale erano insospettati fino a quando precise determinazioni portarono ad attribuire il valore di 300 km alla profondità del terremoto delle Isole Lipari, avvenuto alle ore 02^h 45^m del 13 aprile 1938.

Uno studio macrosismico sui dati di osservazione italiani relativi a detto terremoto fu condotto da G. Agamennone nel 1938 (⁵); egli contestò i valori delle coordinate ipocentrali comunicati dai bollettini di Strasburgo e della J.S.A., nonché quelli calcolati con i dati di alcune stazioni europee da Demetrescu (⁶), perché in apparente disaccordo con i risultati macrosismici. L'esame attento delle risultanze macrosismiche danno, invece, come si vedrà più sotto, una chiara conferma della notevole profondità ipocentrale di questo terremoto che all'eminente sismologo dovette apparire eccezionale, per il luogo ove il sisma ebbe a verificarsi.

È chiaro quindi l'interesse che presenta questo nostro lavoro, non solo per tutte le evidenze che possono trarsi dallo studio dei terremoti profondi in genere, nei riguardi cioè della natura e del meccanismo della loro origine, nonché della costituzione, stato e profondità degli strati più interni del pianeta, ma anche per i risultati che po-

tranno dedursi da un'indagine particolareggiata di questo terremoto in connessione col fatto che esso si è verificato al centro del Mediterraneo, in una zona tanto complessa nei riguardi della geologia superficiale e profonda. L'epicentro risulta situato infatti lungo l'allineamento della fascia vulcanica attiva che dal Vesuvio attraverso lo Stromboli va fino all'Etna.

E bene precisare intanto che il terremoto in questione non è avvenuto in concomitanza con un'accresciuta attività di alcuno di detti vulcani e che in genere per terremoti tanto profondi è da escludere una diretta azione di causa ed effetto tra i due fenomeni.

È noto infatti ⁽³⁾ che dallo studio della sismicità della terra, attraverso l'indagine sulla natura dei terremoti (vulcanici, tettonici, plutonici) e sulle loro caratteristiche fondamentali (profondità, energia, ecc.) in rapporto alla loro distribuzione nel tempo e nello spazio, nonché alle loro relazioni con eventuali anomalie geofisiche (in particolare gravimetriche) e la struttura più o meno profonda delle varie regioni del pianeta, risulta che i terremoti che si verificano nelle zone di vulcani attivi si possono distinguere in tre categorie:

a) terremoti superficiali aventi un carattere più o meno strettamente locale e direttamente collegati ad una fase esplosiva, o eruttiva, o preeruttiva, in atto, dei vulcani; essi a causa della loro limitata energia si propagano a distanze relativamente brevi, ed in genere si susseguono in serie uno dopo l'altro per un certo periodo di tempo, a intervalli più o meno brevi;

b) terremoti di origine tettonica, indipendenti dall'attività del vulcano;

c) terremoti con profondità fino a 200 km circa in concomitanza o meno di un'attività eruttiva dei vulcani; (nel primo caso, in ogni modo, non in relazione di causa ed effetto) è da pensare che probabilmente entrambi i fenomeni sono effetto di un'unica causa ancora non identificata.

Il terremoto oggetto di questo studio avvenuto, come si è detto, alla eccezionale profondità di 300 km in una regione come quella in questione, costituisce quindi un caso notevole e l'interesse aumenta se si considera che la regione stessa è sede di una cospicua anomalia gravimetrica positiva, secondo Bouguer, pari a + 240 mgal rispetto al valore normale calcolato con la formula internazionale. I calcoli per la riduzione isostatica di Hayford-Bowie (per $h_e = 96$ km) delle misure gravimetriche danno per la zona in prossimità dell'epicentro una anomalia di 100 mgal ca (7).

La forte eccedenza positiva denuncia la mancanza di equilibrio isostatico della regione.

