



**HAL**  
open science

## Sur les ondes sismiques des explosions de la courtine

Ch. Maurain, L. Eblé, H. Labrouste

► **To cite this version:**

Ch. Maurain, L. Eblé, H. Labrouste. Sur les ondes sismiques des explosions de la courtine. Journal de Physique et le Radium, 1925, 6 (3), pp.65-78. 10.1051/jphysrad:019250060306500 . jpa-00205179

**HAL Id: jpa-00205179**

**<https://hal.science/jpa-00205179>**

Submitted on 4 Feb 2008

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

## LE JOURNAL DE PHYSIQUE

ET

## LE RADIUM

## SUR LES ONDES SISMIQUES DES EXPLOSIONS DE LA COURTINE

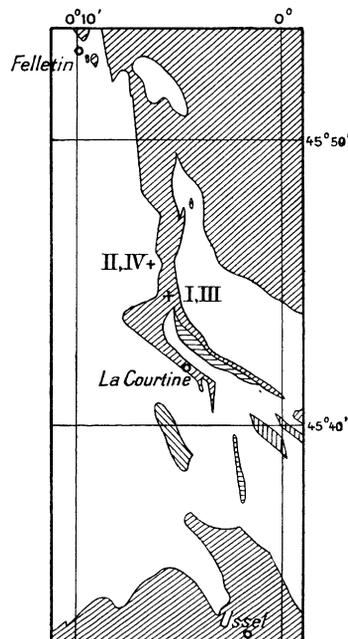
par MM. Ch. MAURAIN, L. EBLÉ et H. LABROUSTE.

**Sommaire.** — Les ondes sismiques provenant de 4 explosions ont été étudiées en 3 stations, à des distances variant entre 5 600 et 24 900 m; les sismographes enregistraient les composantes horizontales, longitudinale et transversale, et, dans la station la plus rapprochée, la composante verticale. Valeurs moyennes des vitesses mesurées : pour les premières ondes (longitudinales), 3 320 m : s; pour les ondes longues, 2 800 m : s. Les valeurs se divisent, pour chaque sorte d'ondes, en deux groupes qui paraissent se rattacher à la nature des terrains. Comparaison avec les valeurs des vitesses déduites de leur expression théorique en fonction des coefficients d'élasticité du milieu, et avec les résultats obtenus dans l'étude de tremblements de terre rapprochés. L'arrivée des ondes aériennes provoque aussi un ébranlement.

1. — Nous avons étudié la propagation par le sol des ondes provenant d'explosions qui ont eu lieu dans le centre de la France, au camp de La Courtine (Creuse), en mai 1924. De telles études sont intéressantes parce qu'elles renseignent sur la nature et la vitesse de propagation des ondes sismiques au voisinage de leur origine. Il est difficile de déduire de manière précise de tels renseignements de l'étude de séismes naturels; en effet, d'une part, ceux-ci sont généralement complexes et assez étendus, de sorte que les mouvements qui arrivent à une station d'observation rapprochée proviennent de diverses directions; de plus, l'origine du mouvement est alors à une profondeur inconnue, profondeur dont dépendent la succession des ondes à la surface du sol; enfin, la vitesse de déroulement des enregistreurs des sismographes des observatoires est forcément assez faible, par exemple de 10 à 15 mm par minute, et le repérage du temps ne comporte ainsi qu'une faible précision pour des durées de l'ordre de quelques secondes. Lors d'explosions provoquées, l'origine du mouvement, très localisée, est dans une direction bien déterminée, et, comme l'heure est fixée approximativement à l'avance, on peut utiliser des enregistreurs à grande vitesse de déroulement.

2. **Explosions.** — Les deux premières ont porté sur 10 tonnes de mélinite, les deux autres sur 5 tonnes; l'explosif était dans des tonneaux qui, lors des trois premières explosions, étaient juxtaposés sur le sol en deux couches, et, lors de la 4<sup>e</sup>, enterrés au fond d'une cavité de 3 à 4 m de profondeur creusée en utilisant le cratère de la 2<sup>e</sup>.

Les emplacements étaient sur un plateau mamelonné où est situé le camp de La Courtine, à une altitude d'environ 880 m : c'est une région granitique; la figure 1 reproduit un fragment de la carte géologique de France au 1/80 000 (feuille d'Ussel n° 163, établie, pour cette région, par M. de Launay).



- en blanc , Gneiss
-  Granite
-  Micaschistes granulitisés
-  Micaschistes
-  Leptynite (granulite)

Fig. 1.

La première explosion avait été préparée dans un endroit choisi comme particulièrement favorable à l'étude des effets mécaniques des ondes aériennes qui exige une partie aussi plane que possible sur une longueur de plusieurs centaines de mètres; il s'est trouvé qu'à cet endroit existe une couche de terre assez épaisse: le cratère creusé par l'explosion avait un peu plus de 3 m de profondeur; on a approfondi le centre jusqu'à environ 5 m, et on a sondé encore à 2 m de plus, sans rencontrer la roche. La troisième explosion a eu lieu à 50 m de ce point. L'emplacement de la deuxième (qui a été aussi celui de la quatrième) a été choisi dans un endroit rocheux, à environ 2 100 m des précédents; quelques sondages préalables et le cratère ont décelé la roche en gros fragments.

Le tableau suivant donne les coordonnées géographiques des emplacements, et les dates et heures des explosions.

		LATITUDE	LONGITUDE Ouest de Paris.
I. 15 mai 1924.....	19 h 30 mn 7,1 s	45° 44' 53,9"	0° 5' 41,1"
II. 23 mai.....	19 h 59 mn 50,6 s	45° 45' 51,2"	0° 6' 40,9"
III. 25 mai.....	9 h 0 mn 0 s	45° 44' 54,1"	0° 5' 53,3"
IV. 26 mai.....	20 h 2 mn 12,55 s	45° 45' 51,2"	0° 6' 40,9"

3. **Stations d'observation.** — Nous avons établi trois stations dans les caves des bureaux de Poste de La Courtine, Felletin et Ussel (fig. 4), mises à notre disposition grâce à la bienveillance de l'Administration des P. T. T. et des receveurs de ces bureaux; ces emplacements ont été choisis de manière à permettre de relier ces stations (et une autre installée à Aubusson par l'Institut de Physique du globe de Strasbourg) par un circuit électrique utilisant les fils téléphoniques. Les distances aux emplacements des explosions étaient les mêmes pour II et IV, et sensiblement les mêmes aussi pour I et III. Ces distances étaient, en mètres.

	LA COURTINE	FELLETIN	USSEL
I et III.....	5 590	15 920	22 900
II et IV.....	7 660	13 880	24 910

4. **Sismographes utilisés.** — La station de La Courtine était munie d'un sismographe à ressorts, à enregistrement photographique, comprenant trois appareils; deux de ces appareils donnaient des composantes horizontales rectangulaires du mouvement du sol, l'une sensiblement parallèle à la direction des explosions (composante longitudinale); l'autre, perpendiculaire (composante transversale); le troisième enregistrait la composante verticale.

Ces appareils ont été établis par deux d'entre nous <sup>(1)</sup> en vue des expériences de La Courtine sur le même principe que des appareils appliqués par Galitzine à l'étude des vibrations des édifices; ils constituent un sismographe complet peu encombrant et transportable, susceptible d'être utilisé en d'autres circonstances. Nous donnerons donc quelque détail à leur sujet. Ils ont été construits par la maison J. Richard.

