QUELQUES DONNEES NOUVELLES SUR LES SEISMES PROFONDS DE LA MER TYRRHENIENNE

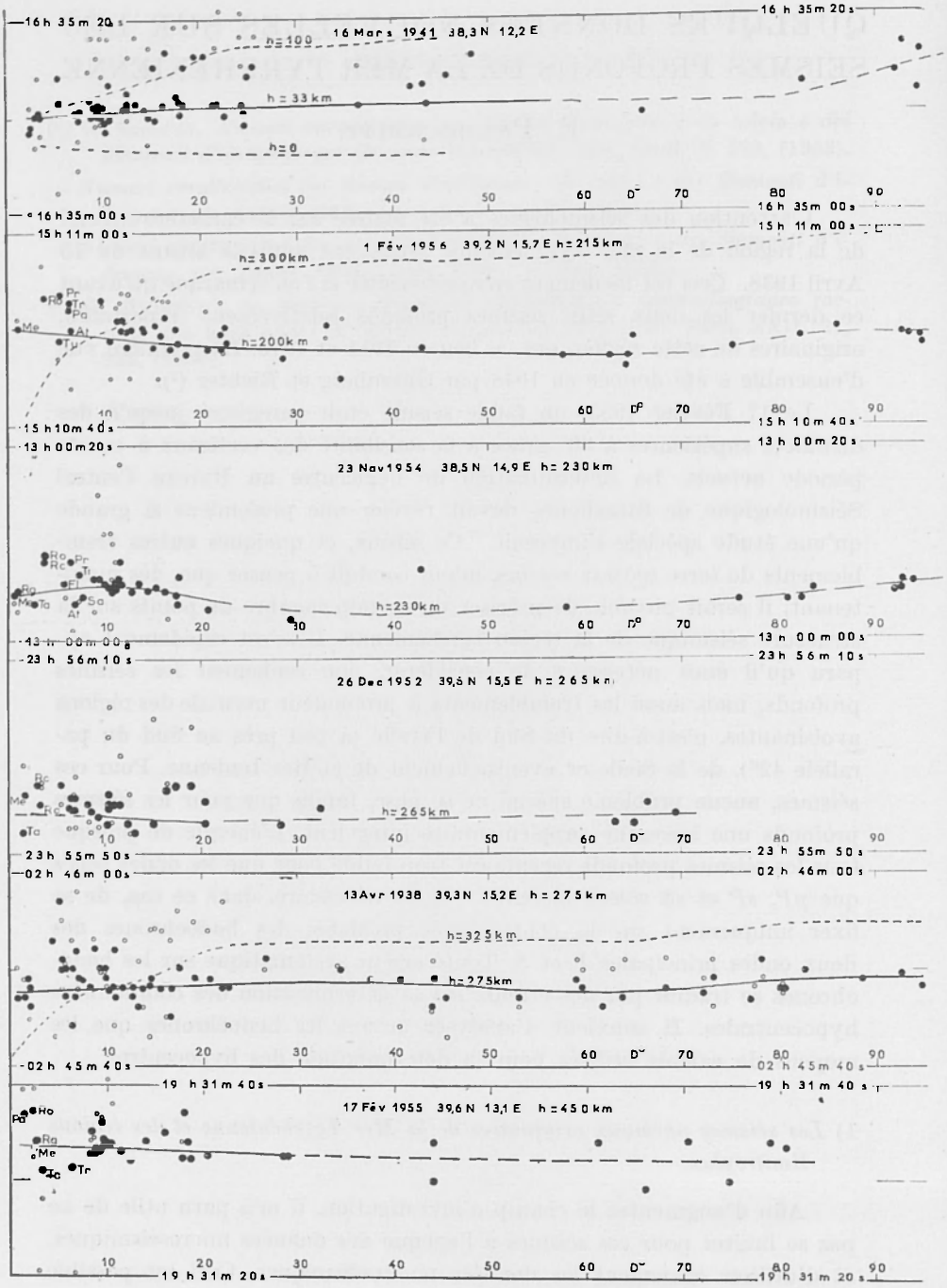
E. Peterschmitt

L'attention des séismologues a été attirée sur le caractère spécial de la région de la mer Tyrrhénienne seulement après le séisme du 13 Avril 1938. Ceci est facilement compréhensible si l'on remarque qu'avant ce dernier les deux seuls séismes profonds relativement importants, originaires de cette région, ont eu lieu en 1911 et 1915. La première vue d'ensemble a été donnée en 1948 par Gutenberg et Richter (1).

Le 17 Février 1955, un faible séisme était enregistré jusqu'à des distances supérieures à 80° grâce à la sensibilité des verticaux à courte période actuels. La détermination de l'épicentre au Bureau Central Séismologique de Strasbourg devait révéler une profondeur si grande qu'une étude spéciale s'imposait. Ce séisme, et quelques autres tremblements de terre récents voisins, m'ont conduit à penser que, dès maintenant, il serait possible de préciser un certain nombre de points sur la structure séismique de la région tyrrhénienne. Il m'est rapidement apparu qu'il était nécessaire de considérer, non seulement les séismes profonds, mais aussi les tremblements à profondeur normale des régions avoisinantes, c'est-à-dire du Sud de l'Italie (à peu près au Sud du parallèle 42e), de la Sicile et éventuellement de la Mer Ionienne. Pour ces séismes, aucun problème spécial ne se pose, tandis que pour les séismes profonds une inconnue supplémentaire intervient. L'énergie de presque tous les séismes profonds récents est trop faible pour que les ondes telles que *pP*, *sP* et *sS* soient inscrites. Il est nécessaire, dans ce cas, de se fixer uniquement sur la connaissance préalable des hodochrones des deux ondes principales *P* et *S*. Toute erreur systématique sur les hodochrones se traduit par des erreurs sur la détermination des coordonnées hypocentrales. Il convient d'analyser autant les hodochrones que les moyens de calculs utilisés pour la détermination des hypocentres.

1) *Les séismes normaux originaires de la Mer Tyrrhénienne et des régions limitrophes.*

Afin d'augmenter le champ d'investigation, il m'a paru utile de ne pas se limiter pour ces séismes à l'époque des données microséismiques, et d'utiliser également les données macroséismiques. Ceci est possible


16 h 35 m 20 s
16 Mars 1941 38,3 N 12,2 E
h=100
h=33 km
h=0
16 h 35 m 00 s
15 h 11 m 00 s
1 Fév 1956 39,2 N 15,7 E h=215 km
h=300 km
h=200 km
15 h 10 m 40 s
13 h 00 m 20 s
23 Nov 1954 38,5 N 14,9 E h=230 km
h=230 km
13 h 00 m 00 s
23 h 56 m 10 s
26 Déc 1952 39,5 N 15,5 E h=265 km
h=265 km
23 h 55 m 50 s
02 h 46 m 00 s
13 Avr 1938 39,3 N 15,2 E h=275 km
h=325 km
h=275 km
02 h 45 m 40 s
19 h 31 m 40 s
17 Fév 1955 39,6 N 13,1 E h=450 km
19 h 31 m 20 s

grâce aux travaux de Baratta ([2]) et de Cavasino ([3]). Un certain nombre de séismes sont originaires de Calabre et on peut introduire ainsi des erreurs en déterminant des épicentres macroséismiques terrestres, alors que les foyers réels peuvent se trouver en mer. Cette erreur peut être évitée en se bornant aux séismes pour lequels la zone pléistoséiste est parfaitement définie malgré l'importance du séisme. Mais cette façon de procéder peut donner une idée fausse de la répartition des séismes normaux en éliminant les épicentres marins. Ceux-ci ont été spécialement étudiés; il n'y a guère qu'un seul séisme important, celui du 28 Mai 1897, dont l'épicentre, indéterminable, est situé dans la Mer Ionienne. Le tableau I donne le résultat de ce travail pour la période 1800-1910.

Tableau I.

PRINCIPAUX SÉISMES ORIGINAIRES DE LA MER TYRRHÉNIENNE ET DES RÉGIONS LIMITROPHES

Période 1800-1910

Date	φ_N	λ_E	Remarques
20.2.1818	37,6	15,0	Etna
8.3.1832	39,0	16,8	
12.10.1835	39,3	16,3	
24.4.1836	39,6	16,6	
12.2.1854	39,3	16,2	
16.12.1857	40,3	16,0	
28.11.1869	38,6	16,1	
5.10.1870	39,2	16,3	
28.7.1883	40,7	13,9	Ischia
3.12.1887	39,5	16,3	
22.4.1893	38,0	14,9	
28.5.1894	40,0	16,0	
16.11.1894	38,3	15,8	
23.4.1895	37,2	14,7	
12.2.1897	37½	15½	
28.5.1897	?	?	Mer Ionienne
8.9.1905	38,8	16,1	
11.9.1906	38 ?	13½	en mer?
23.10.1907	38,0	16,1	
28.12.1908	38,2	15,6	Messine M = 7 ½

Tableau II.