Le sopradette ragioni ci hanno indotto a procedere ad uno studio

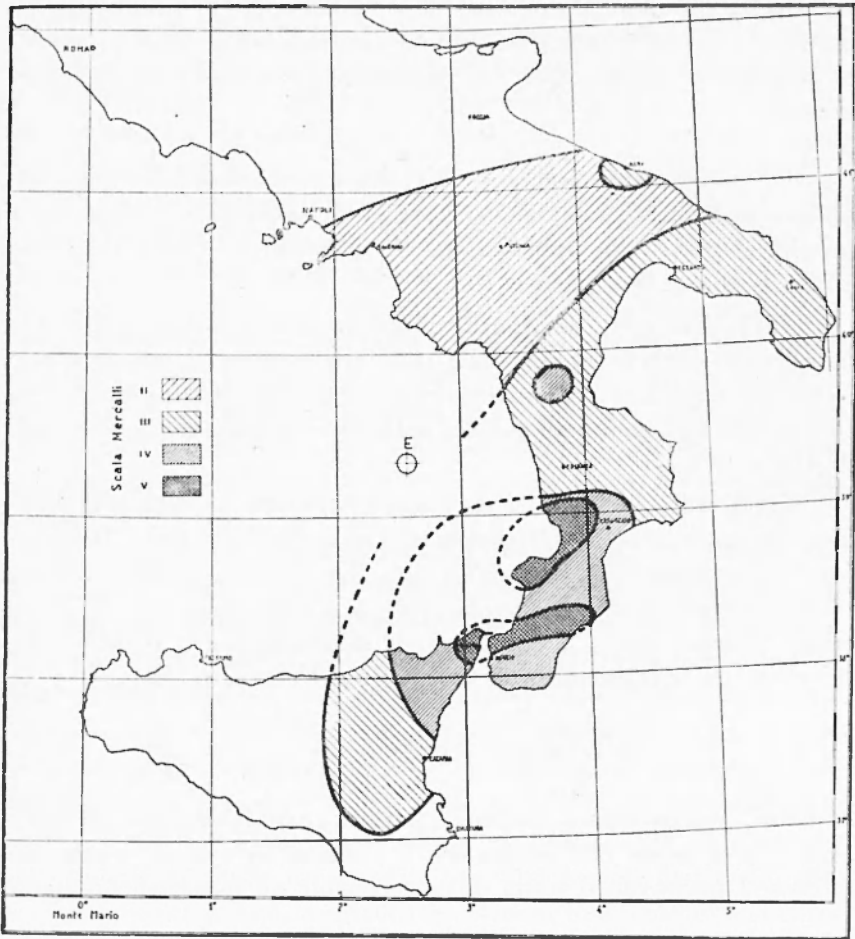


Fig. 1

accurato di questo terremoto. Come condizione indispensabile per l'ulteriore sviluppo dello studio, abbiamo creduto innanzi tutto necessario eseguire una revisione delle coordinate spazio-temporali.

Dette coordinate vennero già da altri ⁽⁶⁾ calcolate, ma con approssimazione insufficiente per i nostri scopi; abbiamo potuto invece ottenere la necessaria precisione dei risultati effettuando le misure diret-

tamente su diverse decine di sismogrammi originali o copie fotografiche in grandezza naturale che ci sono state cortesemente inviate da diversi Osservatori del mondo a cui intendiamo esprimere il nostro doveroso ringraziamento.

Questa prima parte dello studio comprende quindi i procedimenti usati ed i risultati conseguiti per la determinazione delle coordinate geografiche dell'epicentro, la profondità ipocentrale ed il tempo origine.

1. *Risultati macrosismici.* — I risultati macrosismici vengono riepilogati nell'annessa cartina. Per notizie più dettagliate a tal riguardo inviamo il lettore alle pubblicazioni di Agamennone ⁽⁵⁾. Ci limitiamo a notare solo quanto segue:

a) la irregolare distribuzione dell'intensità e la sua eccentricità rispetto all'epicentro in superficie sta a testimoniare il carattere profondo del terremoto; la distribuzione dell'energia sismica in superficie è infatti fortemente influenzata dalle discontinuità geologiche degli strati più esterni;

b) l'entità della scossa in superficie, anche nei punti di maggiore intensità, non ha oltrepassato il grado V della scala Mercalli; ora, la « magnitudo » ⁽⁸⁾ di detto sisma ha il valore di $M = 6\frac{3}{4}$ e a tal valore corrisponde un'energia, irraggiata all'origine sotto forma di onde elastiche, pari a $E = 10^{23}$ erg, se si prende per E il valore che si ottiene dalla relazione seguente data da Gutenberg ⁽³⁾:

$$\log E = 11,3 + 1,8 M ,$$

la entità, relativamente modesta, della intensità macrosismica nella regione pleistosista confrontata con la effettiva energia all'origine del terremoto prova che si tratta di un terremoto ad ipocentro profondo.

2. *Coordinate epicentrali.* — I metodi analitici e grafici per la determinazione delle coordinate epicentrali di terremoti lontani, basati sulla conoscenza dei tempi di arrivo delle onde di dilatazione consentono una approssimazione più o meno spinta che dipende da molteplici cause; se si fa astrazione dagli errori di osservazione e dalle inevitabili inesattezze nella determinazione dei tempi di inizio delle fasi, dovuta alla difficoltà di discernere il preciso inizio, alla mancata uniformità di scorrimento delle zone, agli errori degli oro-

logi marca-tempo, ecc., la maggior parte dei metodi anzidetti richiede la conoscenza della profondità ipocentrale e della relativa dromocrona ed è proprio dalla scelta di quest'ultima che dipende l'approssimazione dei risultati. Per ottenere risultati più precisi si applica il metodo delle approssimazioni successive. È chiaro che, quand'anche fossero eliminate tutte le cause di errori sistematici, ci sarà sempre una serie di dati di osservazione non in perfetto accordo tra di loro che individueranno un insieme di punti disseminati in una piccola zona; col metodo dei minimi quadrati, si potrà determinare poi l'epicentro più probabile.

Esiste peraltro un metodo dovuto a Galitzin⁽⁹⁾ il quale è del tutto indipendente dalle dromocrone e dalla profondità ipocentrale; esso si può usare, quando naturalmente sussistono le condizioni necessarie per la sua applicazione, specialmente quando non si conosce la profondità del fuoco o pur conoscendola non ci si vuol servire di dromocrone empiriche prestabilite, allo scopo di mettersi nelle condizioni della maggiore indipendenza possibile da posizioni che comunque possono influenzare i risultati oltre lo strettamente necessario. Esso da altri ricercatori (^{10,11,12}) è stato usato con successo nello studio di terremoti profondi.

Abbiamo creduto opportuno di dar molto credito a questo metodo per lo studio del nostro terremoto specialmente perché abbiamo voluto ignorare completamente i valori approssimati già noti della sua profondità ipocentrale; è vero che il metodo in questione suppone che la propagazione sia isotropa e non tiene quindi conto delle inomogeneità degli strati della crosta terrestre, ma questa ipotesi non è certamente meno restrittiva di altre ipotesi su cui si basano altri metodi, ben più numerose e non meno arbitrarie. Si può affermare quindi che, quando esso è applicabile, l'approssimazione dei risultati non è minore di quella conseguibile con altri metodi. Del resto, alla pari con gli altri metodi, mediante un numero sufficiente di combinazioni si può supporre che avvenga una compensazione statistica degli errori che derivano dall'ipotesi della propagazione isotropa.