L'appareil destiné à l'étude d'une composante horizontale du mouvement du sol (fig. 2 et 4) comprend un long ressort plat, fixé à une de ses extrémités à un bloc de fonte et portant, près de l'autre extrémité, une masse M déplaçable; l'extrémité libre du ressort est évidée, un fil fin est tendu verticalement; un autre fil semblable est porté par un lourd support reposant sur le bâti de l'appareil et présentant plusieurs libertés qui permettent le réglage de la position de ce deuxième fil; celui-ci est amené à être parallèle au premier, à une distance de 1 ou 2 mm par exemple; sur les deux fils, on colle un miroir; lorsqu'il se produit un mouvement relatif du sol et de la masse, le déplacement du premier fil engendre un mouvement de rotation du miroir autour du second. Une lame L plongeant dans un liquide constitue un amortisseur.

Dans l'appareil destiné à l'étude de la composante verticale (fig. 3), la lame-ressort est horizontale et la masse est soutenue par un ressort à boudin; l'amortisseur comporte un piston plongeur (non figuré).

(1) CH. MAURAIN et L. EBLÉ, *C. R.*, t. 179 (1924), p. 337.

Les lames-ressorts avaient 4 cm de largeur, 0,1 cm d'épaisseur et une longueur libre de 43 cm. Dans ces conditions, les périodes propres des appareils ont été 0,6 s et 0,5 s pour les deux éléments à composante horizontale et 0,17 s pour l'élément à composante verticale.

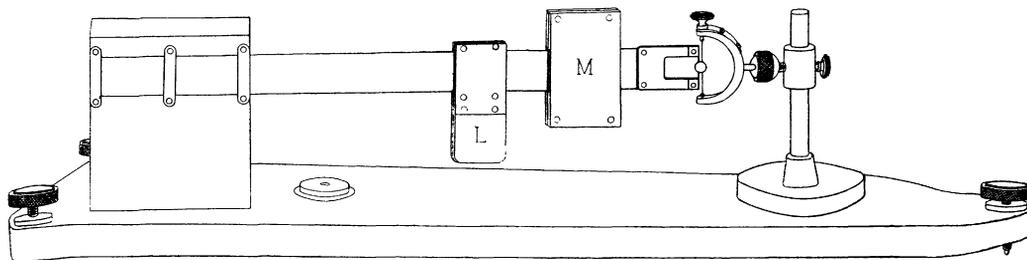


Fig. 2.

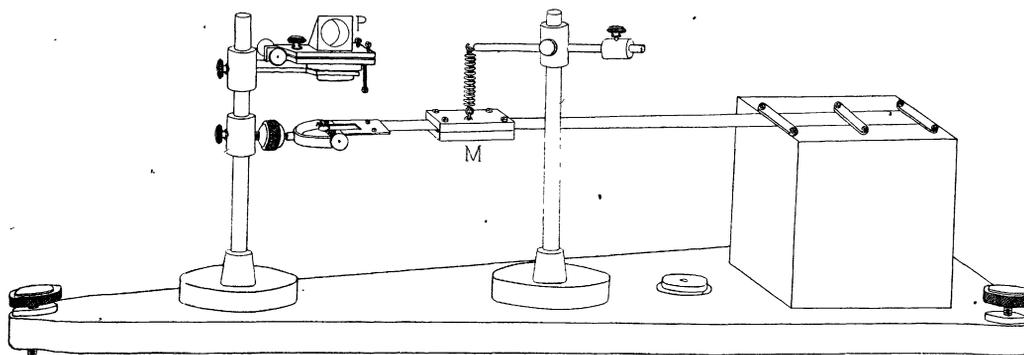


Fig. 3.

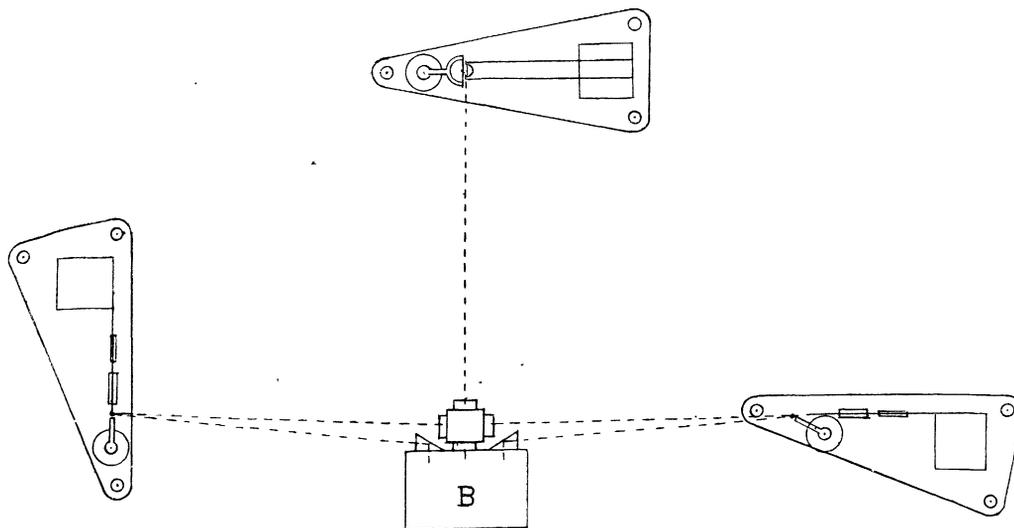


Fig. 4.

Le système enregistreur (fig. 4) est analogue à celui des appareils Mascart qui servent à l'enregistrement des trois éléments du champ magnétique terrestre. Les appareils qui donnent les composantes horizontales rectangulaires du mouvement sont placés latéralement de part et d'autre de la lanterne (lampe électrique à filament rectiligne); dans l'un, le miroir est disposé comme il a été dit ci-dessus; dans l'autre, pour que le miroir se présente

normalement au rayon lumineux, il est fixé sur une pièce coudée à angle droit, et c'est la partie de cette pièce perpendiculaire au miroir qu'on colle sur les deux fils. Les rayons réfléchis sur les miroirs sont reçus à leur retour sur des prismes à réflexion totale qui les renvoient, par l'intermédiaire d'une fente horizontale réglable, dans l'intérieur de la boîte B où se déroule le papier sensible. Dans l'appareil correspondant à la composante verticale, le miroir est horizontal; le rayon lumineux passe deux fois par un prisme à réflexion totale porté par une monture réglable et revient directement sur la fente de l'enregistreur.

La vitesse du papier enregistreur était de 1 cm par seconde; on peut en faire dérouler 10 m ou même davantage; la vitesse peut naturellement avoir des valeurs diverses suivant l'usage que l'on se propose de faire de l'appareil.

L'amplification géométrique est déterminée ainsi: on met en contact avec la masse de l'élément considéré l'extrémité d'une vis micrométrique qui peut être montée horizontalement ou verticalement; en tournant la vis, on fait avancer la masse d'une longueur connue, et du déplacement de la trace lumineuse sur le papier on déduit l'amplification. Elle était, dans les conditions où nous avons employé l'appareil, environ 1000 et 600 pour les composantes horizontales, et 450 pour la composante verticale.

Le temps est enregistré sur le papier sensible par le dispositif suivant: devant la fente horizontale est un système optique qui projette sur le papier l'image d'une petite lampe électrique; le circuit qui alimente celle-ci est interrompu périodiquement, par l'intermédiaire d'un relais, par un chronomètre à contacts, comme il sera indiqué plus loin.

Chacune des stations de Felletin et Ussel était munie de deux sismographes S. O. M. disposés à angle droit dans des directions correspondant approximativement aux composantes horizontales, longitudinale et transversale. La Société d'Optique et de Mécanique de haute précision, qui construit ces appareils, avait bien voulu nous en prêter quatre, à cette occasion, et nous accorder la collaboration de son ingénieur, M. Mouronval, pour toute la durée des expériences.

