

## **Terremoti di frattura e relazioni con la tettonica nelle Alpi orientali**

D. DI FILIPPO - F. PERONACI

Ricevuto il 30 Maggio 1962

1. - In questi ultimi anni un contributo alla conoscenza della tettonica è stato portato dagli studi sulla natura fisica dei fenomeni sismici all'ipocentro, quale si può desumere dagli impulsi iniziali, tenendo presente la teoria dell'elasticità. Gli schemi più comuni ai quali si è pervenuti sono quello di frattura e quello di sollevamento o sprofondamento. Riferendoci in particolare alla regione italiana e ai mari continentali, si è osservato che il primo modello è caratteristico dei terremoti alpini e del basso Tirreno, mentre tutti i terremoti studiati nella regione appenninica hanno portato ad un sollevamento di strati. Nell'Adriatico si sono posti in evidenza degli sprofondamenti e a questo riguardo Caloi nota un parallelo con i fenomeni bradisismici della regione: infatti in ere geologiche passate fu molto accentuato il bradisismo negativo in tutta l'Istria e la Dalmazia. Tenendo presente i sollevamenti appenninici, l'autore avanza l'ipotesi che alle compressioni laterali originate dagli sprofondamenti adriatici conseguano i sollevamenti della catena dell'Appennino, o viceversa.

In questo lavoro ci siamo proposti di esaminare, impiegando un unico criterio, un certo numero di terremoti avvenuti nelle Alpi Orientali, dei quali qualcuno è già stato studiato da altri; la scelta di tale regione è dovuta al fatto che essa presenta un notevole interesse data la sua particolare sismicità che testimonia un'orogenesi ancora in atto.

2. - Accenniamo al metodo da noi seguito: come è noto dai fondamenti della teoria dell'elasticità, ad una tensione, che agisce in un corpo elastico secondo un determinato asse, corrisponde sempre una tensione complementare secondo l'asse a  $90^\circ$  di entità uguale alla prima ma di segno contrario. Analogamente ad una coppia, che diremo principale, a cui si deve una frattura di strati, corrisponde sempre una coppia

complementare che agisce in direzione normale alla prima. In questo modo, nel caso di un terremoto di frattura si spiega la suddivisione del verso del movimento in quattro quadranti. In questo caso, i due piani ortogonali nell'ipocentro previsti dalla teoria, incontrano la superficie terrestre dando luogo a due cerchi che dividono tale superficie in quattro zone; se il terremoto è superficiale i due cerchi sono ortogonali tra loro nell'epicentro e per zone ristrette possono assimilarsi a due rette (linee nodali), mentre se il terremoto è profondo le conclusioni sono le stesse purchè ci si riferisca alla sfera ipocentrale. In questo caso ne seguirà che riportandosi sulla superficie terrestre il punto di incontro dei due cerchi intersezione non coincide in generale con l'epicentro.

Nel caso particolare di una frattura verticale originata da una coppia verticale, con ipocentro superficiale, il piano ausiliario diviene il piano tangente alla Terra, che è così divisa solo in due parti una delle quali riceverà le compressioni e l'altra le dilatazioni. Se invece la frattura è verticale ed è causata da una coppia orizzontale applicata nel fuoco sismico, nelle vicinanze dell'epicentro la Terra è divisa in quattro quadranti uguali, tali che in quadranti opposti il movimento iniziale ha lo stesso verso.

La nostra trattazione è stata eseguita impiegando la proiezione stereografica polare, proiettando sul piano equatoriale le varie stazioni, con l'ipocentro centro di figura e l'antiipocentro polo di proiezione. Dato che si è supposta la Terra omogenea, la posizione di ogni stazione è quella che corrisponde alla intersezione del raggio sismico rettificato sulla sfera ipocentrale. L'ipotesi di una Terra omogenea è stata introdotta da Byerly per evitare che, a causa della sua curvatura, il raggio sismico pervenga in un punto della superficie sferica con un impulso di natura diversa da quello previsto dalla suddivisione suddetta.

Nota la distanza epicentrale, la distanza della stazione nella nuova posizione (distesa) è per terremoto superficiale pari al doppio dell'angolo di emergenza quale si può calcolare dalla relazione di Bendorf

$$\cos e_o = \frac{v_o}{V}$$

mentre per terremoto profondo, dalla teoria dei raggi sismici si ha

$$\operatorname{sen} i_h = \frac{r_o V_h}{r_h \frac{dA}{dt}} \quad [1]$$

con  $r_o$  raggio terrestre,  $r_h$  raggio della sfera ipocentrale,  $V_h$  = velocità all'ipocentro,  $A$  distanza epicentrale. Ottenuto  $i_h$ , la distanza distesa

sulla sfera ipocentrale (Fig. 1) è  $\Delta' = 180 - 2 i_h$ . In Tabella 9 sono riportati i valori di  $i_h$  che provengono dalla [1] in funzione della distanza epicentrale  $\Delta$  e alle varie profondità, che hanno consentito di tracciare le curve di Fig. 14. I calcoli sono stati eseguiti impiegando le dromocrone di Jeffreys, ponendo  $r_o = 6371$  km e la velocità di superficie pari a 6,1 km/sec, dato che Jeffreys assume come spessore della crosta 33 km. L'unità di misura della profondità è 0,01 del raggio della Terra.

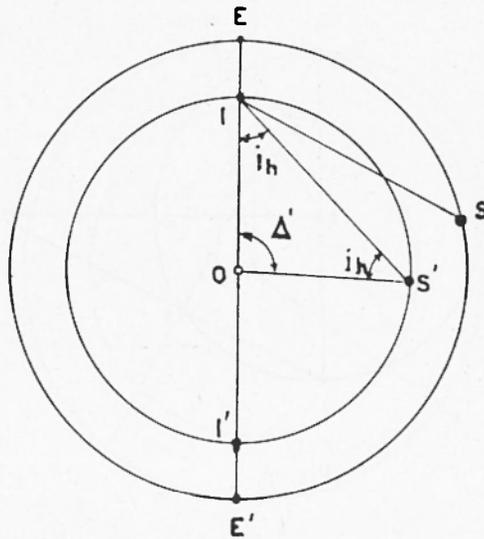


Fig. 1.

In questo modo, nota la profondità ipocentrale, per ogni osservatorio cui corrisponde un angolo  $i_h < 90^\circ$  si può determinare la corrispondente posizione sulla sfera ipocentrale, quale proviene dal raggio sismico rettificato. Per le stazioni poste a una distanza epicentrale inferiore al limite imposto (che varia con la profondità ipocentrale) si possono considerare i raggi sismici opposti, oppure con buona approssimazione proiettare sul piano la posizione vera della stazione. Questo metodo, applicato ad un sufficiente numero di terremoti, può, secondo l'opinione di autorevoli studiosi, portare alla conoscenza del vasto modello di spostamenti relativo ad una determinata regione, consentendo quindi di dedurre un giudizio delle forze che determinano i movimenti tettonici.

È quindi necessario determinare l'inclinazione rispetto al raggio terrestre per l'ipocentro del piano di frattura e dell'ausiliario nonché

quella della retta intersezione dei due piani: l'intersezione di tale retta con la superficie terrestre fornirà il polo. Riportate le stazioni sul piano equatoriale e, ove sia possibile, tracciati i due cerchi ortogonali nel centro di figura, le tangenti ai cerchi in tale punto forniscono l'orientamento dei due piani rispetto al Nord, mentre per le inclinazioni si procede nel seguente modo: tracciato un cerchio corrispondente ad una sezione meridianale della sfera adoperata, si riporta sulla traccia del piano equatoriale, a partire dal centro, il diametro del cerchio proiezione. L'intersezione

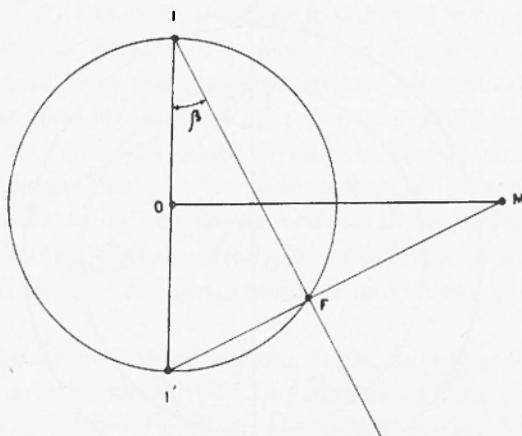


Fig. 2.

con la circonferenza del segmento che unisce l'estremo del diametro con il polo, unita con l'ipocentro consente di determinare l'inclinazione del piano rispetto al raggio terrestre (Fig. 2).

L'inclinazione  $\gamma$  della retta intersezione dei due piani si determina riportando sulla traccia equatoriale a partire dal centro la distanza che intercorre tra l'ipocentro e l'altro punto intersezione dei due cerchi proiezione (Fig. 3). La posizione del polo sulla superficie terrestre è determinata in quanto l'azimut di esso coincide con l'azimut della retta, e la distanza  $PE$  si ottiene dall'angolo

$$\widehat{POE} = \gamma - \widehat{OP\hat{I}} \quad \text{ove } \widehat{OP\hat{I}} = \frac{r_h}{r_o} \text{sen } \gamma .$$

In questo modo si sono ottenuti tutti gli elementi che individuano i due piani previsti dalla teoria dell'elasticità, la loro intersezione e il polo.