Per fini pratici diamo una breve esposizione della applicazione analitica del metodo adottato.

Avendo a disposizione i tempi di tragitto della fase *P* in una serie di Osservatori, si scelgono coppie di stazioni in cui i cerchi massimi passanti per esse e per l'epicentro siano divaricati il più possibile ed in cui i tempi di arrivo della *P* siano uguali.

TABELLA I

Valori di $\delta\Delta$ (in km) corrispondenti a $\delta t = 10^{\text{sec}}$ alle varie distanze Δ (in gradi) per le diverse profondità h (in unità R) dedotti dalle dromocrome per le P di Jeffreys e Bullen.

$\Delta \backslash h$	sup.	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10
10°	81.0	81.3	83.0	84.9	87.0	89.7	92.6	95.8	10.4	109.0	113.4	120.8
20°	107.0	107.0	109.0	111.0	112.0	113.0	115.0	116.0	118.2	120.8	122.1	123.5
30°	126.3	124.8	126.3	126.3	127.7	127.7	129.2	129.2	129.2	130.7	130.7	132.3
40°	135.5	133.9	135.5	135.5	135.5	135.5	137.2	137.2	137.2	138.9	138.9	140.6
50°	146.2	146.2	146.2	146.2	148.2	149.9	149.9	149.9	149.9	152.2	152.2	154.3
60°	163.4	163.4	163.4	163.4	165.8	165.8	168.3	168.3	168.3	168.3	170.9	170.9
70°	182.1	182.1	185.2	185.2	185.2	185.2	188.3	188.3	188.3	188.3	191.6	191.6
80°	209.6	209.6	209.6	209.6	209.6	213.7	213.7	213.7	213.7	213.7	217.9	217.9
90°	241.5	236.4	236.4	236.4	241.5	241.5	241.5	241.5	241.5	241.5	241.5	241.5
100°	246.9	246.9	246.9	246.9	246.9	246.9	252.5	252.5	252.5	252.5	252.5	252.5

Nella ipotesi della propagazione isotropa, come dianzi si è detto, l'epicentro si troverà sul cerchio massimo che taglia ortogonalmente l'arco di cerchio massimo congiungente ogni coppia di stazioni; le intersezioni di questi cerchi in genere, per ovvie ragioni, non coincideranno, ma costituiranno una serie di punti sparsi in una zona di limitata estensione, da cui potrà dedursi l'epicentro più probabile.

La determinazione dell'epicentro si può eseguire anche nel caso che i tempi di tragitto delle P nelle coppie di stazioni non siano uguali ma la loro differenza non superi una diecina di secondi al massimo. Infatti, se la differenza dei tempi si mantiene entro questi limiti la corrispondente differenza di distanza ($\delta\Delta$) delle stazioni dall'epicentro non è molto influenzata dalla profondità, specialmente se Δ è grande.

Per comodità di calcolo nella tabella I vengono riportati i valori di $\delta\Delta$ (incremento della distanza epicentrale in km) corrispondenti ad una differenza nei tempi di tragitto delle onde P (δt) uguale a 10 sec per le varie profondità ipocentrali, da $h = 0$ fino al valore di 660 km ca; detti valori sono stati tratti dalle tabelle di Jeffreys e Bullen⁽¹³⁾; (essi possono interpolarsi linearmente senza errori sensibili).

Pertanto nel caso in cui tra i tempi di arrivo delle P di una coppia di stazioni (aventi rispetto all'epicentro azimuth molto divaricati) esista una piccola differenza ($\delta t < 10$ sec) si potrà sostituire alle coordinate di una delle stazioni quelle di una stazione fittizia situata più avanti o più indietro rispetto alla stazione reale di un tratto pari a $\delta\Delta$, corrispondente a δt ; il tratto $\delta\Delta$ va preso sullo stesso arco di cerchio

massimo passante per la stazione reale e l'epicentro. Il procedimento solito si applicherà allora alla coppia formata da una delle stazioni reali e dalla stazione fittizia. Se si indica con α_e l'azimut (rispetto ad un epicentro provvisorio) della stazione da sostituire con la stazione fittizia, dal triangolo sferico Polo Nord, Epicentro, Stazione, con notazioni evidenti, si ha:

$$\operatorname{sen} \alpha_e = \frac{\operatorname{sen} (\lambda_e - \lambda_s) \cos \varphi_s}{\operatorname{sen} \Delta}$$

La latitudine (φ') e la longitudine (λ') del nuovo punto (stazione fittizia) sullo stesso arco di cerchio massimo alla distanza: $\Delta' = \Delta + \delta\Delta$ sono date dalle relazioni che seguono:

$$\operatorname{sen} \varphi' = \cos \Delta' \operatorname{sen} \varphi_e + \operatorname{sen} \Delta' \cos \varphi_e \cos \alpha_e$$

$$\cos (\lambda_e - \lambda') = \frac{\cos \Delta' - \operatorname{sen} \varphi_e \operatorname{sen} \varphi'}{\cos \varphi_e \cos \varphi'}$$

Ottenuta allora una serie di coppie di stazioni (reali o fittizie) soddisfacenti alla richiesta condizione di uguale distanza epicentrale, si passa alla determinazione delle nuove coordinate epicentrali col metodo dei minimi quadrati, secondo il procedimento sopra ricordato.

