Zeitschrift: Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles
Band: 62 (1937)

Artikel: L'étude des séismogrammes
Autor: Guyot, Edmond
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-88739

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 08.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

L'étude des séismogrammes

PAR

EDMOND GUYOT

AVEC 15 FIGURES

INTRODUCTION

L'étude des tremblements de terre a pris une énorme extension ces dernières années grâce à la mise en service d'un grand nombre de nouveaux séismographes. En Suisse, il y a un appareil dans chacune des villes suivantes: Zurich, Coire, Neuchâtel et Bâle.

L'enregistrement des tremblements de terre ou séismogramme dépend de plusieurs facteurs; il varie avec la distance du lieu d'observation au foyer, avec les particularités de l'appareil utilisé, avec la nature des couches superficielles du sol dans la région considérée, etc. Certains séismographes enregistrent bien les tremblements de terre dont le foyer est peu éloigné, d'autres les tremblements de terre lointains. Ainsi, le séismographe de Quervain-Piccard de l'Observatoire de Neuchâtel, dont la durée d'oscillation est de 2,8 secondes pour les deux composantes horizontales et de 1,2 sec. pour la composante verticale, donne de très bons enregistrements des séismes d'origine peu éloignée. Les séismographes à grande période, par contre, enregistrent mieux les tremblements de terre lointains. Dans ce qui suit, nous ne nous occuperons que des tremblements de terre dont le foyer se trouve à une distance de 700 km. au plus du lieu d'observation.

L'étude du séismogramme permet de résoudre deux problèmes bien différents. Grâce aux enregistrements du tremblement de terre obtenus en une ou plusieurs stations, on peut déterminer la position exacte du foyer. C'est le premier problème qui se pose au séismologue quand il trouve un enregistrement sur la feuille du séismographe. Le tremblement de terre ayant été généralement ressenti par des personnes habitant la région la plus proche du foyer, des journalistes et même des particuliers téléphonent immédiatement à l'observatoire séismologique de leur

région pour avoir des renseignements détaillés et surtout pour savoir où se trouve exactement le foyer. Si l'enregistrement est bon, on leur fournira l'heure du début de la secousse à l'observatoire, la distance du foyer, la direction dans laquelle il se trouve et quelques indications sur l'importance du séisme. Bien souvent, il n'est pas possible de déterminer la direction, et la distance elle-même est parfois inconnue. Dans ce cas, on arrive à des résultats plus sûrs en combinant les données fournies par plusieurs stations.

Après avoir satisfait la curiosité du public, le séismologue n'abandonne pas son enregistrement. Il entreprend l'étude du second problème. En utilisant ses résultats et ceux obtenus en d'autres stations, il en tire quelques renseignements sur le chemin suivi par les différentes ondes et sur leur vitesse. En faisant des hypothèses sur la constitution de la terre, il explique certaines particularités du séismogramme. Les géologues savent que la terre n'est pas homogène; ils connaissent l'existence de surfaces de discontinuité séparant des couches de constitution différente. Malheureusement, nous ne pouvons pénétrer profondément dans la terre pour vérifier les hypothèses géologiques. Les ondes séismiques, elles, pénètrent dans ces couches qui ne nous sont pas accessibles et elles en conservent une empreinte que l'on retrouve dans les enregistrements des tremblements de terre. La séismologie peut donc fournir à la géologie des renseignements fort intéressants sur la constitution de la terre et, en particulier, sur l'épaisseur des différentes couches. C'est un immense champ d'activité qui s'offre à la perspicacité du séismologue.

Inconnues du problème.

Nous supposons qu'un tremblement de terre a été enregistré en une ou plusieurs stations. L'étude de ce séisme comporte le calcul d'un certain nombre de grandeurs qui le caractérisent. Il y a au moins cinq inconnues. On sait que le foyer ne se trouve généralement pas à la surface du sol, mais à une certaine profondeur h exprimée en km. On donne le nom d'hypocentre à ce foyer, tandis que l'épicentre est le point de la surface terrestre le plus rapproché de l'hypocentre, c'est-à-dire celui qui se trouve sur la verticale de l'hypocentre. Les cinq inconnues du problème sont: les coordonnées géographiques de l'épicentre (latitude et longitude), l'heure du début du tremblement de terre, la profondeur du foyer et la vitesse des ondes, supposée constante. Généralement, au lieu de donner les coordonnées géographiques de l'épicentre, on calcule la distance Δ de l'épicentre au lieu d'observation et l'angle A que fait la direction dans laquelle se trouve le foyer avec la direction Nord. Cet angle se compte positivement du Nord vers l'Est de 0° à 360°.

Il existe un moyen de diminuer le nombre des inconnues de manière à obtenir des valeurs plus sûres pour les inconnues restantes; il consiste à produire un tremblement de terre artificiel au moyen d'une explosion. Dans ce cas, on connaît avec précision la position du foyer et l'heure du début de la secousse. La profondeur du foyer est alors nulle, ce qui est un inconvénient car la plupart des tremblements de terre naturels ont leur foyer à plus de 30 km. de profondeur. Cette méthode permet de choisir l'emplacement du foyer et de donner la préférence à des régions riches en stations séismologiques. Elle fournit des données très exactes sur l'établissement de ce que l'on nomme la courbe des temps. C'est une courbe obtenue en portant en abscisse la distance Δ de la station d'observation au foyer et en ordonnée le temps mis par l'onde pour parvenir à la station. Pour qu'il soit possible de dessiner la courbe, il faut que la secousse ait été enregistrée en un certain nombre de stations dont les distances au foyer sont différentes. A chaque onde correspond une courbe des temps particulière.

Phases d'un tremblement de terre.

Le tremblement de terre a pour conséquence la formation d'ondes qui se propagent dans la terre et arrivent jusqu'à la station d'observation. Certaines ondes voyagent dans la couche superficielle du globe; ce sont les ondes superficielles. Les autres pénètrent dans la terre. Certaines de ces dernières arrivent toujours avant les autres quoique ayant suivi le même chemin. Le rapport des vitesses de ces deux espèces d'ondes étant de 1,7 environ, les séismologues ont pensé que les plus rapides devaient être des ondes longitudinales et les autres des ondes transversales. En effet, d'après la théorie de l'élasticité on sait que la vitesse des ondes longitudinales V est donnée par la formule

$$V=\sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\varrho}}=\sqrt{\frac{E}{\varrho}\frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

tandis que la vitesse v des ondes transversales vaut

$$v=\sqrt{\frac{\mu}{\varrho}}=\sqrt{\frac{E}{\varrho}\frac{1}{2(1+\sigma)}}.$$

Dans ces relations, μ et λ sont les constantes de Lamé, E le module d'Young, σ la constante de Poisson et ϱ la densité du milieu considéré. On a évidemment

$$\frac{V}{v}=\sqrt{2\frac{1-\sigma}{1-2\sigma}}.$$

Pour la majorité des corps, $\sigma = {}^1/_4$ environ. En adoptant cette valeur, on trouve

$$\frac{V}{v} = \sqrt{3} = 1{,}73 \text{ environ.}$$

Les ondes les plus rapides sont donc bien des ondes longitudinales et les autres des ondes transversales. [(1) p. 538.]

Dans tout enregistrement, il y a donc trois sortes d'ondes à considérer:

1) les premières ondes préliminaires (primae undae) que l'on désigne par la lettre *P* et qui sont des ondes longitudinales.

2) les secondes ondes préliminaires (secundae undae) auxquelles on réserve la lettre *S* et qui sont des ondes transversales.

3) les longues ondes (lungae undae) désignées par les lettres *L* et *W*; ce sont des ondes superficielles, c'est-à-dire qu'elles ne pénètrent jamais dans les couches profondes de la terre. Dans cette classe rentrent les ondes de Rayleigh, auxquelles on réserve la lettre *R*, les ondes superficielles transversales *Q*, les ondes de Love. Nous ne nous occuperons pas des ondes de cette troisième classe qui ne jouent un rôle important que pour les séismes dont le foyer est éloigné.

A l'arrivée de chacune de ces ondes correspond une phase sur le séismogramme. Le début de la phase est annoncé soit par un changement d'amplitude, soit par un changement de période.

Vitesse des ondes.

La vitesse de propagation des ondes dépend du milieu qu'elles traversent. Nous ne nous occuperons pas de la vitesse des longues ondes qui est comprise entre 3 et 4 km./seconde. Pour les ondes longitudinales, la vitesse varie suivant les pays considérés et la profondeur. Ainsi, dans la région de Göttingue, elle est de 3,5 km./sec. jusqu'à 2 km. de profondeur, de 5,9 km./sec. entre 2 et 10 km. de profondeur et de 6,9 km./sec. entre 10 et 40 km. de profondeur. D'une manière générale, à quelques kilomètres de profondeur la vitesse de ces ondes varie entre 5,4 et 6,0 km./sec. en Europe. Elle est plus forte dans l'Allemagne du centre et du nord où elle atteint facilement 6,0 km./sec. que dans la région des Alpes où elle est particulièrement petite (environ 5,4 km./sec.) [(1) p. 218 et suivantes]. La vitesse croît avec la profondeur. Quant aux ondes transversales, leur vitesse est 1,7 fois plus petite que celle des ondes longitudinales. Le fait que la vitesse croît avec la profondeur explique pourquoi certaines ondes, qui ont pénétré profondément dans la terre, arrivent avant d'autres ayant parcouru un chemin plus court à une vitesse plus faible.

Premières ondes préliminaires.