## 3. - TERREMOTI ESAMINATI.

 a) *Terremoto di Tolmezzo del 27 Marzo 1928.*

La mattina del 27 Marzo 1928 un terremoto distruttivo scosse le Prealpi carniche orientali e la bassa Carnia; le notizie macrosismiche furono raccolte ed alaborate dal Cavasino che fissò la massima intensità al IX-X grado della scala Mercalli facendo notare che il terremoto era da considerarsi il più intenso avvenuto nella regione dal 1788. Le repliche

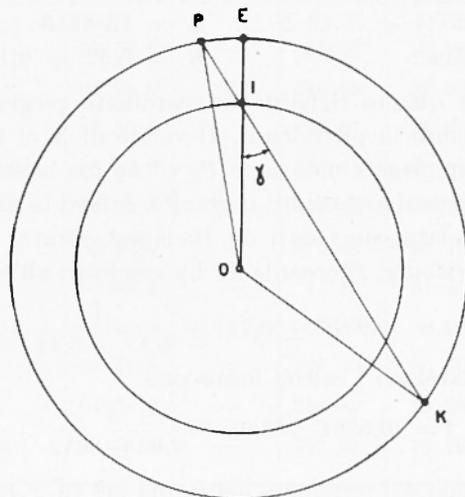


Fig. 3.

si susseguirono per vari mesi dando luogo ad un periodo sismico veramente eccezionale per le Prealpi venete. Il comune più colpito fu Verzegnis in cui si verificarono 130 crolli con 7 vittime. Successivamente il materiale macrosismico fu riesaminato dal Gortani che fissò l'epicentro a Sud di Tolmezzo nel punto di coordinate  $46^{\circ}21' N$ ,  $12^{\circ}59' E$  assegnando una profondità ipocentrale di 6-8 km, mentre il Cavasino aveva concluso per una profondità di 18 km circa.

Dato che del terremoto si sono potute ottenere le registrazioni di 12 stazioni abbiamo calcolato i dati ipocentrali e l'ora origine; impiegando il metodo di Caloi-Peronaci e utilizzando i sismogrammi di Copenaghen, Vienna, Praga, Coira, Neuchâtel, Kew, Piacenza, Ravensburg, Stoccarda H., si sono ottenuti i seguenti dati alla terza approssimazione:

$$\begin{aligned} \varphi_o &= 46^{\circ}25',92 \pm 3',31 N & \lambda_o &= 13^{\circ}03',25 \pm 3',05 E \\ h &= 23,3 \pm 14,3 \text{ km} & H_o &= 08^h32^m30^s,66 \pm 0^s,59 \end{aligned}$$

La considerazione che il nostro risultato differisce da quello di Gortani ci ha consigliato di eseguire un nuovo tentativo impiegando un metodo diverso e precisamente quello dovuto a Caloi che si vale delle differenze dei tempi di arrivo delle longitudinali e trasversali dirette e che ha come incognite i dati ipocentrali e  $K = \frac{v_1 v_2}{v_1 - v_2}$ .

Utilizzando le registrazioni di Stoccarda H., Ravensburg, Neuchâtel, Jena, Piacenza, Budapest, Vienna, si è ottenuto alla seconda approssimazione

$$\begin{aligned} \varphi_0 &= 46^{\circ}25',4 \pm 5',49 \text{ N} & \lambda_0 &= 13^{\circ}02',0 \pm 2',33 \text{ E} \\ h_0 &= 20 \text{ km} & K &= 8,52 \pm 0,14. \end{aligned}$$

che conferma per quanto riguarda le coordinate geografiche quanto è stato da noi ottenuto in precedenza. Il valore di  $K$  ci ha fatto sospettare che le onde impiegate non siano  $Pg$  ed  $Sg$  ma bensì delle onde originate in stratificazioni sottostanti il granito, infatti la dromocrona delle longitudinali calcolata con i dati da Budapest, Gratz, Praga, Vienna, Neuchâtel, Ravensburg, Stoccarda H ha condotto all'equazione

$$t = (0,9076 \pm 0,72) + \frac{\Delta}{3,17 \pm 0,24}$$

mentre per le trasversali i calcoli forniscono

$$t = (0,5364 \pm 0,9) + \frac{\Delta}{3,62 \pm 0,12}$$

Ora nello studio del terremoto del Garda del 19.2.1960 si è trovato per la  $P_1^*$  che interessa il cosiddetto granito profondo una velocità di 6,094 km/sec, mentre la corrispondente trasversale è caratterizzata da una velocità di 3,481 km/sec. Riteniamo quindi che l'ipocentro possa porsi nel secondo strato e quindi ad una profondità non inferiore agli 11 km valore da noi ottenuto per la potenza dello strato del granito in tale regione nello studio del suddetto terremoto.

I risultati della prima determinazione sono quindi da considerarsi attendibili, e da essi siamo partiti per indagare sulla natura della scossa all'ipocentro. Nella Tabella I sono riportati i dati che ci hanno consentito di tracciare la Fig. 4 in cui le distanze delle stazioni distese sono computate sulla sfera ipocentrale meno che per Gratz che essendo troppo vicina all'epicentro è stata riportata in distanza vera.

Dalla distribuzione degli impulsi iniziali si rileva uno schema di frattura.

Il numero limitato di stazioni e le piccole distanze epicentrali di esse, non hanno consentito di tracciare i cerchi proiezione delle interse-

zioni dei due piani con la sfera ipocentrale, in compenso la distribuzione ha permesso con buona approssimazione di segnare le probabili linee nodali i cui orientamenti rispetto al Nord sono  $55^{\circ},5$  W,  $31^{\circ},5$  E.

Tabella I

N	Stazione	$A$	1° im- pulso	$a$	$i$	$\cotg i =$ $= \tan g \frac{1}{2} A'$
1	Gratz . . . . .	01° 50,0	—	56° 07'	90,00	rip. in dist. vera
2	Piacenza . . . . .	02 38,0	+	248 48	85,50	0,07870
3	Coira . . . . .	02 38,0	+	288 01	85,50	0,07870
4	Ravensburgh . . . . .	02 58,0	—	305 41	85,00	0,08749
5	Vienna . . . . .	03 02,5	+	43 48	85,00	0,08749
6	Stoccarda . . . . .	03 46,0	—	315 45	82,15	0,13787
7	Praga . . . . .	04 03,5	—	11 15	81,15	0,15570
8	Budapest . . . . .	04 15,5	+	68 27	80,90	0,16017
9	Neuchâtel . . . . .	04 21,5	+	281 49	80,50	0,16734
10	Jena . . . . .	04 58,0	—	358 49	79,20	0,19076
11	Copenaghen . . . . .	09 36,4	—	357 27	72,20	0,32106

b) *Terremoto del Tirolo dell'8 Ottobre 1930.*

Il terremoto è stato studiato da Gräfe che ha posto l'epicentro nel punto di coordinate  $\varphi_0 = 47^{\circ}27'$  N,  $\lambda_0 = 10^{\circ}47'$ . E assegnando una profondità ipocentrale di  $36 \pm 9$  km. Una prima applicazione, eseguita per tale profondità e impiegando tutti i dati pubblicati dall'autore ha condotto ad una distribuzione che non corrisponde a nessuno degli schemi previsti. Abbiamo quindi ritenuto eccessivo il valore dato per la profondità, tale sospetto è stato confermato dal fatto che assumendo i tempi di arrivo e le velocità quali risultano dal lavoro di Gräfe, il metodo di Takaasi fornisce per Coira  $h = 0$  e per Zurigo e Stoccarda una profondità negativa. Abbiamo quindi ripetuto i calcoli per terremoto superficiale (Tabella II) e tracciata la Fig. 5. Lo schema di frattura è evidente e i cerchi proiezione, perpendicolari nell'epicentro, sono individuati con notevole precisione; i loro orientamenti rispetto al Nord

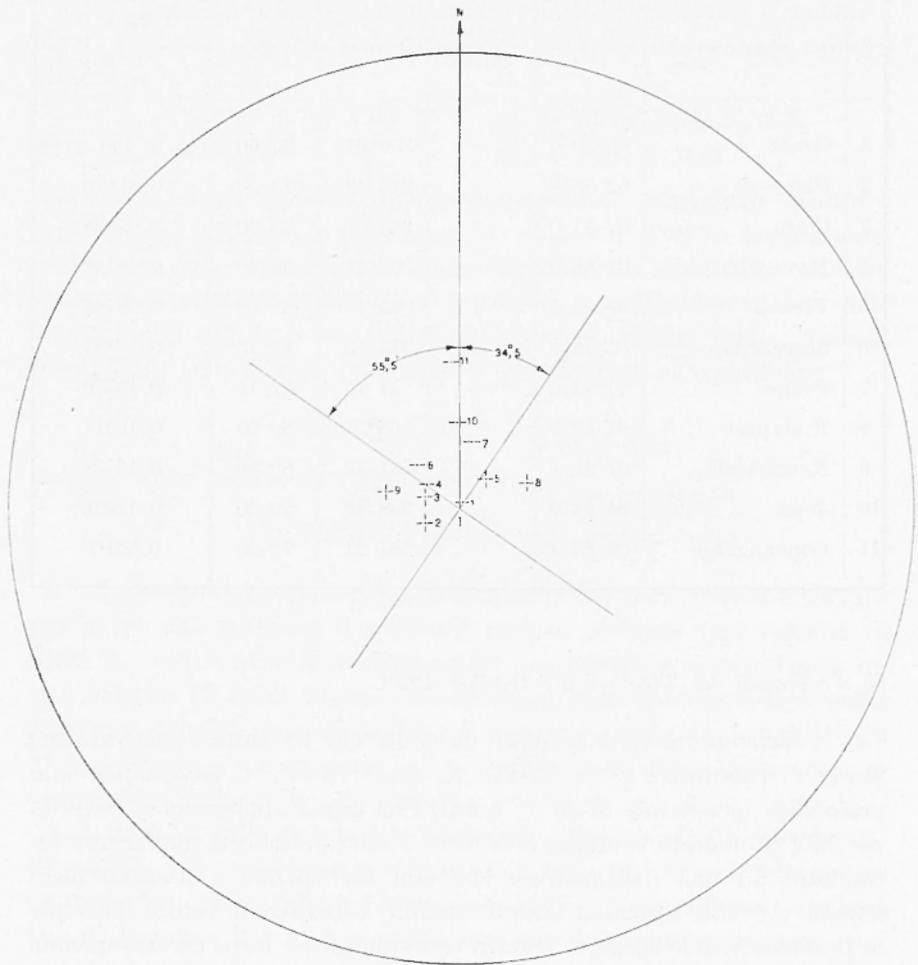


Fig. 4.