Se si proietta la superficie terrestre, dal centro della terra su un piano parallelo al piano equatoriale, tutti i cerchi massimi si trasformeranno in rette. In particolare, l'equatore è la retta all'infinito del piano stesso.

Se λ_{s_1} , φ_{s_1} e λ_{s_2} , φ_{s_2} sono le coordinate della s^{ma} coppia di stazioni già corretta, si ha:

$$\cos \Delta_{si} = \operatorname{sen} \varphi_{si} \operatorname{sen} \varphi_e + \cos \varphi_{si} \cos \varphi_e \cos (\lambda_i - \lambda_e) \quad \text{dove } i = 1, 2 \quad [1]$$

e poiché $\Delta_{s_1} = \Delta_{s_2} = \Delta_s$ uguagliando i secondi termini delle [1], si ottiene che il punto di coordinate λ_e , φ_e sulla sfera si proietta sul piano nel punto di coordinate:

$$\begin{aligned} x &= \operatorname{ctg} \varphi_e \cos \lambda_e \\ y &= \operatorname{cotg} \varphi_e \operatorname{sen} \lambda_e \end{aligned} \quad [2]$$

ed il cerchio massimo equidistante dai due punti S_{s_1} , S_{s_2} è rappresentato in proiezione da una retta:

$$p_s x + q_s y = r_s \quad [3]$$

dove le costanti p_s , q_s , r_s corrispondono ai seguenti valori:

$$\begin{aligned} p_s &= \cos \varphi_{s_1} \cos \lambda_{s_1} - \cos \varphi_{s_2} \cos \lambda_{s_2} \\ q_s &= \cos \varphi_{s_1} \operatorname{sen} \lambda_{s_1} - \cos \varphi_{s_2} \operatorname{sen} \lambda_{s_2} \\ r_s &= \operatorname{sen} \varphi_{s_2} - \operatorname{sen} \varphi_{s_1} \end{aligned} \quad [4]$$

Si avrà quindi il sistema di equazioni simultanee:

$$p_s x + q_s y = r_s \quad \text{con } s=1, 2, \dots, n \quad [5]$$

la cui soluzione mediante il metodo dei minimi quadrati darà per le incognite i valori seguenti:

$$\begin{aligned} x &= A \pm a \\ y &= B \pm b \end{aligned} \quad [6]$$

da cui, mediante le [2], si ottengono le coordinate epicentrali:

$$\begin{aligned} \varphi_e &= \operatorname{arc} \operatorname{cotg} (A^2 + B^2)^{\frac{1}{2}} \\ \lambda_e &= \operatorname{arc} \operatorname{cotg} \frac{A}{B} \end{aligned} \quad [7]$$

Se si vogliono queste grandezze con gli errori medi, ricordando che l'errore medio di una funzione $f(z_1, z_2, \dots, z_n)$ di quantità osservate z_1, z_2, \dots, z_n , dove:

$$z_i = A_i + a_i,$$

è dato da:

$$\eta = \sqrt{\sum_1^n \left(\frac{\partial f}{\partial z_i} \right)^2 a_i^2}$$

abbiamo in definitiva:

$$\begin{cases} \overline{\varphi_e} = \operatorname{arc} \operatorname{cotg} (A^2 + B^2)^{\frac{1}{2}} \pm \frac{1}{1 + (A^2 + B^2)} \sqrt{\frac{a^2 A^2 + b^2 B^2}{A^2 + B^2}} \\ \overline{\lambda_e} = \operatorname{arctg} \frac{B}{A} \pm \frac{\sqrt{B^2 a^2 + A^2 b^2}}{A^2 + B^2} \end{cases} \quad [8]$$

Per applicare il metodo abbiamo scelto, tra tutto il materiale di osservazione che ci è pervenuto, i dati di 12 stazioni con Δ compresa tra 10° e 17° ca combinate a coppie come viene sotto descritto. I dati riferentisi a questi osservatori vengono dati nella tabella II.

TABELLA II

N.	Osservatorio	λ		Δ provv.	T_p			α_c dall'ep. provv.
		o	'		h	m	s	
1	Istanbul	29° 03',5	E Gr.	41° 03',1	N	1205	02 48 17.6	+ 75° 45',9
2	Cheb	12° 22',6	»	50° 04',8	»	1228	» » 21.2	— 9° 11',5
3	Jena	11° 35',0	»	50° 56',1	»	1332	» » 33.0	— 10° 47',2
4	Alicante	0° 29',2	WGr.	38° 21',3	»	1356	» » 36.0	— 88° 46',3
5	Gottinga	9° 57',9	E Gr.	51° 32',8	»	1431	» » 42.6	— 14° 30',9
6	Yalta	34° 09',3	»	44° 29',2	»	1683	» 49 07.0	+ 63° 26',0
7	Amburgo	9° 58',9	»	53° 33',6	»	1643	» » 08.5	— 12° 02',2
8	Sinferopoli	34° 07',0	»	44° 57',0	»	1693	» » 12.8	+ 61° 40',9
9	Helwan	31° 20',5	»	29° 51',6	»	1810	» » 22.0	+119° 56',5
10	Kew	0° 18',8	WGr.	51° 28',1	»	1814	» » 22.0	— 36° 16',5
11	Copenaghen	12° 27',0	E Gr.	55° 41',0	»	1843	» » 24.8	— 5° 15',8
12	Lund	13° 11',2	»	55° 41',9	»	1839	» » 25.4	— 3° 48',2

Per il calcolo della distanza provvisoria, che occorre per determinare le coordinate delle stazioni fittizie da sostituire ad alcune stazioni reali, siamo partiti da un ipotetico epicentro di coordinate: $\varphi_e = 39^\circ,2$ N, $\lambda_e 15^\circ = 15^\circ,1$ E Gr. che è il baricentro di quattro punti già noti e riportati nella tabella III.

