

SULLA RAPPRESENTAZIONE IN SUPERFICIE DELLA NATURA DINAMICA DI UNA SCOSSA ALL'IPOCENTRO

DOMENICO DI FILIPPO

1. — Dall'esame delle registrazioni dei movimenti iniziali determinati da un sisma in un certo numero di Osservatori, opportunamente distribuiti intorno all'epicentro, è possibile dedurre la natura fisica della causa a cui è dovuta la scossa.

Se la terra alla stazione sismica si muove allontanandosi dall'epicentro, per il primo impulso si ha una compressione (+), invece si ha dilatazione (o rarefazione, —) quando lo spostamento avviene verso l'epicentro (fig. 1).

Molti investigatori si sono interessati dell'argomento; fin dal 1848 Mallet cercò di spiegare la diversa direzione della registrazione prodotta dall'onda sismica iniziale della componente verticale.

La questione è ripresa da sismologi giapponesi e il merito di essere pervenuto a conclusioni interessanti, dallo studio di un gran numero di terremoti giapponesi, spetta a T. Shida.

I terremoti tettonici, in base alle conclusioni di Shida rivedute da Nakamura, presentano disposizioni particolari e risultano divisi in due categorie: terremoti di sprofondamento e di frattura.

Alla prima categoria appartengono quei terremoti che in tutte le stazioni, comprese entro un certo raggio, determinano un movimento dello stesso segno e per tutte quelle esterne un movimento di segno opposto. All'altra categoria invece appartengono quei terremoti per i quali le direzioni del primo impulso sono distribuite in quattro quadranti divisi da rette incrociantesi in modo che in quadranti adiacenti il movimento del suolo è di segno opposto.

In Europa il primo che ha studiato, nei terremoti di frattura, il meccanismo all'ipocentro con questo metodo è stato Hiller, col terremoto del Tirolo dell'8 ottobre 1930, successivamente studiato da Grafe in maniera più esauriente.

In Italia Caloi ha trovato per il terremoto delle Prealpi Carniche dell'8 giugno 1934 una suddivisione superficiale analoga a quella osservata da T. Shida; mentre nel terremoto del Cansiglio del 18 ottobre 1936 ha ottenuto una distribuzione, fino allora mai osservata, con

le rette di separazione dei quadranti inclinate fra loro e incrociantesi in un punto non coincidente con l'epicentro.

Lo scrivente, nello studio del terremoto del basso Tirreno del 16 marzo 1941, ha ottenuto una distribuzione analoga a quella del terremoto del Cansiglio.

Dai fondamenti della teoria dell'elasticità si sa che ad una tensione che agisce secondo un determinato asse corrisponde sempre una

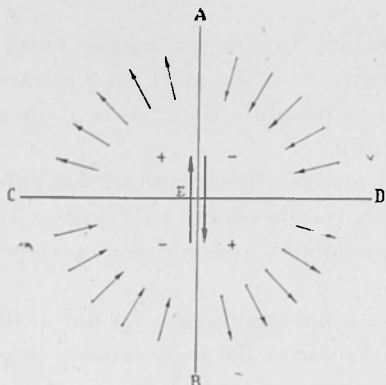


Fig. 1

tensione complementare secondo l'asse a 90° , di entità uguale alla prima e convergente (o divergente) con essa. Analogamente ad una coppia che dicesi principale a cui si deve la frattura degli strati, corrisponde sempre una coppia complementare, detta secondaria, che agisce in direzione normale alla prima.

Il caso di frattura con la particolare suddivisione del senso del movimento iniziale è stato studiato

matematicamente da Love, per un mezzo indefinito, dal punto di vista dell'elasticità.

Per la prima volta il problema sismico è stato teoricamente affrontato da M. Hasegawa sulla superficie sferica e considerando, come causa della suddivisione trovata da Shida, l'azione di una coppia orizzontale di forze tangenziali agenti all'epicentro. Gräfe, notando che la teoria di Hasegawa mentre risolveva casi particolari presentava difficoltà per il caso generale, dà una trattazione più agevole del problema, considerando la Terra piana nelle vicinanze dell'epicentro. Sotto questa ipotesi, risolve tutti i casi possibili ed osserva che nel caso generale il polo non coincide con l'epicentro e che le linee nodali non si tagliano ortogonalmente, ma secondo angoli la cui ampiezza dipende dalla particolare giacitura della coppia di forze.

✕ In America P. Byerly (1928), ha investigato il meccanismo di parecchi terremoti superficiali, in relazione al processo tettonico, con un suo metodo, ove considera la Terra omogenea e di conseguenza il raggio sismico rettilineo. Con l'uso della proiezione stereografica polare, disponendo di stazioni in posizione conveniente, determina i cerchi proiezioni, delle intersezioni dei due piani con la superficie terrestre, delimitanti le 4 zone. Il metodo permette, una volta stabiliti

2) la proiezione di ogni cerchio sulla superficie della sfera è un cerchio il cui centro e raggio sono facilmente determinabili.

Queste proprietà rendono particolarmente preziosa questa proiezione per la risoluzione di problemi riguardanti distanze e azimut sulla sfera, problemi che interessano continuamente la sismologia.

a) La sfera viene proiettata da un punto della stessa superficie sul piano equatoriale corrispondente. Sia C il centro di proiezione o polo, O il centro della sfera, E il centro della proiezione stereografica ed il cerchio una sezione meridiana fig. 2.

