

NOUVELLE COLLECTION SCIENTIFIQUE

Directeur : ÉMILE BOREL

---

LE  
TREMBLEMENT  
DE TERRE

PAR

EDMOND ROTHÉ

Doyen de la Faculté des Sciences de Strasbourg  
Directeur de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg  
et du Bureau Central Séismologique

---

---

DEUXIÈME ÉDITION AUGMENTÉE

---

---

LIBRAIRIE FÉLIX ALCAN

# **Le Tremblement de Terre**

# Le Tremblement de Terre

PAR

**Edmond ROTHÉ**

Doyen de la Faculté des Sciences de Strasbourg,  
Directeur de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg  
et du Bureau Central Séismologique.

---

Avec 51 figures dans le texte

DEUXIÈME ÉDITION

*Avec un Supplément sur les Radiotélégrammes « Seismo »  
spécialement destiné aux auditeurs de T. S. F.  
et contenant le Code international de déchiffrement.*

PARIS

LIBRAIRIE FÉLIX ALCAN

108, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, VI<sup>o</sup>

---

1932

Tous droits de reproduction, de traduction et d'adaptation réservés  
pour tous pays.

# Le Tremblement de Terre

PAR

**Edmond ROTHÉ**

Directeur de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg  
et du Bureau Central Séismologique.

---

Avec 51 figures dans le texte



PARIS

LIBRAIRIE FÉLIX ALCAN

108, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, VI<sup>e</sup>

---

1925

Tous droits de reproduction, de traduction et d'adaptation réservés  
pour tous pays.

## PRÉFACE

---

La séismologie ne fait pas partie des programmes officiels de notre enseignement public : elle ne figure pas explicitement parmi les questions du baccalauréat. Peut-être quelques professeurs de géologie consacrent-ils, dans l'enseignement secondaire, quelques instants aux tremblements de terre et indiquent-ils à leurs élèves l'existence d'instruments destinés à leur étude ? Mais il est certain que la plupart des bacheliers n'ont aucune notion sur les diverses phases des tremblements de terre, et bien des Docteurs de nos Universités seraient-ils peut-être contraints d'avouer leur ignorance sur le même sujet. Et pourtant il n'est guère de phénomène qui ait davantage passionné l'homme depuis les temps le plus reculés, si bien qu'on peut dire, sans être taxé d'exagération, que tous les grands esprits, mathématiciens ou physiciens, géographes ou géologues ont été attirés tout autant par le mystère de ce problème que par son importance scientifique.

Dans l'enseignement supérieur, M. Brillouin comprend la séismologie dans son cours du collège de France ; depuis la grande guerre, deux chaires

## PRÉFACE

de géophysique ont été créées successivement à Strasbourg, puis à Paris. Mais ces enseignements qui ne conduisent pas encore directement à l'agrégation, ne sont suivis que par un petit nombre d'auditeurs. D'un autre côté les livres en langue française sont relativement rares et ceux qui existent ont été écrits dans un esprit spécial, le plus souvent au point de vue géographique et géologique plutôt qu'au point de vue physique, quelquefois au point de vue historique ou sous forme de monographies de séismes particuliers.

Réunir en quelques pages, d'une façon simple, abordable à tous, les faits bien acquis à la science moderne, tracer à grands traits les théories physiques en évitant le plus possible l'algorithme mathématique, montrer les différents aspects sous lesquels apparaissent aujourd'hui les recherches séismologiques, soutenir l'idée que l'étude du tremblement de terre ne doit pas avoir seulement pour fin d'enrichir la statistique des phénomènes naturels, mais doit au contraire contribuer à la connaissance de notre sous-sol, établir dans l'esprit du lecteur que la propagation des ondes sismiques est actuellement le meilleur moyen en notre pouvoir pour analyser les propriétés élastiques du noyau, tel est le but que je me suis proposé en écrivant, à la demande de M. Borel, ce petit livre, où j'ai résumé une partie des cours que je professe depuis plusieurs années à la Faculté des Sciences de Strasbourg. Je le destine aux personnes cultivées dont l'attention doit être attirée par ces terribles catastrophes que la science

étudie, mais qu'elle est encore impuissante et à prévoir et à soulager.

J'ai complètement renoncé à suivre un ordre historique et j'ai préféré dans chacun des chapitres présenter la question dans son état actuel de développement.

Ainsi, le premier chapitre montre comment on observe les effets d'un tremblement de terre. J'aurais pu, comme bien des auteurs l'ont fait déjà, décrire dans tous leurs détails un certain nombre de séismes remarquables par leur intensité. Il m'a semblé plus intéressant d'appuyer d'exemples choisis les différents énoncés ou les règles adoptées pour l'observation.

Le second chapitre est consacré à la constitution de la terre, aux phénomènes orogéniques et à la cause des tremblements de terre : je n'ai fait qu'y rappeler les théories anciennes, j'ai admis au point de vue géologique les vues de deux savants français, de Lapparent et M. Haug, et leur ai fait de nombreux emprunts.

La classification des tremblements de terre est d'autant plus difficile que dans les phénomènes naturels il n'y a jamais de différence nettement tranchée. Est-il possible de distinguer entre phénomènes volcaniques et tectoniques d'une manière absolue ! Montessus de Ballore, auteur de la science séismologique et de la géographie séismologique est mort avant d'avoir vu l'impression d'un troisième ouvrage, la géologie séismologique qui peut être considéré comme l'aboutissement de toute son œuvre. Grâce au dévouement de son

## PREFACE

frère, à la savante collaboration de M. Renier, directeur du service géologique de Belgique et de M. de Margerie, directeur du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, Montessus de Ballore nous apporte dans cet ouvrage posthume une classification aussi claire qu'il est possible de phénomènes dont les causes sont encore douteuses. Ce sont ces idées que j'ai résumées dans le troisième chapitre, en y ajoutant quelques exemples tirés de travaux personnels.

L'ensemble de ces trois chapitres présente le premier aspect de la séismologie, *étude macroséismique où dominent la géologie et la géographie physique.*

L'étude microséismique rentre dans la physique expérimentale et mathématique. Quels sont les principaux appareils et quel est le principe de leur fonctionnement ; comment les ondes se propagent-elles à l'intérieur du sol et quelles sont les phases des tremblements ? Comment détermine-t-on la position des foyers et enfin comment peut-on déduire de ces observations physiques les propriétés élastiques des différentes couches internes, tel est l'objet des chapitres suivants où j'ai surtout fait appel aux travaux de Galitzine, de Wiechert et de son école, à ceux de Mohorovicic, ainsi qu'aux publications de l'Association internationale de séismologie.

J'ai réservé pour un chapitre final les séismes en mer, le terrible raz de marée et l'agitation microséismique, ce mystérieux halètement du sol qui a été déjà l'objet de si nombreuses études.

Cette deuxième partie de l'ouvrage présente *l'aspect physique de la séismologie* : en plusieurs passages j'y ai exposé des idées personnelles, résultat d'études nouvelles ou de l'expérience acquise au bureau central de Strasbourg.

Si j'ai cité ici les noms des séismologues modernes qui ont amené la science sous sa forme classique actuelle, ce serait faire preuve d'une ingratitude singulière que d'oublier leurs devanciers, les pionniers qui dans toutes les nations du monde ont au siècle dernier fait justice des erreurs anciennes, d'hypothèses souvent ridicules ou enfantines, bien que souvent admises comme des articles de foi, et tracé cette voie large sur laquelle on avance aujourd'hui à grands pas.

Car si de tout temps on a étudié le tremblement de terre, si la séismologie est aussi ancienne que le monde lui-même, c'est surtout au siècle dernier qu'elle a pris figure véritable. Je voudrais, avant d'aborder son étude elle-même, rappeler les noms des disparus et montrer quelle a été, suivant les circonstances, suivant la tournure de leurs esprits, la part prise dans l'œuvre commune par les savants des divers pays.