LISTE DES SÉISMES NORMAUX ORIGINAIRES DE LA MER TYRRHÉNIENNE ET DES RÉGIONS LIMITROPHES

Période 1911-1955

Date	Heure h m s	φ_N	λ_E	h	Précision d°	Origine	Remarques
28.6.1913	08 52,7	39,5	16,3	N	0,2	Pet.	macro. $I_0 = 8$ (Cav)
8.5.1914	18 02,0	37,7	15,0	Surf.	0,1	ISS	Etna. $I_0 = 9$-10 (Cav)
28.12.1917	16 04,6	40	14	?	1	Pet.	ne figure pas sur la carte
18.6.1918	15 45,3	41,5	13,0	N	0,2	Mor.	$I_0 = 4$
22.10.1919	06 05,9	41 1/4	12 1/2	N	0,5	Pet.	d'après Cav; Morelli donne 41,0-12,0. $I_0 = 7$-8
25.5.1927	02 50,6	41,3	14,5	N	0,3	Mor.	Epc. macro. $I_0 = 6$-7
12.5.1929	17 01,0	39	10	N	1	ISS	Seulement 3 données mais paraissent concordantes
16.10.1929	01 05 19	40	14 3/4	N	0,3	Pet.	
13.12.1929	04 45,5	36 1/2	13	N	0,5	Pet.	Classe d. (Gut)
27.4.1930	01 46,6	40,7	14,7	N	0,2	Pet.	Macro d'après Cav
16.6.1930	17 58,6	40 1/2	13 1/2	?	0,5	Pet.	incertain
23.7.1930	00 08,7	41,1	15,4	N	0,2	ISS	$I_0 = 10$ (Cav), M = 6 1/2 (Gut)
10.5.1931	10 49,0	41,0	15,0	N	0,2	Mor.	macro. $I_0 = 6$
3.8.1931	21 02,6	37,7	15,0	Surf.	0,2	ISS	$I_0 = 7$. Etna
21.10.1931	07 35,7	41,6	13,4	N	0,2	ISS	$I_0 = 5$-6
21.10.1931	08 12,8	41,6	13,4	N	0,2	ISS	$I_0 = 5$
3.12.1931	09 32,3	41,3	15,9	N	0,1	Mor.	macro. $I_0 = 7$
2.1.1932	23 33,8	39,0	17,5	N	0,2	ISS	Classe d. (Gut)
2.1.1932	23 36,8	39,0	17,5	N	0,2	ISS	
22.5.1932	17 01 48	38,0	15 1/2	N	0,2	Gut.	Classe d. (Gut)
26.2.1933	02 49,3	37,4	13,0	N	?	Mor.	macro, incertain
7.3.1933	14 40,3	41,1	15,4	N	0,2	ISS	$I_0 = 6$
11.9.1934	01 20,0	37,8	14,1	N	0,2	Pet.	macro d'après Cal.
29.10.1935	24 54,2	40	14	N	0,5	ISS	sous réserve
17.7.1937	17 11,1	41,7	15,4	N	0,1	ISS et Gut.	Epc. macro. 41°41'-N 15°21' E. $I_0 = 7$ (Cal)
15.12.1937	21 25,7	41,7	15,3	N	0,1	ISS et Gut.	$I_0 = 7$
27.1.1939	20 10 15	38,5	14,7	N	0,4	ISS	Classe d. (Gut). Epc. en accord avec Dalmasso (7)
15.1.1940	13 19,4	38,1	13,5	N	0,1	ISS	d'après Dalmasso, $I_0 = 8$ (8)
30.12.1942	14 59,6	40,9	15,9	N ?	?	ISS	incertain
4.8.1945	14 48,4	37,2	16,4	N	0,2	ISS	assez fort
3.4.1946	17 01,7	39,8	16,0	N	0,2	ISS	
26.2.1947	05 42,7	41 ±	17 1/2 ±	?	?	Stg.	incertain
11.5.1947	07 32 15	38,7	16,8	N	0,1	Valle	(9)
10.10.1947	08 39,9	38 1/4	16 1/2	N	0,5	Stg.	
1.1.1950	10 03,5	41,2	14,9	N	0,2	Stg.	$I_0 = 6$
29.3.1950	02 19,6	41,1	15,0	N	0,3	Stg.	
19.3.1952	08 13 39	37,7	15,1	Surf.	0,1	Stg.	Etna. $I_0 = 8$?

A partir de 1910 on possède des données microséismiques de plus en plus précises à mesure qu'on se rapproche de l'époque actuelle. Tous les épicentres figurant dans le tableau II ont été vérifiés. Cette vérification a été faite en utilisant les tables de Jeffreys-Bullen 1940. Les procédés utilisés sont classiques. J'ai essayé d'indiquer la précision des coordonnées. Cette grandeur a été obtenue par lecture directe, soit sur les cartes macroséismiques, soit sur les graphiques de détermination microséismique. Dans la colonne origine j'ai indiqué la source des déterminations. J'ai repris des coordonnées indiquées antérieurement chaque fois que ma détermination coincidait avec elles dans les limites d'erreurs. On a les abréviations suivantes:

Cav.: Cavasino, *I Terremoti d'Italia*... (3);

Cal.: Caloi, *Attività Sismica*... (4);

Mor.: Morelli, *Necessità di un maggiore*... (5);

Gut.: Gutenberg et Richter, *Seismicity of the Eearth* (6);

ISS: International Seismological Summary;

Stg: Strasbourg: Bulletin du B.C.I.S. et Annales de l'I.P.G.S.;

Pet.: E. Peterschmitt.

2) *La détermination des coordonnées hypocentrales des séismes profonds à l'aide des seules hodochrones des ondes P et S.*

Parmi les coordonnées hypocentrales je compte, non seulement la latitude géographique φ, la longitude λ, la profondeur h en kilomètres depuis la surface du sol, mais aussi l'heure origine H (ce sont les « coordinate spaziotemporali » de la littérature italienne).

a) Comme je l'ai indiqué, pour la plupart des séismes profonds, les ondes typiques pP, sP, sS, qui permettraient la détermination immédiate de la profondeur h, sont absentes. On peut uniquement se servir des hodochrones des ondes P et S. Quel que soit le procédé de détermination choisi, toute erreur systématique dans les hodochrones utilisées, se traduit par une erreur systématique des résultats obtenus. Cependant, si la répartition azimuthale des stations n'est pas trop mauvaise, on peut même, avec des tables légèrement inexactes obtenir les coordonnées épicentrales φ et λ sans erreur notable, ce qui n'est pas les cas pour les inconnues h et H. Il convient donc d'examiner de façon préliminaire les tables utilisées, à savoir celles de Jeffreys-Bullen 1940 (J. B.).

C'est tables contiennent une erreur systématique certaine et reconnue par Jeffreys ([10]): la vitesse admise immédiatement en dessous de la surface de Mohorovicic pour les ondes longitudinales, à savoir 7,7 km/sec est trop faible. Il en résulte des temps de propagation trop grands.

Par ailleurs, ces tables ne tiennent pas compte de l'asténosphère. Il faut néanmoins remarquer que la réalité de l'asténosphère, c'est à dire de la couche à vitesse de propagation relativement faible à une profondeur de 80 km, n'est pas prouvée de façon absolument certaine ([11]). En admettant l'existence de l'asténosphère, il est facile de voir que ces deux erreurs systématiques devraient se compenser en partie sauf, peut-être, pour certaines distances. Dans des travaux récents, basés sur les

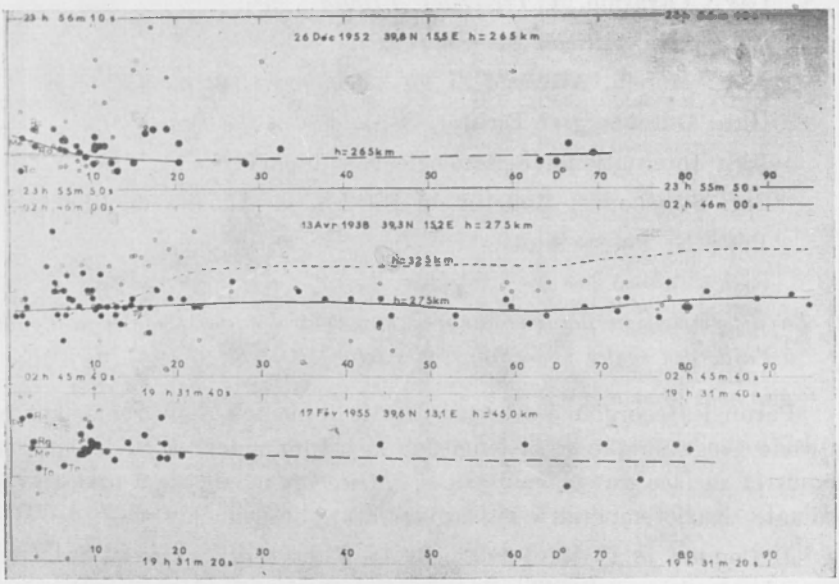


Fig. 1 – Heures origines en fonction de la distance épicentrale
Point: onde P: Cercle: onde S.

séismes de Kern County de l'année 1952, Gutenberg a mis en évidence un tel manque de compensation ([12], [13], [14]). La table J. B. présenterait pour la distance épicentrale de 10° (h = 25 km) un retard de l'ordre de 4 secondes. Jeffreys avait trouvé une valeur très voisine, à savoir un retard de 3 secondes pour D = 8°. Il est regrettable que l'étude de Jeffreys n'ait pas été faite sur des séismes récents pour lesquels la pré-

cision des données est très supérieure. Afin de vérifier les tables pour l'Europe, j'ai étudié de plus près quelques forts séismes récents, normaux et profonds. Il s'agit des tremblements de terre suivants:

Date	Région	φ	λ	Profondeur
12 Août 1953 . . .	Iles Ioniennes	38° 10′ N	20° 45′ E	normale
30 Avril 1954 . . .	Thessalie	39°, 5 N	22°, 2 E	normale
9 Septembre 1954	Orléansville	36° 17′ N	1° 28′ E	normale
11 Septembre 1948	Grece	37°, 3 N	23°, 2 E	80 km
29 Mars 1954 . . .	Espagne	36°, 9 N	3°, 5 W	630 km

Pour les deux premiers séismes normaux, il a été impossible de mettre en évidence une anomalie quelconque aux environs de $D = 10°$. Pour le séisme du 12 Août 1953, il faut néamoins remarquer que les ondes P semblent arriver aux stations américaines, distantes de plus de 70° avec un retard pouvant atteindre 4-5 secondes. Pour le séisme d'Orléansville, on remarque entre 2 et 8 degrés une variation systématique dans le sens voulu. Mais si on considère l'ensemble des distances, il n'y a pas d'erreur supérieure à 2 secondes.