Sia S un punto qualunque della superficie della sfera, posto sul cerchio considerato e K la sua proiezione; chiamato ξ l'arco-distanza tra E ed S e posto $k = OK$, con semplici considerazioni si ha

$$k = \operatorname{tang} \frac{1}{2} \xi = \frac{\operatorname{sen} \xi}{1 + \cos \xi}$$

Se S' è l'antipodo di S e K' ne è la proiezione, si può scrivere

$$k' = \operatorname{tang} \frac{1}{2} (180 - \xi) = -\frac{1}{k}$$

Il punto medio Q del segmento KK' si trova ad una distanza dal centro

$$q = \frac{1}{2} \left(k - \frac{1}{k} \right)$$

b) La risoluzione del problema di tracciare il luogo dei punti che hanno un certo azimut rispetto ad un punto della sfera, si riduce a tracciare la proiezione dei cerchi massimi passanti per quel punto. Tutti i cerchi massimi passanti per S e S' hanno come proiezione cerchi passanti per K e K' i cui centri si trovano sull'asse del segmento KK' . La costruzione della retta dei centri, permette di individuare facilmente i centri dei cerchi proiezioni di cerchi massimi passanti per S e aventi un dato azimut con un cerchio massimo di riferimento.

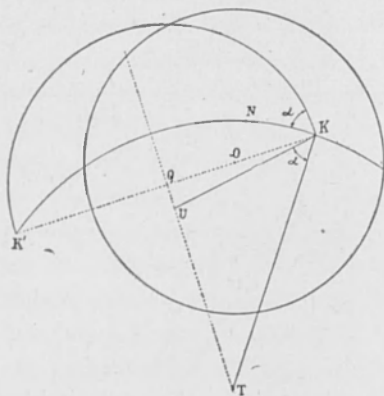


Fig. 3

Difatti nella fig. 3 siano K e K' le proiezioni dei punti S e S' e N la proiezione del polo Nord, O il centro di proiezione, QT la

retta dei centri e T il centro del cerchio KNK' , proiezione del meridiano passante per S .

Per tracciare il cerchio proiezione del cerchio massimo per S , che ha un azimut α rispetto al meridiano per S , basta condurre nel piano proiezione la retta KU facente un angolo α con la retta KT : il punto U sulla retta dei centri è il centro del cerchio proiezione cercato.

Se il punto S poi è il centro della proiezione, tutti i cerchi massimi per esso avranno per proiezione tante rette uscenti dal centro di figura (proiezione di S).

c) Se si vuol determinare il luogo dei punti sulla sfera equidistanti da un punto qualunque S di un arco-distanza δ , è necessario calcolarsi prima il centro del cerchio proiezione, che abitualmente non coincide con la proiezione di S , e il raggio relativo. Se ξ è l'arco-distanza tra S e il centro di proiezione E (fig. 4), il punto proiezione del punto del cerchio sulla sfera più vicino, posto ad un arco-distanza $\xi - \delta$ da E , si trova in proiezione ad una distanza radiale

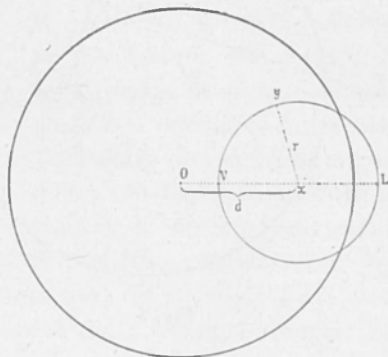


Fig. 4

$$OV = \text{tang} \frac{1}{2} (\xi - \delta),$$

mentre la distanza del punto più lontano risulta

$$OL = \text{tang} \frac{1}{2} (\xi + \delta)$$

Il cerchio proiezione passante per questi due punti ha di conseguenza il centro alla distanza

$$d = OX = \frac{1}{2} \left[\text{tang} \frac{1}{2} (\xi - \delta) + \text{tang} \frac{1}{2} (\xi + \delta) \right] = \frac{\text{sen } \xi}{\cos \xi + \cos \delta}$$

e il raggio

$$r = OY = \frac{1}{2} \left[\text{tang} \frac{1}{2} (\xi + \delta) - \text{tang} \frac{1}{2} (\xi - \delta) \right] = \frac{\text{sen } \delta}{\cos \xi + \cos \delta}$$

ad individuarlo perfettamente. In fig. 6 è riportato un reticolo con cerchi di 10 in 10 gradi.

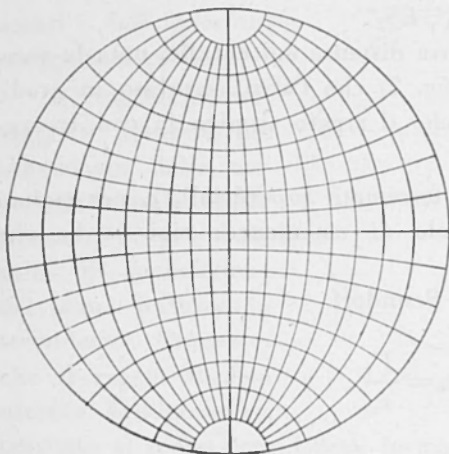


Fig. 6

dei due piani con la superficie terrestre risultano circonferenze passanti per l'epicentro e fra loro perpendicolari. Se il solido fosse omogeneo, nelle quattro zone della superficie della Terra delimitate dai detti cerchi, il primo impulso sarebbe della stessa natura che all'origine; dato che la Terra è formata di strati eterogenei è necessario tenerne conto.

