SULLA RAPPRESENTAZIONE IN SUPERFICIE DELLA NATURA DINAMICA DI UNA SCOSSA CON IPOCENTRO PROFONDO

DOMENICO DI FILIPPO

1. — Nella nota sulla rappresentazione in superficie della natura dinamica di una scossa, si è esposto un metodo per la determinazione dei piani nodali e delle linee limitanti le aree di rarefazioni e compressioni, nel caso di terremoti lontani e superficiali.

Prima di estendere il metodo ai terremoti ad ipocentro profondo, si richiamano delle nozioni generali sopra i raggi sismici.

La conoscenza della traiettoria secondo cui si propaga l'energia sismica nell'interno della Terra ha molto interesse per le ricerche sulle caratteristiche elastiche e di densità della Terra.

Se la Terra fosse omogenea isotropa, i raggi sismici sarebbero delle linee rette, ma dato che le caratteristiche variano colla profondità, ne segue quindi che i raggi sismici hanno un andamento curvo.

Si è a conoscenza, in seguito all'osservazione, che la velocità di propagazione cresce al crescere della profondità (fig. 1), in quanto σ, coefficiente di Poisson, varia pochissimo, mentre E, modulo di Young (il quale può assumere i valori più disparati), cresce, con la profondità, molto più rapidamente della densità.

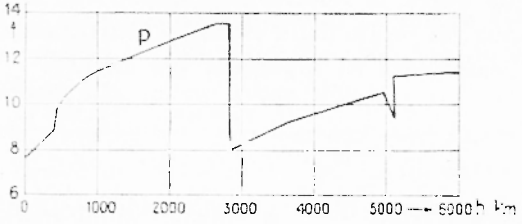

Fig. 1

L'aumento della velocità con la profondità, porta di conseguenza che la traiettoria curva seguita dai raggi sismici ha la concavità rivolta verso la superficie della Terra. Se si considera la Terra costituita da infiniti strati concentrici di piccolo spessore, omogenei, la traiettoria del raggio sismico è data dall'inviluppo della spezzata costituita dai tratti rettilinei relativi ai singoli strati supposti infinitesimi.

Siano A, A_1, A_2, i punti di intersezione del raggio sismico con

le superfici di separazione dei vari strati, u e u_1, i reciproci delle velocità v e v_1 relative a due strati (fig. 2), i, ε, i' gli angoli interessanti le rifrazioni e ϑ l'angolo al centro corrispondente allo spostamento.

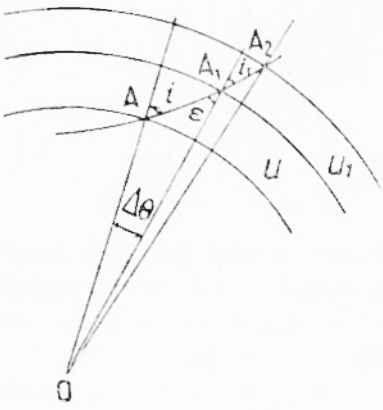

Fig. 2

Per la seconda legge di Cartesio si può scrivere

$$u \operatorname{sen} \varepsilon = u_1 \operatorname{sen} i'$$

dando ad u ed i incrementi infinitesimi e poiché $i = \varepsilon + \Delta\vartheta$ si ha

$$u \operatorname{sen} (i - \Delta\vartheta) = (u + \Delta u) \operatorname{sen} (i + \Delta i)$$

Sviluppando e limitandosi a infinitesimi del primo ordine, si ottiene

$$\operatorname{sen} i \, du + u \cos i \, di + u \cos i \, d\vartheta = 0 ;$$

e poiché

$$r \cos i \, d\vartheta = di \operatorname{sen} i ,$$

si ha

$$d (u \operatorname{sen} i) + u \frac{dr}{r} \operatorname{sen} i = 0,$$

da cui in definitiva si ottiene la proprietà fondamentale del raggio sismico

$$d (u \, r \operatorname{sen} i) = 0 \qquad [1]$$

Se con r_n, V_n, i_n ed r_0, V_0, i_0 si indicano la distanze dal centro della Terra, la velocità e gli angoli che la tangente al raggio sismico forma col raggio della Terra, rispettivamente all'ipocentro ed al punto di emergenza in superficie, per la [1]

$$\frac{r_n \operatorname{sen} i_n}{V_n} = \frac{r_0 \operatorname{sen} i_0}{V_0} \quad . \qquad [2]$$