\*  
\* \*

COMMENT LA SÉISMOLOGIE S'EST DÉVELOPPÉE  
DANS LES DIFFÉRENTES NATIONS

C'est à la France qu'appartient d'une manière incontestable la paternité des catalogues séis-

## PRÉFACE

miques modernes établis d'une manière rationnelle : *annuels, régionaux, ou rétrospectifs*. C'est l'œuvre d'Alexis Perrey (1807-1882), professeur de Mathématiques appliquées à la Faculté des Sciences de Dijon<sup>1</sup>, œuvre considérable qu'il poursuivait avec les encouragements de Biot et Arago, soutenu par les sociétés savantes qui voulaient bien accueillir ses nombreuses compilations, et surtout par l'Académie de Bruxelles qui jouait à cette époque dans la science un rôle particulier, en se faisant une spécialité de l'étude des phénomènes périodiques, grâce à Quetelet dont le talent avait su faire de cette Académie le centre connu des communications relatives à la physique terrestre : la Belgique se trouve ainsi, aux débuts de la séismologie moderne, étroitement associée à la France. Perrey devançait son époque d'un demi-siècle, grâce à une volonté inlassable, créant *sans crédits spéciaux une véritable organisation internationale*, bien qu'isolé dans une ville de province et loin des grands centres scientifiques.

A côté des savants français les plus illustres qui n'ont pas dédaigné de l'aider de leur concours actif et bienveillant comme Arago, Élie de Beaumont, Lamé, Chasles, Liouville, Sainte-Claire Deville, on trouve les noms de l'Anglais Mallet, de Lancaster, de Quetelet, de Bruxelles; d'Ami Boué et Jelinek, de Vienne; des Italiens de Rossi,

1. Voir la notice biographique et scientifique publiée par l'*Académie des Sciences, Arts et Belles-Lettres de Dijon*, par E. Rothé et H. Godron (1924), Imprimerie Jobard, Dijon.

Palmieri, Guiscardi, du P. Secchi, de Scacchi; de Suess, l'auteur de *la Face de la Terre*; de Falb, Dieffenbach de Darmstadt; de Llobet de Barcelone; de Casiano de Prado, de Madrid; du D<sup>r</sup> Rojas, de Caracas; Dana de New-Haven; W. Martin, ministre du royaume Hawaïen; Andres Poey de la Havane; Ritter, ingénieur en Égypte; Raynold, membre de l'école française d'Athènes, son collaborateur pour la Grèce, etc...

Je ne crois pas être contredit en affirmant que notre compatriote Perrey a été le *véritable père* de ces catalogues séismiques qui depuis ont pris une forme un peu différente, plus définitive grâce aux efforts de Milne et plus tard à la fondation de l'Association internationale de Séismologie. Quel était donc l'intérêt que trouvait un mathématicien dans de telles études? Il l'explique lui-même dans nombre d'introductions à ses catalogues. Il insiste sur la nécessité de bien connaître le phénomène lui-même avant d'en rechercher les causes : la méthode inverse pratiquée jusqu'au XVIII<sup>e</sup> siècle ne pouvait conduire qu'à la confusion.

Rappelant la phrase de Montaigne : « Les hommes aux faits qu'on leur propose, s'amuse plus volontiers à chercher la raison que la vérité; ils laissent les choses et courent aux causes », Perrey pense qu'elle ne s'applique plus entièrement au XIX<sup>e</sup> siècle. « Aujourd'hui on ne saurait trop le proclamer, la philosophie naturelle a fait un grand pas, elle a marqué sa carrière par un immense progrès dans l'étude des sciences phy-

## PRÉFACE

siques. Tous les hommes ne courent pas uniquement, et de prime abord, aux causes : ils examinent sérieusement les faits, ils les recueillent avec soin, les rassemblent en grand nombre, les accumulent, et de leur discussion comparative, ils cherchent à faire naître la lumière qui peut les guider dans la recherche des causes, qu'ils ne négligent pas non plus totalement. »

Quant aux études rétrospectives, elles s'imposent en physique du globe, « la physique terrestre, ne pouvant pas, comme beaucoup d'autres sciences, faire naître les faits, les voir dans leurs circonstances élémentaires, les reproduire à volonté pour en examiner les détails, on conçoit que quiconque veut l'étudier avec quelque chance de succès, doit commencer à se livrer à des recherches *rétrospectives* qui lui permettent d'accumuler les faits pour pouvoir, de leur discussion comparative, tirer quelques conséquences certaines ». En somme, pour Perrey, on doit appliquer à la géophysique la méthode astronomique, suivre l'exemple de Mairan, de Chladni, de Quetelet qui ont fait de l'histoire en physique du globe « pour chercher, non pas encore à fonder des lois, mais seulement à en établir les éléments numériques, car souvent variables avec les lieux, ces phénomènes peuvent varier encore avec les temps ».

A la même époque, en Angleterre, un autre séismologue prenait une place marquée dans l'histoire de la séismologie, Mallet (1810-1881) fut aussi l'auteur de catalogues et, comme Perrey,

il fut un précurseur, mais les esprits des deux hommes étaient extrêmement différents, comme leurs origines, comme leurs fonctions. Mallet<sup>1</sup> était le fils d'un fondeur bien connu de la ville de Dublin. Il devint ingénieur et s'occupa d'abord plus particulièrement de constructions, de travaux d'art. Il avait dû en tant qu'ingénieur, s'intéresser aux questions d'élasticité, soit dans les métaux, soit dans les roches, et c'est ainsi que, tout naturellement, il fut conduit à envisager la propagation, dans les diverses couches du sol, des ondes provenant de chocs et à présenter en 1846 son travail si remarquable pour l'époque<sup>2</sup> qui fut la première d'une longue série de contributions à la géophysique. Perrey n'ignorait pas la théorie des ondes séismiques, comme le prouve son mémoire adressé à Lamé où il rappelle les idées de Wertheim ; il connaissait les deux sortes de vibrations qui existent simultanément dans un corps élastique, les vibrations longitudinales et les vibrations transversales et savait par les travaux de Poisson que la vitesse de propagation des premières est plus grande que celle des secondes.

Si Mallet a publié catalogues et monographies, c'est plutôt en commençant en Angleterre les études instrumentales qu'il a rendu manifeste toute son originalité. Il a proposé un certain nombre de séismoscopes, dont quelques-uns

1. Voir *Royal Society Proceedings*, vol. XXXIII, Ha VIII, p. xix.

2. On the dynamics of Earthquakes, being an attempt to reduce their observed phenomena to the Known laws of wave motion in solids and fluids (1846). *Ir. Acad. Trans.*, XXI, 1848, p. 50-106.

## PRÉFACE

témoignent d'une réelle ingéniosité, tels ses séismoscopes barométriques, dont on reprend aujourd'hui en Italie le principe pour les transformer en véritables accéléromètres donnant des mesures en unités C. G. S.

N'est-on pas autorisé à dire que Perrey et Mallet se sont complétés l'un l'autre, et qu'ils avaient tous deux largement ouvert la voie dans laquelle Milne a pu résolument s'engager.

C'est une physionomie curieuse que celle de John Milne (1850-1913), un de ces hommes qui ont eu le rare privilège de raviver une branche trop négligée de la science, un de ces savants dont l'énergie et l'enthousiasme triomphent de toutes les difficultés et groupent autour d'eux une élite de chercheurs avides de fouiller un terrain encore peu exploité!

Depuis sa plus tendre enfance, il s'intéressait à tout ce qui touche au globe. On raconte qu'ayant reçu comme prix un ouvrage sur l'Islande, qui traitait de la géologie volcanique, il fut tellement enthousiasmé par cette lecture qu'il résolut de visiter ce curieux pays. L'Islande se trouve à la latitude de 60° et ce n'est pas une contrée où les parents anglais avaient encore l'habitude d'envoyer leurs fils uniques sans surveillance passer leurs vacances d'écolier. Mais le jeune John sut économiser suffisamment de shellings et de pennys en cachette pour payer son passage et partir un beau matin sans prendre congé. Il passa de délicieuses vacances, mais se rendit parfaitement compte qu'il est plus facile de se procurer un

séjour agréable à la surface de la terre, que d'arracher ses secrets à l'intérieur du globe, et il retourna courageusement à ses devoirs<sup>1</sup>.