sono  $75^{\circ}15'$  W e  $11^{\circ}45'$  E. Nella Fig. 6 è riportato il grafico che ha permesso di trovare le inclinazioni dei due piani rispetto alla verticale.

Tabella II

N	Stazione	$A$	1° im- pulso	$a$	$\hat{i}$	$\cot \hat{i} =$ $= \tan \frac{1}{2} \Delta'$
1	Insbruck . . .	0°30,6	+	125° 18'	89,0	0,01746
2	Ravensburg . .	0 49,4	+	287 17	88,0	0,03492
3	Monaco . . . .	0 57,2	—	35 16	87,5	0,04366
4	Coira . . . . .	0 58,5	—	240 59	87,4	0,04541
5	Nordlingen . .	1 26,4	+	352 18	82,0	0,14054
6	Zurigo . . . . .	1 26,5	—	270 00	82,0	0,14054
7	Hoeneim . . . .	1 38,4	+	320 50	81,5	0,14945
8	Stoccarda . . .	1 41,5	+	321 16	81,3	0,15302
9	Karlsruhe . . .	2 12,8	+	315 21	74,0	0,28675
10	Neuchâtel . . .	2 36,3	+	270 00	67,0	0,42447
11	Francoforte . .	3 10,4	+	331 56	60,5	0,56567
12	Gratz . . . . .	3 14,1	—	101 00	60,4	0,56808
13	Jena . . . . .	3 34,1	+	8 08	59,5	0,58905
14	Firenze . . . .	3 39,6	—	174 38	59,0	0,60086
15	Vienna . . . . .	3 54,3	—	71 47	57,0	0,64941
16	Zagabria . . . .	3 58,6	—	114 25	56,7	0,65688
17	Lipsia . . . . .	4 40,4	+	14 18	56,0	0,67451
18	Gottinga . . . .	4 09,9	+	352 57	55,8	0,67960

Dato che in unità di raggio terrestre i diametri dei due cerchi sono rispettivamente  $d_1 = 1,35$  e  $d_2 = 1,415$ , le inclinazioni risultano  $\beta_1 = 36^{\circ}$ ,  $\beta_2 = 34^{\circ}45'$ . L'asse radicale dei due cerchi è 0,975 per cui la retta intersezione dei due piani risulta inclinata rispetto al raggio terrestre di  $\gamma = 45^{\circ}15'$ .

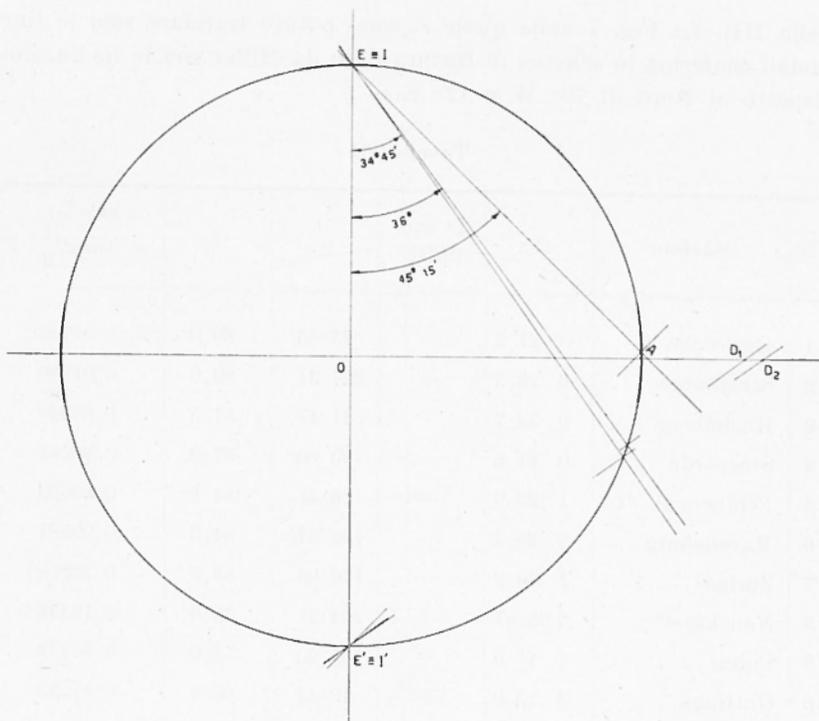


Fig. 6.

c) *Terremoto di Rastat dell'8 Febbraio 1933.*

Il terremoto è stato studiato da Hiller che a partire da considerazioni macrosismiche è pervenuto a due valori per l'epicentro e considera l'epicentro principale (confortato da considerazioni microsismiche) nel punto di coordinate  $\varphi_0 = 48^{\circ}51' N$ ,  $\lambda_0 = 8^{\circ}12' E$ , assegnando al terremoto una profondità normale. La distribuzione degli impulsi iniziali ha condotto l'autore a concludere per una frattura le cui linee nodali hanno rispetto al Nord orientamenti  $20^{\circ} E$ ,  $70^{\circ} W$ . Facciamo notare che il terremoto non interessa l'arco alpino, tuttavia lo abbiamo incluso dato il suo interesse storico, infatti esso rappresenta il primo caso trattato in Europa dal punto di vista degli impulsi iniziali.

Nel riesame, abbiamo calcolato tutte le distanze epicentrali e gli azimut delle stazioni rispetto all'epicentro su scritto, ed abbiamo assunto come primo impulso quello relativo alle  $P_g$  rilevate da Hiller fino a 200 km circa, e quindi quello delle  $P_h$  per distanze maggiori (Ta-

bella III). La Fig. 7 nella quale si sono potute tracciare solo le linee nodali conferma lo schema di frattura dato da Hiller con le inclinazioni rispetto al Nord di  $78^\circ$  W e  $12^\circ$  E.

Tabella III

N	Stazione	$\Delta$	1° im- pulso	$\alpha$	$\hat{t}$	$\cot \hat{t} =$ $= \tan \frac{1}{2} \Delta'$
1	Karlsruhe . . .	0° 21,8	+	23° 36'	89,0	0,01746
2	Strasburgo . . .	0 23,5	+	227 31	89,0	0,01746
3	Heidelberg . . .	0 38,7	+	31 47	87,5	0,04366
4	Stoccarda . . .	0 41,6	+	90 00	87,0	0,05241
5	Feldberg i. T.	1 22,6	—	6 41	84,5	0,09629
6	Ravensburg . . .	1 25,3	—	138 04	84,3	0,09981
7	Zurigo . . . . .	1 30,2	—	170 08	83,0	0,12278
8	Neuchâtel . . .	2 03,41	+	204 21	79,0	0,19438
9	Coira . . . . .	2 11,5	—	155 20	71,0	0,34433
10	Göttinga . . . .	3 13,9	+	19 42	60,0	0,57735

d) *Terremoto delle Prealpi carniche dell'8 Giugno 1934.*

Caloi in uno studio ha ottenuto, impiegando 15 stazioni del Centro Europa i seguenti dati

$$\begin{aligned} \varphi_0 &= 46^\circ 18' \text{ N} & \lambda_0 &= 12^\circ 28' \text{ E} \\ h &= 44 \text{ km} & H &= 03^{\text{h}} 16^{\text{m}} 59^{\text{s}},4 \end{aligned}$$

In una nota successiva in cui sono stati riesaminati 17 terremoti dell'Europa centrale, l'autore applicando il suo metodo basato sulla differenza dei tempi di arrivo delle  $S_g$  e  $P_g$  conferma praticamente i dati epicentrali concludendo per un ipocentro superficiale. Per la prima volta in Italia, Caloi ha nella sua prima nota esaminata la distribuzione dei primi impulsi giungendo a due schemi di frattura impiegando separatamente le  $P_g$  e le  $P_n$ . Nel primo caso egli ottiene la suddivisione in quattro quadranti, nel secondo caso perviene al caso limite di una sola linea nodale, caratteristica della coppia orizzontale che, agendo in un piano verticale, ha prodotto una frattura parallela alla superficie terrestre.



La retta nodale passante per l'epicentro divide in due parti la calotta superiore terrestre almeno fino alla distanza di 427 km che si riferisce ai dati in possesso dell'autore.