Ponendo $v_n = \dfrac{\Delta_n}{dt}$ e tenendo conto della relazione di Benndorf $\operatorname{sen} i_0 = \dfrac{V_0}{v_n}$ si ricava dalla [2]

$$\operatorname{sen} i_n = \frac{r_0 V_n}{r_n \dfrac{d\Delta_n}{dt}} \quad , \qquad [3]$$

relazione che permette di calcolare, nota la profondità ipocentrale h, l'angolo i all'ipocentro di un raggio sismico che perviene ad un punto della Terra posto alla distanza epicentrale Δ_n.

2. — Nel caso di terremoti di frattura si hanno due piani per l'ipocentro, di cui uno di frattura parallelo alle forze attive all'ipocentro, l'altro detto secondario perpendicolare al primo. Questi due piani dividono la Terra in 4 parti, di cui due trasmettono dilatazioni e due compressioni.

In generale, il piano della coppia di forze all'ipocentro non è orizzontale e di conseguenza i due piani non risultano verticali; allora a causa della curvatura del raggio sismico un Osservatorio posto in un settore può ricevere un impulso di segno contrario partito dall'ipocentro da un altro settore.

Si considerino una sezione meridiana della Terra e una sezione della sfera interna passante per l'ipocentro I; siano E l'epicentro ed IS il raggio sismico.

Se la sfera interna si considera omogenea, il raggio risulta rettilineo e in corrispondenza di IS si ha il raggio IS_1 (fig. 3). Con questa considerazione, ad ogni posizione S della Terra corrisponde una posizione S_1 della sfera interna e si elimina l'inconveniente dovuto alla curvatura del raggio sismico.

D'altra parte nota la distanza epicentrale Δ_n di S si può determinare l'arco distanza IS_1 sulla sfera ridotta.

Difatti, noto Δ_n per mezzo della [3] si determina l'angolo i all'ipocentro, del raggio sismico corrispondente e quindi la misura dell'arco IS_1 in gradi, dato che questo è l'arco su cui insiste l'angolo al centro corrispondente all'angolo alla circonzerenza $(90\text{-}i)$.

Così di ogni osservatorio posto ad una data distanza, nota la profondità ipocentrale h, che risulta avere l'angolo i del raggio sismico all'ipocentro minore di 90°, si può determinare la corrispondente posizione, determinata dal raggio sismico rettilineo sulla sfera per l'ipocentro.

Per le stazioni sismiche poste a distanze epicentrali superiori ad un certo valore, che varia con la profondità ipocentrale, si può considerare il raggio opposto, tenendo conto della variazione del segno dell'impulso iniziale.

Gli azimut dei vari osservatori trasportati non cambiano e pertanto sulla sfera di raggio r_h ogni posizione è ben determinata.

Con la proiezione stereografica polare si può proiettare questa sfera, ponendo l'ipocentro come centro di proiezione e di figura. Se le stazioni trasportate, di cui si conosce la natura del primo impulso, sono ben distribuite intorno all'ipocentro, nel caso di terremoti di frattura si possono individuare due cerchi per l'ipocentro perpendi-

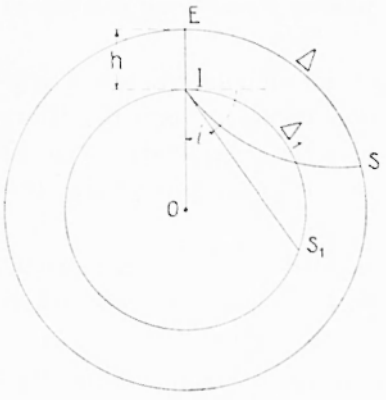

Fig. 3

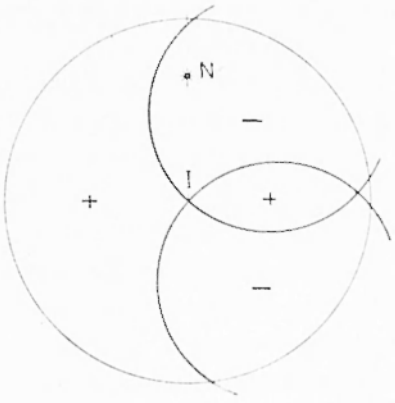

Fig. 4

colari tra loro e separanti le quattro zone di dilatazioni e compressioni, in maniera che in zone opposte risultino impulsi della stessa natura.