Cette anecdote n'est peut-être pas inutile pour faire comprendre au lecteur le caractère de l'homme qui devait être quelques années plus tard le véritable apôtre de la séismologie. Élève du collège de Liverpool, puis du collège royal de Londres, il entra avec une bourse à l'école royale des Mines. Il fit un apprentissage d'ingénieur en Cornwall et Lancashire, fréquenta la Berg Akademie de Freiberg et visita les principaux centres miniers de l'Europe centrale.

A son retour en Angleterre, il est chargé d'une mission importante : établir un rapport sur les ressources minérales de Terre-Neuve et du Labrador où il passe deux ans; puis il fait partie de la mission du D<sup>r</sup> Beke, qui sous les auspices de la Société de géologie et le patronage de la famille Rothschild, devait fixer d'une manière précise la position du Mont Sinaï.

Au cours de ces deux missions il put faire des travaux personnels de paléontologie et de géologie.

Il avait alors 25 ans et nul n'était mieux préparé pour accepter les fonctions d'ingénieur conseil au service des travaux publics nouvellement créé par le gouvernement japonais. Il commençait sa carrière (1875) au moment où Perrey et Mallet finissaient la leur, il trouvait la séismologie

1. John Milne, seismologist, by Mrs Lou Henry Hoover, *Bulletin of the seismological Society of America*, II, 1912, p. 2.

## PRÉFACE

dans l'état, déjà avancé, où la laissaient ses éminents prédécesseurs et il faut tenir compte de cette différence de temps pour juger à leur juste valeur les services rendus par chacun de ces savants.

Il eût pu gagner confortablement son poste par le paquebot, courrier ordinaire. Il préféra, raconte un de ses biographes<sup>1</sup>, faire le trajet seul à travers l'Europe et l'Asie, suivant les routes nationales, puis à peu près le parcours du Transsibérien. Peu d'hommes se seraient souciés d'endurer les dangers et les difficultés d'un tel voyage, la neige et le froid, tantôt à dos de chameau, tantôt en palanquin; les indigènes du centre de la Chine l'avaient surnommé le « diable étranger ». Il mit douze mois pour atteindre Chang-Haï et de là se contenta de la voie ordinaire pour gagner le Japon. Il arrive enfin à Tokyo où lui avait été préparée une résidence au nom prédestiné « Yama Gouchi, la bouche de la montagne ». Malgré son goût pour les voyages, il est heureux de passer sa première nuit dans son propre lit. Mais à peine est-il endormi qu'il est réveillé en sursaut; la maison craque, gémit, oscille de part et d'autre, les tableaux battent contre les murs, tandis que les anneaux métalliques des rideaux des moustiquaires s'entre-choquent sur un ton aigu<sup>2</sup>. C'est une joyeuse fanfare en l'honneur du futur séismologue dont la carrière date véritable-

1. Eminent living Geologiste. *The Geological Magazine*, V, vol. IX, 1912, p. 337-46.

2. *Loc. cit.*, p. 338.

ment de ce jour, c'est le baptême des tremblements de terre et, quelques jours après, Milne écrivait à ses amis : « Comment peut-on manquer de s'intéresser aux tremblements de terre, lorsqu'on en a pour déjeuner, dîner et souper, et pour s'endormir. »

A partir de l'arrivée de Milne au Japon la séismologie anglaise et la séismologie japonaise vont se développer simultanément : après la restauration de 1868, le gouvernement japonais désireux d'introduire la civilisation et la science occidentales, fit appel à des étrangers, comme Milne. Mais l'histoire de la séismologie présente cette singularité qu'elle ne progresse que par étapes ou bonds successifs, après les grandes catastrophes, lorsque les gouvernements se trouvent pressés par des populations apeurées par le grand nombre des victimes disparues. « Le phénomène des tremblements de terre, disait Perrey, n'a encore attiré l'attention que passagèrement, et formé comme une espèce de digression momentanée, dans les études ordinaires de quelques savants. C'est seulement à la suite de quelques grandes manifestations du phénomène, au dire des nombreuses victimes de quelques catastrophes, qu'apparaissent de loin en loin, aussi rares que les désastres qui les font naître, quelques légers opuscles où, nous n'hésiterons pas à le dire, on trouve l'exposition ou le développement d'idées calquées sur le développement actuel qui les a suggérées, mais qui ne peuvent offrir aucune généralisation rationnelle. » Milne sut mettre à

## PRÉFACE

profit l'émotion due au désastre de 1880 : il lança un chaleureux appel, provoqua une assemblée publique, à laquelle assistèrent des centaines de Japonais et d'étrangers, et fonda le soir même la Société séismologique du Japon, la première du monde, qui bientôt compta trois cents membres sous la présidence de I. Hattori. Milne occupa pendant quinze ans les fonctions de secrétaire et il fut l'âme de cette Société qui publia sous son impulsion seize volumes de « Transactions » et quatre volumes d'un journal séismique, publications de première importance, connues des séismologues du monde entier.

En présence d'un tel mouvement d'opinion, le gouvernement lui-même ne pouvait rester inactif et il ne tarda pas à faire en faveur de la séismologie les efforts nécessaires. Lorsqu'en 1886 l'Université de Tokyo fut réorganisée, une chaire de séismologie, alors unique au monde, fut confiée à Sekiya, en même temps qu'on y adjoignait un petit laboratoire sous la direction d'Ewing, professeur de mécanique et de physique. Mais nombre de ses collègues collaboraient à la séismologie comme Kikuchi, le professeur de Mathématiques qui, à la mort de Sekiya, conseilla de confier la chaire et la direction des travaux séismologiques à Fusakichi Omori (1868-1923).

Ce fut encore une catastrophe, celle de 1891, du Japon central ou des provinces Mino-Owari, dont il sera souvent parlé dans les divers chapitres de cet ouvrage, qui fit faire de nouveaux progrès.

Par ordonnance du 25 juin 1892 fut créé le Comité des recherches sur les tremblements de terre (Earthquakes Investigation Committee) qui avait pour mission fondamentale d'essayer de prévoir les séismes et de s'efforcer d'en diminuer les effets désastreux. Le gouvernement accorda à ce comité des subsides importants, d'abord 10.000 shens puis 25.000 dollars. Composé de vingt-quatre membres, tous professeurs ou ingénieurs, il fit paraître tant en japonais qu'en langue étrangère et surtout en anglais, un grand nombre de mémoires dont la plupart sont d'Omori.

On peut résumer comme il suit le programme de ce comité :

1° Au point de vue statistique, dresser des catalogues des secousses, avec leurs dates, les heures des phases. Étudier la distribution des tremblements de terre dans le temps, dans l'espace ; chercher les relations avec les saisons, les phases de la lune, les conditions météorologiques. Étudier les secousses terrestres et marines et les *raz de marée*, appelés au Japon *Tsunamis*.

(Exécuter ce premier article du programme c'était continuer d'une manière officielle l'œuvre personnelle de Perrey.)

2° Faire des observations instrumentales ; inventer, modifier, perfectionner les séismomètres et les séismographes ; étudier les vibrations des particules du sol en amplitude et direction, trouver la vitesse de propagation des ondes. (Cet article du programme, continuation des efforts de Mallet, tendait à faire l'étude des tremble-

## PRÉFACE

ments lointains aussi bien que de ceux qui se produisent dans la région même où l'on observe.)

3° Se livrer aux recherches sur les volcans, la constitution interne de la terre, les roches, la structure, la géologie et la tectonique du pays. Localiser les foyers des séismes. (A toutes ces questions le nom de Milne est attaché, non pas qu'il ait lui-même été l'auteur unique des méthodes sur la recherche des épencentres ; mais admirablement au courant de toutes les questions de géophysique il savait mieux que tout autre en suivre les rapides progrès et mettre à profit les découvertes récentes et en apercevoir les applications immédiates.)

4° Rechercher les rapports qui raisonnablement peuvent exister entre les tremblements et d'autres phénomènes comme le magnétisme, la variation de latitude, la gravité, la température du sous-sol, les seiches ; trouver le rôle de l'élasticité des roches. (Ce sont là des études de physique proprement dite, destinées à atteindre le but principal du comité, à savoir la prévision des tremblements de terre, à laquelle a travaillé toute l'école japonaise. N'est-ce pas la préoccupation dominante et naturelle d'une nation toujours sous la menace d'un cataclysme ?)