Nella nostra rielaborazione abbiamo considerato il terremoto superficiale, e ci siamo serviti di tutti gli elementi contenuti nel primo lavoro di Caloi, impiegando i versi delle  $P_p$  (Tabella IV, Fig. 8). Lo schema

Tabella IV

N	Stazione	$\Delta$	$P_g$	$a$	$i$	$\cot i = \cdot$ $= \operatorname{tang} \frac{1}{2} \Delta'$
1	Treviso . . . .	0° 38,9	---	197° 54'	88,0	0,03492
2	Venezia . . . .	0 51,8	---	186 31	84,5	0,09629
3	Padova . . . .	0 59,4	+	205 11	84,0	0,10510
4	Trieste . . . .	1 06,4	—	125 20	83,5	0,11394
5	Monaco . . . .	1 56,1	—	342 47	72,0	0,32492
6	Coira . . . . .	2 05,3	+	286 23	71,0	0,34433
7	Piacenza . . . .	2 19,3	+	238 25	68,0	0,40403
8	Ravensburg . .	2 26,9	—	308 28	66,3	0,43897
9	Zagabria . . . .	2 29,0	+	99 32	65,5	0,45573
10	Prato . . . . .	2 36,6	—	202 10	65,3	0,45995
11	Firenze . . . . .	2 40,4	---	199 05	65,0	0,46631
12	Zurigo . . . . .	2 52,3	+	293 34	62,5	0,52057
13	Vienna . . . . .	3 14,4	+	53 10	60,5	0,56577
14	Stoccarda . . .	3 19,3	---	319 33	59,0	0,60086
15	Neuchâtell . . .	3 50,6	+	282 22	57,0	0,64941

è ancora di frattura e le tracce dei due piani previsti dalla teoria sono risultate una retta, ben individuata dalle dilatazioni di Treviso e Prato e dalla compressione di Padova, e un cerchio il cui diametro in unità di raggio terrestre è  $d_1 = 3,175$  che in questo caso coincide anche con l'asse radicale.

L'inclinazione pertanto rispetto al raggio terrestre di quest'ultimo piano è di  $17^{\circ}30'$  mentre il primo è praticamente verticale. Gli orienta-

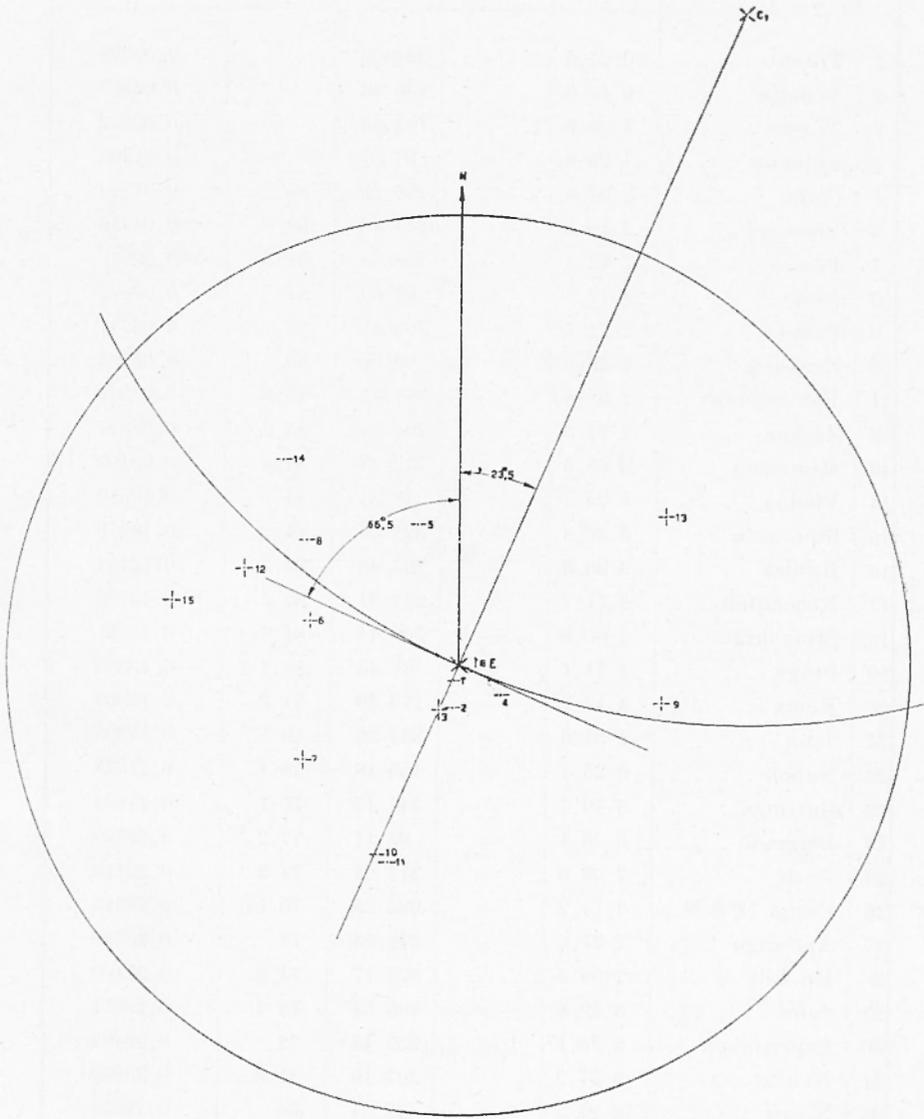


Fig. 8.

Tabella V

N	Stazione	$l$	1° im- pulso	$a$	$\hat{i}$	$\cot \hat{i} =$ $= \tan \frac{1}{2} A'$
1	Treviso . . .	0° 27,5	—	206° 53'		0,00398
2	Venezia . . .	0 40,5	—	186 46		0,00587
3	Trieste . . .	1 00,6	—	114 46		0,00882
4	Lubiana . . .	1 26,9	+	97 37		0,01265
5	Coira . . . .	2 07,4	+	290 35	89	0,01746
6	Piacenza . . .	2 10,1	+	244 40	89	0,01746
7	Pesaro . . . .	2 12,8	—	188 53	88,5	0,02619
8	Gratz . . . .	2 17,7	+	63 08	88	0,03492
9	Prato . . . .	2 24,7	—	203 39	87	0,05241
10	Zagabria . . .	2 28,0	+	90 00	86	0,06993
11	Ravensburg . .	2 32,8	—	311 45	85,8	0,07344
12	Zurigo . . . .	2 52,5	+	294 35	85,2	0,08397
13	Mestetten . . .	3 08,5	—	312 23	84,8	0,09103
14	Vienna . . . .	3 25,7	+	49 34	84	0,10510
15	Stoccarda . . .	3 26,8	—	321 37	84	0,10510
16	Basilea . . . .	3 36,5	+	294 45	83,3	0,12747
17	Neuchâtell . . .	3 51,7	+	284 21	82,2	0,13728
18	Strasburgo . . .	4 00,8	—	309 41	81,7	0,14381
19	Praga . . . .	4 11,1	+	37 45	81,3	0,15302
20	Roma . . . .	4 12,2	—	179 36	81,3	0,15302
21	Jena . . . .	4 51,6	+	353 36	79,8	0,17993
22	Napoli . . . .	5 25,1	—	165 18	78,1	0,21073
23	Göttinga . . . .	5 40,7	—	344 15	77,7	0,21804
24	Belgrado . . . .	5 46,1	+	93 17	77,2	0,22719
25	Uccle . . . .	7 06,6	—	314 06	77,2	0,22719
26	Parigi (P.S.M.)	7 14,2	—	295 25	75,15	0,26515
27	Amburgo . . . .	7 37,4	+	348 55	75	0,26795
28	De Bilt . . . .	7 38,5	—	324 17	74,8	0,27169
29	Sofia . . . .	8 29,8	+	109 53	73,4	0,29811
30	Copenaghen . . .	9 35,1	+	359 43	72	0,32492
31	Kew . . . .	9 57,2	—	307 19	71,3	0,33849
32	Mosca . . . .	18 24,3	+	49 14	54	0,72654
33	Ksara . . . .	21 38,7	—	116 20	45,2	0,99304
34	Helwan . . . .	21 56,5	—	159 12	45,0	1,00000