Aucune anomalie systématique ne se révèle pour le séisme du 11 septembre 1948. Il en est presque de même pour le grand séisme du 29 mars 1954. J'ai été amener à modifier très légèrement l'épicentre calculé antérieurement à Strasbourg: 36°,9 N, 3°,5 W (au lieu de 3°1/4 W). Pour ce séisme, il se pourrait que les temps de propagation des tables J. B. soient un peu trop faibles dans l'intervalle de distances 50-70°. Mais l'erreur systématique n'est pas supérieure à 2 secondes. Les profondeurs h calculées, soit par l'étude des hodochrones tel qu'il sera indiqué plus loin, soit par les intervalles de temps $pP - P$, sont parfaitement concordantes ($h = 630$ km). Il faut remarquer que la station de Toledo accuse pour les ondes P un retard de 3 secondes environ, fait qui devra être rapproché des anomalies de propagation mis en évidence ultérieurement. On peut en définitive admettre le chiffre indiqué par Jeffreys ([10]): la table J. B. ne présente pas d'erreurs systématiques supérieures à 3 secondes. Les profondeurs déduites des tables ne devraient pas être affectées d'une erreur systématique supérieure à une trentaine de kilomètres.

b) Une détermination d'un hypocentre s'effectue en partant des temps d'arrivée d'une même onde, en général l'onde P, en un certain nombre de stations. Il en résulte immédiatement que le seul critère permettant de juger l'exactitude d'une détermination est un critère de temps; il faut que les heures origines H calculées pour toutes les stations soient aux erreurs près identiques. Cette règle peut ne pas être

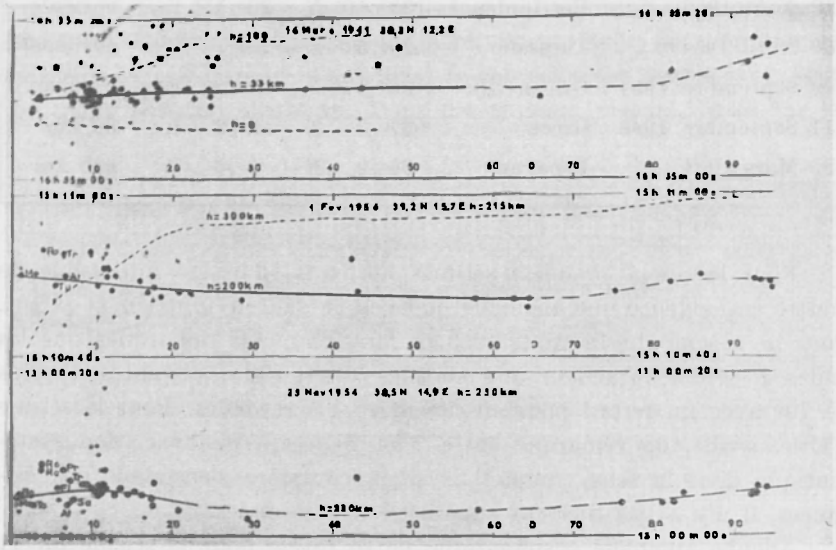


Fig. 2 – Heures origines en fonction de la distance épicentrale.
Point: onde P; Cercle: onde S.

observée de façon absolue s'il existe pour certaines régions des anomalies dans les vitesses de propagation. D'après la forme des hodochrones il est possible de déterminer à l'avance quels seront les intervalles de distances favorables à la détermination des coordonnées épicentrales (φ, λ) et lesquels seront favorables à la détermination de l'inconnue h (*). Dans le tableau ci-dessous j'ai donné quelques valeurs de $\frac{\partial t}{\partial \Delta}$ et $\frac{\partial t}{\partial h}$ pour les profondeurs $h = 200$ et $h = 600$ km, t étant le temps de propagation

(*) GIRLANDA a esprimé sous une forme differente une partie de ces idées ([15]).

de l'onde P, D et Δ sont les distance épicentrales exprimées en degrés et en kilomètres respectivement.

D°	0	5	10	15	20	30	60	90	
$\frac{\partial t}{\partial \Delta}$ sec/km	0,000	0,115	0,115	0,110	0,091	0,078	0,061	0.041	h =200
	0,000	0,071	0,087	0,087	0,082	0,076	0,059	0,041	h = 600
$\frac{\partial t}{\partial h}$ sec/km	+0,120	+0,018	- 0,015	-0,041	-0,078	-0,087	-0,104	-0,111	h =200
	+0,095	+0,046	+0,026	-0,012	-0,032	-0,046	-0,072	-0,085	h =600

Une bonne détermination de φ et λ sera obtenue si $\frac{\partial t}{\partial \Delta}$ est grand et $\frac{\partial t}{\partial h}$ petit. On voit que des distances voisines de 10° sont particulièrement favorables. Pour le cas des séismes de la mer Tyrrhénienne il faut utiliser un intervalle de distances de 10 à 20° pour avoir une bonne répartition azimuthale de stations. Afin de pouvoir déterminer h dans de bonnes conditions il faut inversement que $\frac{\partial t}{\partial \Delta}$ soit petit et $\frac{\partial t}{\partial h}$ grand: $\frac{\partial t}{\partial h}$ changeant de signe, il y a intérêt à utiliser des stations à très faibles et à très grandes distances. Le tableau permet aussi de déterminer quelles pourront être les limites d'erreurs probables sur φ, λ et sur h. $\frac{\partial t}{\partial \Delta}$ est au maximum égal à 0,1 sec/km. Si on admet une erreur accidentelle moyenne sur les temps d'arrivée de 1 à 2 secondes, il en résulte que la position de l'épicentre sera en général connue à 10 à 20 kilomètres près. Pour la détermination de h, l'erreur devient deux fois plus faible si on possède à la fois des stations très rapprochées $\left(\frac{\partial t}{\partial h} = +0{,}1\right)$ et des stations très éloignées $\left(\frac{\partial t}{\partial h} = -0{,}1\right)$, ce qui est réalisé dans le cas des séismes de la Mer Tyrrhénienne. Les profondeurs pourraient donc être données à 5 on 10 kilomètres près. Mais comme on le verra, des anomalies de la propagation se sont révélées pour les courtes distances, de sorte qu'il faut seulement compter avec des stations dont la distance est supérieure à 10° environ. L'erreur accidentelle à prévoir sur h devient dans ce cas 10 à 20 kilomètres.

c) La vérification du critère de la constance de l'heure origine quel que soient la distance et l'azimuth de la station considérée, a été faite

uniquement par l'étude de graphiques appropriés. Pratiquement la détermination des coordonnées hypocentrales se fait par approximations successives.

Le graphique de base est obtenu en traçant la courbe $H = f(D)$ des heures origines H calculées pour une profondeur donnée h en fonction de la distance D. Dans certains cas j'ai également établi les graphiques des heures origines en fonction de l'azimuth de la station par rapport à l'épicentre supposé. Toutes les distances, géocentriques, sont obtenues par le calcul. Sur les graphiques originaux une seconde correspond à 5 millimètres. φ, λ et h sont modifiés jusqu'au moment où la courbe expérimentale $H = f(D)$ est aussi voisine que possible d'une droite parallèle à l'axe des distances.

Cette façon de procéder présente l'avantage qu'une erreur sur un temps d'arrivées n'affecte en rien le résultat général, car on utihse l'ensemble des données. Par ailleurs un changement de coordonnées préalablement admises doit être justifié par plusieurs points aberrants, images de stations situées dans des azimuths et si possibles des distances très différents.

Cette méthode permet aussi de mettre en évidence des anomalies de propagation dans certaines régions par la répétition de points aberrants correspondant à la même station pour divers séismes.

3) *Etude de quelques séismes particuliers.*

a) Le séisme du 13 avril 1938 (N° 1).

Demetrescu ([16], [17], p. 43) et Caloi-Giorgi ([18]) ont soumis les temps d'arrivée de cet important séisme à un calcul par les moindres carrés, afin d'en déterminer les coordonnées hypocentrales. Les résultats sont les suivants:

Auteur	φ_N	λ_E	h km	H h m s
Demetrescu	39°,1	15°,3	226	02 45 53
	39°,6	15°,1	312	56
Caloi-Giorgi	39° 22′	15° 10′	304	50
Peterschmitt	39°,3	15°,2	275	48

Les deux résultats de Demetrescu ont été obtenus en utilisant d'une part 13 stations dans l'intervalle de distance de 0,5 à 8° et d'autre part 45 stations dans l'intervalle 0,5 à 20°. Les détails de ce dernier calcul n'ont pas été publiés de sorte qu'il est impossible de trouver la cause d'une heure origine aussi élevée qui conduisait à admettre des anomalies de propagation de —10 secondes pour les stations proches de Trenta, Pompéi, Tarante, Bari et Naples.

Caloi-Giorgi ont appliqué un procédé de calcul sans reproche aux données des stations de distances épicentrales comprises entre 9° et 16°. L'épicentre obtenu est très voisin de celui que j'indique. La différence des profondeurs n'est pas grande. Par ailleurs ces auteurs ont sur la base de 12 intervalles pP-P et 2 intervalles sP-P trouvé le chiffre de 286 kilomètres pour h.

La figure 1 (milieu) donne le graphique $H = f(D)$ qui sert de base à mes déterminations. Ce calcul des valeurs de H a été effectué en supposant $h = 275$ km. En trait plein j'ai tracé la courbe moyenne, passant au mieux par tous les points noirs, images des valeurs de H calculées à partir des heures d'arrivée des ondes P, les cercles correspondant aux ondes S. En tiret j'ai figuré la courbe obtenue si on avait utilisé une profondeur de 325 km pour le calcul. L'heure origine $H = 02h45m48s$ est bien déterminée pour toutes les observations obtenues à des distances de D de 10 à 15° pour lesquelles $\frac{\partial t}{\partial h}$ est très faible et où la dispersion des points est réduite. On voit que la courbe $h = 275$ km est très voisine d'une droite parallèle à l'axe des D. Il n'existe pour ce séisme aucune anomalie des vitesses de propagation. L'anomalie indiquée par Demetrescu doit dès ce premier exemple être réfutée.