5° Étudier les efforts sur les matériaux et les constructions des différents genres de vibrations pour aboutir finalement aux effets des tremblements de terre et aux constructions antiséismiques. (Il y a là toute une technique spéciale à laquelle Milne a collaboré, mais à laquelle est

surtout attaché le nom d'Omori et de ses élèves.)

Milne quitta le Japon en 1895 après avoir organisé complètement le service et laissé pour lui succéder un brillant état-major, nos collègues japonais actuels, prêts à faire toujours mieux connaître la constitution de ce pays, où le trouble séismique est en quelque sorte un phénomène national, le pays privilégié des tremblements de terre, comme le définit Kikuchi dans son livre *Les recherches récentes sur la séismologie au Japon*.

Entre 1885 et 1892 Milne signale 8.831 tremblements au Japon ! Aussi les stations d'observations sont-elles nombreuses : environ 70 postes météorologiques sont pourvus de séismographes et réunis télégraphiquement au bureau télégraphique le plus rapproché, afin de recevoir chaque jour électriquement l'heure de l'observatoire astronomique de Tokyo ; en outre plus de 1.430 stations d'observations non pourvues d'instruments sont réparties à travers tout le territoire du Japon.

En Europe se trouve une autre contrée qui pourrait presque rivaliser avec le Japon pour la fréquence des tremblements de terre aussi bien que des éruptions volcaniques. Aussi les études de vulcanologie et de séismologie ont-elles progressé parallèlement en Italie depuis la plus haute antiquité. Mais là encore il fallait l'énergie toute spéciale d'un homme d'élite pour donner l'impulsion aux études séismiques modernes.

De Rossi (1834-1898) (Michele, Stephano), s'oc-

## PREFACE

cupa d'abord de jurisprudence, puis contribua aux études archéologiques de son frère Giovanni Battista qui s'est fait une réputation mondiale dans l'architecture et fut ainsi conduit à se tourner peu à peu vers la géologie, la vulcanologie et les tremblements de terre qui pour lui n'étaient que les dernières manifestations des phénomènes éruptifs. Il est l'auteur d'un livre connu *Meteorologia endogena* dont le titre seul indique suffisamment les idées de l'auteur. M. Palazzo, parlant au nom de la Société séismologique italienne, l'appelle l'illustre promoteur des études séismiques en Italie, pour les échelles macro-séismiques, son nom est associé à celui du Suisse Forel, un autre pionnier. Mais il s'est aussi fait connaître par des inventions instrumentales. Entouré d'une foule de fidèles collaborateurs tels que Bertelli, Cecchi, Serpieri, etc., il procéda à la construction de séismoscopes et de séismographes d'une grande sensibilité et qui ont servi de base pour les modèles plus nouveaux. De Rossi travailla d'abord dans une grotte creusée dans le roc près de sa villa à Rocca di Papa. C'est là, encore actuellement lieu de pèlerinage pour les savants étrangers, qu'il installa ses premiers instruments et ses microphones pour l'étude des bruits souterrains. Bientôt une commission royale décida la création de l'Observatoire de Rocca di Papa, dirigé aujourd'hui par M. Agamennone, digne successeur de de Rossi. Rien n'est plus instructif au point de vue de l'histoire de la science en Italie que la lecture du *Bulletino del*

*Vulcanismo Italiano* fondé par Rossi « pour l'histoire des phénomènes endogènes dans le sol de l'Italie ».

On ne saurait rappeler l'œuvre de de Rossi sans lui associer Mercalli (1850-1913), directeur de l'Observatoire du Vésuve, auteur d'importants travaux de vulcanologie et de belles monographies de tremblements de terre. Suivant les paroles de M. Oddone, lorsqu'on embrasse l'immense travail de ces hommes, on doit reconnaître, en toute conscience, que les deux branches de la physique du globe leur doivent le matériel d'observations précises sans lesquelles on ne pourrait songer à établir une théorie solide. L'école italienne actuelle, si riche en physiciens de valeur, honore la mémoire de ces précurseurs en continuant leur œuvre.

De son côté la France ne restait pas inactive ; d'une part elle développait la géographie et la géologie séismologique avec Fouqué (1828-1904), Daubrée (1814-1896) qui eut le réel mérite d'imiter au laboratoire nombre de phénomènes naturels relatifs à l'orogénie, aux plissements, à la tectonique, en résumé aux transformations de la lithosphère, et avec Bernard Montessus de Ballore (1851-1923) qui mérite une place à part.

Ancien élève de l'École polytechnique, élève de Cornu avec qui il resta en relations suivies, il fut choisi en 1879 comme chef de la mission militaire de San Salvador et saisit dans cette contrée l'occasion des études qu'il devait poursuivre sa vie durant. Dès 1885 il exposait les résultats de

## PRÉFACE

ses recherches consciencieuses sur les tremblements de terre et les éruptions volcaniques dans l'Amérique centrale, ouvrage imprimé en espagnol et qui contenait en germe toute son œuvre<sup>1</sup>.

C'est la prévision qui hante son esprit, comme celui de tous les savants qui ont habité des pays très séismiques, qui ont été témoins de la terreur et des souffrances des habitants. Mais ses écrits dévoilent ses désillusions et un scepticisme parfois même un peu exagéré ! « Dès mon arrivée dans ce pays, écrit-il à M. Cornu, j'étais frappé et de la fréquence des tremblements de terre dans cette région et de la facilité avec laquelle les gens du pays se permettaient de les annoncer à l'avance en basant la plupart du temps leurs affirmations sur des données météorologiques. Je pensai dès lors qu'il serait facile de donner un lien scientifique à cet ensemble de suppositions, et cela d'autant plus que nombre de personnes ayant habité les diverses parties de l'immense côte du Pacifique (Chili, Pérou, Équateur, Mexique, etc...) préconisaient les mêmes règles de prévision. Je me mis donc à l'œuvre, compulsant tous les documents possibles, mais en me limitant à la région comprise entre les deux isthmes de Panama et de Tehuantepec. Je fus vite désabusé et convaincu que, s'il y avait une relation entre les phénomènes météorologiques et les tremblements de terre, il

1. Voir Notice biographique par Armand Renier, chef du service géologique de Belgique, *Revue des questions scientifiques. Société scientifique de Bruxelles ou Montessus de Ballore. Géologie sismologique.* Armand Colin.

fallait d'abord en éliminer ceux qui résultent des éruptions volcaniques... Je suis arrivé finalement à la négation absolue de la possibilité de prédire les tremblements de terre, au moins dans l'état actuel de nos connaissances. »

De retour en France il se tourna vers des études critiques de corrélation. « Tout d'abord, dit M. Renier <sup>1</sup>, il tenta d'achever le renversement des idoles, en insistant sur l'inexistence des relations entre les tremblements de terre et les phases de la lune d'une part, et, d'autre part, avec les saisons. Avec la netteté d'un esprit tout imprégné d'une solide formation mathématique, il avait d'ailleurs et préalablement insisté, dans une note, sur la méthode à suivre pour la recherche de la corrélation de deux ordres de faits, indiquant que les concomitances de tremblements de terre avec des phénomènes les plus divers n'impliquaient pas aussi facilement relation d'effet à cause que beaucoup se plaisaient et se plaisent encore à se le représenter. »

Mais Montessus ne s'est pas contenté de détruire : il a trouvé un terrain plus favorable à des résultats positifs dans des études de géographie sismologique qui ont porté tour à tour sur toutes les régions du globe ; il a publié de nombreux articles, de véritables monographies, éditées la plupart du temps par les gouvernements ou les groupements des pays décrits, tant ceux-ci trouvent d'intérêt à ses travaux. Il est certain que,

1. *Loc. cit.*

## PRÉFACE

dans ce domaine, Montessus a nettement été influencé par les mémoires de Perrey, dont il apparaît comme le disciple et le continuateur bien qu'au point de vue théorique, comme à propos des marées terrestres, il soit en divergence d'idées avec lui. Après vingt-cinq années d'études préparatoires, en 1906, il lance son premier livre la *Géographie séismologique*, avec une préface de de Lapparent, bientôt suivi, l'année suivante, de la *Science séismologique*, qui cette fois est présentée au public par le maître Viennois Édouard Suess (1831-1914), qui proclame son approbation. « L'auteur, dit-il, a mérité la reconnaissance des observateurs et forcé l'attention du monde de la science. » La *Géologie séismologique* (voir chap. III) est venue parfaire cette œuvre considérable, véritable monument scientifique où la séismologie apparaît, sous son premier aspect, comme inséparable de la géographie physique.