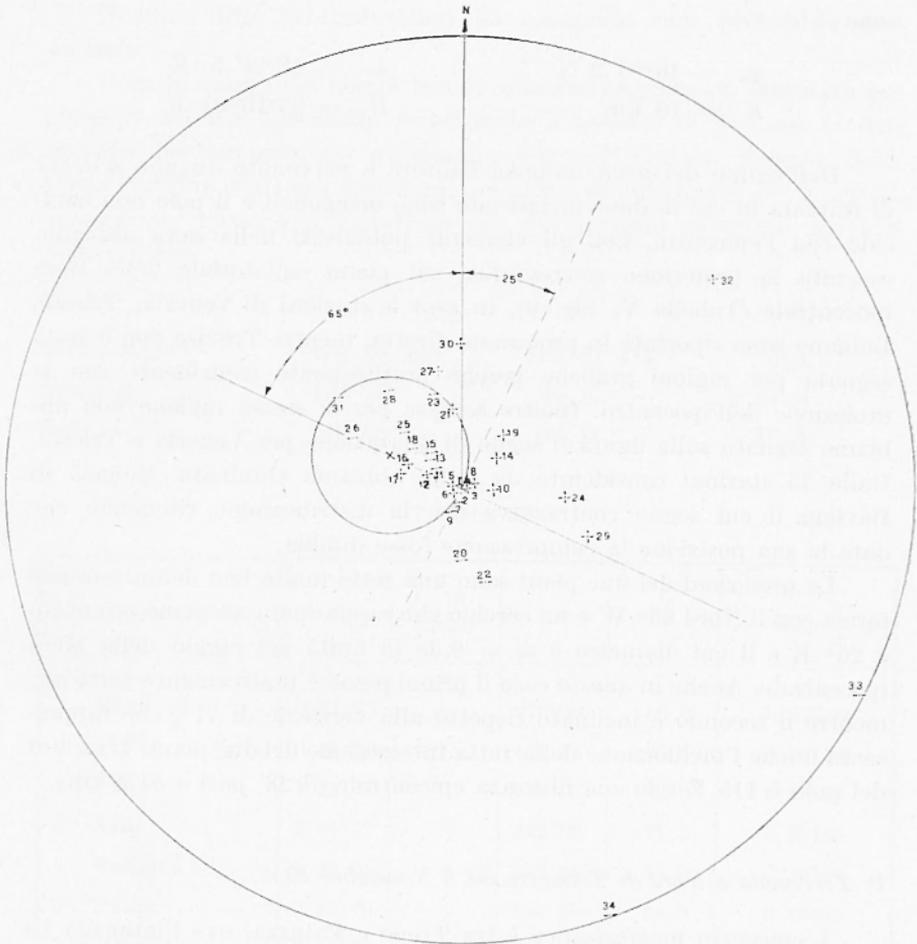


Fig. 9.

menti dei due piani rispetto al Nord sono per il piano verticale  $23^{\circ},5$  E. per l'altro  $66^{\circ},5$  W.

e) *Terremoto del Consiglio del 18 Ottobre 1936.*

I dati ipocentrali, quali risultano da un esauriente studio di Caloi, sono

$$\begin{array}{ll} \varphi_0 = 46^{\circ}06',2 \text{ N} & \lambda_0 = 12^{\circ}26',5 \text{ E} \\ h = 18 \text{ km} & H_0 = 03^{\text{h}}10^{\text{m}}01^{\text{s}},6 \end{array}$$

Dall'esame dei primi impulsi l'autore è pervenuto ad uno schema di frattura in cui le linee nodali non sono ortogonali e il polo non coincide con l'epicentro. Con gli elementi pubblicati nella nota abbiamo eseguita la proiezione stereografica sul piano equatoriale della sfera ipocentrale (Tabella V, Fig. 9), in essa le stazioni di Venezia, Trieste, Lubiana sono riportate in proiezione diretta, mentre Treviso non è stata segnata per ragioni grafiche perchè praticamente coincidente con la proiezione dell'ipocentro. Inoltre sempre per la stessa ragione non abbiamo segnato sulla figura il segno di dilatazione per Venezia e Trieste. Dalle 35 stazioni considerate da Caloi abbiamo eliminato Monaco di Baviera il cui segno contrastava con la distribuzione, ritenendo che data la sua posizione la compressione fosse dubbia.

Le proiezioni dei due piani sono una retta molto ben delimitata che forma con il Nord  $65^{\circ}$  W e un cerchio che rappresenta un piano orientato a  $25^{\circ}$  E e il cui diametro è  $d_s = 0,35$  in unità del raggio della sfera ipocentrale. Anche in questo caso il primo piano è praticamente verticale, mentre il secondo è inclinato rispetto alla verticale di  $71^{\circ}$ , che rappresenta anche l'inclinazione della retta intersezione dei due piani. L'azimut del polo è  $115$  E e la sua distanza epicentrale di  $28'$  pari a  $51,9$  km.

f) *Terremoto a Nord di Tolmezzo del 5 Novembre 1956.*

L'epicentro macrosismico è tra Trepò e Paluzza, ove l'intensità ha raggiunto il VI grado della scala Mercalli modificata.

Il terremoto è stato avvertito di V a Tolmezzo, Raveo, Moggio. di IV a Resia, Lozzo, Sappada, Gemona, Udine, Tarcento, Savogna, Socchieve, di III a Trieste e di II a Pordenone e Salagna.

La magnitudo calcolata con le registrazioni di Pavia è  $4,75$  in buon accordo con il valore di  $4,9$  ottenuto da Praga.

L'epicentro microsismico è stato determinato sia dal B.C.I.S. che da Stoccarda e dal I.N.G. i risultati sono praticamente coincidenti nei limiti di qualche primo di grado, il valore medio delle coordinate epicentrali è

$$\varphi_0 = 46^{\circ}30' \text{ N} \qquad \lambda_0 = 13^{\circ}05' \text{ E.}$$

Nessuna delle determinazioni ha assegnato una profondità ipocentrale.

Data la natura del nostro lavoro abbiamo eseguito un tentativo per giungere ad una profondità impiegando il metodo di Takaasi ai dati rilevato dai sismogrammi registrati a Pieve di Cadore, Padova, Salò. Posta l'origine degli assi cartesiani nel punto di coordinate  $45^{\circ}$  N  $10^{\circ}$  E, assunto per l'asse  $y$  il meridiano per detto punto orientato verso il Nord, si ha:

	$x$	$y$	$S_g-P_g$
Pieve di C.	181,68 km	159,51 km	68,1
Padova	145,73	46,17	19,3
Salò	40,68	58,41	27,6

Tabella VI

N	Stazione	$A$	1° im- pulso	$a$	$i$	$\cot i = \frac{1}{2} A'$
1	Pieve di C. . .	0° 28,75	+	270° 00'	89,0	0,01746
2	Trieste . . . .	0 58,50	—	151 21	86,5	0,06116
3	Padova . . . .	1 23,17	+	218 05	82,0	0,14054
4	Salò . . . . .	2 01,77	+	242 09	71,5	0,33460
5	Bologna . . . .	2 22,55	+	213 25	70,0	0,36397
6	Pavia . . . . .	2 55,70	+	244 48	61,0	0,55431
7	Mestetten . . .	3 15,58	—	302 32	60,0	0,57735
8	Stoccarda . . .	3 19,87	—	314 19	59,5	0,58905
9	Tubinghen . . .	3 23,37	—	308 11	59,0	0,60086
10	Strasburgo . . .	4 09,00	—	302 05	56,5	0,66189
11	Belgrado . . . .	5 24,21	—	104 57	52,0	0,78129

Abbiamo assunto  $K = \frac{v_1 v_2}{v_1 - v_2}$  pari a 8,026, secondo quanto si è da noi ottenuto nello studio del terremoto del Garda del 19 Febbraio 1960, e si è pervenuti alle seguenti coordinate epicentrali

$$x = 226,4 \text{ km}$$

$$y = 177,5 \text{ km}$$

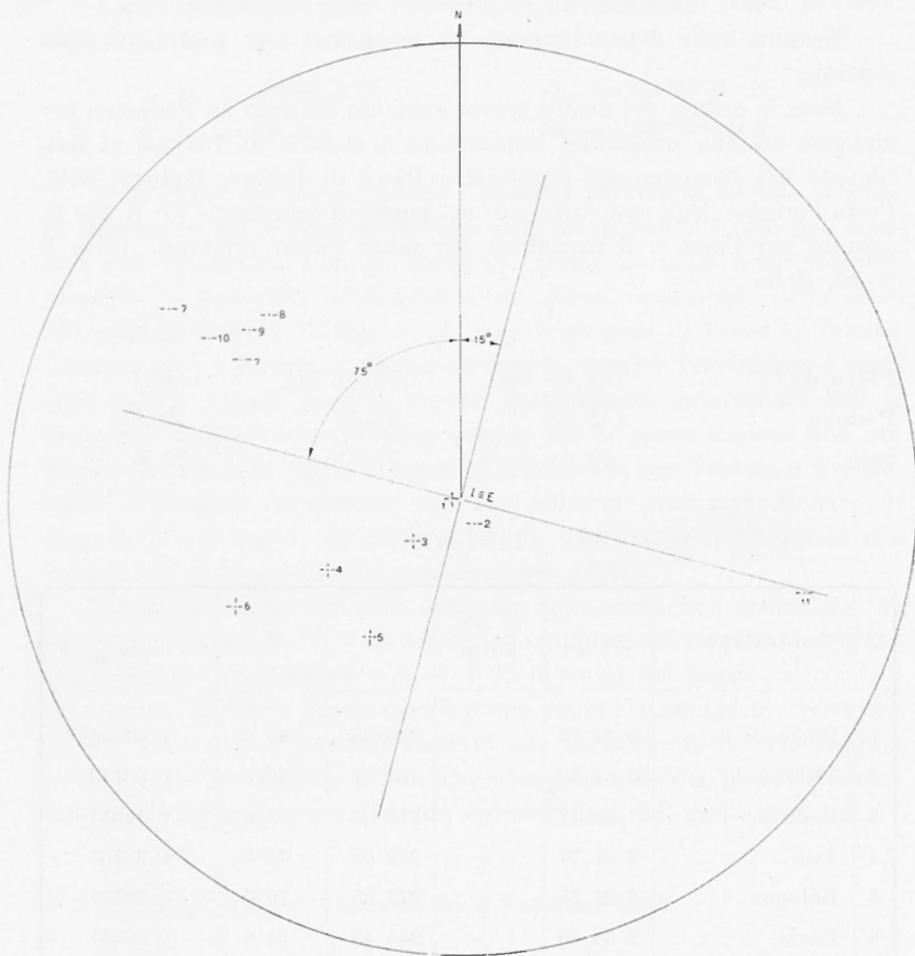


Fig. 10.

cui corrispondono i valori geografici

$$\varphi_0 = 46^{\circ}33'37'' \text{ N}$$

$$\lambda_0 = 12^{\circ}57'42'' \text{ E .}$$

La profondità ipocentrale è risultata 2 km con la stazione di Pieve, pressochè nulla per Padova e Salò.