Pour l'onde S on remarque surtout des retards entre 10 et 20° de l'ordre de 5 à 6 secondes; tandis que pour des distances de 60 à 80° ces retards sont beaucoup moins importants, de 3 à 0 secondes. Ces retards semblent constituer soit une anomalie de propagation dans la région considérée, soit une erreur systématique des tables de Jeffreys-Bullen, car ils se sont révélés sur tous les autres séismes étudiés.

b) Le séisme du *26 décembre 1952* (N° 2) inaugure une série de séismes récents. Leur magnitude est faible, mais grâce au développement des séismographes électromagnétiques sensibles associés à des installations horaires précises, les temps d'arrivées des ondes sont connues avec une très grande sûreté. Pour ces séismes j'ai porté une attention particulière aux données des stations très proches.

Les coordonnées hypocentrales de ce séisme ont déjà été calculées par Girlanda ([19]). J'ai été conduit à adopter des chiffres presque identiques aux siens. Les épicentres diffèrent de 0,1°, les profondeurs sont identiques, une différence de 1,6 seconde sépare les deux heures origines. J'admets les chiffres suivants: $\varphi = 39°,9$ N; $\lambda = 15°,5$ E, $h = 265$ km, $H = 23h55m54s$. Le tracé de la courbe $H = f(D)$ n'est pas très aisé (fig. 1, haut). Néanmoins en raison de la faible dispersion des points aux environs de 10° et entre 60 et 70°, on peut esperer rester dans des limites d'erreurs convenables. Pour les courtes distances la courbe a été tracée par extrapolation. On lit directement les anomalies de propagation suivantes:

Retard: Messine (Me) (2 sec.), Rome (Ro) (1 sec.), Rocca (Rc) (3 sec.);

Avance: Tarante (Ta) (2 sec.).

c) Le séisme du *17 jévrier 1955* (N° 3) est remarquable par la grande valeur de la profondeur hypocentrale, $h = 450$ km. Sur le graphique correspondant (fig. 1, bas) la courbe $H = f(D)$ montre une légère inclinaison. Il se pourrait que la valeur adoptée $h = 450$ km soit un peu trop faible. Mais devant la dispersion des observations aux distances supérieures à 40°, la recherche d'une précision plus grande n'a pas semblé utile. On remarquera que les ondes *S* sont en accord satisfaisant avec les résultats obtenus uniquement pour les *P*, les retards observés sont dans l'ensemble moins importants que pour des séismes moins profonds. Les coordonnées hypocentrales admises sont:

$$\varphi = 39°6 \text{ N}, \quad \lambda = 13°1 \text{ E}, \quad h = 450 \text{ km}, \quad H = 19h31m33s.$$

Pour les stations proches on a:

Anomalie nulle : Messine (Me), Reggio (Rg);

Retard (onde *P*) : Rome (Ro) (4 sec), Palerme (Pa) (4 sec);

Avance (onde *P*): Tarante (Ta) (2 sec), Trieste (Tr) (2 sec).

d) Girlanda dans son étude du séisme du *23 novembre 1954* (N° 4) à montré clairement qu'un calcul précis par la méthode des moindres carrés pouvait aboutir à des résultats erronés ([15]). En utilisant les données de 12 stations dont les distances s'échelonnent entre 9 et 30°, on trouve une profondeur hypocentrale de 287 km + 3 km, φ et λ sont connus à 2 et 1' près et H à 0,25 seconde près. Si on effèctue une vérification on découvre des anomalies de propagation de — 9 sec. pour les

stations très proches et + 4 à + 5 secondes pour les stations distances de 80 à 90°.

Sur la base de ces résultats, Girlanda a effectué un nouveau calcul en utilisant en plus des stations précédentes les données de 4 stations éloignées. Il se révèle que la nouvelle profondeur obtenue est de 239 km seulement, les autres coordonnées n'ont guère varié.

Les valeurs que j'admets sont très proches de celles obtenues par ce dernier calcul:

φ = 38°33′ N; λ = 15′01′ E; h = 239 km; H = 13h00m05,5s (Girlanda);

φ = 38°5 N; λ = 14°9 E; h = 230 km; H = 13h00m05s (Peterschmitt).

Sur le graphique (fig. 2, bas) on voit qu'il existe un très large intervalle de distance (30-80°) presque dépourvu de données de sorte que la courbe $H = f(D)$ a été tracée en tirets sur une grande partie. Néanmoins au-delà de 80° la dispersion des valeurs est si faible que la profondeur doit être déterminée avec une bonne précision. En ce qui concerne les stations proches on remarquera les écarts suivants:

Concordance: Messine (Me), Reggio (Rg), Florence (Fl);

Retard: Rome (Ro) (3 sec.), Rocca (Rc) (4 sec.), Trieste (Tr) (2 sec.), Prato (Pr) (3 sec.).

Avance: Tarante (Ta) (1 sec.), Athènes (At) (1 sec.), Salò (1 sec.).

D'après les bulletins, 2 inscriptions d'onde pP ont été notées: à Hungry Horse ($pP - P = 59$ sec.) et à Nelson ($pP - P = 61$ sec.) ce qui conduit à une profondeur de 245 km en bon accord avec la valeur de 230 km admise.

c) Le séisme du *1er février 1956* (N° 5).

Le graphique (fig. 2, milieu) n'a pas été établi pour la valeur h = 215 km finalement admise, mais pour les deux valeurs rondes $h = 200$ et $h = 300$, mettant ainsi en évidence l'utilisation de la méthode de détermination. On a:

φ = 39°2 N ; λ = 15°7 E ; h = 215 km ; H = 15h10m49s.

Pour les stations proches on a:

Concordance: Messine (Me), Athènes (At), Tunis;

Retard : Rome (Ro) (3 sec.), Trieste (Tr), Pavia, Prato.

A Tananarive on a observé un intervalle $pP - P = 51$ sec. qui correspond à une profondeur de 215 km. 2 intervalles $pP - P$ et une valeur de $sS - S$ donnés par Moscou et Swerdlovsk conduisent à une profondeur moyenne de 230 km.

f) Tandis que pour les séismes précédents il avait été possible de déterminer des profondeurs hypocentrales sur la base de l'hodochrone en bon accord avec celles obtenues à l'aide des ondes réfléchies au voisinage de l'épicentre (pP, sP) pour le séisme du *16 mars 1941* (N° 6), une divergence très nette apparaît. Ce séisme a été étudié par Di Fillipo qui a conclu à une profondeur de 85 km ([21]). Par contre, le graphique (fig. 2, haut) semble conduire à une profondeur voisine de 33 km (base

Tableau III.

SÉISMES PROFONDS DE LA MER TYRRHÉNIENNE ET DES RÉGIONS LIMITROPHES

Date	Heure h m s	φ_N	λ_E	h km	Précision d°	Origine	Remarques
5.4.1911	15 28,2	40	15 1/2	200+	?	Gut.	M = 5 1/4 (Gut)
7.7.1915	16 42,8	39	15	250–300	0,5	Pet.	M = 6 (Gut)
17.8.1926	01 42,9	39	14 3/4	100	0,5?	Gut.	M = 5 3/4 (Gut)
7.3.1928	10 55,2	38,5	16,0	100	0,2	Pet.	M = 6 (Gut) ([20])
17.10.1937	09 59 09	39,3	15,2	300	0,2	Pet.	
13.4.1938	02 45 48	39,3	15,2	275	0,2	Pet.	M = 6 3/4 (Gut)
16.3.1941	16 35,2	38,3	12,2	?	0,3	Pet.	M = 6 1/2 (Gut)
16.3.1941	18 48,5	38,3	12,2	?	0,3	Pet.	M = 5 3/4 (Gut)
17.9.1943	03 39,3	39 1/2	15 1/4	270+	0,3	Pet.	M = 5 1/2 (Gut)
31.7.1947	07 54 52	39 1/4	15 1/4	290+	0,3	Gut.	M = 5 1/2 + (Gut)
1.9.1947	22 18 54	39 1/4	15 1/4	250+	0,3	Gut.	M = 5 1/2 + (Gut)
10.9.1952	04 17 03	39,0	15,0	200–250	0,2	Pet.	M = 5 1/4 (Pet)
26.12.1952	23 55 55	39,8	15,6	265	0,1	Pet.	M = 5 3/4 (Pet)
30.7.1953	11 53,0	39,5	17	100–200	0,5	Pet.	M = (5) (Pet)
23.11.1954	13 00 04	38,5	14,9	230	0,2	Pet.	M = 5 3/4 (Pet)
17.2.1955	19 31 33	39,6	13,1	450	0,2	Pet.	M = 5 1/4 (Pet)
1.2.1956	15 10 49	39,2	15,75	215	0,2	Pet.	M = 6 1/2 (Pet)

de la surface de Mohorovicic). J'ai examiné le problème sous divers angles. Les résultats sont contradictoires. Je pense que la profondeur de ce séisme est supérieure à la normale sans cependant atteindre le chiffre de 85 km.

4) *Résultats généraux des séismes profonds.*

J'ai donné les caractéristiques des six séismes pour lesquels la précision des données justifiait une étude détaillée. Tous les séismes profonds originaires de la région étudiée ont été revus. Le tableau III résume l'ensemble des résultats.

5) *La carte séismique et son interprétation.*

La Mer Tyrrhénienne est une fosse de plus de 3000 mètres de profondeur placée à l'intérieur d'un arc montagneux faisant partie du plissement alpin. On sait que ce plissement s'étend des Alpes proprement dites à la Cordillère Bétique en englobant les Appennins, la Sicile et l'Atlas. L'ensemble du plissement constitue une zone de grande séismicité.