J'indiquerai tout de suite comment Montessus de Ballore établit la liaison entre la science française et la séismologie en Amérique où elle a pris dans ces dernières années un si complet développement. En 1907 il avait été nommé directeur des services séismologiques de la République du Chili en remplacement du D<sup>r</sup> F. Ristenpart, professeur de l'Université de Berlin et il consacra les dernières années de sa vie à l'Amérique, étudiant les tremblements des Andes, de Bolivie, de San-Francisco, du Michigan et Wisconsin, etc., et il s'attacha à un travail de grande envergure,

la Bibliographie générale de Tremblores y Terremotos, publiée en huit volumes à Santiago-de-Chile.

En même temps il devenait assidu collaborateur du bulletin de la Société séismologique américaine que nous devons rapprocher de celle du Japon et d'Italie parce qu'elle a groupé sur le nouveau continent toutes les bonnes volontés en faveur de la géophysique. Cette société, plus jeune que les précédentes, fut fondée après la catastrophe de Californie d'avril 1906. Mais déjà la séismologie en Amérique avait reçu son impulsion de C. Dutton et de Hobbs auteurs d'ouvrages réputés, chez qui on aperçoit déjà le souci de pousser les études séismologiques dans une voie particulière, en liaison étroite avec la géodésie. Étudier par des nivellements systématiques les mouvements lents du sol, ses inclinaisons dans les régions connues pour leur activité séismique ou volcanique, telle est à juste titre la préoccupation fondamentale des séismologues des États-Unis.

Pendant que Montessus de Ballore développait en France la géographie séismologique un savant à qui ses beaux travaux de physique ont conféré une légitime célébrité, accomplissait en séismologie une œuvre non moins importante, bien que moins connue. La multitude des mémoires et des théories présentés sur les tremblements de terre avait obligé l'Académie des Sciences de Paris à constituer une commission chargée de remédier

## PREFACE

à une confusion regrettable et aussi d'encourager l'étude des appareils séismographiques. C'est comme membre de cette commission que Gabriel Lippmann (1845-1921), l'inventeur bien connu de la photographie interférentielle des couleurs, l'auteur des remarquables travaux sur l'électrocapillarité fut appelé à s'occuper de la théorie de ces instruments et de leur mode d'emploi. En 1890 il publia aux Comptes rendus une note qui contient en somme toute la théorie du séismographe<sup>1</sup>. Il montre que l'inscription obtenue sur le papier représente non pas la loi du mouvement, mais bien un mouvement relatif, résultat de la superposition du mouvement du sol et du mouvement acquis par le pendule. Le problème consiste donc à déduire de la courbe recueillie celle que l'on aurait obtenue si le style était demeuré immobile dans l'espace. Henri Poincaré avait envisagé le cas d'un déplacement du sol rectiligne, horizontal et fonction sinusoïdale du temps et d'un pendule simple exécutant des oscillations infiniment petites. Lippmann a donné une solution plus générale et applicable aux divers appareils.

Cette théorie qui tient compte de l'amortissement et en montre l'importance devait être approfondie plus tard d'une part par l'école allemande de Wiechert et d'autre part par B. Galitzine et nous sommes ainsi conduits tout naturellement, après Lippmann, à célébrer les mérites de ce centre d'études si actif de l'Académie des Sciences

1. *Comptes rendus*, t. CX, p. 440, 1890.

de Saint-Pétersbourg et de la commission sismologique de Russie. C'est Galitzine et ses collaborateurs qui ont imaginé, étudié, construit ces beaux appareils à inscription galvanométrique, les plus sensibles que nous possédions actuellement et établi les collections de tables qui en facilitent l'usage.

C'est aussi Galitzine qui a imaginé de déterminer l'azimut d'un foyer par le rapport des élongations initiales des deux instruments placés à  $90^\circ$ , nouvelle solution de la recherche des épïcêtres à laquelle Milne avait applaudi avec enthousiasme.

C'est encore la publication de la commission sismique permanente de Saint-Pétersbourg (1901) qui rappela l'attention sur la mesure des vitesses de propagation des ondes. Ce fut une nouvelle occasion pour Lippmann de mettre son originalité au service de la sismologie en publiant le principe de divers instruments et de méthodes nouvelles qu'il n'eut pas le loisir de mettre en pratique <sup>1</sup>.

L'auteur de ce livre pense que ces idées pourraient aujourd'hui être réalisées de manière beaucoup plus précise par l'application de méthodes empruntées à la télégraphie sans fil <sup>2</sup>.

Après avoir rendu hommage à l'importante contribution de l'Amérique et de la Russie, nous ferons un retour en arrière pour retrouver Milne

1. *Comptes rendus*, t. CXXXIX, 1904, p. 781-782.

2. *Comptes rendus*, t. CLXXVII, 1923, p. 1050.

## PRÉFACE

à sa rentrée en Europe et voir quelle fut son influence en Grande-Bretagne. Retiré à Shide, près de Newport, non loin du centre de l'île de Wight, il y avait créé un foyer intense de vie scientifique. C'est de là que furent issues ses nombreuses publications dans les transactions et dans les circulars et reports of British Association for the Advancement of Science, ainsi que son livre *Sismology* de 1898.

Milne, qui avait vécu en plein foyer séismique, avait cherché un refuge pour la fin de sa vie dans une région tout à fait aiséismique. « N'était-il pas original, dit Mrs Lou Henry Hoover, que ce fût dans l'absolue tranquillité de cette jolie vieille maison, encerclée d'arbres, avec des terrains gazonnés, dont les gradins étagés conduisaient à la vallée tandis que derrière elle s'élevaient de vastes plateaux paisibles, qu'arrivaient les nouvelles des tremblements de terre à étudier et à cataloguer ? » C'est qu'il s'était produit une évolution dans les idées de Milne sur la manière d'envisager la séismologie. N'avait-il pas, dès 1883, dans un livre sur les tremblements de terre, considéré comme vraisemblable qu'on puisse enregistrer chaque grand tremblement de terre, grâce à des instruments appropriés, en un point quelconque de la surface du globe ! Or, grâce aux travaux de technique instrumentale qui seront décrits plus loin, on possédait alors divers types de séismographes sensibles et c'était maintenant à distance que l'on pouvait étudier les grands séismes. C'est donc à Shide, autre lieu de

pèlerinage pour les séismologues du monde entier, que Milne entreprit la publication des données relatives aux tremblements et c'est à cette publication que s'attacha désormais toute l'école anglaise. *Continuer l'œuvre de Milne*, c'est encore aujourd'hui la devise du comité anglais de séismologie. C'est la continuation de l'œuvre de Milne qu'a entreprise à Oxford M. le professeur Turner en publiant depuis 1916 *The Large Earthquakes* et depuis 1918 *The International Summary* sous les auspices de l'Union géodésique et géophysique internationale.

Ce sont les progrès réalisés par lui-même, par Ewing, par Omori dans l'emploi du pendule horizontal, qui avaient amené Milne à l'étude lointaine du phénomène par l'inscription exacte de l'heure d'arrivée des différentes phases. Si on excepte les instruments italiens genre Vicentini, les autres instruments en usage vers 1890 sont des pendules horizontaux à inscription photographique, appareils de très faible masse.

En Allemagne on s'attache aussi à l'emploi des pendules horizontaux très légers : cela tient à ce que l'étude de la géodésie y est particulièrement développée; on observe en particulier les déviations de la verticale que le pendule horizontal est capable d'accuser avec une grande sensibilité. On constate que l'instrument inscrit aussi les tremblements de terre. Von Rebeur Paschwitz et Ehlert construisent des instruments doubles et triples avec lesquels ils espèrent même déterminer l'azimut. Von Rebeur Paschwitz

## PRÉFACE

(1861-1895) était un jeune astronome qui peu à peu avait été entraîné vers les études séismologiques et avait pu apporter à l'âge de trente-quatre ans et malgré les souffrances d'une longue maladie, une contribution importante à la géophysique.