Questa condizione, mentre non influisce sulla natura dell'impulso lungo il raggio sismico, obbliga il raggio sismico secondo una traiettoria curva. Il raggio sismico può in tal modo far pervenire in superficie un impulso di natura diversa da quello che ci si potrebbe aspettare; difatti, dalla fig. 7,

se E è l'epicentro S_1 e S_2 due stazioni sismiche ed EF la traccia del piano frattura, si vede facilmente che pur trovandosi le due stazioni

3. — Nel caso di terremoti di frattura, come si è detto, i due piani perpendicolari nell'epicentro dividono la Terra in quattro parti, due delle quali, in quadranti opposti, trasmettono come primo impulso compressioni e le altre due dilatazioni. Uno dei due piani è il piano di frattura; l'altro, perpendicolare alla coppia di forze attive, il piano secondario. Per i terremoti superficiali l'ipocentro si considera coincidente con l'epicentro, di conseguenza le tracce intersezioni

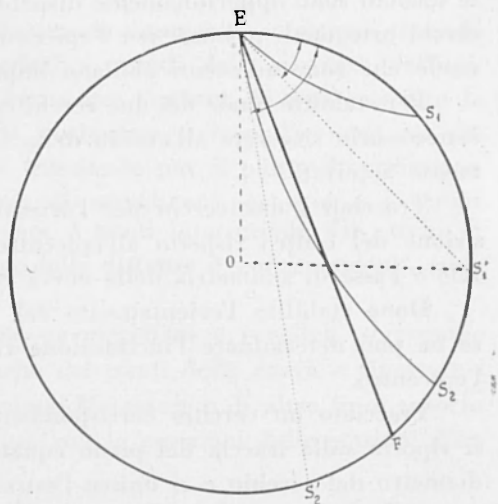


Fig. 7

dalla stessa parte del piano, ricevono ciò nondimeno impulsi provenienti da zone diverse. Per ovviare a questo inconveniente, basta considerare la Terra come omogenea e le stazioni nelle posizioni corrispondenti ai raggi rettilinei: ES_1' , ES_2' .

La determinazione della nuova distanza epicentrale, nota la vera, si ottiene facilmente notando (fig. 7) che l'*arco* (espresso in gradi) $ES_1 S_1'$ è il doppio dell'angolo che il raggio sismico fa con la tangente alla Terra nell'epicentro.

Quest'angolo, nel caso di terremoti superficiali, e per ragioni di simmetria, è uguale all'angolo di emergenza; cioè si ha che $ES_1 S_1' = 2e$.

Ricordando la relazione di Benndorf

$$\cos e_n = \frac{V_0}{v_n},$$

dove V_0 è la velocità dell'epicentro e v_n la velocità apparente alla distanza Δ_n , l'angolo di emergenza è determinabile conoscendo la distanza Δ_n dell'Osservatorio e la dromocrona delle onde longitudinali.

Si riporta ogni Osservatorio nella nuova posizione in proiezione stereografica polare con l'epicentro come centro della proiezione. Se le stazioni sono opportunamente distribuite è possibile disegnare i due cerchi ortogonali passanti per l'epicentro separanti le quattro zone in modo che zone adiacenti abbiano impulsi di natura diversa.

Per stabilire quale dei due cerchi corrisponde al piano di frattura è necessario ricorrere all'ausilio della Geologia od a fatti precedentemente accertati.

Tracciati i due cerchi per l'orientamento è utile rilevare la posizione del centro rispetto all'epicentro, perché questa retta azimutale è l'asse di simmetria della curva relativa limitante le zone.

Dopo stabilito l'orientamento del cerchio nel piano proiezione, se ne può determinare l'inclinazione rispetto al raggio terrestre per l'epicentro.

Tracciato un cerchio corrispondente ad una sezione meridiana, si riporta sulla traccia del piano equatoriale a partire dal centro, il diametro del cerchio e si unisce l'estremo di questo segmento con il centro di proiezione (fig. 8). La corda che unisce l'epicentro con l'intersezione della retta proiettante con il cerchio meridiano, rappresenta la traccia del piano e l'angolo che essa forma col raggio per E , l'angolo di inclinazione cercato.

Determinato così l'orientamento del piano, è possibile stabilire la linea sulla superficie della Terra che unisce tutti i punti di arrivo dei raggi sismici uscenti dall'ipocentro tangenti al piano.

Il tragitto di tali raggi è naturalmente influenzato dalle eterogeneità della crosta terrestre. Se β è l'angolo di inclinazione del piano frattura (o secondario), l'angolo i che il raggio sismico uscente dall'ipocentro,

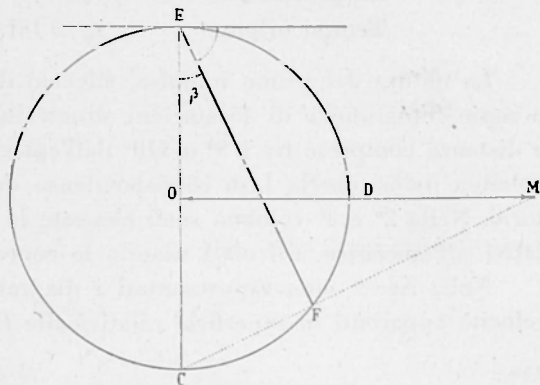


Fig. 8

tangente al piano considerato, forma col raggio terrestre secondo un azimut ψ rispetto all'epicentro, è dato dalla relazione

$$\text{tang } i = \frac{\text{tang } \beta}{\cos \psi}$$

La velocità apparente della traccia emergente si ottiene tenendo conto della relazione di Benndorf e quindi della distanza dall'epicentro del punto della curva limite per l'azimut. Si può costruire la curva limite facendo uso della proiezione stereografica con un appropriato centro di proiezione, tracciando per il punto di proiezione dell'epicentro, cerchi proiezione di meridiano per esso e i cerchi proiezione delle distanze calcolate. I punti intersezione dei cerchi di azimut ψ coi cerchi proiezione delle distanze δ corrispondenti, sono i punti della curva.