Un volcanisme actif ou récent est présent dans la région tyrrhénienne: il suffira de citer les volcans de la baie de Naples (Vésuve, Ischia), ceux des Iles Lipari (Stromboli, Vulcano) et l'Etna. On en trouvera la liste complète dans: « Seismicity of the Earth » de Gutenberg et Richter. Ils ont été représentés par des points sur la carte séismique (fig. 3).

Sur cette même carte, j'ai également répété les résultats essentiels des mesures gravimétriques effectuées tant sur mer, que sur terre. Un certain nombre de cartes ont été publiées ([22],[23],[24],[25],[26]). Les courbes d'anomalies isostatiques tracées (de 30 en 30 mgals) correspondent à la réduction effectuée dans le système de Wening-Meinesz par Coster (épaisseur de la croute: 30 km, profondeur de la surface de compensation 116,2 km). Pour la Sicile j'ai corrigé la carte de Coster, tracée avec des données insuffisantes, en m'appuyant sur celle de Morelli ([23]). Les caractères principaux indépendants de l'hypothèse adoptée dans le calcul de réduction sont les suivants: grande anomalie positive sur la Mer Tyrrhénienne (60-100 mgals) allongée en direction NW-SE, anomalie négative à l'extérieur de l'arc montagneux (Golfe de Tarante et Mer Ionienne). Sur le centre de la Sicile on trouve une profonde anomalie négative (— 90), tandis que la pointe SE est soumise à un excédent d'une cen-

taine de milligals. L'Etna ne donne lieu à aucune anomalie, montrant ainsi son caractère très superficiel.

Les épicentres reportés sur la carte correspondent aux données des tableaux I, II et III. La grandeur du signe donne une indication sur l'importance du séisme. Les triangles non remplis correspondent à des séismes profonds déterminés avec une faible précision.

a) Les séismes normaux.

L'étude des séismes normaux a été uniquement entreprise afin de faciliter celle des séismes profonds. Aussi la carte des épicentres à foyers normaux n'est-elle pas complète, il manque un grand nombre de petits séismes antérieurs à 1910. Dans le but de me limiter à l'essentiel pour les séismes normaux j'éliminerai un certain nombre de séismes qui n'interviennent pas dans la discussion générale.

Il est inutile de tenir compte des séismes très superficiels et liés de façon certaine à l'activité volcanique; ce sont les séismes d'Ischia (1883) et quelques autres liés à l'Etna. Un certain nombre de séismes ont leur foyer dans la Mer Tyrrhénienne à une cinquantaine de kilomètres de la côte SW de l'Italie. Il s'agit là en général de tremblements faibles dont les épicentres sont mal connus (à 50 kilomètres près).

Après ces éliminations il reste deux régions séismiques actives: l'une comprend le Nord de la Sicile, la Calabre et la partie Sud de la province de Basilicate, l'autre intéresse l'Italie située au nord du 41e parallèle. La première région constitue un arc séismique très bien défini sur lequel s'alignent les épicentres d'un grand nombre de séismes souvent très importants. Cet arc débute au Nord par l'épicentre du séisme du 16 décembre 1857 (40°3 N, 16°0 E), suit la chaîne montagneuse de Calabre, franchit le détroit de Messine et se poursuit dans la partie Nord de la Sicile jusque vers Palerme avec toutefois dans cette dernière région une activité beaucoup moins prononcée, de sorte que l'on peut être tenté à arrêter la partie très active au foyer du tremblement de terre le plus violent de toute la zone, celui de Messine du 28 décembre 1908 (magnitude 7 1/2).

Cet arc séismique, large en général de 20 à 30 kilomètres, est un peu moins bien défini aux environs de 39° N. On trouve des épicentres dans la mer Ionienne; celui du 2 février 1932 en particulier (39°0 N, 17°5 E) (classe *d* de Gutenberg). Plus à l'est de ce foyer, la mer Ionienne constitue une zone aséismique sur une largeur de près de 200 kilomètres. Avec les Iles Ioniennes on aborde une nouvelle région séismique complètement indépendante de celle étudiée ici.

Si dans cette partie Sud on peut parler d'un arc, il n'en est pas de même de la deuxième région séismique, celle qui comprenant les foyers situés au Nord du 41e parallèle. On remarque que les épicentres se répartissent de la côte W à la côte E de l'Italie. Le plus important séisme est celui du 23 juillet 1930 (41°1 N, 15°4 E, Magn. 6 1/2). On a par ailleurs l'impression qu'il y a une césure entre l'arc Sud et la zone Nord, car il existe une distance voisine de 100 km sans foyer important connu.

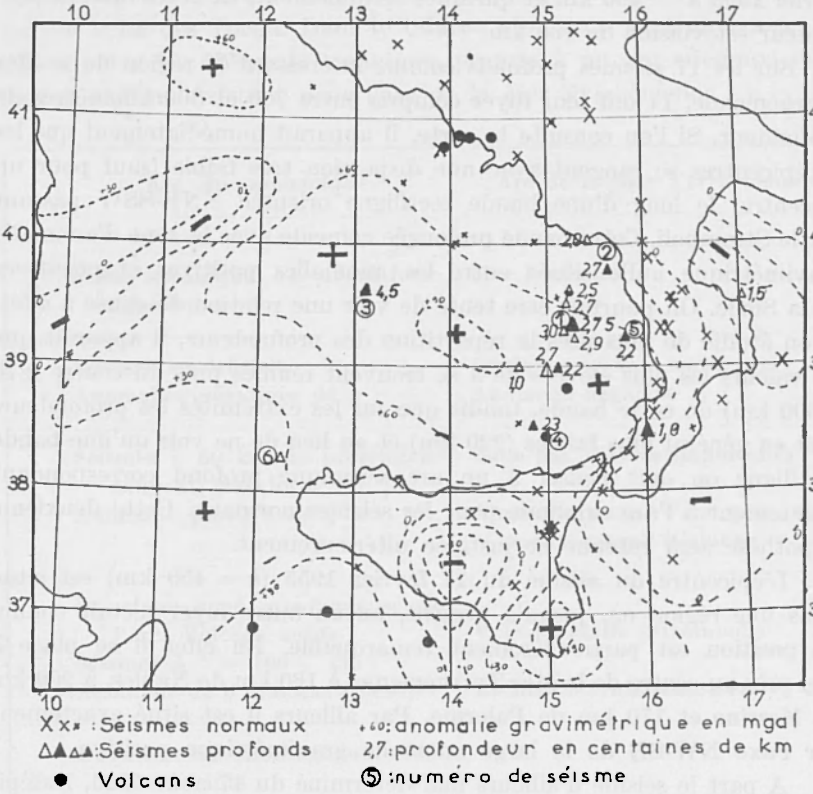


Fig. 3 – Séismes, anomalies gravimétriques et volcans liés à l'arc séismique calabrais.

Je considère que la partie active qui doit être mise en relation avec les séismes profonds étudiés plus bas est l'arc séismique de Calabre et de Sicile, arc que j'appellerai dorénavant *arc calabrais*, indiquant ainsi que la partie principale s'étend sur la Calabre et supposant de façon implicite que cet arc peut se prolonger en Sicile jusque vers Palerme.

Quelques autres foyers sont situés au voisinage de l'arc calabrais, mais semblent constituer des exceptions. Celui du 4 août 1945 (37°2 N, 16°4 E), celui du 23 avril 1895 (37°2 N, 14°7 E) et celui du 27 janvier 1939 (38°5 N, 14°7 E) dans la Mer Tyrrhénienne.

b) Si l'on considère le tableau III, on voit immédiatement que les séismes profonds se répartissent en 3 catégories: un grand nombre de séismes parmi lesquels h est compris entre 200 et 300 km, celui du 17 février 1955 $h = 450$ km et quelques tremblements de terre dont la profondeur est voisine de 100 km.

Sur les 17 séismes profonds connus intéressant la région de la Mer Tyrrhénienne, 11 ont leur foyer compris entre 200 et 300 kilomètres de profondeur. Si l'on consulte la carte, il apparaît immédiatement que les 11 épicentres se rangent avec une dispersion très faible (sauf pour un épicentre) le long d'une bande rectiligne orientée NNE-SSW passant par le Stromboli. Cette bande prolongée coincide avec la zone d'anomalie gravimétrique nulle située entre les anomalies positives et négatives de la Sicile. On pourrait être tenté de voir une relation de cause à effet. Si on étudie de plus près la répartition des profondeurs, il apparait que les valeurs les plus élevées de h se trouvent réunies près du centre (270 à 300 km) de cette bande, tandis que sur les extrémités les profondeurs sont en général plus faibles (220 km) et au lieu de ne voir qu'une bande rectiligne on doit penser à un arc séismique profond correspondant exactement à l'arc calabrais pour les séismes normaux. Cette deuxième hypothèse sera retenue et justifiée ultérieurement.

L'épicentre du séisme du 17 février 1955 ($h = 450$ km) est situé dans une région où, jusqu'à présent, aucun autre foyer n'était connu. Sa position est particulièrement remarquable. En effet il se place à peu près au centre de la Mer Tyrrhénienne à 160 km de Naples, à 260 km de Messine et 170 km de Palerme. Par ailleurs il est situé exactement sur l'axe NW-SE de la large anomalie gravimétrique positive.

A part le séisme d'ailleurs mal déterminé du 17 août 1926, les épicentres de séismes profonds de 100 km environ sont situés dans la région des séismes normaux. Le séisme du 16 mars 1941 dont la détermination de h soulève des difficultés ne fait pas exception à la règle.

c) Interprétation de la carte séismique.

Si on réunit l'ensemble des faits décrits dans les paragraphes précédents, on est immédiatement amené à rapprocher la séismicité de la région tyrrhénienne de celle existant parmi les arcs séismiques circumpacifiques.