Calcolati gli elementi necessari per eseguire la proiezione stereografica (Tabella VI) abbiamo ottenuto la Fig. 10 che pone in evidenza uno schema di frattura le cui rette nodali formano con il Nord gli angoli 75° W e 15° E. La mancanza di stazioni sufficientemente lontane non ha consentito di tracciare le proiezioni dei cerchi intersezioni dei piani di frattura con la superficie terrestre.

g) *Terremoto del Garda del 19 Febbraio 1960.*

Il terremoto è stato da noi studiato in altro lavoro e i dati ipocentrali desunti sono

$$\begin{aligned} \varphi_o &= 45^{\circ}41'04'',64 \text{ N} & \lambda_o &= 10^{\circ}27'27'',47 \text{ E} \\ h &= 11,4 \text{ km} & H &= 12^{\circ}30'13'',9. \end{aligned}$$

In tale occasione si è anche eseguito l'esame dei primi impulsi e riportando direttamente le stazioni sulla carta geografica si era pervenuti

Tabella VII

N	Stazione	$\Delta$	1° im- pulso	$a$	$i$	$\cot i =$ $= \tan \frac{1}{2} A'$
1	Salò . . . . .	0°12,91	+	169° 52'		
2	Padova . . . . .	1 02,60	+	118 34	85,0	0,08749
3	Pavia . . . . .	1 06,57	+	234 40	84,5	0,09629
4	Bologna . . . . .	1 23,85	+	163 55	83,0	0,12278
5	Vajont . . . . .	1 24,18	—	66 58	83,0	0,12278
6	Pieve di C. . . . .	1 29,42	—	62 53	83,0	0,12278
7	Oropa . . . . .	1 44,65	+	266 54	78,0	0,21256
8	Tolmezzo . . . . .	1 54,15	—	68 12	77,0	0,23087
9	Ravensburg . . . . .	2 07,70	+	344 33	71,0	0,34433
10	Trieste . . . . .	2 18,20	—	91 22	70,0	0,36397
11	Mestetten . . . . .	2 39,07	+	337 54	67,0	0,42447
12	Neuchâtel . . . . .	2 43,50	+	298 51	65,0	0,46631
13	Stoccarda . . . . .	3 09,30	—	344 41	61,0	0,55431
14	Strasburgo . . . . .	3 23,15	÷	311 44	60,0	0,57735
15	Heidelberg . . . . .	3 50,93	+	342 52	58,0	0,62487

ad uno schema di frattura. Per un criterio di uniformità abbiamo rieseguita la determinazione proiettando la sfera ipocentrale sul piano equatoriale (Fig. 11) con i valori riportati in Tabella VII.

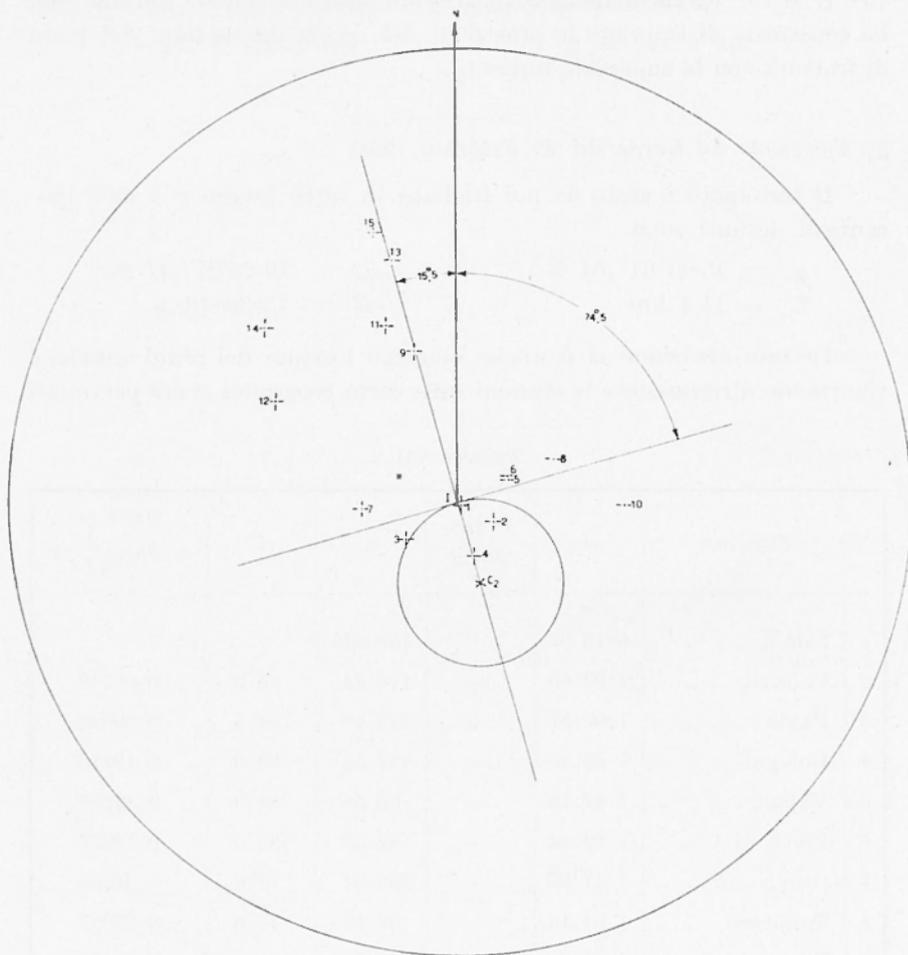


Fig. 11.

Rispetto alla figura riportata nel suddetto lavoro, non compare la stazione di Tubinghen, che abbiamo eliminata perchè il primo impulso è dubbio dato che la registrazione ha inizio nella interruzione del tempo.

L'applicazione del metodo ha confermato quanto da noi era stato precedentemente ottenuto e cioè che la natura fisica della scossa all'ipocentro è una frattura i cui piani formano con il Nord gli angoli di  $15^{\circ},5$  W

e  $74^{\circ},5$  E, rispettivamente. Il primo piano è praticamente verticale, il secondo la cui intersezione con la sfera ipocentrale ha per proiezione un cerchio di diametro  $d_s = 0,3675$  (ove si è assunto come unità il raggio della sfera ipocentrale) ha una inclinazione rispetto alla verticale di  $70^{\circ}$ ca.

L'azimut del polo è  $15^{\circ},5$  W la sua distanza epicentrale è  $16'$  pari a  $29,63$  km.

#### 4. - ESAME DEI RISULTATI.

La Tabella VIII contiene il risultato delle nostre determinazioni, resta ora da vedere quale dei due piani previsti dalla teoria sia l'effettivo piano di frattura. Come è noto la scelta si basa su elementi già acquisiti dallo studio di altri terremoti avvenuti nella zona e con l'ausilio di elementi che provengono da altre scienze (geologia, gravimetria, orografia). Data l'ubicazione dei terremoti in esame tratteremo separatamente quelli avvenuti a Nord dello spartiacque alpino e quelli relativi alle Prealpi lombardo-venete. Al primo gruppo appartengono il terremoto di Rastat e del Tirolo. Quello di Rastat ha l'epicentro ai margini di una anomalia negativa della gravità che si incunea tra due zone marcatamente positive (Fig. 12), l'andamento delle isanomale consiglia di assumere come piano di frattura quello orientato a  $12^{\circ}$  E, e la probabile causa della scossa ad uno scorrimento di strati di diversa densità ad una profondità di 30 km circa.

Il secondo terremoto ha il suo epicentro nella regione delle Prealpi tirolesi in una zona di marcata anomalia negativa della gravità, che è l'incontro tra l'avampaese sialico e la catena alpina calcarea. In essa si riscontra una successione di falde di ricoprimento sottoposte a forze tangenziali e all'azione della gravità. Fabiani e Termier notano nella zona l'esistenza di fratture e di linee di contatto anormali. Confrontando tali allineamenti con quelli delle isoanomale si riscontra un andamento pressochè analogo che fa preferire tra i due piani trovati quello che forma con il Nord l'angolo di  $75^{\circ}15'$  W e che è inclinato di  $36^{\circ}$  rispetto alla verticale (Fig. 12).

Riferendoci ora al secondo gruppo facciamo osservare che tutti e cinque i terremoti si sono verificati nella zona sismica che, almeno per le Prealpi lombardo-venete, segue l'andamento della linea di demarcazione tra pianura e sistema alpino e contemporaneamente la direzione delle isoanomale che delimitano la zona di anomalia positiva di questa parte delle prealpi (Fig. 13).