Se sono tracciati in proiezione meridiani e paralleli, si possono rilevare le coordinate geografiche dei punti della curva e riportare i punti in un planisfero, a proiezione Mercatore o di altro tipo, e porre così le curve trovate a confronto con le posizioni delle stazioni d'osservazione.

4. — Il metodo è stato applicato per la determinazione della natura della scossa all'ipocentro, prossimo alla superficie, del fortissimo terremoto delle Azzorre del 25 novembre 1941. Le coordinate dell'epicentro e il tempo origine calcolati col metodo Caloi-Peronaci sono:

Latitudine geografica	$\varphi_0 = 37^\circ 25',41$ N
» geocentrica	$\varphi_0 = 37^\circ 14',23$ N
Longitudine	$\lambda_0 = 19^\circ 00',65$ W
Tempo origine	$t_0 = 18^h 03^m 54^s,7$

La natura del primo impulso, rilevato dai sismogrammi originali o copie fotografiche di 45 stazioni situate in quasi tutti gli azimut e a distanze comprese tra i 9° e 110° dall'epicentro, è riportata nella 1^a colonna della tabella I in corrispondenza del nome di ogni osservatorio. Nella 2^a e 3^a colonna sono elencate le distanze e gli azimut relativi all'epicentro, calcolati usando le coordinate geocentriche.

Nella fig. 9 sono rappresentati i diagrammi, distanze epicentrali velocità apparenti in superficie relativi alle P e alle P'_1 , dedotti dalle

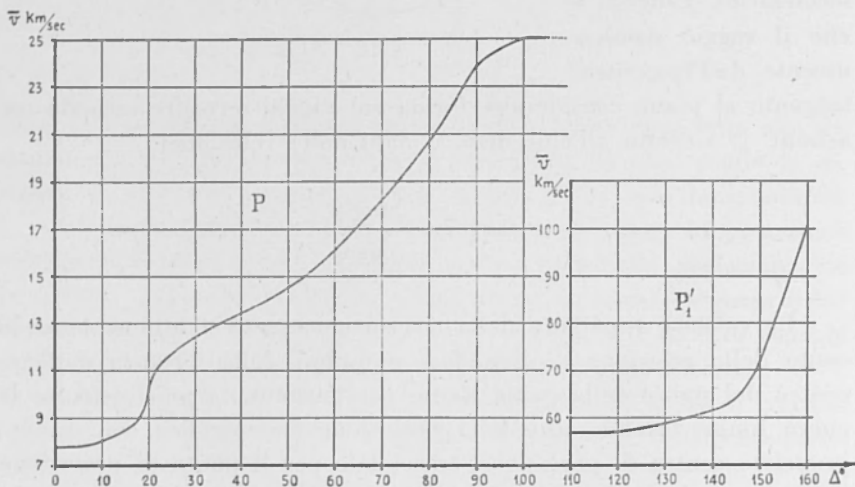


Fig. 9

dromocrone date da Jeffreys per terremoti con ipocentri superficiali, considerando per la velocità all'epicentro il valore $V_0 = 7,77$ km/sec.

Per ogni osservatorio si è determinato l'angolo di emergenza del raggio sismico, facendo uso della relazione di Benndorf, e quindi la distanza epicentrale della posizione della stazione corrispondente al raggio sismico rettilineo: le tang $\frac{1}{2}$ dei valori ottenuti sono elencate nell'ultima colonna della tabella I.

Calcolati così gli elementi delle stazioni nelle nuove posizioni sono state riportate (fig. 10) in proiezione stereografica, con l'epicentro come centro di figura, e ognuna indicata col numero corrispondente alla tabella I mentre il primo impulso è stato rappresentato con