A différentes reprises, à l'occasion de conférences, Omori vint à Strasbourg (où se trouvaient alors en fonctionnement un Milne, un Vicentini, des Ehlert) et y établit un pendule horizontal à grande masse dans le but de substituer à l'inscription photographique l'inscription mécanique sur noir de fumée. Ce fut le point de départ de toute une série nouvelle d'instruments qui aboutit finalement au type Mainka encore en usage aujourd'hui, et dont la Société d'Optique et de Mécanique de précision de Paris a établi un modèle perfectionné.

Guidé par le succès des séismologues italiens dans l'emploi de l'enregistrement mécanique, Wiechert<sup>1</sup> entreprit en 1899 un voyage en Italie à la suite duquel il créa un nouvel appareil pour l'Institut géophysique de Göttingue. Les ressources nécessaires lui avaient été fournies non seulement par cet Institut, mais par la Société Royale des Sciences de Göttingue.

Afin qu'on pût aisément fabriquer l'appareil en série et lui apporter les perfectionnements utiles, plusieurs Instituts commandèrent simultanément des exemplaires du nouveau type (voir

1. E. Wiechert. Ein astatisches Pendel hoher Empfindlichkeit zur mechanischen Registrierung von Erdbeben. *Beiträge zur Geophysik.* 6, 1903, p. 435.

chap. IV) qu'on appela pendule astatique. C'est un des instruments les plus sensibles, il s'est répandu rapidement dans tous les pays d'Europe et désormais un grand progrès était accompli, par le fait qu'on pouvait comparer avec précision, avec un même appareil, les heures d'arrivée aux diverses stations. La séismologie pouvait entrer dans la voie de la physique mathématique et entreprendre l'étude exacte des propagations, des émergences, en déduire les anomalies du sous-sol, les variations brusques de densité. C'est là le mérite de l'école de Göttingue, de Wiechert et de ses élèves. On pouvait aussi entreprendre comme de Kövesligethy à Buda-Pest, ou Mohorovicic à Zagreb, l'examen des influences de la profondeur de foyer.

Ainsi chaque nation a apporté sa part de contribution à l'édifice général soit en statistique, en géographie, en géologie, soit en physique, expérimentale ou mathématique. Tous ces efforts disséminés auraient trop péniblement et tardivement abouti à un résultat s'ils n'avaient été coordonnés par un organisme central.

Peut-être aurait-il appartenu à Milne d'effectuer cette concentration ? Il ne semble pas qu'il ait été partisan convaincu de l'organisation internationale, et c'est Gerland, professeur à l'Université de Strasbourg, qui fut le fondateur de l'Association internationale de Séismologie.

Gerland (1838-1919), après s'être occupé de linguistique, puis d'ethnographie, professait à Strasbourg la géographie et avait créé une publi-

## PRÉFACE

cation qui a joué dans la science un rôle des plus importants entre 1887 et 1914, *Beiträge zur Geophysik*, d'abord simple recueil de mémoires du séminaire de géographie de l'Université de Strasbourg, et bientôt périodique d'un caractère physique et mathématique. Gerland avait encouragé les travaux de von Rebeur et de son disciple Ehlert. Il avait eu la claire vision de la nécessité d'une collaboration internationale non pas des individus, mais des nations elles-mêmes. Sur son initiative une conférence préparatoire réunie à Strasbourg en 1901, fut suivie d'une assemblée définitive en 1903. L'Association internationale se réunit à Rome en 1906 où M. Palazzo, directeur de l'Office géodynamique d'Italie salua en Gerland, le vénérable vieillard, champion infatigable du progrès des études séismologiques obtenu par les accords internationaux et l'union des forces de tous les peuples. La station de Strasbourg, où Gerland avait pour collaborateurs Weigand et Rudolph, eut l'honneur insigne d'être choisie comme siège du bureau international.

Au cours de la guerre, à la suite d'événements qui sont encore présents à la mémoire de tous et sur lesquels je ne reviendrai pas ici, l'Association a été déclarée dissoute à la date du 1<sup>er</sup> avril 1916. La liquidation a été opérée dans les assemblées générales des 24 et 25 avril 1922 tenues à Strasbourg, par les délégués des différentes nations adhérentes et il a été décidé que l'avoir de l'Association, mobilier, bibliothèque, appareils, capital

en caisse, seraient cédés à la section de séismologie de l'Union Géodésique et Géophysique internationale, nouvellement créée par le Comité des Recherches de Bruxelles. Cette Union a tenu sa première conférence à Rome le 2 mai 1922. Un bureau central séismologique a été créé à Strasbourg qui était autrefois le siège du bureau central de l'ancienne association.

Au moment où je termine cette préface, vingt et une nations ont adhéré à l'Union : Australie, Belgique, Brésil, Canada, Chili, Danemark, Espagne, États-Unis, France, Grande-Bretagne, Grèce, Italie, Japon, Mexique, Pologne, Portugal, Siam, République Sud-Africaine, Suède, Suisse, Uruguay.

Le Bureau central publie chaque mois un bulletin récapitulatif provisoire des données reçues des diverses stations soit par télégraphe soit par poste ; tous les trois mois un bulletin bibliographique. En outre la section subventionne le bulletin d'Oxford de la British Association, ou *international Summary* contenant toutes les données relatives aux grands séismes, ainsi que leurs épicentres.

Tous les jours la station de Strasbourg émet par l'intermédiaire de la Tour Eiffel et du poste Lafayette de Croix-d'Hins, un radiotélégramme séismologique résumant les événements de la veille. Un communiqué téléphonique sans fil est donné toutes les semaines par la Tour Eiffel. Enfin toutes les fois qu'un séisme important est inscrit à Strasbourg, le Bureau central envoie un

## PRÉFACE

télégramme aux principaux observatoires. Leurs réponses lui permettent de déduire un épïcèntre approximatif, annoncé par le radiotélégramme du lendemain et publié dans le bulletin le plus rapproché.

Cette organisation télégraphique et cette rapide divulgation de nouvelles n'aurait peut-être pas été approuvée par Milne. A la fin de sa vie, il avait acquis la conviction qu'il vaut mieux laisser arriver les nouvelles des tremblements de terre par lettre ou carte postale : un jour qu'il venait de dépouiller un séismogramme, il le montra à un visiteur et lui expliqua qu'il avait dû se produire une catastrophe dans la région des Andes (c'était le désastre d'Iquique). La nouvelle se répandit, un reporter la relata dans un journal et le lendemain Milne recevait une lettre furieuse d'un agent de change qui l'accusait d'avoir provoqué une panique parmi ses clients de l'Amérique du Sud qui craignaient que leurs affaires ne fussent atteintes par ce séisme<sup>1</sup>.

Aussi les tremblements de terre qui ont fait la renommée de Milne avaient fini par être pour lui un sujet de gêne ! A la nouvelle d'un sinistre, il se sauvait aussitôt derrière sa maison, dans la forêt voisine, où il avait établi un excellent terrain de golf. Mais c'était peine perdue, et quand il revenait, il trouvait encore deux ou trois reporters qui l'attendaient patiemment, installés sur les marches de son perron.

1. Voir Mrs L. M. Hoover, *loc. cit.*

La transmission rapide des nouvelles a pourtant une double utilité : au point de vue scientifique, elle appelle l'attention aussitôt après l'événement ; elle permet d'effectuer les enquêtes au moment où la mémoire des témoins est encore fidèle, où chacun est encore sous ses impressions propres et n'a pas subi encore celles de l'ambiance ou de la presse ; au point de vue humanitaire, elle déclenche rapidement ces mouvements admirables de solidarité qui suivent les grandes catastrophes ; les secours peuvent arriver à temps pour sauver quelques vies humaines ! Le Président des Croix Rouges à Genève, près la Société des Nations, a demandé à être prévenu le plus rapidement possible des grandes catastrophes et de la région où elles se sont produites.

La publication de bulletins, les envois de nouvelles, les émissions radiotélégraphiques ne constituent cependant pas l'unique activité du Bureau central.