TABELLA III

Autorità	φ	λ	H_0			h km
			h	m	s	
Strasburgo	39° 5' N	15° 0' E Gr.	2	45	45	—
J.S.A.	39° 4' »	15° 0' »	2	45	54	300
U.S.C.G.S.	38° 8' »	15° 2' »	—	—	—	—
Demetrescu	39° 1' »	15° 3' »	2	45	53	226

Le distanze sono state sempre calcolate in coordinate geocentriche e con i noti procedimenti della sismologia ⁽¹³⁾.

Le stazioni di cui alla tabella III sono state accoppiate a due a due sostituendo in ogni coppia ad una delle stazioni reali la corrispondente fittizia, ad uguale distanza (di tempo); il modo in cui è stato effettuato detto accoppiamento è riportato nella tabella IV. I nomi con asterisco rappresentano le stazioni sostituite.

È da osservare che gli errori che possono commettersi nello stabilire le coordinate delle stazioni fittizie, arretrando o avanzando

TABELLA IV

N.	Coppie di Stazioni	λ^*	φ^* geogr.	r^*	q^*	r_s	δt_s sec.	$\Delta\alpha$ dell'ep. prov.
1	*Jalta Amburgo	34° 17,2E Gr.	44° 20',1 N	+ 0,0034	+ 0,2996	+ 0,1036	1,5	75° 28',2
2	*Istambul Cheb	29° 26',3 »	40° 53',2 N	+ 0,0291	+ 0,2335	+ 0,1102	3,6	77° 04',9
3	*Jena Alicante	11° 29',5 »	50° 59',3 N	- 0,1693	+ 0,1321	- 0,1590	3,0	77° 59',1
4	*Alicante Gottinga	1° 12',5WGr.	38° 08',7 N	+ 0,1713	- 0,1247	+ 0,1635	6,6	74° 15',4
5	*Helwan Lund	31° 40',1E Gr.	29° 27',9 N	+ 0,1898	+ 0,3279	+ 0,3324	3,4	123° 44',5
6	*Amburgo Sinfieropoli	9° 46',3 »	53° 48',2 N	- 0,0060	- 0,2981	- 0,1029	4,8	73° 43',1
7	*Helwan Copenaghen	31° 34',0 »	29° 31',9 N	+ 0,1882	+ 0,3333	+ 0,3313	2,8	125° 12',3
8	*Helwan Kew	31° 30',5 »	29° 51',6 N	+ 0,1165	+ 0,4553	+ 0,2838	0,0	156° 56',1

quelle reali, quando le differenze di tempo tra le coppie si mantengono inferiori ai 10 secondi e quando per il calcolo delle distanze di arretramento o avanzamento si adotta una dromocrona anche grossolanamente approssimata, sono dello stesso ordine di grandezza di quelli relativi alla lettura dei tempi sui sismogrammi. Infatti nel nostro caso le differenze di tempo δt tra le coppie scelte sono sempre molto piccole; come si vede nella tabella IV, il massimo valore si ha per la coppia Alicante-Gottinga: $\delta t = 6^{\circ}. 6$; avendo adottato la dromocrona corrispondente ad $h = 0,05 R$ (dove $R = 6338$ km) delle tavole di Jeffreys e Bullen (22) anche se la profondità fosse errata di 0,01 R l'errore corrisponderebbe a quello di 0,4 sec. nella lettura del sismogramma; in tutti gli altri casi, eguale errore nella valutazione della profondità corrisponde a errori di lettura dei tempi sui sismogrammi molto inferiori a questo massimo e precisamente dell'ordine di 0,1 secondi.

Stabilite le equazioni normali del sistema [5]:

$$\begin{aligned} [pp]x + [pq]y &= [pr] \\ [pq]x + [qq]y &= [qr] \end{aligned}$$

sono stati ottenuti i seguenti valori per le incognite:

$$x = 1,18880 \quad y = 0,32315$$

$$\mu_x = \pm \sqrt{\frac{[rr_2]}{(n-1)[pp_1]}} = \pm 0,00706 \quad \mu_y = \pm \sqrt{\frac{[rr_2]}{(n-1)[qq_1]}} = \pm 0,00322$$

da cui mediante le [8] si deducono i seguenti valori per le coordinate dell'epicentro:

$$\lambda = 15^{\circ} 12',4 \pm 10',3$$

$$\varphi'_{\text{geoc.}} = 39^{\circ} 06',0 \pm 9',3 \quad \varphi'_{\text{geografica}} = 39^{\circ} 17',3 \pm 9',3$$

Con i dati delle stesse stazioni di cui alla tabella II si è cercata la soluzione dello stesso problema con un metodo statistico di P. Caloi (15); detto metodo consente di ottenere contemporaneamente, oltre alle coordinate λ , φ dell'epicentro, anche il tempo origine H e la profondità ipocentrale h .