I cerchi sono proiezioni delle intersezioni della superficie della sfera, ridotta con i due piani nodali (fig. 4).

Per l'orientamento dei due piani è necessario rilevare la posizione dei centri (azimut e distanza radiale) e i diametri. Con le misure dei diametri, riportate sulla retta equatoriale di una sezione meridiana della sfera ridotta col metodo dato da Byerly, si deduce l'inclinazione dei due piani rispetto al raggio per l'ipocentro.

Per individuare quale dei due piani è di frattura, è necessario ricorrere alle conoscenze geologiche della zona o fare riferimento a fatti precedentemente accertati.

Per determinare le intersezioni della retta comune ai due piani con la superficie terrestre è necessario prima rilevare, sulla proiezione della sfera ridotta, l'azimut e la distanza radiale dell'altro punto di

intersezione dei due cerchi; poi con lo stesso metodo usato per i piani si può ottenere l'inclinazione della retta rispetto al raggio per l'ipocentro.

L'azimut, rispetto all'ipocentro, del secondo punto di intersezione dei due cerchi in proiezione corrisponde all'azimut di uno dei due punti rispetto all'epicentro, mentre l'altro punto sulla superficie della Terra ha un azimut che differisce dal primo di 180°.

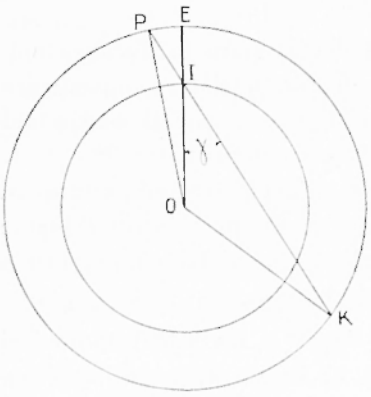

Fig. 5

Le distanze epicentrali si possono determinare considerando le sezioni meridiane della Terra e della sfera ridotta (fig. 5) e, al solito, E ed I siano rispettivamente l'epicentro e l'ipocentro e la retta PK l'intersezione dei due piani facente l'angolo γ con il raggio terrestre per I.

Per il teorema dei seni si ha

$$\operatorname{sen} \widehat{OPI} = \frac{r_e}{r_o} \operatorname{sen} \gamma \qquad [4]$$

e quindi

$$\widehat{POE} = \gamma - \widehat{OPI} \; ; \qquad [5]$$

analogamente

$$\widehat{EOK} = 180 - (\gamma + \widehat{IKO})$$

relazioni che danno in gradi rispettivamente le distanze epicentrali di P e di K.

3. — Stabiliti così tutti gli elementi dei due piani e della loro intersezione, si possono, considerando le traiettorie normali dei raggi sismici, determinare per punti le curve limitanti le quattro zone della Terra.

Per ottenere ciò, basta determinare per i vari azimut rispetto all'epicentro le distanze epicentrali a cui pervengono i raggi sismici uscenti dall'ipocentro, tangenti ai piani trovati.

Se β è l'angolo di inclinazione di uno dei piani, per l'azimut ψ l'angolo i è dato dalla relazione

$$\operatorname{tang} i = \frac{\operatorname{tang} \beta}{\cos \psi} \quad .$$

Noto i, per mezzo della [3] si può determinare la distanza epicentrale corrispondente δ. Per ragioni di simmetria, è conveniente porre $\psi = 0$ in corrispondenza dell'azimut trovato per il centro del cerchio proiezione relativo e dare a ψ valori compresi tra 0° e 180°.

L'epicentro è un punto dell'arco PK e generalmente interno al cappio determinato dalle due curve, la cui posizione relativa dipende dalla profondità ipocentrale e dalla inclinazione della coppia attiva all'ipocentro, rispetto al raggio terrestre per esso.

Se il piano di frattura è inclinato di 45° e la retta comune col piano secondario risulta perpendicolare al raggio terrestre nell'ipocentro, l'ipocentro assumerà la posizione centrale del cappio delle due curve che risultano uguali, caso questo considerato da Koniug.