Il est possible d'apporter encore quelques précisions en effectuant une coupe verticale et en considérant la position relative des terres et des mers, des anomalies gravimétriques et des hypocentres. La fig. 4 condense l'ensemble de ces données. Il s'agit en traits pleins d'une coupe gravimétrique, topographique et séismique orientée NW-SE passant par l'épicentre du séisme du 17 février 1955 et par le Stromboli; les tirets correspondent à une coupe de l'arc circumpacifique située à la hauteur de Yeso (d'aprés Gutenberg et Richter). Enfin la droite en pointillé correspond à la position moyenne des hypocentres dans le cas d'un arc tel que celui des Tonga. Dans le tableau ci-dessous on trouvera un parallèle entre les différents caractères propres à un arc circumpacifique moyen et ceux existant pour l'arc de la Mer Tyrrhénienne.

	Arc circumpacifique	Arc de la mer Tyrrhénienne
A	Fosse océanique ou avant-fosse (Pacifique)	Mer Ionienne
B	Séismes superficiels Anomalies négatives de g	Quelques séismes normaux Anomalie négative
C	Séismes à 60 km de profondeur souvent très forts Anomalie positive de g	Zone des séismes importants Anomalie nulle. Principale zone montagneuse (Calabre)
D	Principale zone montagneuse de l'arc. Volcans actifs Séismes à $h = 100 \pm$ km Anomalie de g diminue (Yeso)	Volcans actifs (Stromboli) Anomalie croît lentement
E	Deuxième arc montagneux. Volcans éteints Séismes à 200-300 km	Séismes à 200-300 km
F	Séismes à $h = 300$-700 km (Mer d'Okhotsk)	Séisme à 450 km Anomalie décroît

Gutenberg et Richter précisent que les caractères A à F constituent une synthèse pour l'ensemble des arcs circumpacifiques. Pour un arc isolé un ou plusieurs des caractères peut faire défaut ou bien être décalé

dans l'espace. De cette comparaison on peut conclure que l'arc séismique de la Mer Tyrrhénienne présente en première approximation les caractères principaux d'un arc circumpacifique. Il est même possible de donner une précision supplémentaire. Benioff a montré que la position des hypocentres variait suivant les arcs circumpacifiques ([27]). Deux cas extrêmes se présentent: dans l'Amérique du Sud les hypocentres s'alignent au

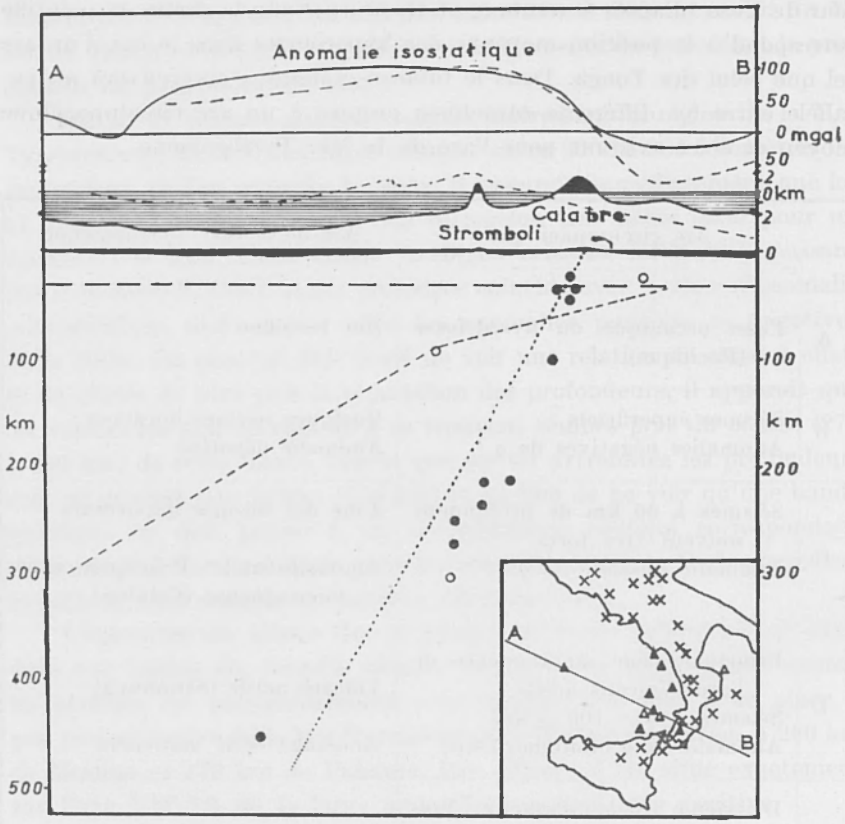


Fig. 4 – Coupe NW-SE de l'arc séismique calabrais.

voisinage de deux surfaces. Entre la profondeur de 0 à 300 km la surface fait un angle de 30° avec l'horizontale, à 300 km il y a un changement brusque, la surface faisant alors un angle de 60° avec l'horizontale (pour h variant de 300 à 700 km). Il s'agit dans ce cas de l'arc à caractère continental. Dans le cas de la coupe à travers Yeso, la répartition est très voisine, l'arc est à caractère marginal. Au contraire pour un arc tel

que celui des Tonga, les foyers s'alignent de 0 à 700 km de profonderu près d'une seule surface faisant un angle de 60° avec l'horizontale. Il s'agit d'un arc oceanique. Sur la figure 4 la ligne en tirets correspond à la partie supérieure de la surface d'un arc continental (l'inclinaison encore inférieure à 30° dans la première branche a été tracée d'après l'interprétation de J. Coulomb ([28], [29]). Par contre la ligne pointillée correspond à la trace de la surface liée à un arc oceanique. Sans même avoir connaissance du séisme à 450 km de profondeur, on serait obligé de rapprocher l'arc séismique de la Mer Tyrrhénienne d'un arc circum-pacifique à caractère océanique. Ce rapprochement est d'autant plus justifié que le profil correspondant à la figure 4 est un profil sur lequel l'inclinaison de la surface est minimum. Si on effectuait par exemple un profil WE passant par l'épicentre du séisme du 17 février 1955, l'inclinaison de la trace de la surface serait supérieure à 60°.

Si l'on considère les positions relatives de l'arc calabrais, de l'arc des séismes profonds et du foyer à 450 km, on peut conclure que la surface, lieu approximatif des foyers, a probablement la forme générale d'un cône: le sommet C pouvant se trouver aux environs de 700 km de profondeur vers 40° N, 12° E, la base étant constituée par l'arc calabrais des séismes normaux. Cet arc peut ainsi être considéré comme faisant partie de la *surface séismique calabraise.*

La notion de cette surface permet de justifier à posteriori l'hypothèse faite plus haut au sujet des séismes de profondeurs comprises entre 200 et 300 km; il s'agit d'un arc en profondeur, l'alignement des épicentres suivant une bande rectiligne ne devant pas être interprété en dehors des autres données géophysiques.

J'ai établi un montage dans l'espace reproduisant à l'échelle les positions des divers hypocentres et de la surface séismique calabraise. Les figures 5a et 5b correspondent à des vues d'en haut et d'en bas de ce montage. Chaque foyer séismique a été représenté par une petite boule, tandis que 6 génératrices indiquent la position du cône, lieu moyen des foyers. Bien entendu il serait possible d'envisager une surface différente d'un cône, une surface cylindrique en particulier. Il ne faut voir dans le cône qu'un essai de schématisation correspondant à une approximation assez grossière: les hypocentres entre 200 et 300 km sont pour la plupart situées du côté convexe du cône, tandis que le foyer à 450 km se situe dans la partie concave (fait visible sur la figure 4).

Les 4 lignes en pointillé issues de ce dernier foyer correspondent à peu près aux trajectoires des ondes P et S jusqu'aux 4 stations de Tarante, Rome, Messine et Palerme (figure 5a de gauche à droite).

Un seul phénomène ne peut trouver place dans le cadre de cette interprétation générale: c'est l'existence des deux anomalies gravimétriques positives et négatives de Sicile. Morelli et Medi pensent que l'anomalie negative correspond à un synclinal profond, tandis que l'anomalie positive est due à la montée des roches denses près et au-dessus de la surface du sol. Il s'agirait ainsi d'une anomalie locale, mais qui aurait dû disparaître dans le calcul de l'anomalie isostatique.

Sur la figure 4 j'ai représenté la trace de la surface de Mohorovicic par une droite parallèle à la surface du sol. Ceci correspond bien entendu à une schématisation très grande. Il est très probable que le parallélisme n'existe pas même de facon approchée.

6) *Les anomalies de propagation pour les stations proches.*

L'étude de quatre séismes récents a permis de montrer que l'onde *P* arrive en quelques stations proches avec des anomalies pouvant atteindre 4 secondes, chiffre très supérieur à l'erreur accidentelle à craindre. Il est intéressant de rechercher la distribution de ces anomalies en relation avec le trajet parcouru.

L'hypothèse d'une surface *S* au voisinage de laquelle se placent les hypocentres, hypothèse faite par rapprochement avec la constitution des arcs circumpacifiques, va recevoir une confirmation importante. En effet, on constate que les anomalies de propagation se répartissent en 3 catégories selon le chemin parcouru:

Chemin A: trajectoire située entre la surface *S* et la Mer Tyrrhénienne; à ce chemin correspondent des retards dans la propagation.

Chemin B: trajectoire située entre la surface *S* et l'Italie méridionale (Tarente). Il lui correspond une propagation normale ou légèrement en avance.

Chemin C: trajectoire située entre la surface et Messine ou Reggio: propagation normale.

En d'autres termes, le chemin *A* (retard) correspond à une trajectoire située dans la partie concave de la surface (à l'intérieur de l'arc), tandis que les chemins B et C correspondent à des trajectoires dans la partie convexe de la surface. Le tableau IV condense toutes les anomalies de propagation (retard + et avance — en secondes) et indique le chemin parcouru; les numéros des séismes renvoient à la carte séismique, figure 3.

Tableau IV.