Les sismographes S. O. M. sont à pendule horizontal, du type Mainka, avec masses de 450 kg <sup>(1)</sup>; l'amplification est obtenue par un système de tiges articulées sur l'une desquelles est monté un amortisseur à air, et l'inscription est faite sur noir de fumée. L'amplification géométrique était 196 et 194 pour les deux appareils d'Ussel, 238 pour l'appareil donnant la composante transversale à Felletin. Après la première expérience, M. Labrouste munit l'un des appareils de Felletin, celui donnant la composante longitudinale, d'un enregistrement optique photographique de manière à accroître la sensibilité. Le dispositif réalisé était analogue à celui des sismographes Milne-Shaw: l'extrémité de la dernière tige articulée du système mécanique ordinaire est couplée avec l'extrémité d'une tige beaucoup plus courte mobile autour d'un axe et portant un miroir. L'amplification ainsi obtenue a été 7200 le 23 mai, 5500 le 26 mai.

Pour le réglage et la manipulation des appareils aux trois stations, nous avons eu la collaboration de M. Mouronval et celle de M. Escher-Desrivières.

**3. Détermination des durées de propagation.** — Nous nous sommes proposé d'enregistrer le temps directement sur les papiers des sismographes, et d'obtenir une correspondance précise entre cet enregistrement du temps et l'heure. Ce dernier point a été rendu possible par l'émission de signaux horaires spéciaux du poste radiotélégraphique de la Tour Eiffel; à chacune des expériences, ce poste a donné un signal 5 minutes avant l'heure prévue pour l'explosion et ensuite quatre signaux de 5 en 5 minutes; ces émissions, faites surtout pour faciliter une bonne détermination de l'heure dans les nombreux postes où étaient étudiés les ondes aériennes des explosions, nous ont été particulièrement précieuses en permettant de déterminer la marche des chronomètres au moment même des expériences.

Les stations sismiques de La Courline, Felletin, Ussel et Aubusson étaient reliées par un circuit électrique constitué par les fils téléphoniques et quelques raccords, d'une résistance totale de 400 ohms environ. Ce circuit était commandé par un chronomètre de précision

<sup>(1)</sup> Pour la description de l'appareil, voir: Notice sur le Sismographe type Mainka de 450 kg, publiée par la Société d'optique et de mécanique de haute précision.

Leroy donnant des contacts d'une durée d'une demi-seconde séparés par des intervalles de même durée, sauf à la minute franche, moment où le contact n'a pas lieu. Le chronomètre, placé à la station centrale de La Courtine, lançait et interrompait périodiquement, par l'intermédiaire d'un relais, un courant d'un quart d'ampère environ, fourni par une batterie de grosses piles sèches du modèle des P. T. T.. Ce courant interrompu périodiquement s'enregistrait sur le papier de chaque sismographe par un procédé approprié à l'appareil. A la Courtine, le courant alimentait la petite lampe dont il a été parlé, et on avait, après développement du papier sensible, une ligne formée par des traits de 3 mm de longueur séparés par des intervalles de même longueur; le déroulement du papier étant bien régulier, et 1/10 seconde correspondant à une longueur de 1 mm, on pouvait rapporter avec précision les inscriptions à l'heure du chronomètre à contacts. A Ussel et à Felletin, le courant passait dans un signal Boullite à électro-aimant dont le style traçait sur le papier enfumé des encoches très nettes; dans l'appareil muni (à Felletin) d'un enregistreur photographique, le style mobile était disposé de manière à intercepter à chaque demi-seconde une image qui se formait sur le papier sensible. La marche du chronomètre à contacts était déterminée au moment même de chaque expérience. On pouvait enregistrer, de plus, sur les papiers, des signaux faits à des heures déterminées à l'aide des chronomètres à trotteuse dont on disposait à chaque station et qui étaient réglés à l'aide des signaux de la Tour Eiffel; à La Courtine, on interceptait un instant, par un écran, l'un des faisceaux lumineux, et on le rétablissait en abaissant l'écran au moment où la trotteuse passait sur une division déterminée du cadran; aux autres postes, on agissait sur les styles commandés par les électros-aimants. Ce circuit général n'a pas fonctionné à la première expérience, et le temps n'a été repéré qu'à la station de La Courtine, à l'aide des signaux précédents; cette expérience ne comporte donc pas de mesures de la vitesse de propagation pour les autres stations, et la précision pour les mesures déduites des observations à La Courtine est moins bonne que celle relative aux trois autres expériences.

La détermination de l'heure des explosions avait été prévue par deux procédés. D'une part, chaque explosion a été pointée à la vue. M. Leroy avait prêté obligeamment, à cet effet, un chronomètre de haute précision muni d'un dispositif enregistreur. Pour diverses raisons, cet appareil n'a servi qu'aux expériences II et IV. Pour les deux autres, le pointage a été fait avec un chronomètre Leroy à trotteuse. M. Dongier a bien voulu joindre cette détermination à des expériences sur l'enregistrement des ondes aériennes; il s'est préparé à cette mesure par des exercices au laboratoire de M. Broca à la Faculté de médecine, dans lesquels était mesuré le temps de réaction. On a admis 0,2 s pour le temps de réaction. On avait prévu d'autre part un enregistrement direct du moment des explosions sur le papier des sismographes; pour cela, un deuxième circuit électrique avait été établi entre l'emplacement des explosions et la station centrale de La Courtine; ce circuit comprenait un fil tendu à côté des tonneaux contenant l'explosif, et c'est la rupture du circuit sous l'action de l'explosion qui était utilisée. Ce dispositif n'a pas fonctionné de manière satisfaisante, et c'est l'heure des explosions pointée à la vue qui a été prise comme heure origine. Cette heure a été contrôlée à la troisième expérience de la manière suivante: lors des deux dernières expériences, l'officier chargé de la mise de feu fut muni d'un chronomètre de marine Leroy; à la troisième, la mise de feu fut faite exactement à 9 h 0 mn 0 s, et la détermination de l'heure de l'explosion à la vue fut en concordance parfaite avec celle de la mise de feu; à la quatrième, un raté s'étant d'abord produit, l'heure de la mise de feu, réussie environ deux minutes après, n'a pas été notée par ce procédé.

Les valeurs des vitesses de propagation sont déduites des distances indiquées plus haut et des durées de propagation. Nous en donnerons plus loin un tableau.

**6. Amplitudes et périodes des mouvements du sol.** — Nous avons cherché à rendre nos sismographes très sensibles, et, à cet effet, nous leur avons donné un amortissement très faible. Dans ces conditions, la période propre de l'appareil se fait sentir bientôt après l'arrivée d'une onde, et ce sont seulement les premières oscillations qui peuvent servir à évaluer, sans grande précision, la période et l'amplitude. La période des mouvements du

sol, qui a été voisine de 0,1 s et 0,2 s pour les deux principales catégories d'ondes enregistrées, se distingue cependant bien des périodes des appareils, 0,6 s et 0,5 s pour les composantes horizontales à La Courtine, 4 s environ à Felletin et Ussel.