Se l'angolo β di inclinazione dei piani risulta inferiore ad un certo valore, la curva limite nella parte più lontana è determinata dai raggi che pervengono alla superficie dopo aver attraversato il nucleo.

Questo angolo limite che varia con la profondità ipocentrale, si può determinare applicando la relazione fondamentale dei raggi sismici all'ipocentro e nel punto di tangenza del raggio col nucleo e tenendo conto che $i_c = 90°$ si ha

$$\operatorname{sen} i_h = \frac{r_c V_h}{r_h V_c} \quad .$$

Se $\beta \geq i_h$ la curva è determinata tenendo conto delle velocità apparenti in superficie delle sole P, e per $\beta < i_h$ la parte della curva, più lontana dall'epicentro, si costruisce tenendo conto delle velocità apparenti in superficie delle onde P_1'. In questo caso, tra i due rami della curva rimane una zona indeterminata corrispondente alla zona d'ombra.

Stabiliti gli azimut e le distanze epicentrali dei punti delle due curve limiti per la rappresentazione è conveniente usare un reticolo della proiezione stereografica polare con il polo, posto in un punto dell'equatore.

La scelta del centro di proiezione può essere consigliata dalla posizione dell'epicentro.

Disegnate le curve, si possono rilevare le coordinate geografiche di alcuni punti e riportarli su un planisfero per porre le zone delimitate in confronto con i dati sperimentali rilevati in ogni osservatorio.

Può essere anche utile rappresentare sia le curve come la zona interessata sulla superficie terrestre con la stessa proiezione stereografica; in questo caso il confronto è diretto.

4. — Si è fatta un'applicazione del metodo al terremoto profondo del basso Tirreno del 16 marzo 1941, già studiato dallo scrivente con il solito metodo, ottenendo una distribuzione caratteristica dei terremoti di frattura, riportata nella fig. 6. Risulta chiaramente che una

Fig. 6

delle rette nodali è perfettamente determinata, mentre la seconda che non risulta perpendicolare alla prima, presenta un angolo di incertezza e non passa per l'epicentro.

Gli elementi epicentrali, la profondità ipocentrale ed il tempo origine di questo terremoto, calcolati a suo tempo, sono:

$$\varphi_0 = 38^\circ 26' 19'' \text{ N}$$
$$\lambda_0 = 12^\circ 07' 23'' \text{ E}$$
$$t_0 = 16^h\, 35^m\, 13^s.2$$
$$h = 85 \text{ km.}$$

Nella tabella I sono elencate le stazioni sismiche con i relativi impulsi iniziali, rilevati da sismogrammi originali, gli azimut riferiti all'epicentro e le distanze epicentrali calcolate. I valori degli angoli i, formati dai raggi sismici all'ipocentro corrispondenti alle distanze epicentrali degli osservatori considerati, sono stati presi dai valori dati da Koning per $h = 100$ km (fig. 7) ottenuti dalla [3] ponendo $r_0 = 6366$ km, $r_h = 6266$ km; $V_h = 8$ km/sec e dando a V_n valori dedotti dalla linea media del grafico riportato in fig. 8. Le stazioni con distanza epicentrale minore di 6°.5 non sono state usate, perché i relativi raggi sismici non tagliano la sfera ridotta.

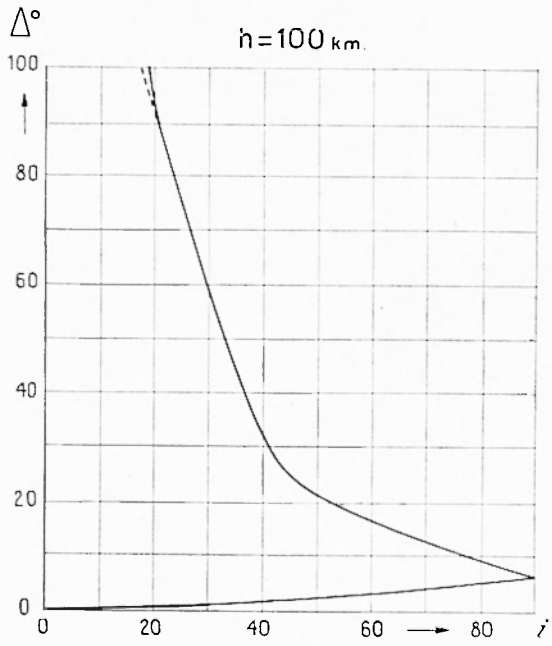

Fig. 7

Il doppio dei valori complementari di i corrispondenti alle distanze ipocentrali Δ_i in gradi, sono riportati nell'ultima colonna della tabella I.