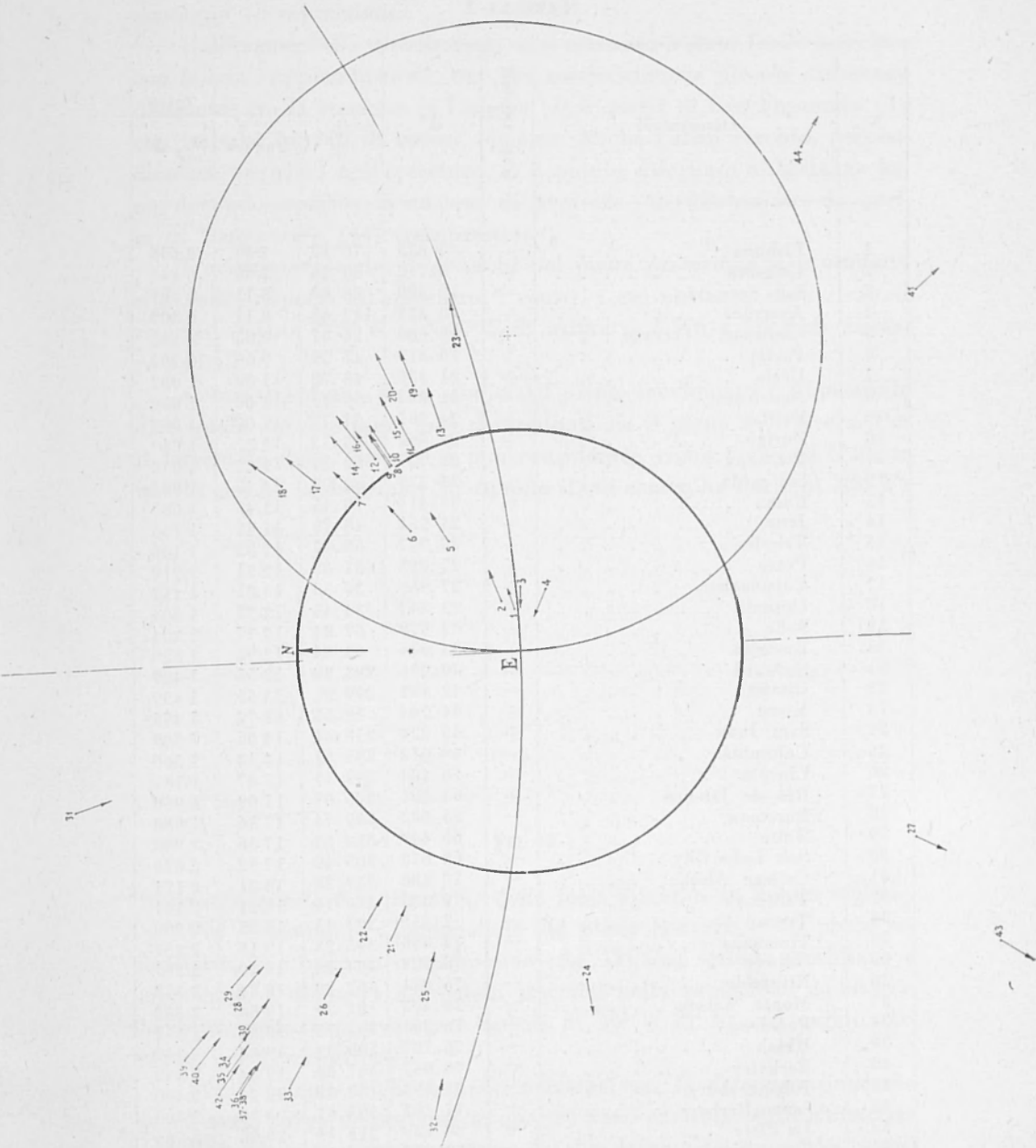


Fig. 10

TABELLA I

N.	Osservatori	Imp. iniziali	Δ°	α	r_n km./sec	tang $1/2 \Delta'$
1	Lisbona	+	7 ^o 883	78 ^o .13	7 94	0 208
2	Coimbra	+	8.712	68.16	7 99	0 243
3	San Fernando	-	10.300	88.03	8.11	0 309
4	Averroès	-	10.323	112.63	8.11	0 309
5	Clermont - Ferrand	+	18.389	56.87	9.03	0 593
6	Parigi	+	19.319	47.59	9.66	0 793
7	Uecle	+	21.336	43.78	11.00	1 002
8	Neuchatel	+	21.397	55.87	11.00	1 002
9	Basilea	+	21.967	54.77	11.00	1 002
10	Zurigo	+	22.562	55.73	11.22	1 042
11	Piacenza	+	22.787	62.14	11.22	1 042
12	Stoccarda	+	23.375	52.99	11.45	1 083
13	Roma	+	24.414	70.45	11.45	1 083
14	Jena	+	25.551	48.73	11.82	1 146
15	Trieste	+	25.727	60.97	11.82	1 146
16	Praga	+	27.023	51.88	12.21	1.212
17	Copenaghen	+	27.956	39.35	12.21	1 212
18	Uppsala	+	32.347	34.45	12.77	1 304
19	Sofia	+	32.579	67.84	12.77	1 304
20	Bucarest	+	34.444	63.84	12.92	1 328
21	Harward	-	40.076	293.88	13.55	1 429
22	Ottawa	-	42.491	299.01	13.55	1 429
23	Ksara	+	44.244	78.53	13.72	1.455
24	Sant Juan	+	45.229	258.41	14.06	1 509
25	Columbia	-	49.674	285.51	14.43	1 560
26	Lincoln	-	58.434	299.11	15.87	1.781
27	Rio de Janeiro	+	64.181	205.07	17.09	1.960
28	Bozeman	-	65.682	309.74	17.36	1.988
29	Butte	-	66.449	310.64	17.36	1.988
30	Salt Lake City	-	68.678	305.49	17.92	2 079
31	College Alaska	-	70.486	339.38	18.21	2 121
32	Tacubaya	-	70.855	280.14	18.21	2 121
33	Tucson	-	72.552	297.45	18.83	2 208
34	Tinemaha	-	74.868	305.23	19.16	2 254
35	Haiwee	-	75.229	304.28	19.49	2 301
36	Riverside	-	76.081	302.20	19.84	2 352
37	Monte Wilson	-	76.402	302.74	19.84	2 352
38	Pasadena	-	76.531	302.73	19.84	2 352
39	Ukiah	-	76.797	309.33	19.84	2 352
40	Berkeley	-	76.967	307.88	19.84	2 352
41	Johannesburg	+	77.194	137.53	20.20	2.400
42	Santa Barbara	-	77.383	303.67	20.20	2 400
43	La Plata	+	80.539	211.13	20.96	2 506
44	Tananarive	+	83.985	119.15	21.79	2 620
45	Honolulu	-	109.890	319.21	-	-
46	Huancayo	+	76.551	236.83	-	-

una freccia verso l'epicentro (dilatazione) o con una diretta in senso contrario (compressione).