Le Bureau publie au nom de l'Union deux séries de fascicules : une série scientifique qui contient des descriptions d'appareils nouveaux, des exposés de théories générales, des mises au point, ou des travaux originaux ; elle est destinée à faire suite aux *Beiträge der Geophysik* aujourd'hui disparus ; une série de monographies, descriptions des grands séismes, contenant aussi des aperçus de géographie et de géologie séismologiques. A mesure que ses ressources augmenteront le Bureau donnera à ces publications une plus grande ampleur, mais il s'efforcera de conserver

## PRÉFACE

toujours un caractère franchement international. Chaque nation a apporté à la séismologie une contribution personnelle, montrant souvent l'originalité de son esprit particulier, chacune d'elles continuera dans l'avenir à travailler, en toute liberté, suivant ses traditions ou ses impulsions propres, le Bureau central sera seulement un organe de cohésion, de divulgation, un centre intense de collaboration scientifique. La séismologie présente ce caractère spécial que, science encore toute récente, puisque les principaux travaux qui viennent d'être résumés ont été faits par la génération précédente ou par des savants contemporains, elle est peut-être la science la mieux organisée au point de vue de la collaboration internationale. Y a-t-il, en effet, un phénomène qui présente un caractère plus nettement international que ce choc lointain, produit en un point quelconque de la terre, foyer d'émission de ces ondes qui se propagent simultanément en tous sens à l'intérieur du globe et dont les rayons viennent émerger successivement en tous les points de la sphère terrestre. C'est bien dans l'étude d'un tel phénomène que devait se manifester tout d'abord la solidarité de tous les hommes pour la recherche d'une vérité unique, pour la recherche de la vérité scientifique!

E. ROTHÉ,

Directeur de l'Institut de Physique  
du Globe de Strasbourg,

Directeur du Bureau central international  
de Séismologie.

# LE TREMBLEMENT DE TERRE

---

## INTRODUCTION

---

Le *tremblement de terre* est un mouvement brusque de l'écorce terrestre, une secousse pouvant entraîner des déformations permanentes du sol, des fissures, des glissements des couches de terrains, amenant parfois des modifications profondes dans la géographie même d'une contrée.

On donne souvent au tremblement de terre le nom de *séisme* : ce mot vient du grec ; il semble qu'il ait été introduit dans la science par Alexis Perrey, qui fut professeur de Mathématiques appliquées à la Faculté des Sciences de Dijon, de 1837 à 1865. Véritable apôtre et voulant créer autour de lui un centre d'études comme il en existait déjà pour le magnétisme terrestre et la météorologie, Perrey envisageait ce qu'il appelait une croisade *géoséismique*, terme forgé par l'helléniste qu'il était, particulièrement approprié puisqu'il se rapporte à « des mouvements de la terre ». Σεισμος veut dire mouvement, tandis que, comme l'a fait remarquer récemment M. Bigourdan σισμος veut dire « sifflement ». C'est donc bien *séisme*, *séismique*, *séismographe* qu'il faut dire, et ce n'est que par une déforma-

tion euphonique qu'on appelle, suivant Littré, *sismologie* l'étude des tremblements de terre, au lieu de *séismologie*.

On trouve trace des tremblements de terre dans les documents les plus anciens de l'humanité qui sont parvenus jusqu'à nous. L'Ancien Testament contient des allusions nombreuses aux séismes (livre de Job, Psaumes), les poètes de l'antiquité Homère dans l'*Odyssée*, Virgile dans l'*Énéide* ou les *Géorgiques* et surtout les tragédiens comme Eschyle dans *Prométhée enchaîné* et Euripide dans *Iphigénie en Tauride* font appel à des descriptions d'ébranlements de la terre pour mieux frapper l'imagination de leurs auditeurs. Quant aux philosophes comme Aristote, Sénèque, Lucrèce, Strabon, Pline, c'est à de véritables études séismiques qu'ils se sont livrés, nous laissant des essais de classifications ou même de théories.

On appelle *macroséismes* les phénomènes violents qui ont occasionné des désastres et par extension tous ceux qui peuvent être ressentis par l'homme sans le secours d'instruments, par opposition aux *microséismes* que seuls des appareils appropriés permettent de mettre en évidence. Lorsqu'un ébranlement s'est produit en un point déterminé du globe, des secousses se propagent dans le sol; les effets observés diminuent avec la distance et à partir d'un certain éloignement les secousses ne sont plus indiquées que par les instruments.

Tout tremblement de terre donne donc lieu à deux genres distincts d'études : une étude macroséismique et une étude microséismique. Nous indiquerons dans cet ouvrage les principes de ces deux méthodes de travail.

## CHAPITRE PREMIER

### ÉTUDE MACROSÉISMIQUE

#### OBSERVATION DES TREMBLEMENTS DE TERRE

1. **Isoséistes.** — **Surface pléistoséiste.** — L'étude macroséismique consiste à rechercher par des observations sur place et par des rapports de témoins en quelle région l'intensité de la secousse a été la plus forte, à localiser les points où le phénomène s'est manifesté avec la même intensité, à étudier comment l'intensité a varié avec la distance, etc... Le lieu géométrique des points où l'intensité est la même à la surface de la terre porte le nom de courbe *isoséiste*. La courbe isoséiste d'intensité maxima limite une surface appelée *pléistoséiste*, où les effets ont été les plus violents et qui, suivant les circonstances, peut avoir une plus ou moins grande étendue. Ainsi dans le récent tremblement de terre du Kan-Sou (16 décembre 1920) qui nous servira souvent d'exemple, la région où tous les édifices ont été détruits, où des crevasses se sont produites, où des montagnes se sont éboulées en chevauchant les unes sur les autres, a la forme d'une sorte d'ellipse dont le grand axe aurait 250 kilomètres de longueur et le petit axe 100 kilomètres environ.

2. Foyer : hypocentre, épicentre. — Le foyer d'ébranlement se trouve à l'intérieur de la terre, à une certaine profondeur très variable suivant le séisme. On donne souvent à ce foyer le nom d'*hypocentre* et on appelle *épicentre* l'intersection, avec la surface de la terre, de la verticale passant par le foyer. Mais d'après ce qui précède la notion d'épicentre ponctuel est une fiction mathématique et c'est plutôt une région épacentrale qu'il y a lieu d'envisager. C'est seulement lorsqu'on étudie la secousse à grande distance, par exemple dans les questions de propagation, qu'on peut considérer l'hypocentre et l'épicentre réduits à des points.

3. Échelles d'intensité. — Une étude macro-sismique ne peut se faire d'une manière précise et scientifique que par l'adoption par les différents observateurs d'une échelle commune d'intensité. Les nombreuses échelles proposées, au cours du siècle dernier, dans les divers pays ont différé notablement les unes des autres précisément parce qu'elles se rapportaient à des contrées différentes : un tremblement de terre qui, en France, prendrait déjà aux yeux du public une certaine importance passerait presque inaperçu au Japon. Aussi certaines échelles possédaient-elles des degrés nombreux pour les tremblements faibles, tandis que d'autres étaient surtout détaillées pour des séismes violents.

C'est l'Italie qui a eu la part la plus importante dans l'histoire de cette question : car déjà en 1627, à l'occasion d'un important tremblement de terre dans la province des Pouilles qui donna lieu à des travaux cartographiques de Foglia et de

Poardi, on essaya de représenter les différentes intensités de l'ébranlement par des signes particuliers. A partir de 1873 les Italiens employèrent une échelle de 10 degrés due à de Rossi, l'éminent séismologue de l'observatoire de Rocca di Papa, tandis que le physicien suisse Forel en avait imaginé une autre peu différente. A la suite d'un accord entre les Italiens et la Commission suisse de séismologie on adopta sous le nom d'échelle de Rossi-Forel le résultat de la fusion des deux précédentes; employée encore aujourd'hui cette échelle a presque uniquement servi jusqu'en 1897. Elle ne remplissait pourtant pas toutes les conditions requises : pouvoir s'appliquer également aux petites et aux grandes secousses et permettre la comparaison des séismes dans des pays différents. Elle était insuffisante pour les degrés élevés et au contraire trop détaillée pour les secousses de faible intensité. Sans changer le nombre des degrés, Mercalli modifia assez profondément l'échelle en 1897 et fit adopter cette transformation par la Société de Séismologie italienne. On peut cependant lui adresser un reproche justifié, celui de tenir un trop grand compte du nombre des victimes. Ce nombre dépend souvent de circonstances très fortuites : ainsi lors du tremblement de terre de Cavaignac (Algérie) (25 avril 1922) où tout le village fut à peu près détruit, il n'y eut pas de victimes, parce que le séisme s'est produit à l'heure du repas que les habitants ont l'habitude de prendre en plein air sous des tonnelles; une ou deux heures après ils font la sieste à l'intérieur des maisons et si le tremblement de terre s'était produit à ce moment le nombre des victimes eût été considérable.