Nous rappelons que, dans ce qui suit, nous ne nous occuperons que des enregistrements obtenus à peu de distance du foyer (700 km. au plus). Nous laisserons donc de côté les ondes apparaissant à une grande distance du foyer seulement. Les premières phases enregistrées par l'appareil sont évidemment les plus faciles à étudier car elles ne résultent pas de la superposition

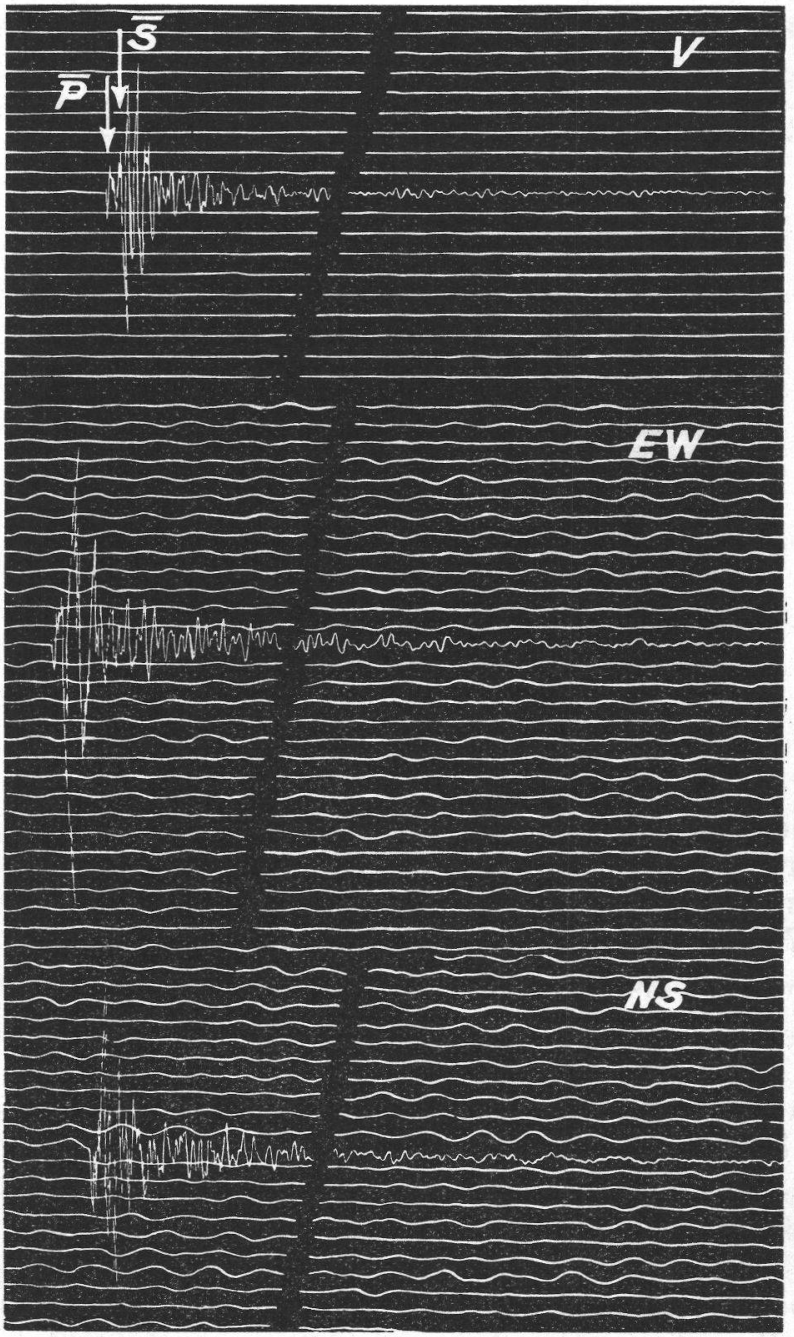

Fig. 1. Tremblement de terre du 4 février 1936 à Cortaillod.
(1 mm. = 1 seconde.)

de plusieurs ondes arrivant à peu près en même temps tout en étant très différentes. Nous utiliserons les notations de B. Gutenberg [(**1**) p. 218 et suivantes].

L'onde préliminaire la plus importante dans les tremblements de terre dont le foyer se trouve à quelques centaines de km. au plus du lieu d'observation est désignée, d'après Mohorovicic, par $\bar{P}$. Cette onde s'est propagée dans la couche supérieure, c'est-à-dire qu'elle n'a pas traversé la première surface de discontinuité qui se trouve à une profondeur de 45 km. environ, cette profondeur variant du reste suivant le pays envisagé. Quand le foyer est à quelques kilomètres du lieu d'observation, cette onde $\bar{P}$ arrive la première; elle forme donc le début du séismogramme. Dans ce cas, il n'y a pas d'autre onde *P*. La figure 1 représente le

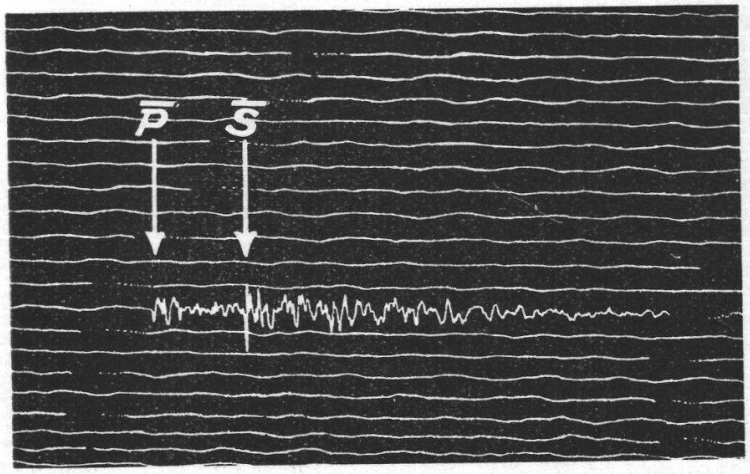

Fig. 2. Tremblement de terre du 26 novembre 1928 à Donneloye-Prahins. (1 mm. = 1 seconde.)

tremblement de terre du 4 février 1936 enregistré à Neuchâtel. Son foyer se trouvait au sud du village de Cortaillod, à 8,5 km. de l'observatoire. Le premier choc, qui est très net, s'est produit à 20 h. 17 m. 28,3 s. (heure de l'Europe centrale, H.E.C.). Quand on observe le séisme aussi près du foyer, l'onde $\bar{P}$ est presque confondue avec l'onde $\bar{S}$ dont nous parlerons bientôt. Dans la figure 2, qui représente un tremblement de terre dont le foyer se trouvait à Donneloye-Prahins dans le canton de Vaud, c'est-à-dire à 30 km. de l'Observatoire de Neuchâtel, ces deux ondes sont nettement séparées. L'onde $\bar{P}$ est arrivée à 18 h. 41 m. 28,7 s. le 26 novembre 1928. Notons que lorsqu'une phase est bien nette, on fait précéder le signe qui la désigne de la lettre *i* (*i* = impetus); au contraire, une phase qui débute d'une manière si peu nette qu'on ne sait où se trouve exactement le commencement se désigne avec la lettre *e* (*e* = emersio) (**2**). Pour les deux tremblements de terre dont nous venons de parler, les

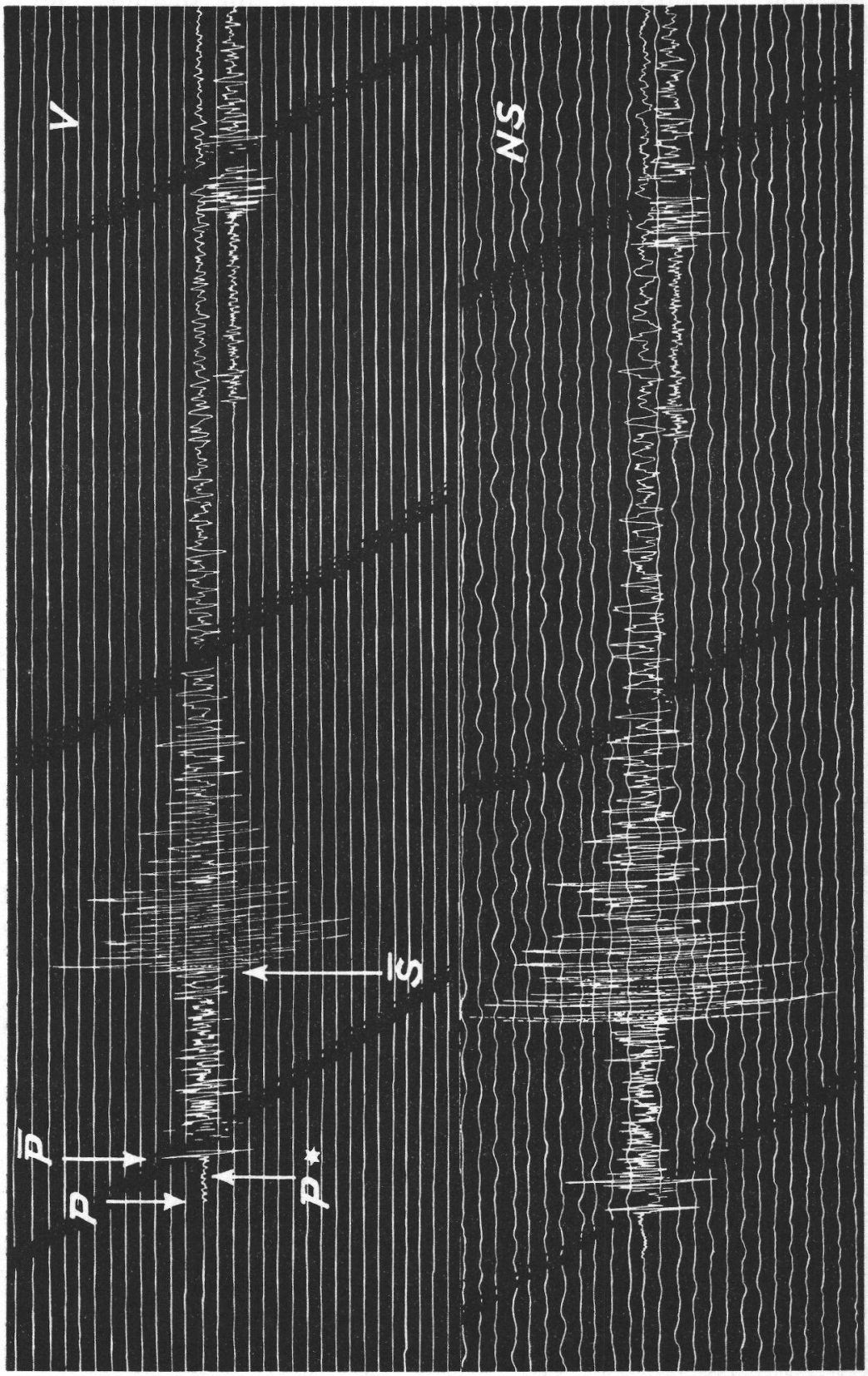

Fig. 3. Tremblement de terre du 30 décembre 1935 à Offenburg, Allemagne. (1 mm. = 1 seconde.)

débuts de phase sont très nets; on les désignera donc par $i\bar{P}$ et $i\bar{S}$.