Nella fig. 9 è rappresentata la proiezione stereografica polare della sfera ridotta con l'ipocentro come centro di proiezione, dove tutte le stazioni sono segnate con il numero d'ordine della tabella I e le dilatazioni e le compressioni rappresentate con frecce rivolte verso l'ipocentro o in senso contrario.

Uno dei cerchi è stato tracciato facilmente: esso si riduce ad una

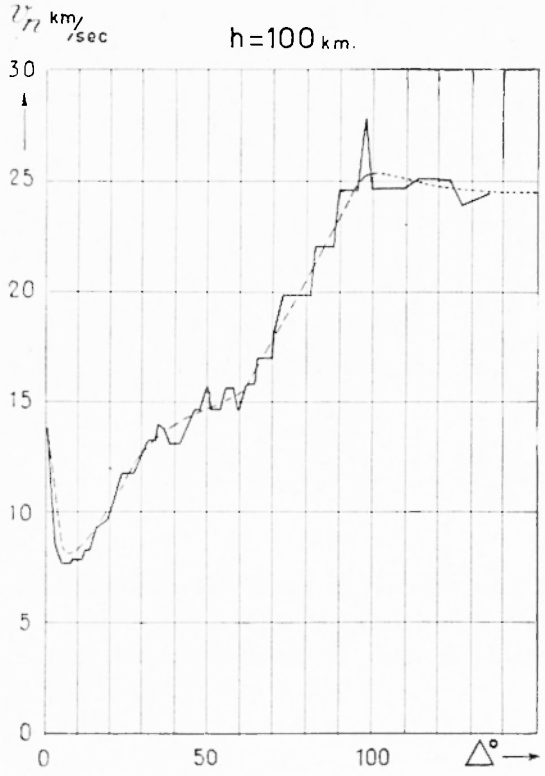

Fig. 8

retta, dovendo separare le stazioni di Uccle (23) — compressione — e Neuchâtel (13) — dilatazione — con una differenza di azimut di solo 0°, 78 e passare per l'ipocentro. Per l'altro cerchio si è fatto centro su di un punto della retta trovata, in modo da tracciarlo passante per l'ipocentro e tale da risultare più vicino a Bucarest (19) — compressione — lasciandola però dalla parte esterna.

Gli elementi dei centri dei cerchi trovati, sono risultati per il primo un azimut N 67°45′ E e distanza radiale infinita, mentre per il secondo azimut N 22°15′ W con una distanza radiale di 0.82. L'an-

golo di inclinazione del secondo piano, determinato con il metodo grafico di Byerly fig. 10, è risultato $\beta = 31°$.

La zona epicentrale presenta particolare interesse geologico perché posta nelle vicinanze immediate di zone vulcaniche. La direzione del canale di Sicilia, sorto dal crollo di un ponte terrestre collegante la Sicilia all'Africa, e la direzione delle montagne della zona fanno