Detti H' , λ' , φ' , h' certi valori approssimati comunque ottenuti delle grandezze che si cercano, chiamando con t_s il tempo di propagazione di una certa fase (in genere la P) dall'ipocentro alla s^{ma} stazione re-

gistratrice e con T_s il tempo di arrivo della stessa fase effettivamente osservato, si ha:

$$T_s = t_s + H. \quad [9]$$

Chiamando con H, λ, φ, h i valori veri cercati, si avrà

$$H = H' + \delta H' \quad \lambda = \lambda' + \delta \lambda' \quad \varphi = \varphi' + \delta \varphi' \quad h = h' + \delta h'$$

poiché: $t_s = f(\lambda, \varphi, h)$ sarà anche:

$$t_s = f(\lambda', \varphi', h') + \frac{\partial f}{\partial \lambda'} \delta \lambda' + \frac{\partial f}{\partial \varphi'} \delta \varphi' + \frac{\partial f}{\partial h'} \delta h' \quad [10]$$

È facile verificare che:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial \lambda'} &= \frac{\partial f}{\partial \Delta_s} \cdot \frac{\partial \Delta_s}{\partial \lambda'} = - \cos \varphi' \operatorname{sen} \alpha_s \frac{\partial f}{\partial \Delta_s} \\ \frac{\partial f}{\partial \varphi'} &= \frac{\partial f}{\partial \Delta_s} \frac{\partial \Delta_s}{\partial \varphi'} = - \cos \alpha_s \frac{\partial f}{\partial \Delta_s} \end{aligned} \right\} \quad [11]$$

ove con α_s si è indicato l'azimut della stazione s^{ma} rispetto all'epicentro. Quindi dalle [9] tenendo presenti le [10] e [11] se si hanno n stazioni si avranno le seguenti n equazioni simultanee:

$$\delta H' - \cos \varphi' \operatorname{sen} \alpha_s \frac{\partial f}{\partial \Delta_s} \delta \lambda' - \cos \alpha_s \frac{\partial f}{\partial \Delta_s} \delta \varphi' + \frac{\partial f}{\partial h'} \delta h' = T_s - H' - f(\lambda', \varphi', h') \quad [12]$$

con $s = 1, 2, \dots, n$.

Per la applicazione di detto metodo abbiamo scelto i seguenti valori provvisori per le coordinate spazio-temporali:

$$\begin{aligned} \varphi' &= 39^\circ, 2 \text{ N} & H' &= 02^{\text{h}} 45^{\text{m}} 48^{\text{s}}, 7 \\ \lambda' &= 15^\circ, 1 \text{ E Gr.} & h' &= 0, 04 R + 33 = 286, 5 \text{ km} \quad (R = 6338 \text{ km}) \end{aligned}$$

I dati necessari per il calcolo sono riassunti nelle tabelle II e V e le dromocrome adottate sono quelle di Jeffreys e Bullen già citate.

Per le radici del sistema normale corrispondente al sistema [12] abbiamo ottenuto i seguenti valori:

$$\begin{aligned} \delta \varphi' &= -0^\circ 00' 10'' & \delta H' &= +0^{\text{s}}, 7 \\ \delta \lambda' &= +0^\circ 03' 41'' & \delta h' &= +17, 7 \text{ km} \\ \mu_{\varphi'} &= \pm 5', 6 & \mu_{H'} &= \pm 1, 5 \text{ sec} \\ \mu_{\lambda'} &= \pm 5', 5 & \mu_{h'} &= \pm 22, 7 \text{ km} \end{aligned}$$

TABELLA V

N.	Osservatorio	Δ dell'ep. provvisorio	t_s m s	$T_s - t_s$ m s	$\frac{\Delta f}{\Delta \Delta_s}$	$\frac{\Delta f}{\Delta h'}$	$T_s - H' - f(i, q, h')$
1	Istanbul	10°,848	2 29,5	45 48,1	12,4	-0,5	-0,6
2	Cheb	11°,048	2 32,0	» 49,2	12,4	-0,6	+0,5
3	Jena	11°,990	2 43,7	» 49,3	12,4	-1,0	+0,6
4	Alicante	12°,200	2 46,2	» 50,4	12,2	-1,0	+1,7
5	Göttingen	12°,383	2 54,6	» 48,0	12,2	-1,3	-0,7
6	Yalta	15°,150	3 21,8	» 47,2	11,2	-3,2	-1,5
7	Amburgo	14°,783	3 17,5	» 51,9	12,0	-2,8	+3,2
8	Siniferopoli	15°,234	3 22,7	» 50,1	11,2	-3,2	+1,4
9	Helwan	16°,286	3 34,3	» 47,7	10,6	-3,7	-1,0
10	Kew	16°,323	3 34,7	» 47,3	10,6	-3,7	-1,4
11	Copenaghen	16°,589	3 37,5	» 47,5	10,6	-3,8	-1,4
12	Lund	16°,555	3 37,2	» 48,2	10,6	-3,8	-0,5

 $H' = 45m48s,7$

e quindi per le grandezze definitive i valori:

$$\begin{aligned} \varphi \text{ geoc.} &= 39^\circ 11',8 \pm 5',6 \quad N \quad \varphi \text{ geogr.} = 39^\circ 23',2 \pm 5',6 \\ \lambda &= 15^\circ 09',7 \pm 5',5 \quad E \text{ Gr.} \\ H &= 02^h 45^m 49^s,4 \pm 1^s,5 \\ h &= 304,2 \pm 22,7 \text{ Km} \end{aligned}$$

Il controllo della soluzione ha dato secondo notazioni evidenti:

$$[vv] = 20.3075 \quad [ll_4] = 20.3077 .$$

3. *Tempo origine.* — Per il calcolo del tempo origine ci siamo serviti anche del metodo delle $(S - P)$ di Wadati (¹⁸). La possibilità di poter usare questo metodo risiede nel fatto che il coefficiente di Poisson (σ) si mantiene pressoché costante anche a notevole profondità, fin quasi al limite del nucleo terrestre. Dalla costanza di σ segue

la costanza del rapporto $\frac{V_p}{V_s}$ dove $V_p =$ vel. delle onde P e $V_s =$ vel.