Dès que le lieu d'observation se trouve à une distance suffisante du foyer (200 km. environ), on voit apparaître une nouvelle onde d'amplitude très faible et qui a été signalée pour la première fois par A. Mohorovicic (**3**). Cette onde, que nous désignerons par la lettre P (certains auteurs utilisent la notation P_n), a traversé la surface de discontinuité qui se trouve à 45 km. de profondeur environ. Elle a donc pénétré dans une couche où la

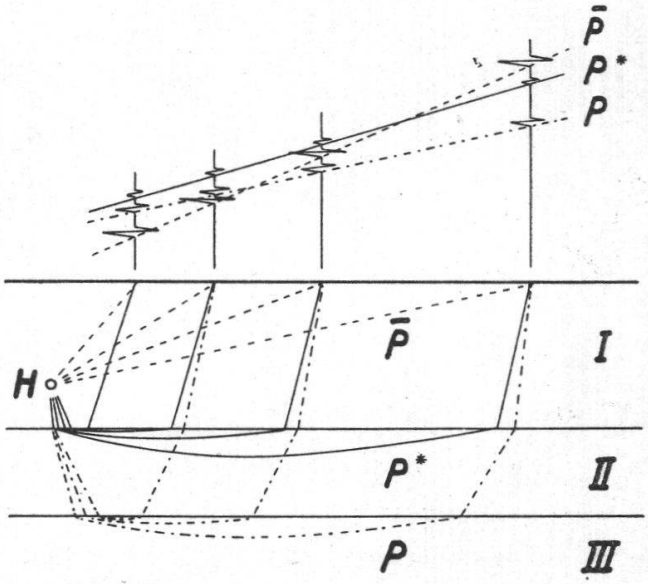

Fig. 4.

vitesse des ondes est plus grande que dans la couche superficielle, ce qui lui a permis d'arriver avant l'onde $\bar{P}$, quoique ayant parcouru un chemin plus long. Cette onde P est bien visible dans la figure 3 qui représente l'enregistrement du tremblement de terre du 30 décembre 1935 dont le foyer se trouvait près d'Offenburg au sud de Baden, à 184 km. de Neuchâtel. L'onde iP est arrivée à 4 h. 36 m. 43,0 s. et l'onde $i\bar{P}$ à 4 h. 36 m. 48,0 s., c'est-à-dire 5 secondes après. Cette secousse importante de 4 h. 36 m. a du reste été précédée d'une secousse plus faible ayant débuté à 4 h. 8 m. 14,2 s. et dans laquelle on retrouve les différentes phases de la secousse principale. Vu sa faible amplitude, la phase P peut parfois faire défaut.

La couche supérieure de 45 km. de profondeur environ n'est cependant pas tout à fait uniforme. Gutenberg remarqua dans les tremblements de terre du sud de l'Allemagne de 1911 et 1913 une phase comprise entre P et $\bar{P}$ (**4**), qui fut constatée également par V. Conrad dans un tremblement de terre près de Vienne (**5**). Conrad désigna cette nouvelle phase par P^*; il l'attribua à une nouvelle frontière de couche située entre la surface de la terre et la surface de discontinuité se trouvant à 45 km. de profondeur.

La phase P^* est beaucoup plus difficile à déterminer que la forte phase $\bar{P}$; l'onde correspondante voyage plus près de la surface et, de ce fait, subit plus fortement les influences locales de la couche supérieure. La phase P^* est visible dans le tremblement de terre du 30 décembre 1935 (fig. 3). Dans le voisinage de Göttingue, la surface de discontinuité qui produit P^* se trouverait, d'après Gutenberg, à une profondeur de 10 km. environ et la vitesse des ondes longitudinales serait de 3,5 km. jusqu'à 2 km. de profondeur environ, de 5,9 km. entre 2 et 10 km. et de 6,9 entre 10 et 40 km. environ. En Suisse, il semble que cette surface de discontinuité doit se trouver à 30 km. de profondeur environ. La première couche irait donc de 0 à 30 km. de profondeur et la seconde de 30 à 45 km. La figure 4 montre, d'après Gutenberg, le chemin suivi par les différentes ondes [(**1**) p. 224]. Conrad a aussi trouvé une onde qui arrive immédiatement après P et qu'il désigne par Px. La cause qui produit cette onde n'est pas encore connue avec certitude, c'est pourquoi nous la laisserons de côté.

Il est intéressant de connaître la variation de la différence entre les heures d'arrivée des ondes $\bar{P}$ et P en fonction de la distance Δ du lieu d'observation à l'épicentre. Cette différence dépend évidemment de la profondeur du foyer qui, bien souvent, n'est pas connue avec beaucoup de précision. En prenant la moyenne des résultats fournis par cinq tremblements de terre cités par Gutenberg [(**1**) p. 223], on a, en posant $\bar{P} - P = \bar{\delta}$:

$\Delta =$	200 km.	300	400	500	600
$\bar{\delta} =$	2,7 s.	8,0 s.	12,8 s.	17,6 s.	22,0 s.

Si, dans un système de coordonnées rectangulaires, on porte Δ en abscisse et $\bar{\delta}$ en ordonnée, l'équation de la courbe sur laquelle se trouvent les points obtenus et qui est presque une droite, peut se mettre sous la forme

$$\bar{\delta} = 8^s,3 + 0^s,055\,\Delta - 0^s,0000175\,(\Delta - 200)^2 \qquad (1)$$

Dans cette expression, Δ est la distance de l'épicentre exprimée en km. et $\bar{\delta}$ la différence entre les heures d'arrivée des phases $\bar{P}$ et P exprimée en secondes.

Pour la différence δ^* entre les heures d'arrivée des ondes P^* et P, nous pouvons utiliser les trois observations précises de Brockamp et Wölcken [(**1**) p. 224].

$\Delta =$	82,5 km.	112,5	229,5
$\delta^* =$	0,7 s.	1,3 s.	3,5 s.

Si l'on porte de nouveau Δ en abscisse et δ^* en ordonnée, on

remarque que les trois points obtenus sont sur une droite dont l'équation est:

$$\delta^* = -0{,}85 + 0{,}019\,\Delta \qquad (2)$$

Les relations (1) et (2) n'ont pas la prétention de donner une valeur très exacte de $\bar{\delta}$ ou de δ^* en fonction de Δ; elles fournissent seulement l'ordre de grandeur de ces deux quantités qui dépendent, comme nous savons, de la profondeur du foyer. Les tremblements de terre utilisés pour établir ces formules avaient leur foyer à une profondeur de 30 km. généralement. La différence $\bar{\delta}$ peut être utilisée pour calculer l'épaisseur de la couche superficielle principale. En effet, on a:

$$\bar{\delta} = \Delta\left(\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2}\right) - (2d - h)\sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}}$$

où h est la profondeur du foyer, d l'épaisseur de la couche principale, V_1 la vitesse moyenne des ondes longitudinales dans cette couche principale et V_2 la vitesse dans la couche plus profonde. On peut prendre $V_1 = 5{,}7$ km./sec., $V_2 = 7{,}9$ km./sec. [(1), p. 68]. On obtient:

$$\bar{\delta} = 0{,}05\,\Delta - 0{,}15\,(2d - h), \text{ d'où l'on tire:}$$

$$d = -\frac{10}{3}\bar{\delta} + \frac{\Delta}{6} + \frac{h}{2}.$$

On voit donc que si l'on connaît la position exacte du foyer à l'intérieur de la terre, on peut calculer d. Inversement, connaissant d on peut calculer h avec la même formule qui donne:

$$h = 2d + \frac{20\bar{\delta}}{3} - \frac{\Delta}{3}.$$

Secondes ondes préliminaires.

Les secondes ondes préliminaires ou ondes transversales sont plus difficiles à étudier que les ondes longitudinales parce qu'elles arrivent à un moment où le séismographe enregistre déjà d'autres ondes auxquelles elles se superposent. La phase la plus nette est provoquée par une onde $\bar{S}$ qui a voyagé seulement dans la couche supérieure de 45 km. de profondeur environ. Pour des distances du foyer inférieures à 200 km., cette phase est confondue avec la phase iL provoquée par les ondes superficielles. On peut donc la désigner indifféremment par $\bar{S}$ ou par iL. A partir de 200 km., $\bar{S}$ arrive avant iL. La phase $\bar{S}$ est bien visible dans les figures 1, 2 et 3.

Les ondes transversales S^* qui n'ont pas pénétré plus profondément que 45 km. et S qui a dépassé la profondeur de 45 km. sont généralement difficiles à reconnaître dans les enregistrements de tremblements de terre dont le foyer est rapproché. La figure 5 reproduit le tremblement de terre du 1er mars 1933 dans le Jura souabe. Le foyer se trouvait dans la région de Margret-

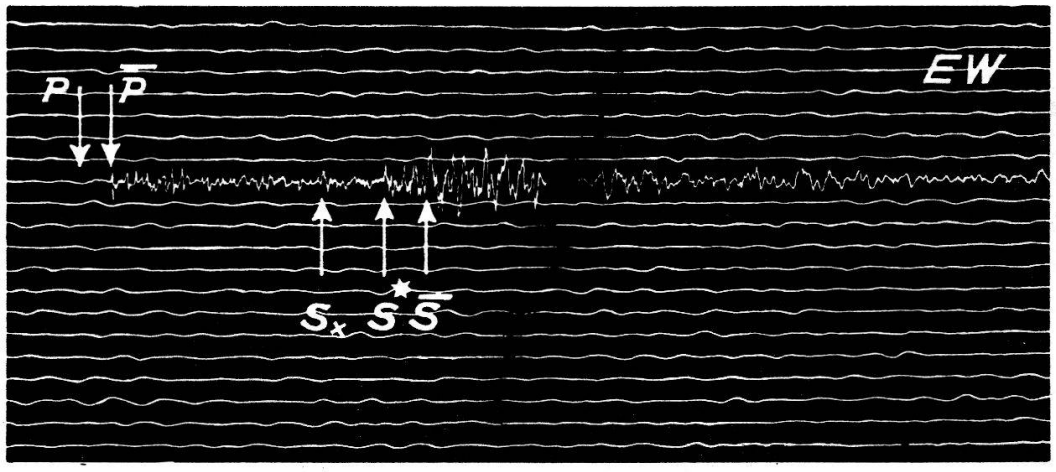

Fig. 5. Tremblement de terre du 1er mars 1933, à Margrethausen (Jura souabe). (1,1 mm. = 1 seconde.)

hausen - Burgfelden, à 220 km. de Neuchâtel. L'onde P est arrivée à 3 h. 14 m. 12,1 s. et l'onde S^* à 3 h. 14 m. 39,4 s. L'enregistrement montre encore l'onde Sx analogue à Px. L'onde S devient très visible quand la distance Δ atteint 1500 km.

Autres ondes.