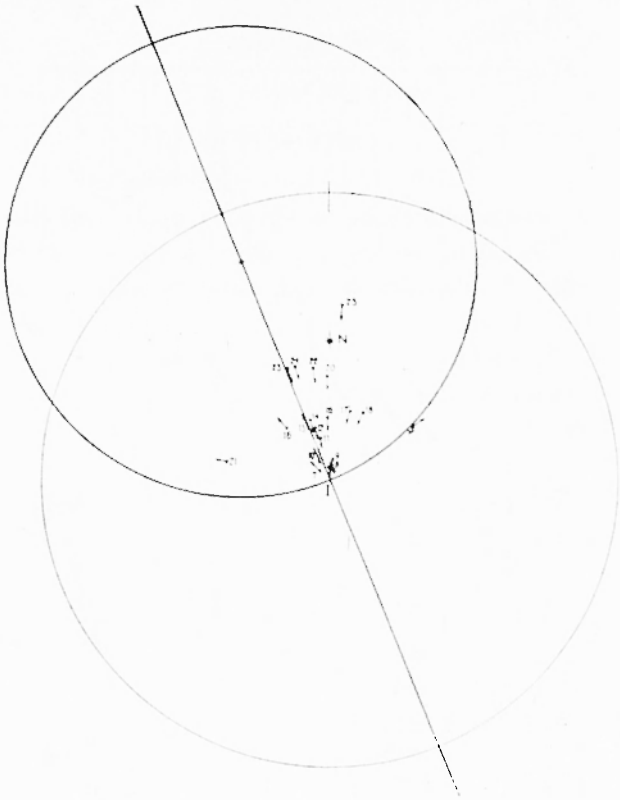

Fig. 9

desumere che il piano di frattura presumibilmente corrisponde al 2° cerchio con direzione N 67°45′ E e una inclinazione di 31°.

Per quanto riguarda la dinamica tettonica della zona, è ancora da osservare la probabile esistenza di una superficie inclinata sulla quale si distribuiscono gli ipocentri, che, da piccole profondità presso le coste della Sicilia, raggiungono profondità di alcune centinaia di km a Nord delle isole Lipari.

In questo caso, dato che uno dei piani è verticale, la retta comu-

TABELLA I

N.	Osservatori	Imp. iniziali	Δ°	α°	Δ_1°
1	Tunisi	—	2°,277	222,93	—
2	Napoli	—	2,910	33,55	—
3	Polistena	+	2,105	86,26	—
4	Roma	—	3,478	4,41	—
5	Prato	-	5,500	352,28	—
6	Padova	—	6,964	358,51	4,60
7	Marsiglia	+	7,025	315,66	5. 30
8	Treviso	—	7,228	0,33	7. 30
9	Trieste	—	7,311	8,98	8. 10
10	Moncalieri . . .	+	7,312	334,71	8. 40
11	Coira		8,623	346,55	17. 48
12	Zurigo	-	9,298	344,98	22. 00
13	Neuchâtel	+	9,357	337,80	22. 40
14	Basilea	—	9,682	341,47	24. 52
15	Monaco		9,715	357,96	24. 72
16	Clermont	+	9,986	320,20	26. 60
17	Vienna	—	10,278	16,01	28. 20
18	Budapest	—	10,365	26,76	29. 12
19	Bucarest	+	12,038	55,79	37. 70
20	Jena		12,504	358,43	40. 00
21	Toledo	+	12,584	281,37	40. 40
22	Gottinga		13,195	351,37	43. 46
23	Uccle	—	13,522	338,58	45. 10
24	De Bilt	—	14,491	342,74	49. 96
25	Copenaghen . . .	—	17,245	0,62	63. 00

ne ha la stessa inclinazione del piano di frattura cioè 31° e pertanto dalle (4) e (5) si hanno per i punti di intersezione P e K con la superficie della Terra rispettivamente, le distanze epicentrali 0°.54 e 118°.54 e gli azimut N 22°15′ W e N 157°45 E.

La curva limite determinata dai punti di emergenza dei raggi sismici uscenti dall'ipocentro tangente al piano verticale è data dalla proiezione del cerchio massimo corrispondente all'azimut N 22°15′ W. Per il piano di frattura, inclinato di 31°, calcolati gli angoli i e le distanze