Dall'esame della distribuzione così ottenuta è stato facile tracciare con buona approssimazione, uno dei cerchi, data la piccola differenza di azimut tra la stazione di Lisbona (1) e quella di San Fernando (3), con impulsi iniziali di natura opposta. Anche l'altro cerchio, perpendicolare al primo nell'epicentro, si è potuto disegnare abbastanza bene, dovendo separare la stazione di Averroës (4) (dilatazione) da quella di Tananarive (44) (compressione).

L'orientamento dei due cerchi nel piano proiezione si è ottenuto rilevando, rispetto all'epicentro, i centri, i cui elementi sono risultati rispettivamente N 3° W e N 87° E di azimut e 5,576 e 1.418 di distanze radiali.

Come si è detto, dallo studio del primo movimento è impossibile dire quale dei due piani così determinati sia il piano di frattura. Per il terremoto delle Azzorre si può considerare, come piano di frattura quello che ha la direzione NS (quello il cui centro ha l'azimut N87W),

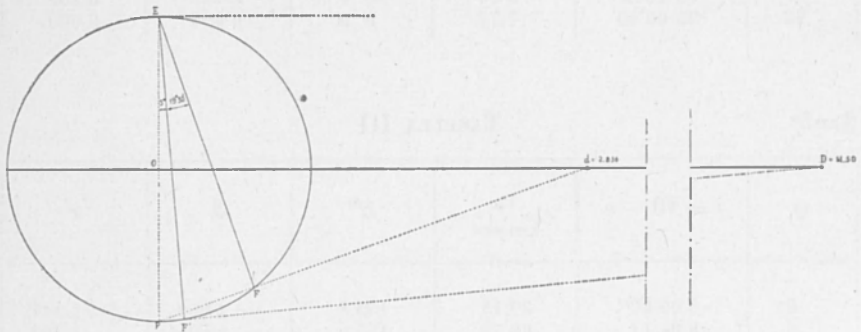


Fig. 11

in quanto questa è la direzione della fossa atlantica in questa regione.

Per determinare l'inclinazione del piano frattura e del piano secondario, si è operato considerando (fig. 11) una sezione meridiana e riportando i diametri dei cerchi tracciati nella proiezione equatoriale, ottenendo rispettivamente angoli di 15° e 19° 30' col raggio terrestre per l'epicentro.

Per il calcolo degli elementi necessari per la determinazione dei punti delle curve delimitanti le quattro zone per ragioni di simmetria si è posto $\psi = 0$ in corrispondenza dei due azimut dei centri dei cerchi e cioè 87° per il piano di frattura e 357° per il piano secondario.