A part les ondes dont nous venons de parler, il en existe encore d'autres moins importantes que nous signalerons rapidement. Il existe, tout d'abord, des ondes qui ont été réfléchies une fois par la surface de la terre et qui n'ont pas été réfractées; elles ont donc voyagé uniquement dans la couche supérieure de 45 km. de profondeur. Ce sont les ondes $\bar{P}\bar{P}$, $\bar{S}\bar{S}$ et $\bar{S}\bar{P}$. La première est une onde $\bar{P}$ qui a été réfléchie une fois, la seconde une onde $\bar{S}$ réfléchie une fois, et la troisième une onde $\bar{S}$ qui, après réflexion, s'est transformée en onde $\bar{P}$. Cette dernière est donc tout d'abord une onde transversale, puis devient une onde longitudinale. Elle est toujours très faible. Il n'existe pas d'onde $\bar{P}\bar{S}$, c'est-à-dire d'onde longitudinale qui après réflexion devient transversale.

Parmi les ondes réfléchies à la frontière de la couche de 45 km. de profondeur, à laquelle on affecte l'indice s, il faut

distinguer P_sP, S_sS, P_sS, S_sP. La première est une onde P réfléchie une fois et qui a conservé son caractère, la seconde une onde S qui a suivi le même chemin, la troisième une onde P qui, après réflexion, est devenue une onde S, et la quatrième une onde S qui, après réflexion, est devenue une onde P.

Il y a aussi lieu de considérer les ondes qui ont pénétré plus profondément que 45 km. et ont subi, de ce fait, au moins deux

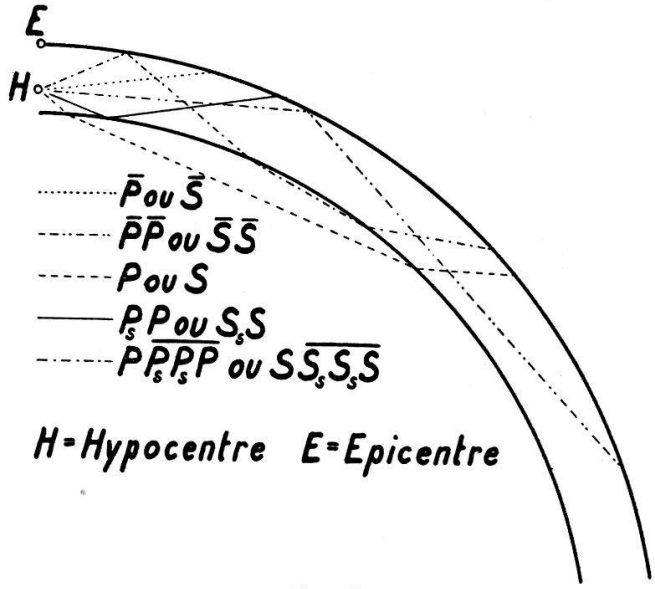

Fig. 6.

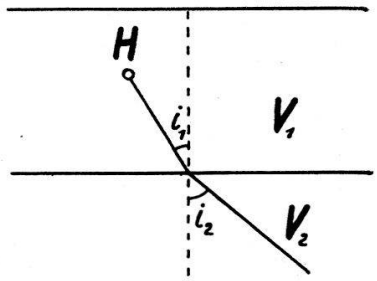

Fig. 7.

réfractions à la frontière de la couche de 45 km. Les ondes P et S que quelques auteurs désignent aussi parfois par P_n et S_n ont été réfractées deux fois. Il faudrait les désigner plus complètement par les notations $\overline{P_sP_sP}$ et $\overline{S_sS_sS}$, en indiquant chaque réflexion par un trait au-dessus des deux symboles qu'elle sépare. Les ondes $\overline{P_sP_sS}$, $\overline{S_sS_sP}$ et $\overline{S_sP_sS}$ ont aussi été réfractées deux fois; les deux premières ont changé de caractère après la deuxième réflexion, la troisième a changé de caractère après chaque réflexion.

Avant les deux réfractions par la frontière de la couche de 45 km., l'onde peut aussi avoir été réfléchie par la surface de la terre; on obtient alors les ondes $P\overline{P_sP_sP}$, $S\overline{S_sS_sS}$, $P\overline{P_sP_sS}$, etc. (fig. 6). Remarquons que l'angle de réflexion est égal à l'angle d'incidence tandis que dans le cas de la réfraction, on a, en désignant par i_1 l'angle d'incidence et par i_2 l'angle de réfraction :

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

V_1 et V_2 étant les vitesses de l'onde dans les deux milieux (fig. 7).

Pour la frontière de la couche de 45 km., il faut prendre $V_1 = 5{,}7$ km./sec. et $V_2 = 7{,}9$ km./sec., ce qui donne:

$$\sin i_2 = \frac{V_2}{V_1} \sin i_1 = 1{,}39 \sin i_1.$$

Temps de parcours des ondes.

Dans le tableau suivant, nous donnons les temps de parcours des différentes ondes d'après Mohorovicic pour des profondeurs de foyer de 0 et 25 km. [(1) p. 230].

Temps de parcours en secondes, profondeur 0 km.

Δ km.	P	$\bar{P}$	$\bar{S}$	P_sP	P_sS	S_sS
0		0	0	20	27	34
20		4	6	21	28	35
40		7	12	21	29	36
60		11	18	23	31	39
80		15	25	25	33	42
100		18	31	27	36	46
120		22	39	29	40	50
140		25	43	32	43	54
160		29	49	35	47	59
180		33	55	38	51	64
200		36	61	41	55	69
250		45	76	48	65	83
300	52	54	92	57	76	96
350	58	63	107	65	88	110
400	65	72	122	73	99	125
450	71	80	137	81	110	139
500	77	90	152	90	122	154
600	90	107	182	108	145	183
700	103	125	212	125	168	212

Temps de parcours en secondes, profondeur 25 km.

Δ km.	P	$\bar{P}$	$\bar{S}$	P_sP	P_sS	S_sS	$\bar{P}\bar{P}$	$\bar{S}\bar{S}$	S	P^*
0		4	8	16	23	27	25	42		
20		6	10	16	23	27	25	42		
40		8	14	17	25	29	26	44		
60		12	20	19	28	32	27	46		
80		15	26	21	30	36	28	49		

Δ km.	P	$\bar{P}$	$\bar{S}$	P_sP	P_sS	S_sS	$\bar{P}\bar{P}$	$\bar{S}\bar{S}$	S	$[P^*$
100		18	31	24	34	40	30	52		
120		22	37	26	38	45	33	55		
140		25	43	29	43	50	35	60		
160		29	49	32	47	55	38	64		
180		32	55	35	51	60	40	69	57	
200	35	36	61	39	56	66	43	73	62	36
250	41	45	76	47	67	79	51	96	74	44
300	48	54	91	55	79	94	59	100	86	52
350	54	62	106	64	90	108	67	114	97	60
400	60	71	121	72	102	122	75	128	108	67
450	67	80	136	80	113	136	83	142	120	75
500	73	89	151	89	126	151	92	156	131	83
600	86	106	181	106	149	181	109	185	154	98
700	99						126	214	177	

Détermination de l'épicentre.

Considérons le premier cas où une station détermine la position de l'épicentre en utilisant ses seules observations. Le problème revient à trouver la distance Δ de l'épicentre et la direction dans laquelle il se trouve. La distance est généralement plus facile à déterminer que la direction. Il existe, du reste, des cas où le séismologue se trouve dans l'impossibilité de déterminer ces deux inconnues. Comme nous utiliserons les enregistrements obtenus à l'Observatoire de Neuchâtel, il est indiqué de donner quelques renseignements sur le séismographe de cet établissement. Cet appareil, construit par la Maison Trüb, Täuber & Cie, de Zurich, est un séismographe universel de Quervain-Piccard dont la masse pèse 18 000 kg. Voici ses constantes:

	Composantes		
	N-S	E-W	V
Agrandissement	1660	1760	1830
Durée d'oscillation en sec.	2,8	2,8	1,1
Amortissement.	5,2	4,4	2,3
Frottement en mm. . .	0,3	0,4	0,04

Ces constantes sont celles du 21 mai 1934; elles varient fort peu d'une détermination à l'autre, sauf le frottement.

Pour déterminer la distance Δ, on utilise les temps de parcours donnés par une table comme celle de Mohorovicic citée plus haut. On utilise la différence de temps qui sépare l'arrivée de deux ondes bien marquées dans l'enregistrement, par exemple les ondes P et S ou les ondes $\bar{P}$ et S. En supposant une profondeur de foyer de 25 km., on a:

Δ km.	$\bar{S}-P$ s.	$\bar{S}-\bar{P}$ s.	Δ km.	$\bar{S}-P$ s.	$\bar{S}-\bar{P}$ s.
0	—	4	200	26	25
20	—	4	250	35	31
40	—	6	300	43	37
60	—	8	350	52	44
80	—	11	400	61	50
100	—	13	450	69	56
120	—	15	500	78	62
140	—	18	600	95	75
160	—	20			
180	—	23			

Si l'on trouve $\bar{S} - \bar{P} = 15$ sec., par exemple, on en déduira que l'épicentre se trouve à une distance $\Delta = 120$ km. Si $\bar{S} - P = 43$, la distance est de 300 km., etc. Pour déterminer la distance, il est donc nécessaire de distinguer dans l'enregistrement les débuts de deux phases connues. Pour les identifier, il faut tenir compte de leur amplitude. On sait que la phase P, qui a subi deux réfractions, a une amplitude plus faible que la phase $\bar{P}$. De même, S a une amplitude plus petite que $\bar{S}$.