Lorsque l'amortissement est faible, l'amplification d'un sismographe, c'est-à-dire le rapport entre l'amplitude de l'enregistrement et l'amplitude du mouvement correspondant du sol, est exprimée de manière approximative par

$$A = \frac{G}{1 - u^2}$$

où  $G$  représente l'amplification géométrique ou statique et  $u$ , le rapport des périodes du mouvement du sol et du mouvement du sismographe. Le rapport  $u$  le plus grand était, pour les appareils de Felletin et d'Ussel, environ  $\frac{0,2}{4} = \frac{1}{20}$ , et par suite  $u^2$  négligeable devant l'unité; pour les appareils à composantes horizontales de La Courtine,  $u^2$  était encore faible, et, d'ailleurs, mal connu. On a donc évalué les amplitudes en utilisant l'amplification géométrique; leurs valeurs seront indiquées plus loin; elles n'ont guère dépassé le micron et sont restées généralement plus faibles. La période de l'appareil donnant à La Courtine la composante verticale était voisine de celle des mouvements du sol; l'évaluation de l'amplitude était donc très incertaine, et nous ne la donnons pas.

**7. Ondes enregistrées.** — Nous avons enregistré surtout deux catégories d'ondes sismiques. Les premières, les plus rapides, se sont manifestées sur la composante horizontale longitudinale et sur la composante verticale, mais pas du tout sur la composante horizontale transversale; ce sont donc des ondes à vibrations longitudinales; nous les désignerons dans ce qui suit par P (premières ondes). Les autres, environ deux fois moins rapides, d'amplitude plus grande, se manifestent sur les trois composantes; nous les désignerons par le symbole L appliqué de manière générale en sismologie aux ondes de plus grande amplitude (longues ondes). De plus, à La Courtine, station la plus rapprochée des explosions, ont été enregistrés deux fois très faiblement sur la composante horizontale transversale, et une fois en même temps sur la composante verticale, des mouvements très faibles qui paraissent ainsi correspondre à des ondes à vibrations transversales, de vitesse intermédiaire entre celles des deux catégories précédentes; nous les désignerons par S (secondes ondes). Enfin, les sismographes ont enregistré dans les trois stations, au moment de l'arrivée des ondes aériennes, des mouvements d'amplitude plus grande que celle des mouvements dus aux ondes sismiques; ces mouvements peuvent être attribués à un ébranlement des immeubles sous l'action des variations de pression, ébranlement qui se transmettait par les fondations au sol des caves.

Voici le détail des enregistrements obtenus en chaque station lors des quatre explosions (les amplitudes indiquées sont les demi-amplitudes).

*La Courtine.* — I. P marquées sur composantes horizontale longitudinale et verticale, vitesse 6200 m : s, amplitude horizontale 0,2  $\mu$ . — S marquées sur composantes horizontale transversale et verticale, vitesse 3990 m : s, amplitude de 0,1  $\mu$  à 0,2  $\mu$ . — L marquées sur les 3 composantes, vitesse 2940 m : s, amplitude longitudinale 1,3  $\mu$ , transversale 0,75  $\mu$ .

II. Les L seulement sont marquées, sur composantes horizontales longitudinale et transversale, amplitude de chacune 0,25  $\mu$ , vitesse 2640 m : s.

III. P marquées sur composante horizontale longitudinale (amplitude 0,1  $\mu$ ) et sur composante verticale, vitesse 5610 m : s. — S marquées sur composante horizontale transversale, amplitude inférieure à 0,1  $\mu$ , vitesse 4005 m : s. — L marquées sur les trois composantes, amplitude longitudinale 0,75  $\mu$ ; transversale, 0,4  $\mu$ ; vitesse, 2950 m : s.

IV. P marquées sur composantes horizontale longitudinale (amplitude 0,2  $\mu$ ) et verticale, vitesse 4940 m : s. — L marquées sur les trois composantes, amplitude longitudinale 0,8  $\mu$ ; transversale, 0,5  $\mu$ ; vitesse, 2600 m : s. Les amplitudes correspondant à cette explosion (pour laquelle les tonneaux étaient enterrés) sont un peu plus grandes que pour la précédente, portant sur la même quantité d'explosif non enterré; on retrouve une différence dans le même

sens dans les observations d'Ussel; la différence est d'ailleurs plus faible qu'on eût pu le penser a priori.

Les périodes des ondes P, difficiles à mesurer, sont de l'ordre de 0,1 s: celles des L sont de 0,2 s sur les composantes horizontale longitudinale et verticale, et paraissent un peu plus longues, en moyenne 0,3 s sur les composantes transversales.

Lors des quatre explosions, ont été enregistrés aussi, sur les trois composantes, des mouvements correspondant à l'arrivée d'ondes aériennes; les amplitudes horizontales, longitudinale et transversale ont été pour ces mouvements dans les quatre expériences: 3, 2 et 3  $\mu$  — 1,3 et 0,45  $\mu$  — 3 et 1  $\mu$  — 2,5 et 1,7  $\mu$ , c'est-à-dire notablement plus fortes que celles correspondant à l'arrivée des ondes sismiques; les vitesses de propagation correspondantes ont été 351, 340, 346 et 346 m : s. Le moment du début de ces mouvements a donné lieu à la remarque suivante: lors de chaque explosion, on notait l'heure de l'arrivée des ondes sonores en la pointant à la main à l'aide de la trotteuse d'un chronomètre; or, pour les quatre explosions, les heures du début de ces mouvements déduites de l'étude des graphiques sont un peu en avance sur l'heure de l'arrivée de l'onde sonore déduite de l'audition; ces avances ont été, pour les quatre explosions 0,8 s — 0,9 s — 0,4 s — 0,5 s, moyenne 0,6 s. Il semble difficile d'admettre que le temps de réaction dans le pointage de l'audition permette d'expliquer ces décalages. On peut supposer que les sismographes indiquent l'arrivée d'une onde aérienne non sensible à l'oreille, à longue période, à la suite de laquelle arrivent des ondes de période plus courte sensibles à l'oreille.

*Felletin.* — Lors de la première explosion ont été enregistrées des ondes sismiques L ainsi que l'ébranlement dû à l'arrivée de l'onde aérienne, mais on n'a pu déterminer avec précision les heures des inscriptions. Après cette explosion, le sismographe donnant la composante longitudinale a été muni, comme il a été dit plus haut, d'un enregistrement optique, et il a décelé les ondes P et L; l'autre sismographe, donnant la composante transversale, n'a décelé que les ondes L. Lors de la troisième explosion, un accident a empêché le bon fonctionnement des enregistreurs. Les résultats suivants se rapportent donc seulement aux explosions II et IV.

II. P marquées à la composante longitudinale, vitesse 5320 m : s, amplitude 0,07  $\mu$ . — L marquées à la composante longitudinale, amplitude 0,7  $\mu$  et à la composante transversale, amplitude 0,4  $\mu$ ; vitesse 2710 m : s.

IV. P marquées à la composante longitudinale, vitesse 5550 m : s, amplitude 0,9  $\mu$ . — L marquées à la composante longitudinale, vitesse 2670 m : s, amplitude 0,9  $\mu$  et à la composante transversale, amplitude 0,3  $\mu$ .

On peut remarquer que les amplitudes calculées se trouvent pour IV à peu près de même grandeur qu'à La Courtine, et pour III plus grandes; l'évaluation de ces amplitudes n'est pas assez précise pour qu'il y ait lieu d'attacher de l'importance au résultat de cette comparaison, qu'on peut d'ailleurs attribuer à une différence dans la nature des terrains. A Ussel, station plus éloignée, les amplitudes ont été trouvées plus faibles qu'à La Courtine et à Felletin.

Lors de la deuxième explosion a été enregistré un mouvement correspondant à l'arrivée des ondes aériennes: vitesse 341 m : s; amplitude 0,9  $\mu$ .

*Ussel.* — Les ondes L ont été enregistrées sur les deux composantes dans toutes les expériences; les P, dans la quatrième seulement, sur la composante longitudinale. Comme à Felletin, il n'a pas été enregistré d'autres ondes sismiques. Les résultats suivants se rapportent seulement aux expériences III et IV, la détermination des heures lors des deux autres n'ayant pas été suffisamment précise; les valeurs des vitesses déterminées d'après l'une et l'autre composantes présentant une certaine divergence, elles sont données séparément.