ANOMALIES DE PROPAGATION

	Rome Rocca	Tarente	Messine Reggio	Palerme	N° du séisme
26. XII. 52 h = 265	+ 2 A	— 2 B	+ 2 A	—	2
1. II. 56 h = 215	+ 3 A	—	0 C	—	5
23. XI. 54 h = 230	+ 3 A	0 AB	0 C	—	4
17. II. 55 h = 450	+ 4 A	— 2 B	0 C	+ 4 A	3

Pour les trajectoires Rome, Rocca-hypocentre, aucune difficulté ne se présente. Il se pourrait que le retard diminue quand le plan de la trajectoire se rapproche de la côte de l'Italie. Ce fait peut être rapproché de la distinction entre chemins B et C, le chemin B correspondant principalement à un trajet sous l'Italie se révélant par une avance dans les observations de Tarente. Une objection peut être soulevée en ce qui concerne les trajectoires hypocentre-Messine, Reggio. Si vraiment il existe une surface de séparation sur laquelle se placent les foyers, il semble à première vue que Messine et Reggio devraient être atteintes par des chemins A. En réalité, si on considère la courbure de la trajectoire, on se rend compte que les trajets correspondent presque entièrement à des chemins C. Le cas du séisme 1 est particulièrement significatif à cet égard. C'est le seul pour lequel le chemin Hypocentre-Messine doit être du type A: il lui correspond un retard de 2 secondes.

Le retard de 4 secondes observé à Palerme pour le séisme 4, permet de donner une précision pour l'extension de la surface *S*. En effet, si la surface s'étend jusque vers Palerme, ce qui implique une extension identique de l'arc calabrais, Palerme de façon analogue à Messine et Reggio devrait être atteint par des trajets de type C, alors que le retard de 4 secondes indique un trajet A. Il semble donc que les réserves faites

sur l'étendue de l'arc calabrais soient justifiées: il est probable que l'arc calabrais ne s'étend pas beaucoup au-delà du détroit de Messine. Les lignes en pointillé de la figure 5 correspondent à la position des trajectoires principales des ondes *P* de ce séisme.

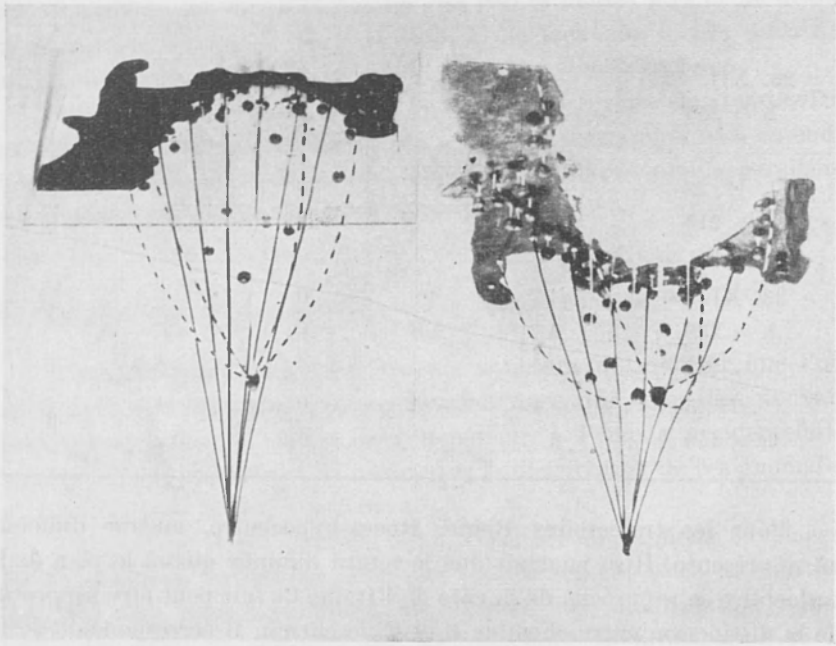


Fig. 5.

a) Vue par en haut. *b*) Vue par en bas.

Hypocentres: boules.
Surface séismique calabraise: lignes continues noires.
Trajectoires du 17.2.55: arcs pointillés.

Je n'ai pas tenu compte, jusqu'à présent, des résultats fournis par le séisme du 13 avril 1938, la précision des données des stations proches semblant peu sûre. J'ai indiqué qu'aucune anomalie de propagation n'était visible pour ce séisme. Il apparaît que ce fait est parfaitement normal: pour les stations de Bari, Tarente, Trento, les trajectoires sont de type C et pour Naples et Pompéi il en est probablement de même.

La *Surface séismique calabraise S* qui jusqu'à présent était simplement définie comme une surface au voisinage de laquelle étaient situés les foyers séismiques, prend de façon plus précise le rôle de surface de

discontinuité qu'il s'agisse d'une véritable faille dans le sens de Benioff ([27]) ou bien de la surface de glissement des déformations plastiques dans le sens de Coulomb ([28], [29]).

J'ai interprété géographiquement les anomalies de propagation. Il faut essayer de se rendre compte si, physiquement, de telles anomalies sont vraisemblables d'abord, explicables ensuite. La plus forte anomalie correspond au retard de Rome pour le séisme du 17 février 1955, soit 4 secondes. Si en première approximation on suppose une trajectoire rectiligne, la longueur du trajet est de 510 km. Il lui correspond d'après les tables de Jeffreys une durée de trajet de 63 secondes, soit une vitesse moyenne de 8,1 km/sec. Pour obtenir un retard de 4 secondes, il faut que la vitesse prenne une valeur moyenne de 7,6 km/sec. Pour les séismes de profondeurs comprises entre 200 et 300 km, le résultat est à peu près identique.

L'hypothèse de l'asténosphère, a été émise depuis longtemps principalement afin d'expliquer les très faibles intensités. des ondes P et S à des distances épicentrales comprises entre 8 et 16°. Récemment Gutenberg a pu donner des précisions sur la distribution des vitesses suivant la profondeur jusqu'à 600 km ([12]). La vitesse des ondes P qui est de 8,0 à la base de la Surface de Mohorovicić décroîtrait jusqu'à la valeur 7,9 vers 100 km de profondeur, puis croîtrait régulièrement ($V = 8{,}0$ à 190 km, $V = 8{,}5$ à 300 km). Le chiffre moyen de 7,6 calculé pour la Mer Tyrrhénienne semble possible. Il se pourrait qu'en cette région la décroissance de vitesse soit plus importante et qu'elle intéresse une épaisseur supérieure à 100 km. Les résultats numériques sont encore trop peu nombreux pour qu'il soit possible de tirer des conclusions plus précises.

J'ai été amené à réfuter les anomalies de propagation indiquées par Demetrescu et à en proposer d'autres. Il faut se demander où est la vérité.

Un argument de caractère peut-être plus subjectif qu'objectif, peut être avancé en faveur des chiffres que j'indique: les résultats de Demetrescu conduisent à admettre des vitesses de propagation moyennes de 10 km/sec., soit une augmentation de l'ordre de 25% par rapport à la vitesse de 8,0, moyenne des chiffres admis par Jeffreys et Gutenberg dans l'intervalle de profondeurs considérées. Les chiffres que j'indique nécessitent seulement une diminution de vitesse de 10%, variation qui semble plus *vraisemblable*.

Par contre, les valeurs de Demetrescu ont été en partie confirmées par les calculs de Caloi et Giorgi. Girlanda, dans son étude du séisme du 23 novembre 1954 (voir plus haut page 12) retrouve également

des valeurs analogues quand il utilise, de même que ses prédécesseurs, des stations à distance maximum de 30°. Ces déterminations ont deux points importants communs:

a) dans le calcul, les stations éloignées et rapprochées (sauf par Demetrescu) ne sont pas utilisées;

b) il y a prépondérance de stations situées approximativement au NW du foyer (stations du Nord de l'Italie, de la Suisse, de l'Allemagne, et de la France).

Mais aussitôt que Girlanda utilise également des stations éloignées, ses résultats sont voisins des miens. Sans cette condition, cependant, nos résultats sont d'accord pour le séisme du 26 décembre 1952. Il n'y a pas contradiction entre ces deux faits.

En effet, les foyers des deux séismes de 1938 et 1954 (voir figure 3, séismes 1 et 4) sont placés dans les parties centrale et méridionale de l'arc séismique profond. Toutes les trajectoires situées dans le secteur NW sont affectées par des retards de propagation dont l'importance diminue avec la distance. Il est probable que les stations suisses, par exemple, accusent encore des retards de l'ordre de la demi-seconde. Cette diminution du retard avec la distance conduit automatiquement à une valeur de h trop grande. Pour le séisme de 1952 (N° 2), ce fait n'apparaît pas, car son foyer est situé à l'extrémité septentrionale de l'arc au voisinage immédiat de la côte italienne; les trajectoires NW ne sont pas situées dans la région à vitesse faible: le calcul devait nécessairement aboutir à des chiffres beaucoup plus voisins des miens.

Il ne fait aucun doute pour moi qu'un nouveau calcul par la méthode de Caloi de l'hypocentre du séisme de 1938 en utilisant également les stations éloignées, conduirait à des valeurs concordant dans les limites d'erreurs avec celles indiquées plus haut. Tout autre calcul fait sur la base des observations tant rapprochées qu'éloignées, confirmerait les chiffres admis ici.

Pour conclure, un retour en arrière s'impose: en effet, les coordonnées hypocentrales indiquées ici doivent être faussées par les anomalies de propagation constatées au voisinage des foyers profonds. La répartition azimuthale des stations est assez bonne pour éviter des erreurs sur la position de l'épicentre, par contre les profondeurs hypocentrales doivent être affectées notablement. Je ne pense pas qu'il y ait des erreurs absolues supérieures à une cinquantaine de kilomètres.

On peut espérer que les valeurs relatives des profondeurs entre elles ne sont pas affectées trop fortement de sorte que les résultats généraux de cette étude doivent être proches de la vérité.