delle onde S . Infatti detto rapporto è dato da: $\frac{V_p}{V_s} = \left[\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma} \right]^{\frac{1}{2}} = K$

e quindi per i tempi di tragitto delle S e delle P si ha pure $\frac{t_s}{t_p} = K$,

da cui:

$$\frac{t_p}{t_s - t_p} = \frac{1}{K - 1} = \text{cost.}$$

In altre parole la linea che si ottiene riportando i tempi t_p in ascisse e le differenze $t_s - t_p$ in ordinate è una retta che passa per l'origine; allora, se si vuole il tempo origine H , basta vedere dove la retta suddetta taglia l'asse delle ascisse, dove vengono riportati i tempi assoluti delle P . Invece che il metodo grafico solito, per una maggiore precisione, abbiamo seguito la via analitica cercando la retta più probabile passante per i punti del piano $(T_p, T_s - T_p)$ corrispondenti a ciascuna stazione. $(T_p, T_s$ tempi assoluti) cioè $T_p = H + t_p$.

Ogni punto deve soddisfare allora alla equazione:

$$y = m x + n \quad [13]$$

dove:

$$y = T_s - T_p \quad \text{e} \quad x = T_p - T_0 \quad (T_0 = \text{tempo assoluto arbitrario})$$

quando: $T_s - T_p = 0$ si ha: $x = -\frac{n}{m}$ che è l'ascissa del punto di

TABELLA VI

N.	Osservatorio	P m s	S m s	$x = T_P - T_0$ sec	$y = T_s - T_r$ sec	P h m s	sP m s	h km
1	Trieste	i! 47	i!! 48	144,2	77,3	—	—	—
2	Zagabria	i! » 26,4	i!!! » 40,8	146,4	80,1	—	—	—
3	Sofia	i!!! » 32,0	i!!! » 52,1	152,0	89,6	—	—	—
4	Graz	i » 37,0	i 49	157,0	105,4	—	—	—
5	Zurigo	i!!! 48	i!!! » 48,2	182,8	110,8	—	49 30	285
6	Basilica	i!!! » 08,0	i!!! » 58,8	188,0	117,4	—	—	—
7	Istambul	i! » 17,6	i! 50	147,6	118,0	—	49 46,6	275
8	Cheb	i » 21,2	i! » 19,2	201,2	134,0	—	50 02	290
9	Jena	i » 33,0	i! » 47,0	213,0	142,6	—	—	—
10	Göttingen	i » 42,6	i! 51	222,6	153,0	—	—	—
11	Uccle	i » 54,4	i! » 27,4	234,4	162,0	—	50 28	270
12	Yalta	i!! 49	i! » 49,0	247,0	164,5	—	—	—
13	Amburgo	i! » 08,5	i! » 53,0	248,5	160,8	—	50 39	295
14	Siniferopoli	i!!! » 12,8	i! » 53,6	252,8	170,0	—	50 34	270
15	Helwan	i! » 22,0	i! 52	262,0	176,0	—	50 44,7	300
16	Kew	i! » 22,0	i! » 18,0	262,0	178,3	—	51 31,7	295
17	Copenaghen	i » 24,7	i 53	264,7	212,8	—	51 31,7	295
18	Uppsala	i! 50	i!!! 41,2	308,4	210,5	—	51 41	270
19	Edimburg	i » 11,5	i! 57	311,5	223,0	—	51 41	290
20	Mosca	i!!! » 24,0	i!!! 54	324,0	226,0	—	—	—
21	Pulkowo	i!!! » 26,0	i!!! » 12,0	326,0	230,2	—	—	—
22	Grozny	i! » 37,8	i! » 28	337,8	—	02 55 43	54 02	290
23	Scoresby-Sund	i! 52	i 03	—	—	02 59 47	—	285
24	Bombay	i! 54	01	—	—	—	—	315
25	Tucson	i! 58	—	—	—	—	—	h = 286,4

incontro della retta [13] con l'asse della x ; il tempo origine è dato allora da: $H = T_0 - \frac{n}{m}$.

Sono stati usati i dati ottenuti da 22 stazioni essi sono contenuti nella tabella VI (le prime 22 stazioni).

Abbiamo scelto il valore $T_0 = 02^h 45^m 00^s$; il sistema normale dedotto dalle 22 equazioni simultanee ottenute con la [13] hanno dato per m ed n i seguenti valori:

$$n = -43,151 \quad \mu_n = \pm \sqrt{\frac{[H_2]}{(n-1)bb_1}} = \pm 2,351$$

$$m = 0,823 \quad \mu_m = \pm \sqrt{\frac{[H_2]}{(n-1)aa_1}} = \pm 0,00968$$

da cui: $x = \frac{n}{m} \pm \mu = -52^s,43 \pm 2^s,85$

e quindi:

$$H = T_0 - \frac{n}{m} \pm \mu = 02^h 45^m 52^s,4 \pm 2^s,8$$

4. *Profondità ipocentrale.* — Per determinare un altro valore della profondità ipocentrale abbiamo ritenuto soddisfacente l'uso del metodo delle differenze simultanee dovuto a Brunner ⁽¹⁷⁾. Si utilizzano, come è noto, le differenze dei tempi di tragitto che si ottengono facendo opportune combinazioni a due a due tra fasi che sono maggiormente sensibili alle variazioni di profondità e che compaiono nei sismogrammi di terremoti profondi per es. P , S , pP , sP , ecc. A tale scopo sono stati usati i tempi relativi alle P , pP , sP ed S di 14 stazioni nelle combinazioni: $S - P$, $pP - P$, $sP - P$; i dati sono compresi nella tabella VI; il risultato è il seguente