Dato a ψ , valori tra 0 e 90° di 5 in 5 gradi, sono stati determi-

$\beta = 19^{\circ} 30'$

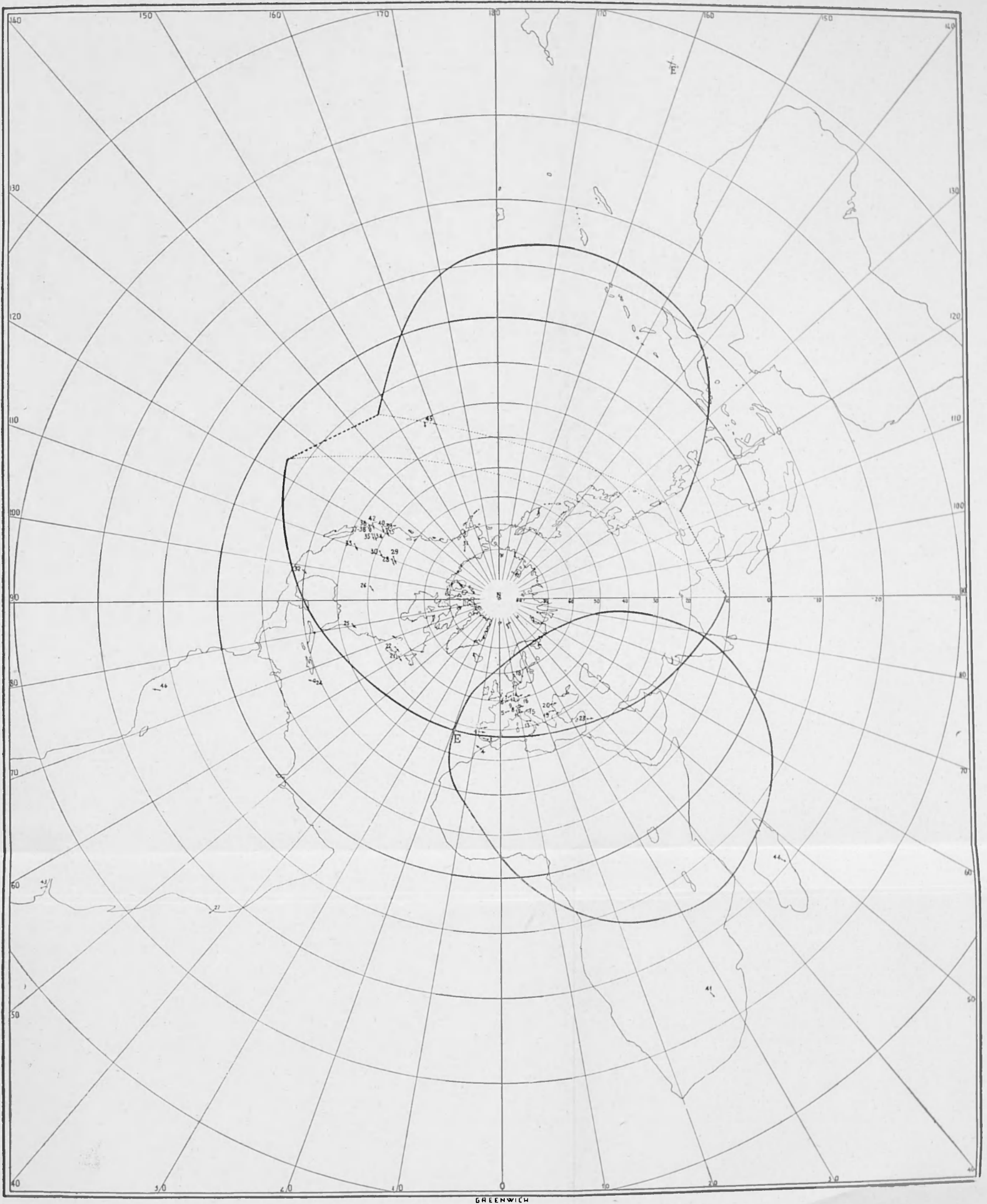
TABELLA II

ψ	$i = 90 - e$	v_n km/sec	δ°	d	r
0	19°30'00	23.28	88.4	1.249	1.568
5	19 34 07	23.20	88.1	1.240	1.560
10	19 46 39	22.96	87.5	1.219	1.534
15	20 08 00	22.57	86.2	1.178	1.480
20	20 39 00	22.03	84.4	1.126	1.411
25	21 20 32	21.35	82.2	1.068	1.333
30	22 14 23	20.53	79.3	1.001	1.239
35	23 22 44	19.58	75.8	0.929	1.133
40	24 48 35	18.52	71.9	0.865	1.035
45	26 36 00	17.35	65.7	0.779	0.894
50	28 51 00	16.10	59.6	0.713	0.774
55	31 41 25	13.99	45.8	0.609	0.693
60	35 18 27	13.44	40.0	0.578	0.468
65	39 57 37	12.10	27.5	0.531	0.309
70	45 59 45	10.80	21.0	0.515	0.233
75	53 50 15	9.62	19.4	0.512	0.214
80	63 52 41	8.65	15.9	0.506	0.175
85	76 10 21	8.00	10.0	0.499	0.109
90	90 00 00	7.77	0.0	0.494	0.000

 $\beta = 5^{\circ}$

TABELLA III

ψ	$i = 90 - e$	v_n km/sec	δ°	d	r
0°	5°00'00"	89.15	155.8	- 2.609	- 1.347
5	5 01 13	88.79	155.6	- 2.621	- 1.363
10	5 04 37	87.80	155.5	- 2.627	- 1.372
15	5 10 33	86.13	155.2	- 2.647	- 1.398
20	5 19 10	83.80	154.5	- 2.693	- 1.460
25	5 30 49	80.86	153.5	- 2.765	- 1.553
30	5 46 06	77.30	152.2	- 2.868	- 1.684
35	6 05 48	73.16	150.7	- 3.004	- 1.851
40	6 30 56	68.48	148.5	- 3.242	- 2.133
45	7 03 12	63.27	144.0	- 3.945	- 2.920
50	7 45 04	57.61	123.0	+12.594	+13.300
50 32'	7 50 14	56.98	110.0	+ 2.989	+ 3.537
55	8 40 21	51.53			
60	9 55 30	45.08			
65	11 41 46	38.32			
70	14 53 06	30.25			
73 16'	18 12 00	24.88	98.0	+ 1.695	+ 2.114
75	18 40 36	24.26	92.7	1.417	1.782
80	26 44 23	17.27	65.4	0.776	0.888
85	45 06 29	10.97	21.5	0.516	0.238
90	90 00 00	7.77	0.0	0.494	0.000



GREENWICH

Fig. 12

nati i relativi angoli i formati dai raggi sismici, tangenti ai piani, col raggio terrestre. Da questi ottenute le velocità medie apparenti, facendo uso della relazione di Benndorf e considerando sempre $V_0 = 7.77$ km/sec dai diagrammi (fig. 9) sono state dedotte le distanze δ dei punti delle curve. Nella tabella II sono riportati i risultati dei calcoli per la curva determinata in relazione al piano di frattura, mentre nella tabella III quelli relativi al piano secondario. In quest'ultimo caso dato che l'angolo di inclinazione è inferiore al valore limite, di 18° e $12'$ corrispondente ai raggi sismici tangenti al nucleo della Terra, è stato necessario considerare anche la dromocrona delle P_1' .