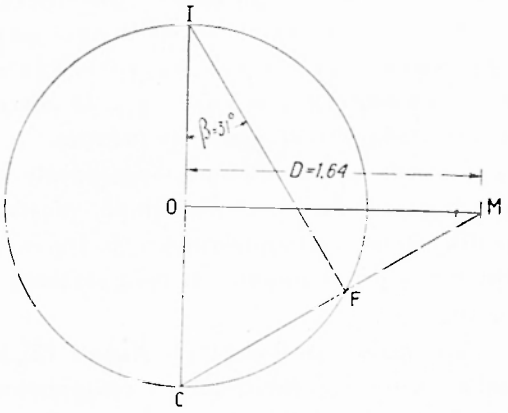

Fig. 10

$\beta = 31°$

TABELLA II

ψ	i	δ	d	r
0°	31°00'00''	55°,8	0,6616	0,6985
10	31 23 19	54 ,6	0,6522	0 6787
20	32 35 44	50 ,8	0 6218	0,6181
30	34 45 12	43 ,8	0,5830	0,5152
40	38 06 34	36 ,2	0,5183	0,4134
50	43 04 08	27 ,3	0,5186	0,3037
60	50 11 05	21 ,5	0,5017	0,2361
70	60 21 03	16 ,4	0,4951	0,1786
80	73 52 50	10 ,9	0,4884	0,1179
90	90 00 00	6 ,5	0,4819	0,0701
100	106 07 10	4 ,9	0,4811	0 0527
110	119 38 57	3 ,6	0,4836	0,0387
120	129 45 55	2 ,4	0,4833	0,0258
130	136 55 52	1 ,8	0,4831	0,0194
140	141 53 26	1 ,2	0,4831	0,0129
150	145 14 48	1 ,0	0,4830	0,0108
160	147 21 16	0 ,8	0,4830	0,0086
170	149 00 00	0 ,6	0,4830	0,0065
180	148 36 41	0 ,5	0,4830	0,0054

δ dei punti di emergenza dei raggi uscenti dall'ipocentro e tangenti al piano per gli azimut ψ tra 0° e 180°, di 10° in 10°, sono risultati i valori riportati nella tabella II.

Scelta come rappresentazione grafica la proiezione stereografica, col Polo Nord come centro di figura e di proiezione, l'epicentro risulta posto ad un arco distanza $\xi = 51°33'41''$ — colatitudine — e ad un azimut $\alpha = 12°07'33''$ — longitudine —, i valori delle d ed r calcolati per tutti i ψ considerati sono riportati nella stessa tabella II.

I punti d'incontro dei cerchi proiezioni dei meridiani epicentrali corrispondenti ai ψ con i relativi cerchi proiezioni dei cerchi di distanze epicentrali δ calcolate per la curva limite hanno determinata la curva rispetto al piano di frattura.

Le due curve ottenute, sovrapposte ad una carta geografica riprodotta con la stessa proiezione, mostrano chiaramente le 4 zone di dilatazione e compressione e le frecce relative alle osservazioni rilevate dei primi impulsi in ogni stazione confermano la suddivisione trovata (fig. 11).

Le stazioni di Tunisi (1) Napoli (2) Roma (1) Prato (5) — dilatazione — e Polistena (3) — compressione — non adoperate nella determinazione delle curve cadono nelle zone corrispondenti. La coin-