Pour trouver la direction, il faut étudier le sens de déplacement des trois aiguilles au début du tremblement de terre. Considérons, par exemple, le tremblement de terre du 4 février 1936 (fig. 1). Lors du premier choc, les trois aiguilles se sont déplacées vers le bas de la figure. Or, quand la composante verticale est déviée vers le bas sur le séismographe de Neuchâtel, on a affaire à une onde de compression (poussée). Au contraire, lorsque la déviation a lieu vers le haut, il s'agit d'une onde de dilatation (traction). Dans le cas d'une onde de compression, l'aiguille de la composante E-W (Est-Ouest) est déviée vers le haut quand le mouvement du sol se fait dans la direction E-W et vers le bas lorsque le mouvement se fait dans la direction W-E. De même, l'aiguille de la composante N-S (Nord-Sud) est déviée vers le haut lors d'un mouvement dans le sens N-S et vers le bas lors d'un mouvement dans le sens S-N. La figure 8 montre schématiquement comment on peut trouver la direction approximative d'après le sens de déplacement des trois aiguilles. Il est évident que ce schéma n'est pas nécessairement valable pour un autre séismographe que celui de Neuchâtel. La direction s'indique par son azimut A compté de 0° à 360° dans le sens des aiguilles d'une montre depuis le Nord. Pour obtenir une valeur plus exacte que celle donnée par la figure 8, on procède comme suit: La figure 8 montre que le tremblement de terre de Cortaillod considéré a son épicentre dans une direction comprise entre le Sud et l'Ouest. Mesurons l'amplitude du premier choc sur les

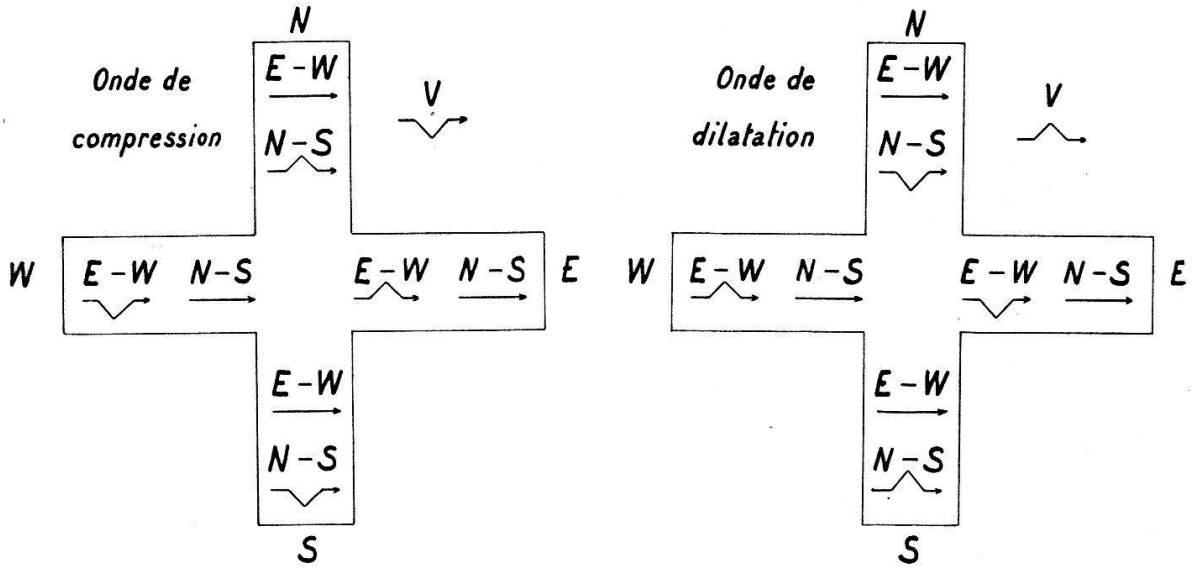

Fig. 8.

composantes N-S et E-W; nous trouvons sur l'original respectivement 6,6 et 2,0 mm. Du moment que l'agrandissement est sensiblement le même sur ces deux composantes, en formant le parallélogramme des deux composantes on trouve comme azimut 200° (fig. 9). Connaissant la distance Δ et l'azimut A de la direction dans laquelle il se trouve, il est facile de situer l'épicentre sur la carte.

Dans bien des cas, il est impossible de déterminer la direction parce que le premier choc n'a pas été assez net pour qu'on puisse dire dans quel sens a dévié l'aiguille. Les renseignements d'une seule station ne suffisent plus pour déterminer la position de l'épicentre. Dans ce cas, il est nécessaire de combiner les résultats obtenus en plusieurs stations. Avec deux stations seulement, il y a toujours incertitude. En effet, si l'on trouve, par exemple, que le foyer est à une distance de 90 km. de Zurich et à une distance de 50 km. de Neuchâtel, il sera évidemment à l'intersection de deux cercles centrés respectivement à Zurich et à Neuchâtel et dont les rayons sont de 90 km. et de 50 km. Ces deux cercles se coupent en deux points dont l'un est l'épicentre. On peut donc hésiter entre ces deux points et seule une troisième station permettra de décider lequel il faut choisir. Connaissant les heures d'arrivée aux trois stations d'une phase bien nette, $\bar{P}$ par exemple, on peut déterminer le foyer sans ambiguïté. Choi-

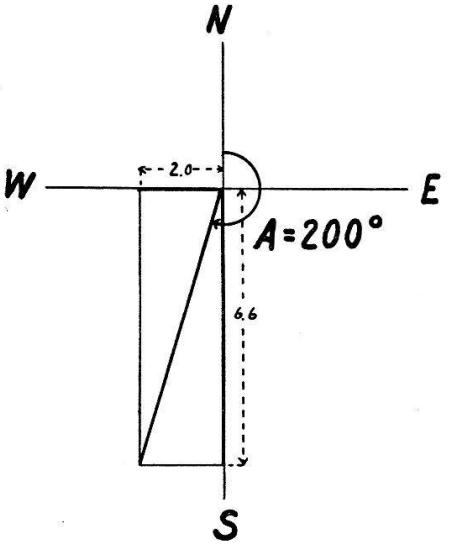

Fig. 9.

sissons comme stations celles de Neuchâtel, Zurich et Bâle. En admettant que l'onde $\bar{P}$ se propage avec la même vitesse dans toutes les directions, il est évident que si elle est arrivée à la même heure à Neuchâtel et à Zurich, l'épicentre se trouve sur la droite perpendiculaire au milieu de la droite qui joint Neuchâtel à Zurich (fig. 10). Si l'une des deux stations a enregistré l'onde $\bar{P}$

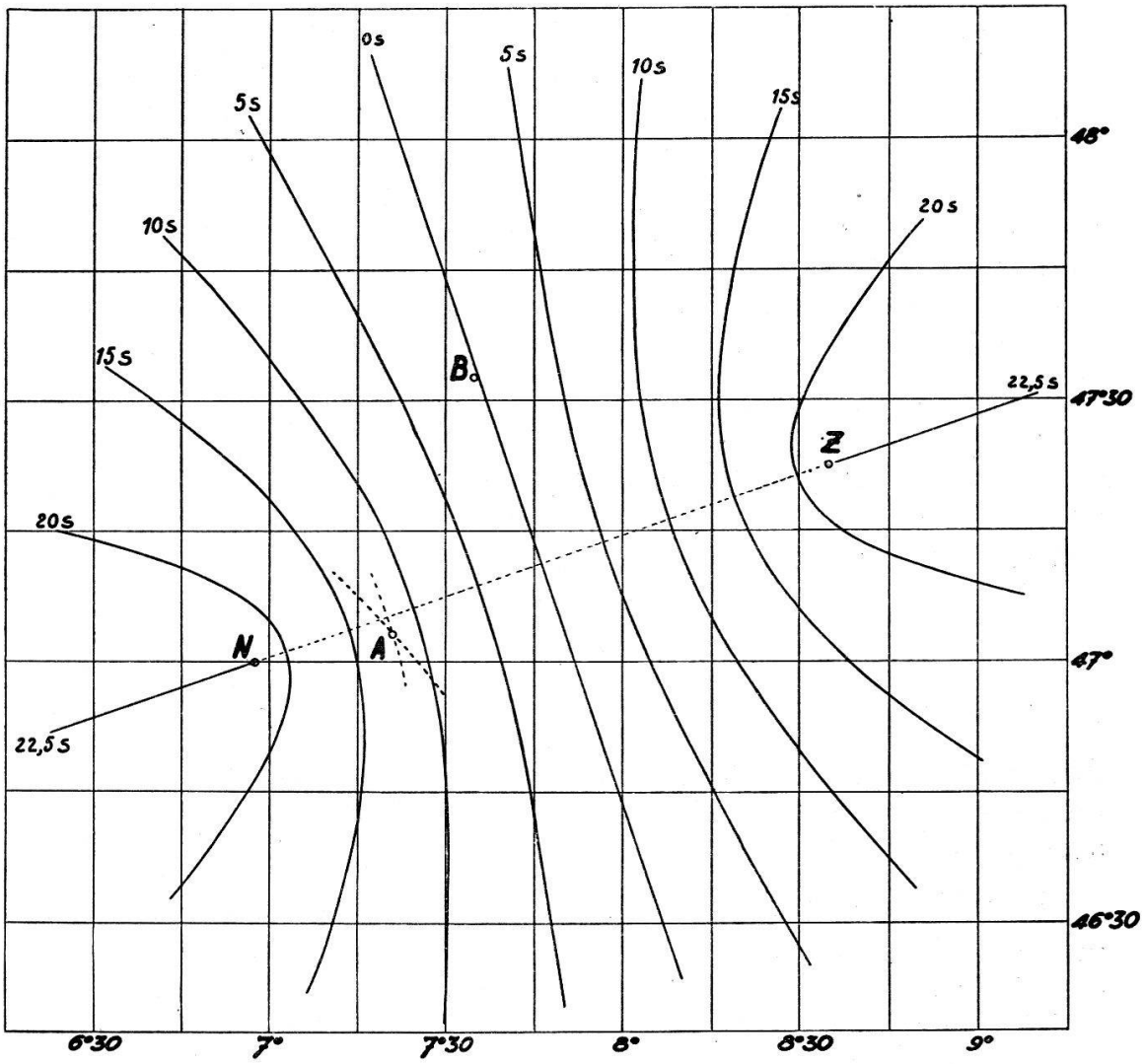

Fig. 10.

cinq secondes avant l'autre, le foyer se trouve sur une hyperbole dont les foyers sont les deux stations N. et Z. La différence des distances de chacun des points de cette hyperbole aux deux stations est égale à 28,5 km., parcours effectué par l'onde $\bar{P}$ en cinq secondes. On peut donc dessiner très facilement les hyperboles correspondant à des différences d'arrivée aux deux stations de 5 sec., 10 sec., 15 sec., etc. Comme application, cherchons la position de l'épicentre du tremblement de terre d'Aarberg (canton

de Berne) du 24 septembre 1934. Nous tirons de [**6**] les données suivantes :

Neuchâtel . .	$e\bar{P}$	18 h. 14 m. 48,7 s.
Bâle	$e\bar{P}$	18 h. 14 m. 53,3 s.
Zurich . . .	$e\bar{P}$	18 h. 15 m. 0,9 s.

L'onde $\bar{P}$ est arrivée à Neuchâtel 12,2 s. avant Zurich; nous pouvons, par interpolation, dessiner la courbe pour 12,2 s. entre les courbes pour 10 secondes et 15 secondes. Ensuite, nous dessinons l'hyperbole ayant Bâle et Neuchâtel pour foyers et qui correspond à une différence d'arrivée de l'onde $\bar{P}$ de 4,6 s. Ces deux hyperboles se coupent en A qui est l'épicentre cherché. La figure donne pour les distances à l'épicentre des stations Neuchâtel, Bâle et Zurich, respectivement 30 km., 57 km. et 99 km. D'après (**6**), ces données étaient: 30 km., 58 km. et 100 km.