$$h = 286,4 \pm 13,4 \text{ km.}$$

5. *Valori definitivi delle coordinate spazio-temporali.* — Assumiamo come valori definitivi delle grandezze ricercate la media pesata dei valori ottenuti con i vari metodi sopra descritti; pertanto a ciascuno dei valori attribuiamo un peso espresso da un numero proporzionale all'inverso del quadrato del relativo errore medio; l'errore medio della media pesata di ciascuna grandezza è stato ottenuto applicando la relazione:

$$\mu = \sqrt{\frac{\sum p \delta \delta}{\sum p (n-1)}}$$

dove con p viene indicato il peso, δ lo scarto e con n il numero delle determinazioni esistenti per ogni grandezza.

Abbiamo ottenuti i seguenti valori finali:

$$\lambda = 15^{\circ} 10',3 \pm 1',6 \text{ E Gr.}, \quad \varphi = 39^{\circ} 21',6 \pm 2',6 \text{ N}$$

$$H = 02^{\text{h}} 45^{\text{m}} 50^{\text{s}},1 \pm 1^{\text{s}},3$$

$$h = 290,9 \pm 7,8 \text{ km.}$$

Gli ulteriori risultati dello studio di questo terremoto, ottenuti partendo dai valori sopra trovati delle coordinate spazio-temporali, verranno pubblicati in una prossima nota.

Roma — Istituto Nazionale di Geofisica — Novembre 1950.

RIASSUNTO

È la prima parte di uno studio riguardante un terremoto ad ipocentro profondo verificatosi nel Tirreno Meridionale. Dopo una breve discussione sui terremoti ad origine profonda in rapporto con la geologia superficiale e profonda, viene fatta una esposizione critica dei metodi che sono stati qui usati per la determinazione delle coordinate spazio-temporali. Viene confermata la profondità di 300 km, eccezionale per il Mediterraneo. L'epicentro risulta situato sull'allineamento della fascia vulcanica attiva, che va dal Vesuvio all'Etna, in una regione sede di una cospicua anomalia isostatica positiva.

BIBLIOGRAFIA

- (1) SIEBERG A., *Erdebebengeographie*. Handbuck der Geophysik, vol. 4 Berlin.
- (2) LYNCH J. J., *The geographical distribution of deep-focus earthquakes*. Bull. Seism. Soc. Am. 36, 1936.
- (3) GUTENBERG B. and RICHTER C. F., *Seismicity of the Earth and associated phenomena*. Princeton, New Jersey (1949).
- (4) CRITIKOS M. A., *Relazioni fra i fenomeni sismici e le manifestazioni vulcaniche nel mare Egeo e nella fascia orientale*. Geofisica, Milano, vol. 8 pp. 145-159.
- (5) AGAMENNONE G., *Studio macrosismico del terremoto Calabro-Siculo del 13/4/1938*. Boll. Soc. Sism. Ital. v. XXXVI n. 3-4, 1938.
- AGAMENNONE G., *Sulla profondità del foco del terremoto Calabro-Siculo del 13/4/1938*. Boll. Soc. Sism. Ital. v. XXXVII n. 1-2, 1939.
- (6) DEMETRESCU G., *Sur la détermination des hypocentres par des observations proches*. Boll. Soc. Sism. Ital. v. XXXVII n. 1-2, 1939.
- (7) MORELLI C., *La rete geofisica e geodetica in Italia*. Trieste 1946.
- (8) GUTENBERG B., *Magnitude determination for deep-focus earthquakes*. Bull. Seism. Soc. Am., vol. XXXV, pp. 117-130, 1945.

(9) GALITZIN B., *Zur frage der Bestimmung der Herdtiefe eines Bebens und der Fortpflanzungsgeschwindigkeit des seismischen Wellen in den oberen Erdschichten*. C. R. des Sciences de la Commission Seismique Permanent. 5 (359-430.) 1912.

(10) GUTENBERG B. e RICHTER C. F., *Materials for the study of deep-focus earthquakes*. Bull. Seism. Soc. Am. 26 (341-390) 1936.

(11) BRUNNER G. J., *The deep earthquake of May 26, 1932*. Gerl. Beitr. z. Geophysik Bd 53 (1938).

(12) LYNCH W. A. and DILLON, *The deep-focus earthquake of May 19, 1940 in the Sea of Okhotsk*. Bull. Seism. Soc. Am. v. 33 (251-269) 1943.

(13) JEFFREYS H. and BULLEN H. E., *Seismological Tables*. British. Ass. Of Science, London 1940.

(14) MACELWANE, *Seismology*. New York 1936.

(15) CALOI P. e PERONACI F., *Il terremoto del Turkestan del 2/11/1946*. Annali di Geofisica, v. 1, n. 2, 1948.

(16) COMRIE L. J., *The geocentric direction cosines of Seismological Observatories*. British Ass. Adv. Science. London 1938.

(17) BRUNNER S. J. and MACELWANE J. B., *The Brunner focal depth-time-distance chart*. New York 1935.

(18) WADATI K., *On the travel time of Earthquake Waves. Part II*. Geophysical Magazine v. 7, 1933.