Riportate nella figura le tracce dei piani ottenuti dal calcolo, le nostre preferenze vanno a quelli che in Tabella VIII sono indicati come secondi piani e che sono stati tracciati nella carta con una linea più marcata. Tale scelta fa pensare a degli scorrimenti relativi tra strati di densità diversa, ipotesi confortata dalle conclusioni del Trevisan che ad

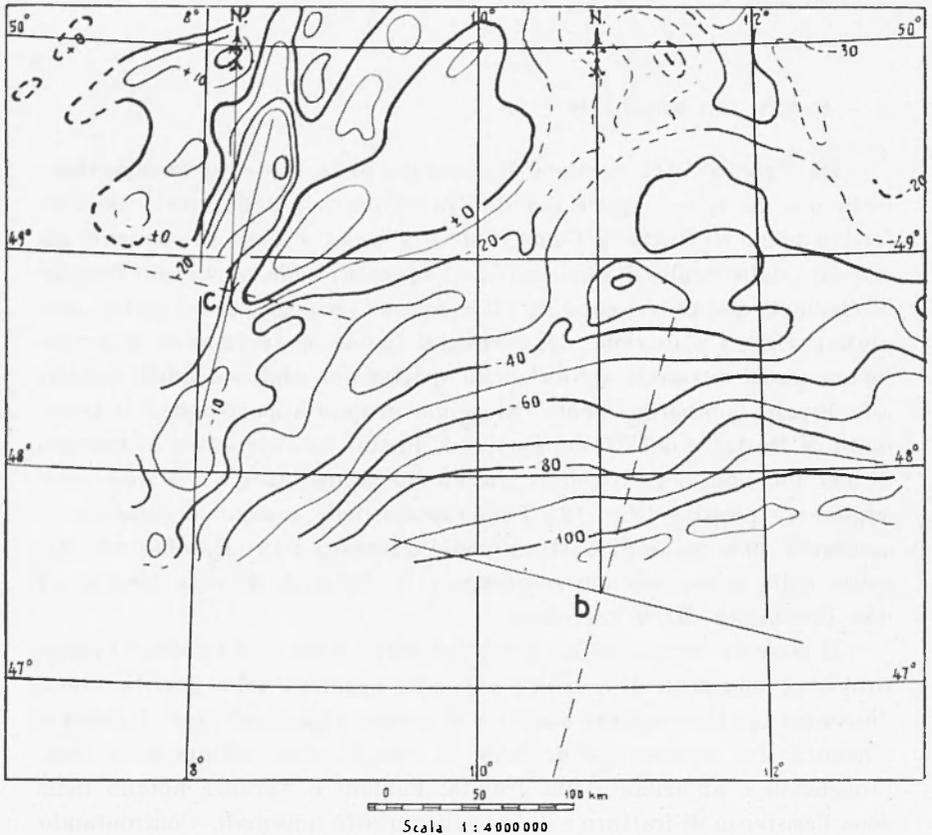


Fig. 12.

esempio considera la linea delle Giudicarie che segue l'orientamento delle isoanome come una frattura profonda originata da scorrimenti quasi orizzontali.

In particolare, in un precedente lavoro, abbiamo attribuito la causa del terremoto del Garda ad una frattura il cui piano ha rispetto al Nord una inclinazione di  $74^\circ$  circa e forma con la verticale un angolo di  $88^\circ$ ; la nuova determinazione conferma il dato di orientamento e porta la inclinazione a  $70^\circ$  circa, valore coincidente con quello ottenute per il

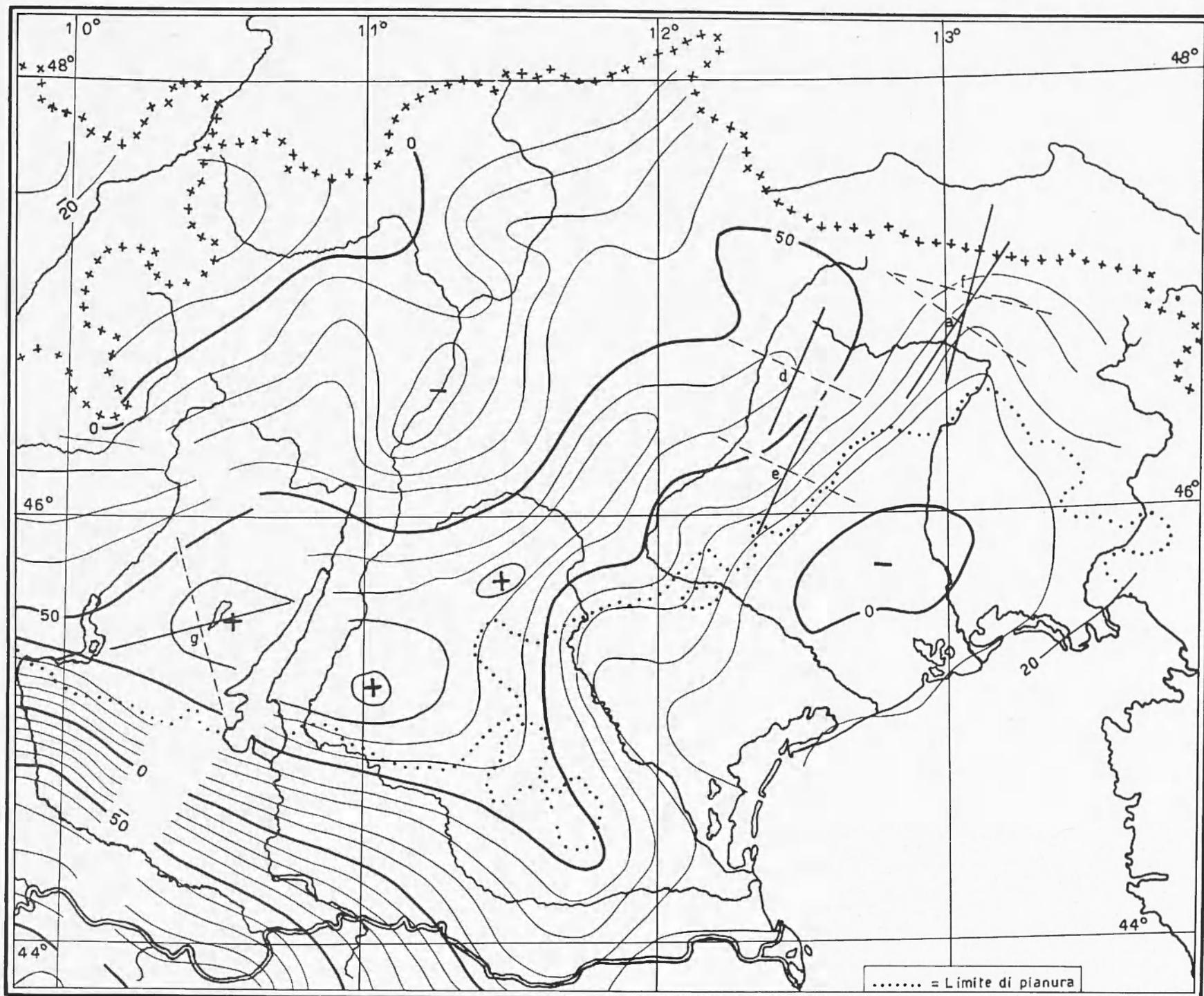


Fig. 13

Tabella VIII

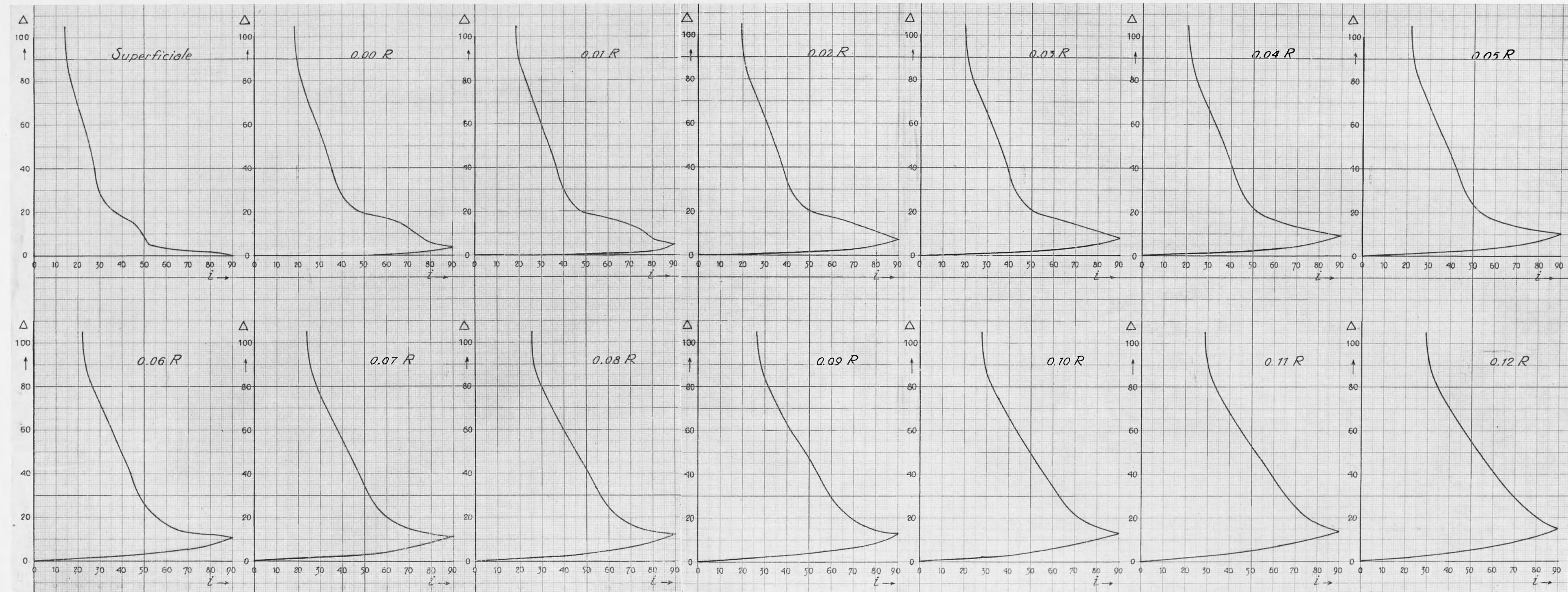
Terremoto di	Data	$\varphi_0$	$\lambda_0$	h (Km)	I piano		II piano	
					azimut ( $\alpha$ )	inclinazione ( $\beta$ )	azimut ( $\alpha$ )	inclinazione ( $\beta$ )
a Tolmezzo . . .	27. III. 28	46°25,92	13°03,25	23,3	55, 5 W		34, 5 E	
b Tirolo . . . . .	8. X. 30	47 27	10 47	superf.	75,15 W	36°	15 45' E	34°45'
c Rastat . . . . .	8 XI. 33	48 51	08 12	30	78 W		12 E	
d Preal. Carniche	8. IV. 34	46 18	12 28	superf.	66, 5 W		23, 5 E	
e Causiglio . . . .	18. X. 36	46 06 12"	12 26'30"	18	65 W	quasi ver- ticale	25 E	71°
f Tolmezzo . . . .	5. XI 56	45 30	13 05	superf.	75 W		15 E	
g Garda . . . . .	19. II. 60	45 44 04,6	10°27'27,5	11,4	15, 5 W	quasi ver- ticale	74, 5 E	70°