Détermination de la profondeur hypocentrale.

Première méthode. — Nous avons vu que si l'on connaît la profondeur d de la couche supérieure, la profondeur de l'hypocentre s'en déduit par la formule

$$h = 2d + \frac{20\bar{\delta}}{3} - \frac{\Delta}{3}$$

ou $d =$ 45 km. environ. Δ est la distance de l'épicentre et $\bar{\delta}$ la différence entre les heures d'arrivée des ondes $\bar{P}$ et P. Cette méthode n'est qu'approchée car la profondeur d n'est pas connue avec précision.

Deuxième méthode. — Pietro Caloi a proposé une autre méthode (**7**). Soit $\bar{e}$ l'angle d'émergence apparent de l'onde $\bar{P}$, c'est-à-dire l'angle que cette onde fait avec l'horizontale du lieu d'observation. On a, en désignant par e l'angle d'émergence vrai:

$$\cos e = \sqrt{\frac{3}{2}(1 - \sin \bar{e})}.$$

Cette formule donne e quand on connaît $\bar{e}$; or l'angle e varie avec la distance épicentrale et la profondeur (fig. 11, d'après P. Caloi). Connaissant e et Δ, on déduit immédiatement h de la figure. Cette méthode demande la connaissance des déplacements produits sur les trois composantes par le début de l'onde $\bar{P}$. Il faut exprimer ces déplacements dans la même unité, par exemple en microns, en tenant compte de l'amplification de chaque compo-

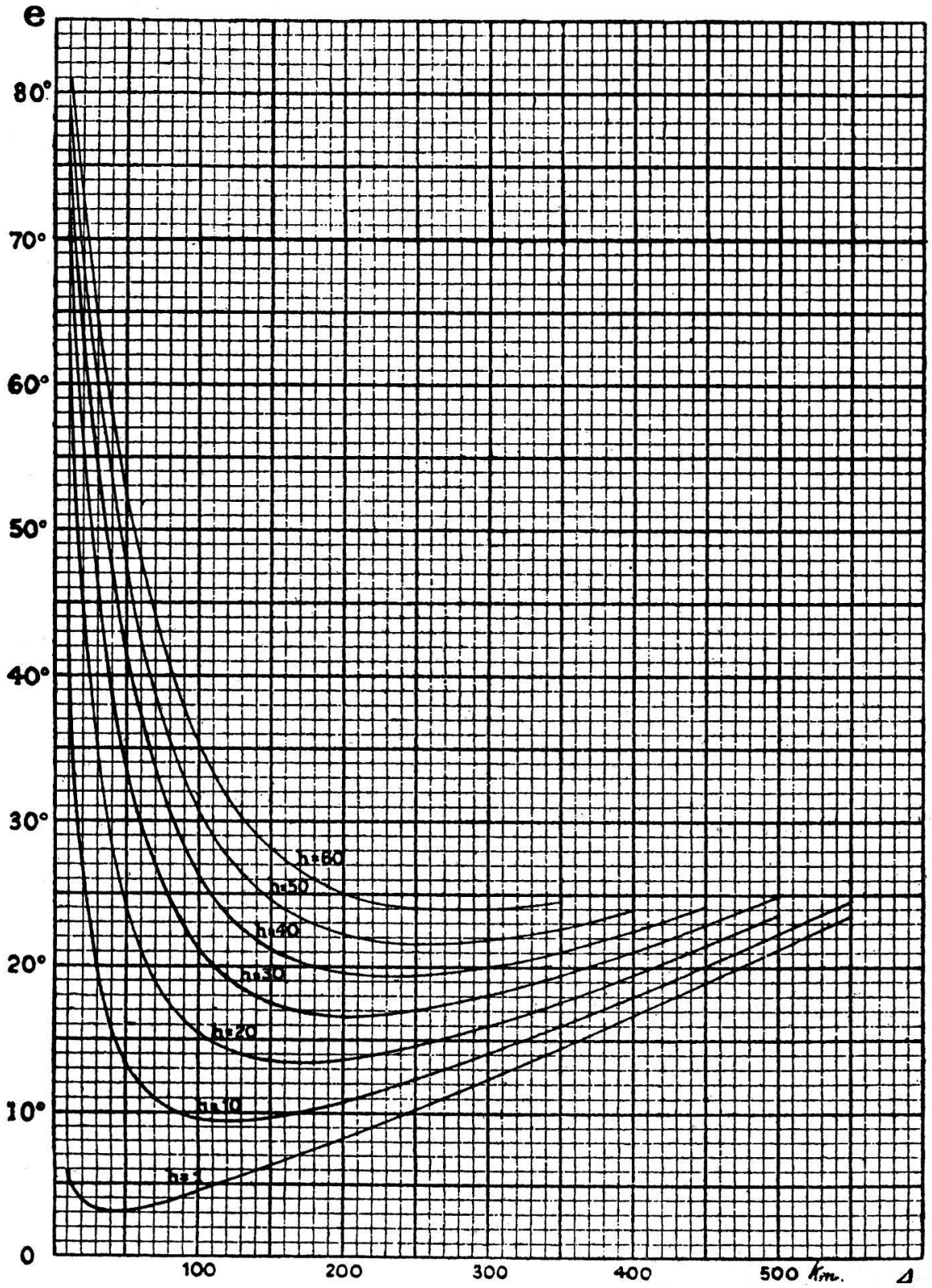

Fig. 11. Angle d'émergence *e* de l'onde $\bar{P}$ en fonction de la distance, pour une profondeur hypocentrale donnée, d'après M. le prof. P. Caloi.

(Figure reproduite avec l'aimable autorisation de l'auteur.)

sante. Si A_n, A_e et A_z sont les déplacements réels du sol suivant les directions N-S, E-W et verticale, on a évidemment:

$$tg\,\bar{e} = \frac{A_z}{\sqrt{A_n^2 + A_e^2}}.$$

Il existe encore d'autres méthodes souvent assez difficiles à appliquer et que nous laisserons de côté. Appliquons les deux méthodes exposées à un exemple, c'est-à-dire au tremblement de terre du 8 juin 1934 dont l'épicentre se trouvait dans l'Italie du nord (latitude + 46° 18′, longitude 12° 28′ à l'Est de Greenwich). On a pour Neuchâtel: $\Delta = 427$ km. $\bar{\delta} = 11{,}3$ s. La formule

$$h = 2d + \frac{20\bar{\delta}}{3} - \frac{\Delta}{3}$$

donne $h = 2d - 67$ km. Si l'on prend $d = 45$ km., on trouve **h = 23 km.** Avec $d = 50$ km., on trouve **h = 33 km.** Les dernières valeurs obtenues pour la profondeur de la couche en Europe centrale varient entre 45 et 55 km. Avec la méthode Caloi, on a:

$$A_n = 0 \qquad A_e = 0{,}73 \qquad A_z = 0{,}35$$

d'où l'on tire:

$$tg\,\bar{e} = \frac{0{,}35}{0{,}73} \qquad \bar{e} = 25^\circ\,37' \qquad e = 22^\circ\,40'$$

et enfin:

h = 36 km. [(8) p. 19].

Microséismes.

A côté des tremblements de terre proprement dits, les séismographes sensibles enregistrent de nombreux mouvements du sol très faibles dont les causes sont multiples et que les séismologues appellent des microséismes. D'après Gutenberg [(1) p. 264], les principales causes sont:

1) Mouvements dus à l'industrie et aux transports;
2) Mouvements locaux dus aux chutes d'eau ou à des causes analogues;
3) Mouvements du sol dus à des phénomènes volcaniques;
4) Mouvements dus à la tempête ou à des changements rapides de la pression atmosphérique;
5) Mouvements à longue période dus au vent;
6) Mouvements locaux causés par le choc des vagues sur la falaise;
7) Agitation de tout un continent provoquée par le choc des vagues sur une côte escarpée;
8) Mouvements du sol causés par le gel de la couche supérieure de la croûte terrestre.

Le séismographe de l'Observatoire de Neuchâtel enregistre chaque jour des microséismes. Citons, dans la catégorie 1), l'effet du train de Berne qui passe à peu de distance de l'observatoire et provoque une agitation d'amplitude très faible (0,2 μ) et de période très courte ($^1/_4$ de seconde) (fig. 12). Les coups de mine tirés à peu de distance de l'observatoire donnent aussi des enregistrements typiques (fig. 13). Les causes 2) et 3) sont inconnues

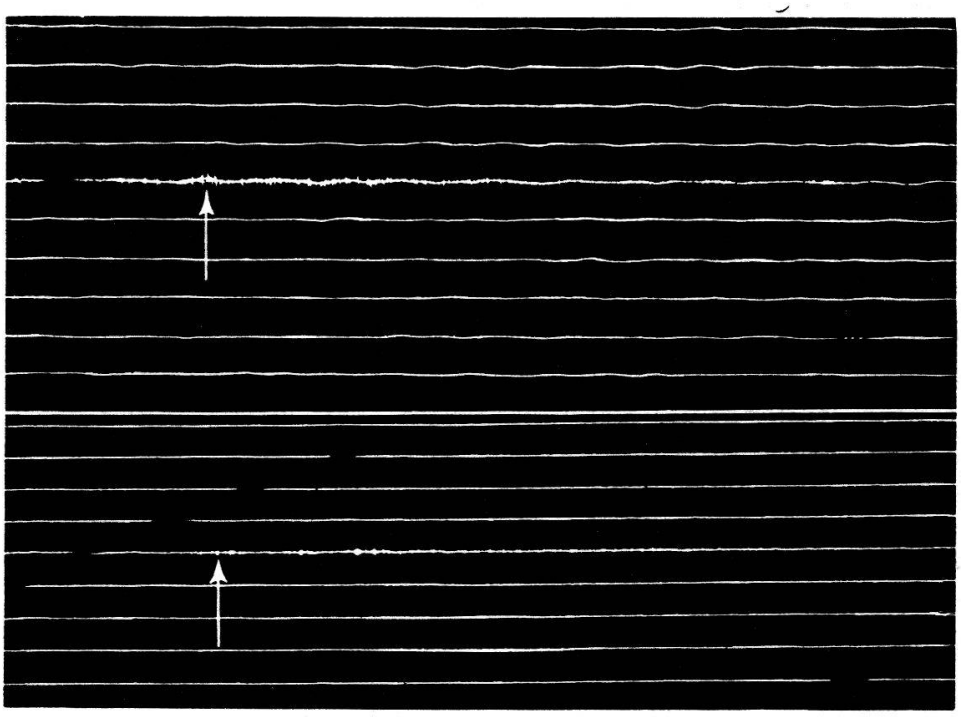

Fig. 12. Effet du train de Berne.
(En haut : composante N-S ; en bas : composante *V*.)
(2 mm. = 1 seconde.)