III. L marquées sur la composante longitudinale, amplitude 0,3  $\mu$ , vitesse 3140 m : s, et sur la composante transversale, amplitude 0,3  $\mu$ , vitesse 3270 m : s; moyenne des deux déterminations de la vitesse 3200 m : s.

IV. P marquées très faiblement sur la composante longitudinale; la valeur de la vitesse serait 7220 m : s; cette valeur ne paraît pas à retenir, étant donnée la difficulté de détermi-

ner la position de la trace à peine sensible. — L marquées sur la composante longitudinale, amplitude  $0,4 \mu$ , vitesse  $2355 \text{ m : s}$ , et sur la composante transversale, amplitude  $0,4 \mu$ , vitesse  $2847 \text{ m : s}$ ; moyenne des deux déterminations de la vitesse  $2700 \text{ m : s}$ .

Dans ces deux expériences ont été enregistrés des mouvements correspondant à l'arrivée d'ondes aériennes, avec des amplitudes qui ont été sensiblement les mêmes dans les deux expériences,  $1,8 \mu$  sur la composante longitudinale et  $1 \mu$  sur la composante transversale. Les vitesses correspondantes ont été : dans III,  $337,7$  et  $336,7 \text{ m : s}$ ; dans IV,  $340,1$  et  $341 \text{ m : s}$ .

Le tableau suivant rassemble les valeurs obtenues pour les vitesses de propagation des ondes P et L en mètres par seconde :

TABLEAU DES VITESSES MESURÉES

		I	II	III	IV
Ondes P	{ La Courtine.....	6 200	»	5 610	4 940
	{ Felletin .....	»	5 320	»	5 550
Ondes L	{ La Courtine.....	2 940	2 640	2 950	2 600
	{ Felletin .....	»	2 710	»	2 670
	{ Ussel.....	»	»	3 200	2 700

La moyenne des 3 valeurs obtenues pour les P est  $5524 \text{ m : s}$ , et la moyenne des 8 valeurs obtenues pour les L est  $2800 \text{ m : s}$ .

Ces valeurs paraissent pouvoir être rangées en deux groupes, celles qui correspondent aux explosions I et III, et celles qui correspondent à II et IV. Les premières sont plus grandes que les secondes ; elles ont pour moyennes  $5905 \text{ m : s}$  pour les P et  $3030 \text{ m : s}$  pour les L, alors que les secondes ont pour moyennes  $5270$  et  $2664 \text{ m : s}$ . L'examen de la carte géologique de la région (fig. 1), que nous avons fait avec M. Léon Bertrand, suggère une interprétation de cette différence entre les vitesses des deux groupes. Cette région comprend surtout deux genres de terrains : gneiss, non hachuré sur la fig. 1, et granite, hachuré, avec quelques îlots de roches voisines indiquées dans la légende. Les emplacements très voisins des explosions I et III étaient dans le granite, l'emplacement commun de II et IV dans le gneiss (indiqués + sur la carte); le granite semble donc jouer un rôle relatif plus grand dans la transmission des ondes de I et III entre leur origine et les stations d'observation, surtout si on admet, ce qui paraît possible d'après l'aspect de la carte, que les ondes arrivées les premières aient suivi non pas tout à fait la ligne droite entre l'explosion et une station, mais une ligne se maintenant de préférence dans le terrain où les ondes avaient pris naissance. On peut ainsi supposer que les différences observées dans les valeurs de vitesse de propagation proviennent d'une différence entre les vitesses de propagation dans le granite et dans le gneiss, lequel a dans cette région sa schistosité à peu près parallèle aux directions de propagation.

L'écart relatif entre les valeurs extrêmes des vitesses obtenues dans chaque groupe est : pour les P,  $1/10$  pour I et III,  $1/9$  pour II et IV; pour les L,  $1/12$  pour I et III,  $1/24$  pour II et IV. Ces écarts indiquent la précision relative des déterminations, sauf erreur systématique, et l'approximation, naturellement supérieure à ces nombres, que peuvent comporter les valeurs moyennes.

## DISCUSSION DES RÉSULTATS.

8. — Nous rappellerons brièvement les expressions des vitesses des ondes sismiques auxquelles on est conduit par l'application de la théorie de l'élasticité; nous comparerons ensuite les valeurs que nous avons obtenues pour les vitesses de propagation avec celles déduites de ces expressions et des valeurs des coefficients d'élasticité des roches, puis avec celles obtenues dans l'étude de tremblements de terre rapprochés et dans d'autres travaux récents relatifs à des explosions.

**9. Expression des vitesses des ondes sismiques et de leurs rapports.** — La théorie de l'élasticité conduit à admettre qu'un ébranlement produit en un point d'un milieu homogène et isotrope indéfini se propage à partir de ce point par deux sortes d'ondes de vitesses différentes, des ondes longitudinales de vitesse

$$V_1 = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}}$$

et des ondes transversales de vitesse  $V_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ , expressions dans lesquelles  $\rho$  représente la densité du milieu;  $E$ , son coefficient d'élasticité;  $\mu$ , son coefficient de rigidité, et  $\sigma$ , le coefficient dit de Poisson, ou rapport de la contraction transversale à la dilatation longitudinale dans l'allongement d'un cylindre sous l'action d'une traction. Entre ces trois derniers coefficients existe la relation  $E = 2\mu(1 + \sigma)$ . Le rapport  $V_1/V_2$  peut ainsi être exprimé en fonction de  $\sigma$ , c'est

$$\frac{V_1}{V_2} = \sqrt{\frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma}}.$$

D'après les résultats des mesures des coefficients d'élasticité des principales roches de l'écorce terrestre,  $\sigma$  est, pour ces roches, généralement peu différent de 0,23, et  $V_1/V_2$  est ainsi peu différent d'une valeur déterminée qui est  $\sqrt{3} = 1,73$ . L'étude des ondes provenant de séismes lointains a bien confirmé l'existence de deux catégories d'ondes satisfaisant sensiblement aux conditions précédentes; leurs vitesses de propagation croissent avec la profondeur.

De plus, quand l'ébranlement a atteint la surface, il se produit des ondes d'amplitude relativement grande (longues ondes) qui paraissent se propager en suivant la surface. On a tenté diverses théories de ces ondes; celle donnée par Lord Rayleigh conduit à une expression de leur vitesse  $V_3$  qu'on peut mettre sous la forme

$$V_3 = K \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = KV_2,$$

$K$  étant une expression dont la valeur numérique est 0,92 si on admet  $\sigma = 0,23$ , et varie très peu pour les valeurs de  $\sigma$  comprises, par exemple, entre 0,2 et 0,3.

Le rapport  $V_1/V_3$  est alors égal à  $\frac{1,73}{0,92} = 1,88$ .

Le rapport des vitesses que nous avons obtenues pour les deux catégories d'ondes bien marquées, que nous avons désignées dans ce qui précède par P et L, est voisin de cette valeur. C'est, pour les valeurs moyennes se rapportant aux expériences I et III,  $\frac{5903}{3030} = 1,95$  et, pour le groupe II et IV, 1,98. Quant aux ondes très faiblement décelées entre ces deux catégories, leur vitesse, qui serait voisine de 4000 m : s, n'est pas avec celle des ondes des deux catégories précédentes dans un rapport voisin des valeurs 1,73 et 0,92; cette vitesse n'est d'ailleurs pas déterminée de manière précise, eu égard à la faiblesse des traces de ces ondes.