Per la delimitazione dei due rami di curva, sono stati considerati per P_1' la distanza minima di 110° , mentre per le P è stata calcolata la distanza corrispondente al raggio sismico tangente al nucleo; gli azimut ψ corrispondenti a queste due posizioni sono risultati $\psi = 50^\circ 32'$ per le P_1' e $\psi = 73^\circ 16'$ per le P .

L'intervallo tra i due azimut e quello fra le distanze corrispondenti delimitano la così detta zona d'ombra. Data la posizione geografica dell'epicentro e la particolare localizzazione delle intersezioni dei due piani con la superficie della Terra, per ottenere una rappresentazione unica delle due curve limite si è ritenuto più conveniente rappresentare tutto su una proiezione stereografica, col polo Nord come centro di figura.

Considerato per l'epicentro $\xi = 52^\circ 34', 59$, corrispondente in questo caso alla colatitudine, e l'azimut corrispondente alla longitudine, si sono calcolati in coordinate geografiche gli elementi d ed r per le distanze δ . I risultati sono elencati nelle ultime colonne delle tabelle II e IH.

In questa rappresentazione è stato fatto uso delle coordinate geografiche, onde localizzare i punti delle curve su una carta dell'emisfero Nord, tracciato con la stessa proiezione.

Nella fig. 12 sono state tracciate le due curve nella maniera esposta nel metodo, con gli elementi riportati ed inoltre sono state localizzate tutte le stazioni considerate, apponendo lo stesso numero e con i primi impulsi in esse osservate.

Dall'esame di detta figura si vedono chiaramente contenute nelle 4 zone gli impulsi dello stesso segno in zone opposte. Il numero (45) (dilatazione) corrispondente all'osservatorio di Honolulu, non adoperato nella determinazione dei piani perché posto ad una distanza epicentrale di 110° , critica per le P , cade nella zona delle dilatazioni.

Anche Huancayo (46) (compressione), non adoperata nei calcoli precedenti, si viene a trovare nella zona corrispondente alle compressioni, confermando la delimitazione ottenuta col metodo esposto.

Roma — Istituto Nazionale di Geofisica — Marzo 1950.

RIASSUNTO

Si espone un metodo che, dalla conoscenza dell'impulso iniziale registrato in Osservatori opportunamente distribuiti intorno all'epicentro, permette, per terremoti lontani e superficiali, la determinazione della natura della scossa all'ipocentro e delle zone sulla superficie della Terra di dilatazione e di compressione.

Applicato il metodo al terremoto delle Azzorre del 25 novembre 1941 si è ottenuto un risultato soddisfacente.

BIBLIOGRAFIA

- MALLET R.: *Dynamics of earthquakes* - Transact. Roy. Irish Ac. 21 (1948).
- MILNE e LEE J. J.: *Earthquakes and other earthmovements*.
- BOUSSAS H. *Geographie Mathématique*.
- SOHON F. W.: *Introduction to theoretical Seismology*. Parte II. *Seismometry* - New York - John Wiley e Sons-Inc.
- HILLER W.: *Das Beben in NW - Tirol am 3 Oktober 1930* - Seism. Ber. d. Württ. Erbebebenwarten 1930 - Anhang 1931, 4.
- GRAFE H.: *Das Nortirolen Beben vom 8 Ohtober 1930* - I.u.II. Teil. Zeitschrift für Geophysik, VIII - Heft 3/4 (1932) e IX - Heft 1/2 (1933).
- CALOI P.: *Studio microsismico del terremoto delle Prealpi Carniche dell'8 Giugno 1934* - Bollettino del Comitato per la Geodesia e la Geofisica del C.N.R. serie II, Anno V, n. 3, luglio 1935.
- CALOI P.: *Ricerche su terremoti ad origine vicina - Scossa del Cansiglio* - La Ricerca Scientifica, serie V, anno IX, vol. II, n. 7-8.
- DI FILIPPO D.: *Studio microsismico del terremoto del basso Tirreno del 16 Marzo 1941* - Bollettino della Società Sismologica Italiana, vol. XXXIX, n. 34, anno 1941.
- LOVE A. E. H.: *Mathematical Theory of Elasticity* 4th ed.
- HASEGAWA M.: *Die erste Bewegung bei einem Erdbeben* - Gerlands Beitrage z. Geophys. XXVII (1930).
- GRAFE H.: *Über die Deformation der Erdoberfläche durch Scherungskräfte in Herd von Erdbeben* - Zeitschrift für Geophysik X (1934).
- BYERLY P.: *The Nature of the first motions in the Chilean earthquake of November 11, 1922* - American Journal Science 5th ser. Vol. XVI, n. 93, 1928.

- BYERLY P.: *The Earthquake of July 6th, 1934 - Amplitudes and first motion* - Bull. Seism. Soc. Amer. 28 (1938).
- WILSON J. T.: *The Love waves of the south Atlantic Earthquake 28 Agosto 1933* - Bull. Seism. Soc. Amer. 1940.
- KONING L. P. G.: *On the mechanism of Deep - Focus Earthquakes* - Gerlands Beiträge zur Geophysik - Band 58, 1942.
- JEFFREYS H. and BULLEN K. E.: *Seismological Tables* - British Association for the advancement of Science - Gray Milne Trust, London 1940.
- DI FILIPPO D.: *Il terremoto delle Azzorre del 25 novembre 1941* - Annali di Geofisica, vol. II, n. 3, 1949.