J'ai signalé plus haut qu'une anomalie de propagation existe peut-être à Tolède pour le séisme du 29 mars 1954. On aurait donc déjà deux régions où des anomalies locales de propagation sont liées à l'existence de séismes profonds. Il est probable qu'il en est de même dans d'autres régions du globe.

RÉSUMÉ

La Mer Tyrrhénienne a été le siège dans les quatre dernières années de plusieurs petits séismes profonds, parmi lesquels le séisme du 17 février 1955 joue un rôle très important en raison de sa profondeur élevée: h = 450 km. L'ensemble des séismes originaires de la Mer Tyrrhénienne et des régions limitrophes a été révisé. On peut distinguer:

1) *Les séismes normaux. Ils se classent en deux régions:*

a) *la région située au Nord du 41e parallèle. Les épicentres des grands séismes se répartissent entre les côtes Tyrrhénienne et Adriatique.*

b) *les séismes originaires du Sud de la province de Basilicate, de la Calabre et du Nord de la Sicile constituent un* arc séismique *très bien défini appelé* arc calabrais. *Cet arc limité au Nord par l'epicentre du séisme du 16.12.1857 (40°3 N, 16°0 E) ne paraît guère se poursuivre au Sud au-delà du foyer de la catastrophe de Messine de 1908. L'activité séismique dans la Mer Ionienne au large de la Calabre est réduite par rapport à celle observée au voisinage immédiat de l'arc Calabrais.*

2) *Les séismes profonds. On distingue essentiellement trois classes de séismes:*

a) *les séismes pour lesquels la profondeur est comprise entre 200 et 300 km. Ils forment la partie la plus importante en nombre et en énergie libérée. Ils se rangent en projondeur suivant un arc analogue à l'arc calabrais.*

b) *dans une région complètement aséismique se trouve le foyer du séisme du 17 février 1955 (39°6 N, 13°1 E, h = 450 km).*

c) *quelques séismes à profondeur voisine de 100 km se répartissent sans loi visible.*

Si on associe cette répartition aux autres éléments géographiques, gravimétriques, volcanologiques, on peut conclure que la séismicité de la Mer Tyrrhénienne et de ses environs peut être rapprochée de celle d'un arc circumpacifique à caractère océanique tel que celui des Tonga. Les foyers se répartissent au voisinage d'une surface S conique dont le sommet pourrait être situé vers 40° N, 12° E, à 700 km de profondeur et dont la base serait constituée par l'arc calabrais des séismes normaux. L'inclinaison de la surface S avec l'horizontale est généralement supérieure à 60°.

Il a été possible de mettre en évidence des variations de vitesse de propagation pour les stations proches. Dans la partie concave de S (sous la Mer Tyrrhénienne) les vitesses sont inférieures à la normale, le retard pour les ondes P pouvant, pour un trafet de 500 km, atteindre 4 secondes. A l'extérieur de S les vitesses sont normales et en direction de Tarante elles sont peut être supérieures à la normale. La surface S pourrait être une vraie surface de discontinuité.

SUMMARY

During the last four years many small intermediate and deep shocks occurred in the Tyrrhenian Sea. Amongst these the shock of the 17th February 1955 is very important, being rather a deep one — 450 km —. All the shocks, originated from the Tyrrhenian Sea and from the bordering regions, have been revised.

We can distinguish:

1) *For the shallow shocks, two regions.*

a) *the area situated north of the 41th parallel. The epicentres of the larger shocks are scattered between the Tyrrhenian and the Adriatic coasts.*

b) *the shocks, which occurred in the south of the Basilicatian and Calabrian provinces and in the North of Sicily, form a seismic arc, very well defined, called the Calabrian arc. It is limited in the North by the focus of the shock of the 16th December 1857 (40°3 N, 16°0 E) and does not seem to extend beyond the region where the Messina disaster of 1908 took place. The seismic activity in the Ionian Sea, off the Calabrian coast, is very low comparatively to that of the areas neighbouring the Calabrian Sea.*

2) *For the intermediate and deep shocks, three classes.*

a) *Shocks at depth of 200-300 km. These are the most numerous and the most important ones. At different depths they form arcs which are similar to the Calabrian belt of shallow shocks.*

b) *The shock of the 17th February 1955 (39°6 N, 13°1 E, h* = 450 km) *originates from a completely aseismic zone.*

c) *Some shocks at depth of about 100 km are scattered about without any obvious law.*

If we associate this distribution to the geographical, gravimetrical and volcanological data, we are allowed to conclude, that the seismicity of the Tyrrhenian Sea can be compared with that of a circum. Pacific belt with oceanic character, like that of the Tonga Islands. The foci are distributed near a surface, the apex of which can be located approximatively at 40° N, 12° E at a depth of 700 km and the base of which is formed by the Calabrian arc of shallow shocks. The dip of the surface S is generally superior to 60°.

It has been possible to point out some anomalies for the wave velocities as they result from the records of the Italien stations. In the interior of the concave surfaee, beneath the Tyrrhenian Sea, the velocities are lower than usual. For a distance of about 500 km the P waves are generally 4 seconds late. On the other side of S there are normal velocities and towards Taranto they are higher than usual.

The surface S may be an actual discontinuity layer.

BIBLIOGRAPHIE

(1) GUTENBERG B. and RICHTER C. F., *Deep focus Earthquakes in the Mediterranean Region.* Geof. pura e appl., Vol. XII pp. 130-133, 1948.

(2) BARATTA M., *I Terremoti d'Italia,* 1901.

(3) CAVASINO A., *I Terremoti d'Italia nel trentacinquennio 1899-1933,* Roma 1935.

(4) CALOI P., *Attività Sismica in Italia nel decennio 1930-1939.* Firenze 1942.

(5) MORELLI C., *Necessità di un maggiore contributo dei servizi sismici nazionali alle determinazioni dell'International Seismological Summary.* Boll. Soc. Seism. Ital., Vol. XLI, 1943-1948.

(6) GUTENBERG B. and RICHTER C. F., *Seismicity of the Earth.* Princeton 1954.

(7) DALMASSO F., *Sul Terremoto delle Isole Eolie del 27 Gennaio 1935.* Geof. pura e appl., Vol. I, pp. 80-98, 1939.

(8) — *Sul Terremoto palermitano del 15 Gennaio 1940.* Geof. pura e appl. Vol. II, pp. 42-55, 1940.

(9) VALLE P. E., *Contributo allo Studio delle caratteristiche sismiche del Mediterraneo centro-orientale.* Ann. di Geofisica I, n. 2, pp. 266-278, 1948.

(10) JEFFREYS H., *The Times of P up to 30°.* M.N.R.A.S., Geoph. Suppl., Vol. VI, pp. 348-364, 1952.

(11) LEHMAN I., *The velocity of P and S waves in the upper part of the Earth's mantle.* Bur. Centr. Seism. Trav. Scien. 19, sous presse.

(12) GUTENBERG B., *Wave velocities at Depths between 50 and 600 kilometers.* Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 43, n. 3, pp. 223-232, 1953.

(13) — *Low velocity layers in the Earth's mantle.* Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 65, pp. 337-348, 1954.

(14) — *Epicenter and Origin Time of the main shock on July 21 and travel times of major phases.* Earthquakes in Kern County, California, Part. II, Seismology, pp. 157-163.

(15) GIRLANDA A., *Sul Terremoto profondo delle isole Eolie del 23 novembre 1954.* Annali di Geofisica, Vol. VIII, pp. 439-456, 1955.

(16) DEMETRESCU G., *Sur la détermination des hypocentres par des observations proches.* Bull. Soc. Seism. Ital., Vol. XXXVII, n. 1, 2, pp. 20-32, 1939.

(17) AGAMENNONE G., *Sulla profondità del foco nel terremoto Calabro-Siculo del 13 Aprile 1938.* Boll. Soc. Seism. Ital., Vol. XXXVII, n. 1, 2, pp. 33-51, 1939.

(18) CALOI P. e GIORGI M., *Studio del terremoto delle isole Lipari del 13 Aprile 1938.* Annali di Geofisica, Vol. IV, pp. 9-26, 1951.

(19) GIRLANDA A., *Studio di un movimento sismico originante alla profondità di 265 km.* Rend. Acc. Naz. dei Lincei, serie VIII, Vol. XVIII, 3 (1955).

(20) IMBÓ G., *Il terremoto calabro del 7 marzo 1928.* Boll. Soc. Seism. Ital., Vol. XXIX, n. 1-2, pp. 9-26, 1930.

(21) DI FILIPPO D., *Studio microsismico del terremoto del basso Tirreno del 16 Marzo 1941.* Boll. Soc. Seism. Ital., Vol. XXXIX, n. 3-4, 1941.

(22) COSTER H. P., *The Gravity Field of the Western and Central Mediterranean.* Batavia 1945.

(23) MORELLI C., *La rete geofisica e geodetica in Italia nel suo stato attuale e nei suoi rapporti con la struttura geologica superficiale e profonda.* Trieste 1946.

(24) HOFMAN B. J., *The Gravity Field of the West Mediterranean area.* Geol. en. Mijnbouw, n. 8. pp. 297-305, 1952.

(25) MEDI E. and MORELLI C., *Rilievo gravimetrico della Sicilia.* Annali di Geofisica, Vol. V, n. 2, pp. 209-246, 1952.

(26) VENING MEINESZ F. A., *Shear Patterns of the Earth's Crust.* Trans. Ann. Geoph. Union, Vol. 28, n. 1, pp. 1-61, 1947.

(27) BENIOFF H., *Orogenesis and deep crustal structure.* Additional Evidence from Seismology, Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 65, pp. 385-400, 1954.

(28) COULOMB J., *Séismes profonds et grandes anomalies négatives de la pesanteur peuvent-ils être attribués à une extension plastique?.* Ann. de Géopbisique, Tome I, pp. 244-255, 1944.

(29) — *La constitution physique de la Terre.* Paris 1952.