**10. Valeurs des vitesses déduites des coefficients d'élasticité.** — Il a été fait d'assez nombreuses déterminations des coefficients d'élasticité de roches; en portant les valeurs dans les expressions des vitesses de propagation rappelées ci-dessus, on peut obtenir les valeurs de ces vitesses dans les roches. La comparaison de ces valeurs avec celles qu'on a obtenues pour les vitesses des ondes sismiques ne peut guère porter que sur les valeurs des vitesses au voisinage de la surface, les conditions de température et de pression dans les couches profondes étant sans doute très différentes des conditions normales, et, d'ailleurs, inconnues. Dans le cas de nos expériences, la comparaison se présente de manière assez favorable; il s'agit en effet d'une propagation au voisinage de la surface et dans des

terrains surtout granitiques, de sorte qu'on peut faire porter la comparaison sur les valeurs des coefficients d'élasticité relatives aux granites, pour lesquels on possède d'assez nombreuses déterminations.

Dans le tableau I sont réunies les valeurs de coefficients d'élasticité se rapportant à des granites déterminées par divers auteurs, et les valeurs qu'on en déduit pour les vitesses  $V_1$ ,  $V_2$ ,  $V_3$ , d'après les formules indiquées ci-dessus. Dans les cas où la densité  $\rho$  n'était pas indiquée, nous avons pris  $\rho = 2,6$ ; dans les cas où  $\sigma$  n'a pas été déterminé, nous avons pris  $\sigma = 0,25$ ;  $\tau$  n'intervient d'ailleurs que dans l'expression de  $V_1$ , par le facteur

$$\sqrt{\frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}}$$

qui est égal à 1,095 pour  $\sigma = 0,25$  et varie peu avec  $\sigma$  dans les limites où varie ce coefficient. Dans les cas où les mesures ont porté sur de nombreux échantillons, nous donnons les résultats relatifs à l'échantillon pour lequel les valeurs sont les plus faibles, à l'échantillon pour lequel les valeurs sont les plus fortes, et à la moyenne des valeurs pour tous les échantillons.

TABLEAU I. — Valeurs des coefficients d'élasticité de granites, et des vitesses  $V_1$ ,  $V_2$ ,  $V_3$  correspondantes.

	$\rho$	$E \cdot 10^{-10}$	$\mu \cdot 10^{-10}$	$\sigma$	$V_1$ m : s	$V_2$ m : s	$V_3$ m : s
NAGAOKA (1900) :							
Minimum .....	2,53	10,93	4,43	0,234	2 280	1 320	1 215
Maximum .....	2,572	42,31	18,43	0,148	4 435	2 680	2 465
Moyenne pour 6 échantillons. ....	»	22,0	8,05	0,285	3 225	1 705	1 570
KUSAKABE (1904) :							
Minimum .....	2,57	22,0	»	»	3 210	»	»
Maximum .....	2,54	39,9	16,9	0,18	4 380	2 580	2 380
KUSAKABE (1906) :							
Minimum .....	2,59	12,5	»	»	2 410	»	»
Maximum .....	2,63	59,3	»	»	5 200	»	»
Moyenne pour 16 échantillons. ....	»	34,43	»	»	3 893	»	»
ADAMS et COKER (1906) :							
Minimum .....	»	46,4	19,2	0,215	4 500	2 720	2 560
Maximum .....	2,63	57,1	23,4	0,211	4 950	2 980	2 740
Moyenne pour 6 échantillons. ....	»	52,4	21,5	0,218	4 770	2 860	2 635
ODDONE (1911) ..	2,5	101	»	»	6 960	»	»
ADAMS et WILLIAMSON (1923) :							
1° D'après des mesures de compressibilité sur trois échantillons de granite qui ont donné des valeurs très voisines.							
A 2 000 atmosphères .....	»	71,4	28,6	»	5 740	3 320	3 050
A 10 000 atmosphères .....	»	81	34	»	6 110	3 615	3 325
2° D'après des mesures de compressibilité sur les minéraux constituants.							
A 2 000 atmosphères .....	2,61	»	26	0,27	5 600	3 400	2 850
A 10 000 atmosphères .....	2,66	»	29	0,27	5 900	3 300	3 040

[Voici quelques indications sur les mesures qui ont conduit aux valeurs indiquées dans le tableau I :  
H. NAGAOKA. *Comptes-Rendus et mémoires du Comité d'investigation sismique du Japon*, t. 2 (1906), p. 47.  
Les mesures de  $E$  et de  $\mu$  sont déduites d'expériences de flexion et de torsion.

KUSAKABE. *Publications of the earthquake investigation Committee in foreign language*, n° 17 (1904), p. 4.  
Expériences de flexion et torsion. Dans ces expériences et les précédentes a été mis en évidence le rôle

L'examen de ce tableau montre que les valeurs des coefficients d'élasticité du granite obtenues par les diverses méthodes sont assez divergentes, et que les valeurs obtenues par une même méthode, pour divers échantillons sont aussi fort divergentes. La plupart conduisent à des valeurs de la vitesse de propagation  $V_1$  des ondes longitudinales plus faibles que celle que nous avons obtenue pour les premières ondes; cependant, les mesures d'Oddone conduisent à une valeur plus forte, et celles d'Adams et Williamson à des valeurs assez voisines. On peut penser que les valeurs des coefficients les plus correctes sont les plus fortes, les fissures et autres défauts des échantillons ayant pour effet de réduire les coefficients d'élasticité; dans ces conditions, la comparaison de la vitesse mesurée avec l'ensemble des valeurs calculées se resserre. Les valeurs de  $V_3$  déduites des coefficients d'élasticité sont aussi, en général, plus faibles que la vitesse obtenue par nous pour les ondes désignées ci-dessus par L; celles déduites des mesures d'Adams et Williamson sont très voisines de la vitesse mesurée.

Il convient de faire deux remarques au sujet de cette comparaison. D'abord, l'application de la théorie de l'élasticité suppose le milieu homogène et isotrope, ce qui est loin d'être réalisé dans la croûte terrestre superficielle. D'ailleurs, dans la propagation des ondes interviennent des couches rocheuses situées à une certaine profondeur, et qui peuvent être soumises à des pressions déjà assez fortes; or, les expériences d'Adams et Williamson montrent que les coefficients  $E$  et  $\mu$  croissent avec la pression; il est donc possible que ces coefficients interviennent dans la propagation avec des valeurs plus grandes que celles données par certains des procédés de mesure utilisés.

Nous avons signalé plus haut que les valeurs obtenues pour les vitesses de propagation peuvent être divisées en deux groupes qui paraissent en liaison avec la nature des terrains et indiqueraient une vitesse de propagation plus grande dans le granite que dans le gneiss. Nous n'avons trouvé que deux mesures de  $E$  se rapportant au gneiss: Oddone a obtenu, par la même méthode,  $E = 101.10^{10}$  pour un granite et  $E = 84.10^{10}$  pour un gneiss, ce qui correspondrait bien à une vitesse plus grande dans le granite que dans le gneiss; cependant, on doit noter que la détermination d'Oddone se rapporte à la valeur de  $E$  normalement au plan de clivage, alors que dans la région de La Courtine le plan de clivage des gneiss paraît avoir une direction générale à peu près parallèle à celle de la propagation. Kusakabe a trouvé, dans ses mesures de 1906, pour un gneiss,  $E = 45.10^{10}$ , ce qui est une valeur intermédiaire

perturbateur de l'hystérésis dans les mesures des coefficients d'élasticité des roches par une méthode statique

KUSAKABE, *id.*, n° 22 (1906), p. 27. Les mesures de  $E$  ont été faites par une méthode dynamique analogue à celle de Kundt (vibrations longitudinales d'une tige).