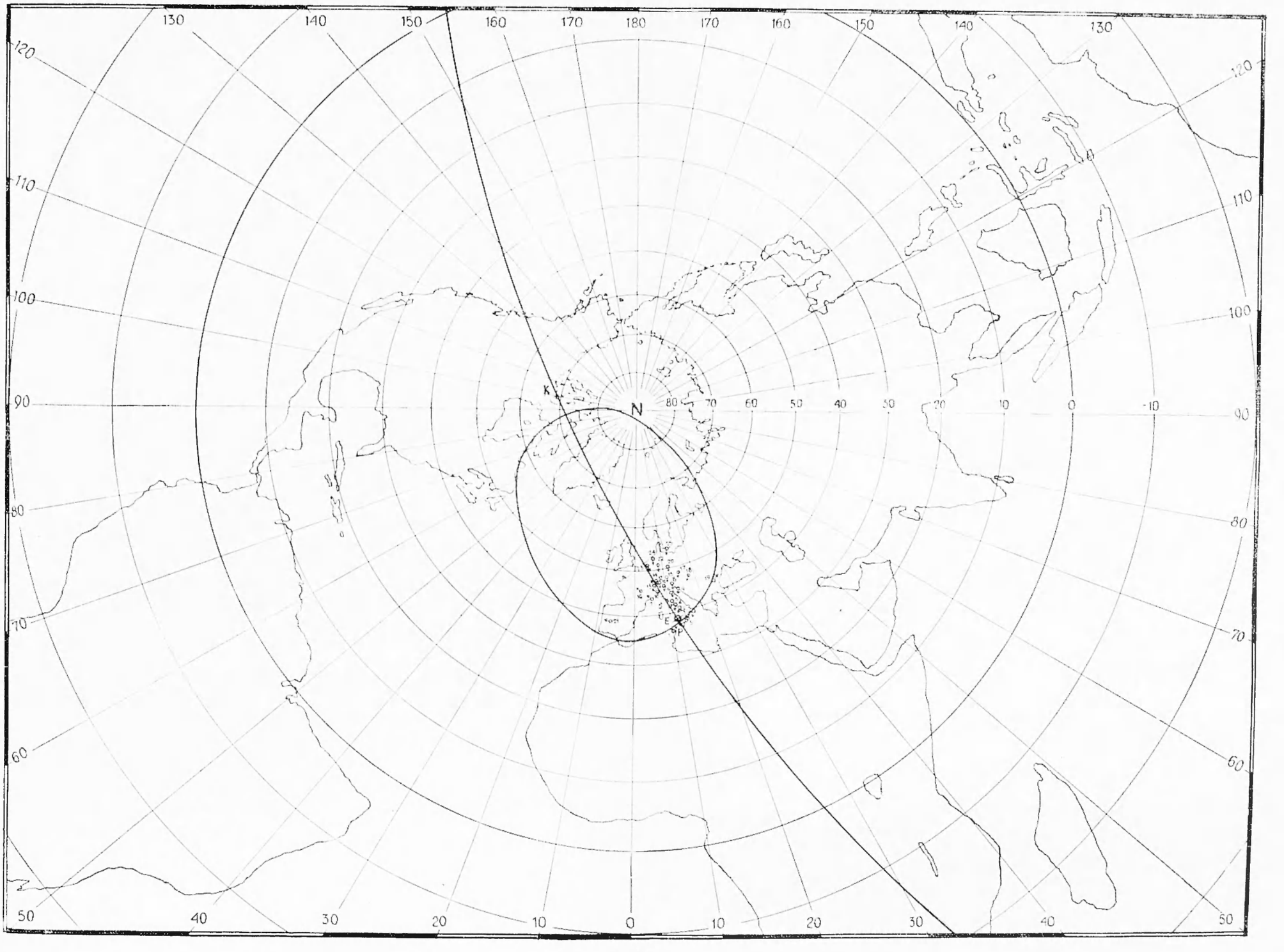
130
140
150
160
170
180
170
160
150
140
130
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
10
20
30
40
50
N
K
E

Fig. 11

cidenza della deduzione teorica con i rilievi sperimentali, mostra chiaramente la bontà del metodo, che permette così di estendere l'esame della natura della scossa all'ipocentro e la determinazione sulla superficie terrestre delle relative zone di rarefazione e compressione, per terremoti profondi e lontani.

Roma — Istituto Nazionale di Geofisica — Luglio 1950.

RIASSUNTO

Si estende ai terremoti di frattura profondi e lontani, un metodo che permette di determinare i piani nodali e la loro inclinazione rispetto al raggio terrestre per l'ipocentro dalla conoscenza della natura dei primi impulsi in un certo numero di stazioni opportunamente distribuite intorno all'epicentro ed inoltre permette di determinare le curve limitanti sulla superficie della Terra le quattro zone di dilatazione e compressione. Il metodo è stato applicato con buoni risultati al terremoto profondo del basso Tirreno del 16 marzo 1941, determinandone il presunto piano di frattura, azimut N 67° 45' E inclinazione di 31° rispetto al raggio terrestre per l'ipocentro. Sono state poi tracciate le curve limiti ed è stata notata inoltre la probabile esistenza nella zona di una superficie degli epicentri poco profonda che, dalle coste Nord della Sicilia, raggiunge profondità di centinaia di chilometri a Nord delle isole Lipari.

BIBLIOGRAFIA

KONING L. P. G.: *On the mechanism of Deep-Focus Earthquakes*. Gerlands Beitrage Zur Geophysik Band. 58. 1942.

BYERLY P.: *The Earthquake of July 6th; 1931 - Amplitudes and first motion*. Bull. Seismol. Society Amer. 28 (1938).

DI FILIPPO D.: *Studio microsismico del terremoto del basso Tirreno del 16 marzo 1941*. Boll. Soc. Sism. Ital., vol. XXXIX n. 3-4. 1941.

DI FILIPPO D.: *Sulla rappresentazione in superficie della natura dinamica di una scossa all'ipocentro*. Ann. di Geof., vol. III, n. 2. 1950.