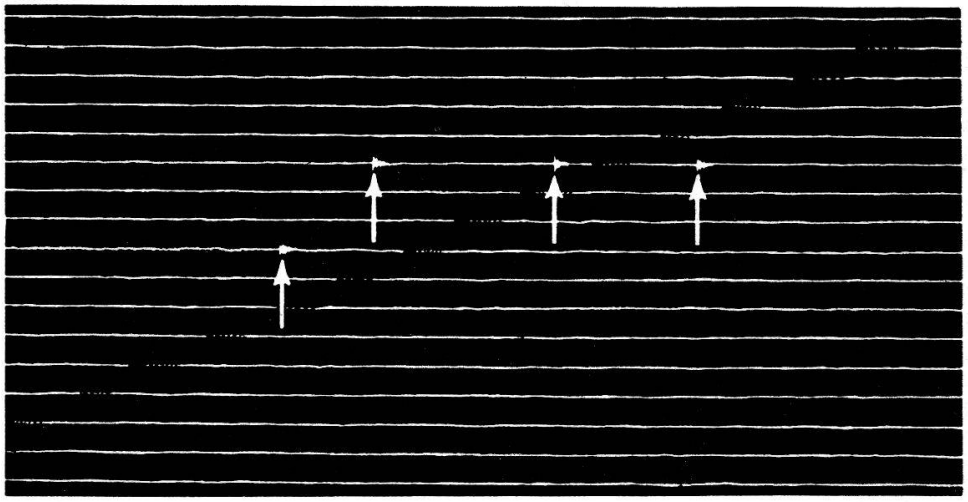

Fig. 13. Coups de mine. (1 mm. = 1 seconde.)

à Neuchâtel. Concernant les cas 4), 5) et 6), il n'est pas toujours facile de séparer les causes de microséismes dus à la tempête ou au choc des vagues sur les falaises. La tempête peut mettre en mouvement des édifices ou des arbres qui transmettent ensuite leurs oscillations au sol. La période de ces mouvements est de l'ordre de quelques secondes et leur amplitude de quelques μ. Nous enregistrons à Neuchâtel des oscillations souvent très fortes dont la période est de l'ordre de 7 sec. et dont l'amplitude atteint facilement 8 μ (fig. 14). Nous avons entendu quelquefois exprimer l'opinion que ces microséismes seraient dus aux vagues du lac, mais nous sommes persuadé que cette explication n'est pas la bonne. En effet, bien souvent le lac est calme quand nous enregistrons de forts microséismes tandis que lorsque le lac est très agité, nous n'enregistrons rien. Nous croyons plutôt que ces microséismes sont dus aux vagues de la mer, malgré la distance considérable séparant l'observatoire des côtes. Ils se produisent toujours lorsqu'une dépression se trouve dans le voisinage de l'Europe, particulièrement sur l'Atlantique, et sont donc bien en relations avec le mauvais temps. Lorsque de forts coups de vent soufflent à Neuchâtel, le séismographe enregistre parfois de très faibles mouvements dont la période est d'une seconde environ, l'amplitude étant excessivement faible (0,1 μ) (fig. 15). Par contre, nous n'avons jamais constaté de mouvements à longue période (10 sec. à une minute) provoqués par le vent.

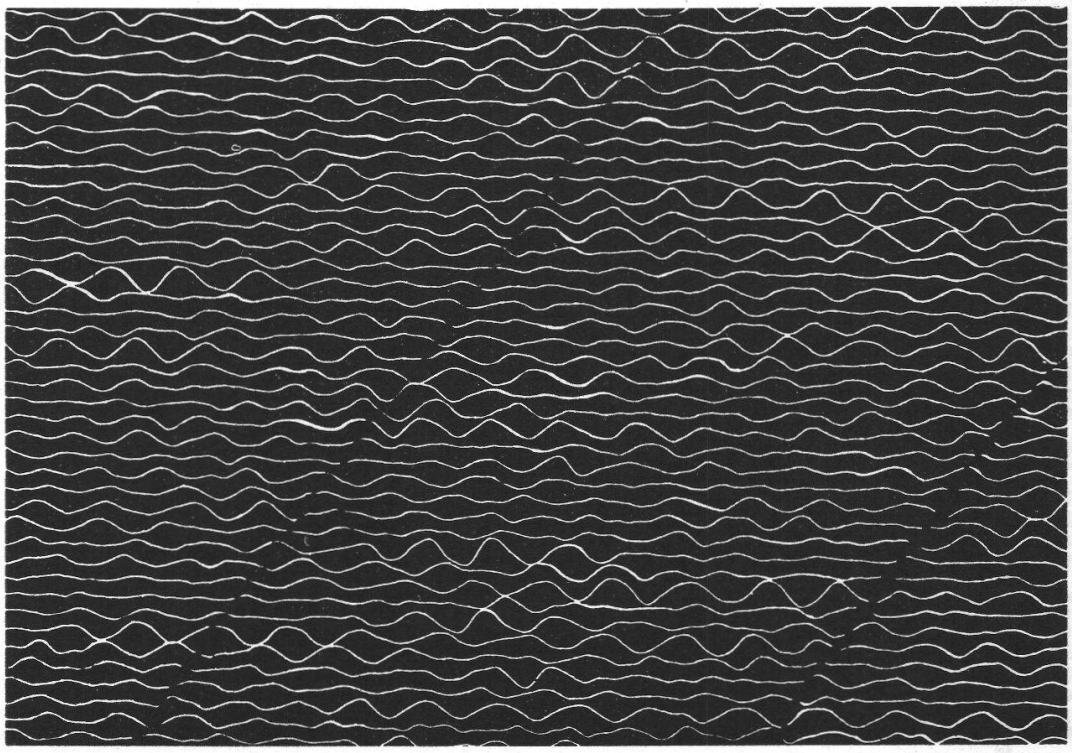

Fig. 14. Microséismes dus aux vagues de la mer (28 janvier 1937).
(1 mm. = 1 seconde.)

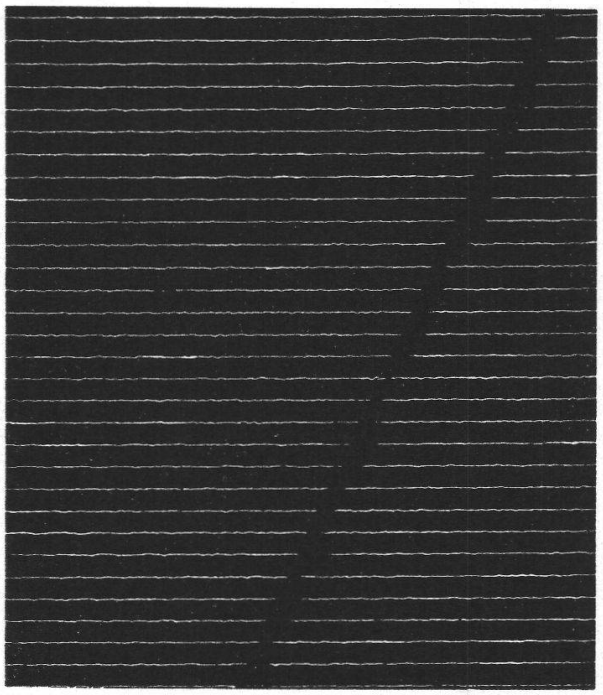

Fig. 15. Microséismes dus à un fort vent
(22 février 1937).
(1 mm. = 1 seconde.

Liste des tremblements de terre dont le foyer se trouvait dans le canton de Neuchâtel ou qui ont été ressentis par des habitants du canton pendant les années 1928 à 1937.

(La première colonne contient la date, la seconde la distance de l'épicentre en km., la troisième l'amplitude maxima du mouvement du sol à Neuchâtel en millièmes de mm., la quatrième les heures d'arrivée des phases à Neuchâtel et la cinquième les remarques. Une partie des renseignements qui suivent sont tirés de : Jahresbericht 1928, 1929, . . ., 1934, 1935 des Erdbebendienstes der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt.)

Date	Distance	Amplitude maxima μ	Phases	Remarques
1928 Mai 25	16 km.	1,6	$i\bar{P}$ = 4 h. 17 m. 46,9 s. $i\bar{S}$ = 4 h. 17 m. 49,0 s.	Direction Est. Pas de nouvelle.
1928 Août 21			P = 4 h. 30 m.	Légère secousse ressentie par un observateur expérimenté. Pas enregistré. Foyer à *la Chaux-de-Fonds*.
1928 Déc. 1	5 km.	2,0	$i\bar{P}$ = 22 h. 36 m. 50,0 s. $i\bar{S}$ = 22 h. 36 m. 50,5 s.	Epicentre près de l'église de *Peseux*.
1930 Juin 9	12 km.	29,4	$i\bar{P}$ = 17 h. 7 m. 54,5 s. $i\bar{S}$ = 17 h. 7 m. 56,5 s.	Azimut 220°. Foyer à *Cortaillod-Boudry*. Forte secousse ressentie par plusieurs personnes.
1930 Déc. 22	11 km.	24,6	$i\bar{P}$ = 20 h. 56 m. 23,3 s. $i\bar{S}$ = 20 h. 56 m. 24,6 s.	Azimut 220°. Foyer à *Boudry-Cortaillod*. Ressenti par plusieurs personnes. Direction de la secousse : W-E.
1931 Janvier 12	3 km.	0,5	$i\bar{P}$ = 0 h. 6 m. 53,4 s. $i\bar{S}$ = 0 h. 6 m. 54,0 s.	Azimut 280°. Foyer à l'Ouest de *Neuchâtel*. Pas de nouvelle.
1931 Mai 5	2 km.	2,8	$i\bar{P}$ = 18 h. 7 m. 19,7 s. $i\bar{S}$ = 18 h. 7 m. 20,0 s.	Direction N-E. Pas de nouvelle.