F.-D. ADAMS et E.-G. COKER. *Carnegie Institution*, publ. n° 46 (1906). Les mesures de  $E$  et  $\tau$  sont déduites des variations des dimensions longitudinale et transversale d'un cylindre comprimé suivant ses bases, elles correspondent à une forte pression, de l'ordre de 300 atmosphères.

E. ODDONE. *Comptes-Rendus de la réunion de l'Association internationale de Sismologie à Manchester* (1911), p. 237. Mesure de l'empreinte d'une bille d'acier tombant sur une face plane taillée dans la roche.

H. ADAMS et E.-D. WILLIAMSON. *Journal of the Franklin Institute*, t. 195 (1923), p. 475. Les mesures ont porté sur le coefficient de compressibilité  $k$  de roches et de minéraux jusqu'à des pressions de 10 000 atmosphères. On peut en déduire les valeurs de  $E$  et  $\mu$  par les formules suivantes déduites de la

théorie de l'élasticité:  $E = \frac{3(1-2\sigma)}{k}$  et  $\mu = \frac{3(1-2\sigma)}{2k(1+\sigma)}$ . Si on admet  $\sigma = 0,25$ , ces formules se réduisent

à  $E = \frac{3}{2} \frac{1}{k}$  et  $\mu = \frac{3}{5} \frac{1}{k}$ ; ce sont ces formules que nous avons utilisées pour calculer les valeurs de  $E$  et  $\mu$

indiquées au 1° du tableau I, d'après les valeurs de  $k$  obtenues pour trois échantillons de granite. Les auteurs procèdent d'une manière différente: ils ont mesuré les valeurs de  $k$  pour des minéraux, substances cristallisées bien définies, et pour des roches; d'après la comparaison des résultats, ils trouvent que la valeur de  $k$  peut être calculée de manière satisfaisante pour une roche d'après la proportion des minéraux dans la roche et les valeurs correspondant à ces minéraux; ils utilisent cette propriété pour calculer le coefficient  $k$  typique d'une roche d'après la constitution moyenne de cette roche, ce qui paraît être un très bon procédé: étant donnée la variabilité des états dans lesquels se présente une roche; dans ce calcul, ils admettent la valeur  $\sigma = 0,27$ ; ce sont ces résultats qui sont indiqués au 2° du tableau.

A ce tableau, il y a lieu d'ajouter des déterminations plus anciennes de Milne et Gray citées par Fouqué (*Les tremblements de terre*, p. 204) d'après des expériences de tension et de torsion, déterminations conduisant pour le granite à des valeurs des vitesses  $V_1 = 3\ 952$ ;  $V_2 = 2\ 191$  et  $V_3 = 2\ 015$  m : s.

entre les plus fortes et les plus faibles obtenues par la même méthode pour des échantillons de granite, et supérieure à la moyenne correspondant aux granites.

#### 11. Propagation des ondes sismiques au voisinage des tremblements de terre.

— Nous avons rappelé plus haut que les sismogrammes provenant de tremblements de terre éloignés manifestent l'arrivée d'ondes sismiques qui correspondent aux deux catégories d'ondes à vibrations longitudinales et transversales indiquées par la théorie; ces ondes ont suivi des trajectoires qui pénètrent dans l'intérieur du Globe. L'étude des durées de propagation a conduit à des vitesses croissant avec la profondeur; en étendant cette variation jusqu'à la surface, Wiechert, Zoeppritz et Geiger ont attribué aux vitesses des ondes longitudinales et transversales au voisinage de la surface les valeurs 7170 et 4010 m : s <sup>(1)</sup>; Galitzine est arrivé indépendamment aux valeurs 7080 et 3900 m : s <sup>(2)</sup>.

Mais l'étude, d'ailleurs très difficile, des ondes provenant des séismes peu éloignés a conduit à une conception plus complexe des ondes sismiques qui parviennent à la surface du sol. A. Mohorovicic <sup>(3)</sup> a déduit d'une étude détaillée de séismes qui se sont produits dans l'Europe Centrale, en 1909 et 1910, et qui ont été enregistrés dans un certain nombre d'observatoires peu éloignés, que les ondes longitudinales qui parviennent les premières à la surface à une grande distance de l'origine n'appartiennent pas à la même catégorie que celles qui parviennent à la surface dans le voisinage de l'origine. Il a donné de ce fait une interprétation qui fait intervenir une solution de continuité dans les propriétés du Globe à une profondeur de 50 à 60 km. Il y aurait d'abord une couche superficielle dans laquelle les propriétés moyennes varieraient avec la profondeur d'une manière assez lente et continue; à cette couche en succéderait une autre de propriétés notablement différentes, et où les vitesses de propagation des ondes sismiques, en particulier, seraient plus grandes que dans la première.

Les choses se passeraient alors de la manière suivante pour les ondes longitudinales : L'origine de l'ébranlement est en O, à une certaine profondeur dans la première couche (fig. 5); à partir de O se propagent des ondes longitudinales qui aboutissent à la surface

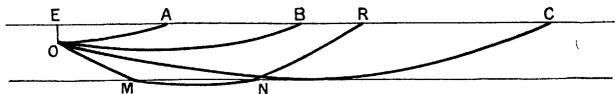


Fig. 5.

d'abord au point le plus rapproché E (épicentre), puis à diverses distances en A, B, par des trajectoires qui sont concaves vers la surface du fait d'un accroissement de la vitesse de propagation avec la profondeur; il arrive ainsi à la surface des ondes longitudinales directes jusqu'aux points tels que C qui correspondent aux trajectoires limites dans la première couche, par exemple jusqu'à 700 km pour une profondeur de l'origine de 25 km. Mohorovicic désigne par P cette première catégorie d'ondes longitudinales, qui cessent à une certaine distance. Les ondes longitudinales qui partent de O sous une inclinaison plus grande que celle de la trajectoire limite OC subissent d'abord la réflexion totale sur la surface de discontinuité et reviennent vers le sol; à partir d'une certaine trajectoire OM, les ondes se réfractent à travers la surface de discontinuité en s'écartant de la normale, suivent un trajet MN dans le deuxième milieu, se réfractent à nouveau en N et arrivent à la surface en un point R moins éloigné de l'épicentre que le point C, à 300 km environ dans le cas envisagé; les trajectoires plus inclinées que OM pénètrent de plus en plus dans le deuxième milieu et aboutissent à la surface en des points de plus en plus éloignés à partir de R; ce seraient ces ondes qui constitueraient les premières ondes des séismes lointains; Mohorovicic les désigne par P<sub>n</sub> (P normales). En particulier, entre R et C (300 à 700 km) arrivent les deux sortes

<sup>(1)</sup> WIECHERT, ZOEPPRITZ et GEIGER. *Nachrichten d. k. gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen*, Math.-Phys. Klasse, (1912).

<sup>(2)</sup> B. GALITZINE. *C. R. des séances de la Commission sismique permanente*, Pétrograd, t. 7 (1915), p. 223.

<sup>(3)</sup> A. MOHOROVICIC. *Jahrbuch des meteorologischen Observatoriums in Zagreb*, t. 9 (1909), IV Teil, Abschnitt 1.

d'ondes, et, par suite de la grande vitesse de propagation dans le deuxième milieu, ce sont les  $P_n$  qui arrivent les premières. D'après Mohorovicic, la vitesse de propagation des ondes longitudinales dans la première couche varierait de 5530 m:s à la surface à 5680 m:s à la profondeur limite de 57 km environ. Pour les ondes transversales, les résultats expérimentaux sont très confus dans les premières centaines de kilomètres.