piano di frattura del terremoto del Cansiglio il cui orientamento segue l'isoanomala di  $\pm 50$  mgal. Le stesse conclusioni si potrebbero estendere al terremoto delle Prealpi Carniche per il piano orientato a  $23^{\circ},5$  E anche se la insufficienza delle stazioni a disposizione ha consentito solo di tracciare le linee nodali.

Per il terremoto di Tolmezzo del 1928, la scelta del piano di frattura orientato a  $34^{\circ},5$  E oltre che dalle considerazioni già svolte, è avvalorata dalle osservazioni contenute in un lavoro di Gortani in cui si conclude che questo terremoto può pensarsi collegato con quei fenomeni che dopo aver creato il grande fascio di pieghe delle Prealpi, lo intersecarono con fratture e ondulazioni trasversali.

Resta ora da vedere quale accordo sussiste tra questa scelta e le notizie che si hanno sulla conformazione della zona. Le Alpi sono uno dei sistemi più studiati dalla tettonica e dalla geografia, sia per il loro interesse strutturale, che per la loro particolare posizione nel cuore dell'Europa. Le conoscenze acquisite fino a qualche tempo fa consentirono una sintesi rappresentata da una carta di Staub (1923) che portò a considerare le maggiori linee di dislocazione delle Alpi venete come delle vere faglie derivanti da movimenti di masse lungo piani verticali che avrebbero delineato dei gradini succedentisi da Nord a Sud sempre a quote inferiori. Successivamente questa sintesi è stata rimessa in discussione da una serie di fatti, derivanti dai risultati di studi stratigrafici e geofisici che non si conciliano con lo schema antico e, principalmente ad opera di G. Dal Piaz, è stato dimostrato che in realtà il motivo tettonico dominante risponde ad una successione di pieghe aventi gli assi sub paralleli con direzione all'incirca EW o NE-SW, mentre le faglie, quando realmente sussistono, derivano dalla rottura dei fianchi intermedi di tali pieghe, che per lo più sono inclinate o addirittura rovesciate verso Sud.

In particolare, riferendosi alla regione Benacense L. Trevisan osserva che la parte settentrionale della linea delle Giudicarie da Madonna di Campiglio verso Nord deve avere carattere anche di scorrimento orizzontale poiché si inseriscono in essa le linee del Gruppo del Brenta. Dato che tali linee sono vicarianti e collegate tra loro, l'autore pensa che esse rappresentino la manifestazione superficiale di un'unica frattura profonda che sepolta sotto l'alluvione della Padana, attraverso il lago di Garda e il Gruppo del Brenta si riattacca alla parte settentrionale della linea delle Giudicarie rappresentando nel suo insieme quella dislocazione in grande stile che si chiama parafora. L'autore riassume il meccanismo della tettonica della zona in due distinte fasi: nella prima





si formarono le pieghe con assi E-W, mentre in una seconda fase si ebbe la formazione del fascio di parafore che deformò le primitive pieghe fino a produrre un sovrascorrimento che è osservabile dove l'erosione lo permette, e che si estende a profondità dell'ordine dei chilometri.

Questo schema confermerebbe le conclusioni alle quali siamo pervenuti per i terremoti del Cansiglio e del Garda, per i quali si sono tracciati i piani di frattura e le rispettive inclinazioni, e fa sospettare che anche gli altri siano dovuti ad un meccanismo di frattura dello stesso tipo. Come si è già detto sia per il Cansiglio che per il Garda le inclinazioni dei piani sono quasi uguali e le profondità ipocentrali molto prossime e quella dello zoccolo dinarico, per cui si avrebbe una conferma dell'ipotesi già avanzata da Gutenberg secondo la quale molti terremoti alpini avrebbero origine in corrispondenza delle superfici di discontinuità della crosta. Facciamo infine osservare che l'inclinazione di 20° ca. rispetto alla superficie terrestre del piano di frattura dei due terremoti suddetti pone la frattura, secondo la classificazione di Beniof, in quelle di tipo continentale.

#### RIASSUNTO

*Si studia il meccanismo della scossa all'ipocentro di 7 terremoti interessanti l'Arco alpino orientale, pervenendo per tutti ad uno schema di frattura. Si esaminano i risultati ottenuti confrontandoli con le conoscenze che si hanno sulla tettonica e la gravimetria della zona, osservando che la direzione dei piani di frattura si accorda con quella delle isoanomale nella zona epicentrale e con quella dei contatti anormali previsti dalla tettonica. Si perviene alla conclusione che almeno per i terremoti studiati, la causa della scossa è da imputare ad uno scorrimento in corrispondenza di strati di densità e caratteristiche fisiche diverse.*

#### SUMMARY

*The mechanism at the epicenter of seven earthquakes touching the eastern alpine range and the resulting breaking scheme have been studied. The obtained data are examined in comparison with those achieved on tectonics and gravimetry of the considered area. The direction of breaking levels is the same as the isoanomalous lines in the epicentral area and the abnormal*

*contacts envisaged by tectonics. We come to the conclusion that as far as earthquakes are considered, the shocks are connected with slips corresponding to layers of different physical features.*

## BIBLIOGRAFIA

- DAL PIAZ G., *Studi geotettonici delle Alpi Orientali*. « Memorie Ist. Geologico Univ. di Padova », I, (1912).
- CAVASINO A., *Il terremoto delle Prealpi carniche del 27.3.1928*. « Boll. Soc. Sis. Italiana », (1928).
- GORTANI M., *Il terremoto del 27 Marzo 1928 nelle Prealpi dell'Arzino (Friuli)* « L'Universo » IX, 12, (1928).
- GRÄFE H., *Das Nordtiroler Beben von 8.X.1930*. I Teil Zeitschrift für Geophysik, 144, (1932).
- GRÄFE H., *Das Nordtiroler Beben von 8.X.1930*. II Teil Zeitschrift für Geophysik, 31 (1933).
- HILLER W., *Der Herd des Rastatter Bebens am 8.II.1933*. « Gerland Beitr. Zur Geoph. », 41, 170 (1934).
- CALOI P., *Studio microsismico del terremoto delle Prealpi Carniche dell'8. VI.1934*. « Boll. Com. Geofisica e Geodesia del C.N.R. », Serie II, 3, (1935).
- CALOI P., *Ricerche su terremoti ad origine vicina (scosse del Cansiglio)*. « La Ricerca Scientifica », II, (1938).
- TREVISAN L., *Geologia del Gruppo del Brenta*. « Memorie Università di Padova », (1939).
- CALOI P., *Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa centrale*. « Boll. Soc. Sis. Italiana », XL, (1942).
- LEONARDI P., *Schema tettonico della regione dolomitica-veneto-tridentina*. Ist. di Geologia Univ. di Padova, 1943.
- DI FILIPPO D., *Sulla rappresentazione in superficie della natura dinamica di una scossa con ipocentro profondo*. « Ann. di Geofisica », III, (1950).
- FABIANI R., *Trattato di Geologia*. Roma, 1952.
- VECCHIA O., *Lineamenti di Geologia profonda dell'Italia settentrionale dedotti dalle misure gravimetriche*. « Boll. Soc. Geologica It. », LXXII, (1953).
- TERMIER H. - TERMIER G., *L'Evolution de la Lithosphère*. Paris, 1957.
- DI FILIPPO D. - PERONACI F., *Struttura della crosta terrestre nelle Prealpi Lombarde-Venete quale risulta dallo studio del terremoto del Garda del 19.II.1960*. « Ann. di Geofisica », XIV, 4, (1961).