Date	Distance	Amplitude maxima μ	Phases	Remarques
1931 Mai 13	3 km.	7,4	$i\bar{P}$ = 8 h. 3 m. 28,7 s. $i\bar{S}$ = 8 h. 3 m. 29,1 s.	Azimut 30° (N-E). Pas de nouvelle.
1931 Mai 13	4 km.	3,4	$i\bar{P}$ = 10 h. 17 m. 42,9 s. $i\bar{S}$ = 10 h. 17 m. 43,4 s.	Pas de nouvelle.
1933 Août 12	46 km.	67,0	$i\bar{P}$ = 10 h. 56 m. 57,7 s. $i\bar{S}$ = 10 h. 57 m. 3,5 s.	Foyer près de *Moudon* (Vaud). Ressenti jusqu'à Neuchâtel. Vingt cheminées et une croix d'église renversées, tuiles arrachées des toits, plafonds de chambre endommagés, fenêtres brisées. La secousse a été suivie d'autres secousses peu importantes.
1933 Sept. 25	120 km.	11,7	$e\bar{P}$ = 0 h. 55 m. 17,4 s. $e\bar{S}$ = 0 h. 55 m. 30,6 s.	Foyer dans le Haut-Valais (*Viège, Brigue,* Fiesch). Ressenti dans toute la Suisse. Dégâts aux cheminées.
1933 Nov. 20	20 km.	1,2	$e\bar{P}$ = 10 h. 33 m. 3,5 s. $i\bar{S}$ = 10 h. 33 m. 5,5 s.	Local. Pas de nouvelle. Direction impossible à déterminer.
1935 Janvier 17	10 km.	13,2	$i\bar{P}$ = 3 h. 11 m. 44,7 s. $i\bar{S}$ = 3 h. 11 m. 45,9 s.	Foyer près de *Cornaux.*
1935 Mars 11	9 km.	1,1	$i\bar{P}$ = 7 h. 4 m. 22,6 s. $i\bar{S}$ = 7 h. 4 m. 23,6 s.	Direction N-E. Epicentre à *Enges.* Ressenti à Enges et Cornaux.
1935 Mars 12	10 km.	0,9	$e\bar{P}$ = 5 h. 8 m. 25,9 s. $e\bar{S}$ = 5 h. 8 m. 27,0 s.	Ressenti par une personne à *Cornaux.*
1935 Mars 29	3 km.	$>0,8$	$i\bar{P}$ = 3 h. 28 m. 54,3 s. $i\bar{S}$ = 3 h. 28 m. 54,6 s.	Local. Pas de nouvelle.
1935 Avril 25	3 km.	$>0,8$	$i\bar{P}$ = 18 h. 14 m. 51,6 s. $i\bar{S}$ = 18 h. 14 m. 51,9 s.	Local. Pas de nouvelle.

Date	Distance	Amplitude maxima μ	Phases	Remarques
1935 Avril 29	4 km.	0,3	$i\bar{P}$ = 11 h. 4 m. 24,4 s. $i\bar{S}$ = 11 h. 4 m. 24,9 s.	Local. Pas de nouvelle.
1935 Avril 30	3 km.	0,5	$i\bar{P}$ = 19 h. 13 m. 59,3 s. $i\bar{S}$ = 19 h. 13 m. 59,6 s.	Local. Pas de nouvelle.
1935 Juin 27	236 km.	> 108,6	iP = 18 h. 20 m. 3,4 s. $e\bar{P}$ = 18 h. 20 m. 9,4 s.	Forte secousse dont le foyer se trouvait à *Mengen-Saulgau* au Nord du lac de Constance. Les deux aiguilles des composantes horizontales du séismographe de Neuchâtel furent décrochées. Ressenti dans toute la Suisse.
1935 Déc. 30	220 km.	37,7	iP = 4 h. 36 m. 43,0 s. $i\bar{P}$ = 4 h. 36 m. 48,0 s. $i\bar{S}$ = 4 h. 37 m. 10,9 s.	Foyer près d'*Offenburg* (Rheintal, Allemagne). La secousse a réveillé plusieurs personnes à Neuchâtel. Elle a été précédée, à 4 h. 8 m. 14,2 s., d'une secousse plus faible qui n'a pas été ressentie.
1936 Janvier 18	12 km.	6,6	$i\bar{P}$ = 21 h. 35 m. 48,7 s. $i\bar{S}$ = 21 h. 35 m. 50,2 s.	Direct. N-E. Foyer près de *Lignières*. Ressenti par plusieurs personnes à Cornaux, Cressier et Enges.
1936 Janvier 28	—	2,5	$e\bar{P}$ = 11 h. 46 m. 53,3 s.	Local. Pas de nouvelle. La phase *S* a été supprimée par l'interruption de la minute.
1936 Février 4	8 km.	35,0	$i\bar{P}$ = 20 h. 17 m. 28,3 s. $i\bar{S}$ = 20 h. 17 m. 29,3 s.	Foyer au sud de *Cortaillod*. Ressenti à Neuchâtel par plusieurs personnes.
1936 Nov. 22	16 km.	0,5	$i\bar{P}$ = 10 h. 28 m. 9,6 s. $i\bar{S}$ = 10 h. 28 m. 11,4 s.	Direction impossible à déterminer. Pas de nouvelle.
1937 Mai 10	17 km.	23,7	$i\bar{P}$ = 15 h. 33 m. 52,5 s. $i\bar{S}$ = 15 h. 33 m. 54,5 s.	Foyer dans la région de *Saint-Aubin* (Béroche), probablement dans le lac. Ressenti à Neuchâtel, Chevroux et sur le lac.
1937 Mai 16	13 km.	4,3	$i\bar{P}$ = 13 h. 58 m. 49,0 s. $i\bar{S}$ = 13 h. 58 m. 50,6 s.	Probablement une réplique du tremblement de terre du 10 mai. *(Saint-Aubin.)* Ressenti par une personne à Neuchâtel.

Date	Distance	Amplitude maxima μ	Phases	Remarques
1937 Juin 5	15 km.	5,4	$i\bar{P}$ = 22 h. 12 m. 47,3 s. $i\bar{S}$ = 22 h. 12 m. 49,1 s.	Pas de nouvelle. Probablement une réplique *(Saint-Aubin)*.
1937 Juin 7	17 km.	> 96,2	$i\bar{P}$ = 2 h. 25 m. 17,6 s. $i\bar{S}$ = 2 h. 25 m. 19,7 s.	Foyer près de *Saint-Aubin*. Forte secousse qui décrocha les deux aiguilles des composantes horizontales du séismographe de Neuchâtel. Ressenti à Saint-Aubin, Cortaillod, Missy et Gletterens (Vaud), Neuchâtel et Saint-Blaise.
1937 Juin 7	19 km.	—	$i\bar{P}$ = 3 h. 49 m. 35,1 s. $i\bar{S}$ = 3 h. 49 m. 37,3 s.	Réplique de la secousse précédente *(Saint-Aubin)*. L'amplitude n'a pas pu être déterminée, les deux composantes horizontales ayant été mises hors d'usage par la précédente secousse.
1937 Juin 7	16 km.	11,9	$i\bar{P}$ = 11 h. 23 m. 1,0 s. $i\bar{S}$ = 11 h. 23 m. 3,0 s.	Réplique *(Saint-Aubin)*.
1937 Juin 23	16 km.	4,3	$i\bar{P}$ = 21 h. 20 m. 34,1 s. $i\bar{S}$ = 21 h. 20 m. 36,0 s.	Réplique *(Saint-Aubin)*.
1937 Juin 24	16 km.	17,9	$i\bar{P}$ = 7 h. 48 m. 16,6 s. $i\bar{S}$ = 7 h. 48 m. 18,5 s.	Réplique *(Saint-Aubin)*.
1937 Juin 26	16 km.	2,6	$e\bar{P}$ = 1 h. 58 m. 53,7 s. $i\bar{S}$ = 1 h. 58 m. 55,6 s.	Réplique *(Saint-Aubin)*.
1937 Juin 26	—	0,8	$i\bar{S}$ = 2 h. 0 m. 31,3 s.	Local, très faible.
1937 Juin 27	—	1,1	$i\bar{S}$ = 4 h. 49 m. 11,1 s.	Local, très faible.
1937 Juin 27	—	1,4	$i\bar{S}$ = 13 h. 36 m. 22,4 s.	Local, très faible.
1937 Juillet 30	9 km.	2,6	$i\bar{P}$ = 17 h. 1 m. 36,2 s. $i\bar{S}$ = 17 h. 1 m. 37,2 s.	Pas de nouvelle. Direction impossible à déterminer.

Le tableau ci-dessus donne donc le nombre de tremblements de terre qui se sont produits dans le canton de Neuchâtel ou qui avaient leur foyer en dehors du canton mais ont été ressentis par des personnes habitant le canton. Il s'en est produit 3 en 1928, 0 en 1929, 2 en 1930, 4 en 1931, 0 en 1932, 3 en 1933, 0 en 1934, 9 en 1935, 4 en 1936 et 13 en 1937. De 1928 à 1937, c'est-à-dire en 10 ans, nous avons donc ressenti 38 tremblements de terre locaux dans le canton de Neuchâtel. Il existe, dans notre canton, trois régions où les tremblements de terre sont particulièrement fréquents: 1) La région Cressier, Enges, Lignières; 2) La région Boudry - Cortaillod; 3) La région de Saint - Aubin (Béroche). L'année 1937 a été particulièrement favorisée au point de vue séismique. Il semble que les périodes excessivement pluvieuses sont généralement suivies d'une recrudescence du nombre des tremblements de terre. Les nombreuses secousses de Saint-Aubin en 1937 pourraient donc être considérées comme la conséquence des fortes pluies des mois de février et mars.

BIBLIOGRAPHIE

1. Handbuch der Geophysik. Band IV. Berlin 1929.
2. A. Sieberg. Erdbebenkunde. Jena 1923.
3. A. Mohorovicic. *Jahrbuch des meteorologisches Observatoriums Zagreb.* IX, 4. Teil, 1909.
4. B. Gutenberg. Die mitteleuropäischen Beben... Strassburg 1915.
5. V. Conrad. *Mitteil. der Erdbebenkommission Wien.* N. F. nº 59, 1925; *Das Schwadorfer Beben... Gerlands Beitr. zur Geophysik,* 20, 240, 1928.
6. Dr. E. Wanner. *Jahresbericht 1934 des Erdbebendienstes der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt.* Zürich 1935.
7. Dott. Pietro Caloi. Contributo allo studio delle onde P. Roma 1933.
8. P. Caloi. Studio microsismico del terremoto delle Prealpi Carniche dell' 8 giugno 1934. Pavia 1935.

Manuscrit reçu le 19 janvier 1938.
Dernières épreuves corrigées le 17 mars 1938.