On conçoit que, pour les faibles distances, la nature et la succession des phénomènes dépende dans une large mesure de la profondeur de l'origine, laquelle est inconnue; c'est surtout ce fait, joint à la faiblesse de la vitesse des papiers enregistreurs des sismographes d'observatoires, qui rend très difficile l'étude des séismes rapprochés.

**12. Déterminations de vitesses d'ondes sismiques provoquées par des explosions.** — Lorsque l'origine du mouvement est à la surface en un point déterminé, les conditions sont plus simples; c'est pourquoi l'étude des ondes sismiques dues à des explosions est intéressante, surtout celle des ondes dues à des explosions provoquées, auquel cas on peut donner aux enregistreurs une marche rapide.

Il a été fait, il y a déjà longtemps, d'assez nombreuses expériences de ce genre, dont on pourra trouver un exposé dans les ouvrages suivants: F. FOUQUÉ, *Les Tremblements de terre*, Baillière, Paris, 1888, chap. XII. — F. DE MONTESSUS DE BALLORE, *La Science Sismologique*, Armand Colin, Paris, 1907, chap. XI. Lors des plus anciennes, l'attention n'était pas attirée sur l'existence de plusieurs sortes d'ondes sismiques. Fouqué et Michel-Lévy ont utilisé, pour la première fois dans des expériences de ce genre, un appareil enregistreur, qui donnait sur une plaque photographique mobile une image provenant d'un faisceau lumineux réfléchi sur un bain de mercure; leurs expériences ont été faites en plusieurs endroits et de manières diverses; au Creusot, par exemple, l'ébranlement était produit par la chute d'un marteau-pilon de 100 tonnes; dans celles de leurs expériences qui ont porté sur des terrains granitiques, l'ébranlement provenait de l'explosion de charges de dynamite de quelques kilogrammes placées dans des trous pratiqués dans la roche à une profondeur de 80 cm. A Montvicq, près de Commeny, « en plein granite à grands cristaux, dit porphyroïde », ils ont obtenu à 350 m d'une charge de 10 kg une vitesse de 3141 m:s pour les premières ondes enregistrées, et ils ont observé plusieurs mouvements successifs.

Récemment ont été faites, à diverses occasions, des mesures de ce genre.

De Quervain <sup>(1)</sup> a utilisé en mars 1922 une explosion portant sur 3600 kg d'explosif faite à Alpnach, dans la Suisse centrale, pour des travaux de voirie. L'ébranlement du sol a été enregistré au grand sismographe Quervain-Piccard à Zürich, à une distance de 55,7 km. La vitesse obtenue pour les premières ondes fut 4700 m:s. Sur les deux composantes du sismographe furent enregistrées, après ces premières ondes, des ondes correspondant à une durée de propagation dans le rapport 1,7 avec celle des premières. L'amplitude du mouvement du sol a été 0,025  $\mu$  au début, et l'amplitude maximum 0,1  $\mu$ .

De Quervain a étudié les mouvements enregistrés à Zürich par le même sismographe lors de l'explosion du 28 septembre 1922 au fort Falconara à La Spezia (à 380 km de Zürich), portant sur environ 1500 tonnes. Le sismographe a enregistré deux arrivées d'ondes séparées par un intervalle de temps de 43 s; la vitesse de propagation est déduite de là en admettant qu'il s'agit d'ondes longitudinales et d'ondes transversales ayant des vitesses dont le rapport est celui indiqué par la théorie. De Quervain trouve ainsi 6400 m:s pour les premières ondes et 3700 m:s pour les secondes.

La formidable explosion d'Oppau, le 21 septembre 1921, a été enregistrée dans une douzaine d'Observatoires, et plusieurs auteurs ont discuté ces observations. Hecker <sup>(2)</sup> a déduit des valeurs de la vitesse de propagation des premières ondes des différences entre les heures d'arrivées entre ces observatoires, et obtenu comme valeur moyenne 5730 m:s. Wrinch et Jeffreys <sup>(3)</sup> trouvent 5400 m:s. De Quervain (loc. cit.) déduit de la discussion des

<sup>(1)</sup> A. DE QUERVAIN, *Jahresbericht des Schweizerischen Erdbebendienstes* (1921), p. 8 (*Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt*, Zürich, (1922).

<sup>(2)</sup> O. HECKER, *Die Explosionkatastrophe von Oppau*, Iena (1922).

<sup>(3)</sup> D. WRINCH et H. JEFFREYS, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, Geophysical supplement, t. 1 (janvier 1923).

valeurs de la vitesse variables avec la distance à l'explosion, depuis 4800 m : s à 27 km jusqu'à 5500 m : s à 365 km.

Enfin lors des explosions mêmes de La Courtine, en même temps que nos observations, en ont été faites d'autres dans une station établie à Aubusson (à 24,4 km de l'emplacement de la première explosion) par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg. Un sismographe Mintrop, installé dans cette station, a enregistré dans les quatre expériences des ondes pour les plus rapides desquelles la vitesse obtenue a été 5500 m : s. A la suite de ces premières ondes, cet appareil en a enregistré d'autres que les auteurs rangent en un certain nombre de phases correspondant à des vitesses apparentes échelonnées entre 3900 et 430 m : s (1). L'appareil donnait une composante horizontale des ébranlements. Les amplitudes du mouvement du sol ont été de quelques centièmes de micron.

Ainsi, des déterminations faites lors des expériences de La Courtine et des résultats obtenus en d'autres circonstances, il résulte que la vitesse de propagation des ondes sismiques longitudinales au voisinage de la surface est de l'ordre de 5500 à 5600 m : s, en bon accord avec la valeur à laquelle est arrivé Mohorovicic (et aussi Gutenberg (2)) dans l'étude de tremblements de terre peu éloignés. Nos propres déterminations concernent un terrain surtout granitique; il serait intéressant de faire des mesures analogues en d'autres terrains de nature bien définie et diverse, et de comparer comme nous l'avons fait les vitesses observées avec celles déduites des valeurs des coefficients d'élasticité des roches correspondantes. La vitesse que nous avons obtenue pour les ondes que nous avons désignées par L est plus faible que la vitesse moyenne attribuée aux ondes dites superficielles d'après l'étude des tremblements de terre lointains, qui est 3400 à 3500 m : s; le rapport des vitesses obtenues pour les ondes L et P est cependant en assez bon accord avec le rapport indiqué par la théorie (3).

Manuscrit reçu le 9 février 1925.

(1) ROTHÉ, LACOSTE, BOIS, M<sup>lle</sup> DAMMANN et M<sup>me</sup> HÉE. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, t. 179 (1924), p. 339 et 507. — *Publications du Bureau central sismologique international, Strasbourg*, série A (1924), p. 82.

(2) B. GUTENBERG, *Zeitschrift für angewandte Geophysik*, t. 1 (1923), p. 65.

(3) Nous ne pouvons énumérer ici les Services et les personnes grâce auxquels les expériences de La Courtine ont été préparées et réalisées. Nous voudrions du moins citer, parmi les membres de la Commission d'organisation présidée par M. Bigourdan, MM. les Commandants Bloch et Le Sourd, et dire quels remerciements nous devons, pour l'aide précieuse apportée en ce qui concerne l'étude des ondes sismiques, à M. le Chef de bataillon Herbelin, commandant le Camp de La Courtine, et à ses collaborateurs; aux Services du XII<sup>e</sup> Corps d'Armée, particulièrement à MM. le Capitaine de Livron et le Lieutenant Bertrand; à l'administration et au personnel des P. T. T.