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

Souvent au contraire des paniques se produisent : c'est ainsi qu'à Tokyo, le 1<sup>er</sup> septembre 1923, la foule accumulée près d'une gare fut effrayée par l'explosion d'un réservoir à gaz. Les gens se pressèrent, furent foulés aux pieds, étouffés et bientôt consumés par l'incendie.

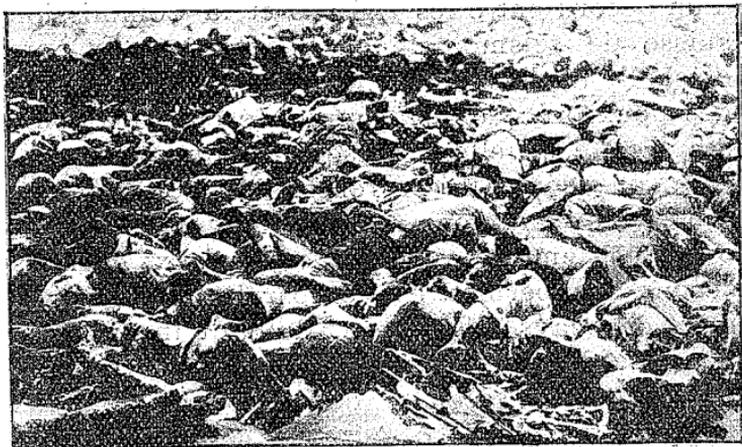


Fig. 1. — Cadavres dans les rues de Tokyo (1<sup>er</sup> septembre 1923).

L'échelle Mercalli ressemblait si bien à celle de Forel qu'à la conférence internationale de séismologie qui s'est tenue à Strasbourg en 1903. Cancani, professeur à l'observatoire central italien proposa, sur le désir de Mercalli, de désigner cette échelle sous le nom de Forel-Mercalli. Il fut en outre conduit, d'accord avec ces deux physiiciens, à ajouter deux degrés à l'échelle classique et c'est ainsi que fut adoptée celle actuellement en usage, ou de Forel-Mercalli à douze degrés. L'emploi de tant d'échelles diverses rend la lecture des ouvrages et des mémoires séismolo-

riques fort difficile, la comparaison des dégâts très incommode.

On ne saurait trop appeler l'attention des observateurs sur la définition des degrés qu'ils utilisent. Pour éviter toute confusion ultérieure nous recommandons l'emploi exclusif de l'échelle

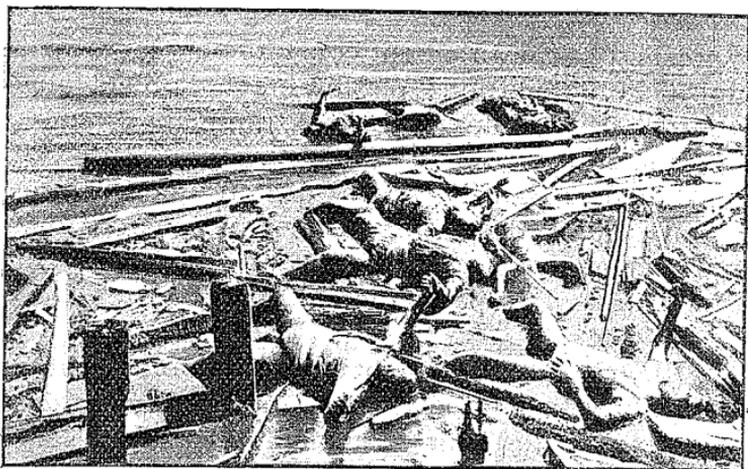


Fig. 2. — Cadavres à la dérive. Séisme du Japon, 1<sup>er</sup> septembre 1923.

à douze degrés publiée par l'Association internationale de séismologie (1917), accompagnée de commentaires de M. Sieberg, qui en rendent l'application plus facile et plus pratique.

#### ÉCHELLE INTERNATIONALE

1<sup>er</sup> degré : Mouvement microséismique noté par les séismographes seulement.

2<sup>e</sup> degré : Secousse enregistrée par les séismographes et constatée seulement par un petit nombre d'observateurs au repos.

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

3<sup>e</sup> degré : Ébranlement constaté par plusieurs personnes au repos; assez fort pour que la durée ou la direction puissent être appréciées.

4<sup>e</sup> degré : Ébranlement constaté par des personnes en activité, faiblement en plein air, mieux dans les maisons, ébranlement des objets mobiles, des portes, des fenêtres, craquement des planchers.

5<sup>e</sup> degré : Ébranlement constaté en général par toute la population; ébranlement d'objets plus lourds; de meubles et de lits; tintement de quelques sonnettes.

6<sup>e</sup> degré : Réveil général des dormeurs; tintement général des sonnettes, oscillations des lustres, arrêt des pendules; ébranlement apparent des arbres. Des personnes effrayées sortent des habitations.

7<sup>e</sup> degré : Renversement d'objets mobiles; chute des plâtras du plafond et des murs; tintement des cloches dans les églises; épouvante générale sans dommage aux édifices bien construits.

8<sup>e</sup> degré : Chute des cheminées; lézardes dans les murs.

9<sup>e</sup> degré : Destruction partielle ou totale de quelques édifices.

10<sup>e</sup> degré : Des bâtiments très solides sont détruits. Il se produit des fentes dans le sol. — L'eau des rivières, lacs, etc., est projetée.

11<sup>e</sup> degré : Catastrophe. — Destruction des bâtiments, ponts, digues. — Rails tordus, débordement des eaux.

12<sup>e</sup> degré : Grande catastrophe. — Aucune œuvre ne subsiste, montagnes effondrées, ébranlées. — Des chutes d'eau se forment, etc....

Avec une telle échelle il est possible de pro-

céder à des enquêtes détaillées. Le Bureau central séismologique distribue à cet effet des modèles de questionnaires.

Tremblement de terre. (Jour de la semaine et date)? . . .  
 Localité? . . .  
 Heure : h    m    s    (heure moyenne locale, heure  
 du fuseau ou heure légale) . . .  
 Avant midi ou après midi? . . .  
 Où était l'observateur? . . .  
 En plein air? . . .  
 Dans une maison? . . .  
 A quel étage? . . .  
 Nombre, durée des secousses? Remplir autant de ques-  
 tionnaires qu'il y a eu de secousses distinctes? . . .  
 Direction des secousses : (par exemple : Est-Ouest ou  
 choc de bas en haut, etc.)? . . .  
 Intensité? (d'après l'échelle internationale). . . .  
 Effets du tremblement de terre? . . .  
 Bruits séismiques? . . .  
 Etat des sources, des fontaines? . . .  
 Autres observations? . . .  
 Adresse de l'observateur . . .

#### 4. Forme des isoséistes et constitution du sol.

— Quand les renseignements sont suffisamment nombreux, il est possible de tracer les isoséistes avec précision; leurs formes sont compliquées et la surface pléistoséiste est bien souvent très tourmentée par suite du défaut d'homogénéité du sous-sol. Ces courbes sont en rapport avec la constitution géologique du terrain. On trouvera dans le bulletin séismologique français (*Annuaire de l'Institut de Physique du globe de Strasbourg*, 1920 et 1922) les résultats des études macroséismiques des tremblements de terre pyrénéens et les courbes tracées par M. O. Mengel dans quelques cas particuliers.

M. Lemoine, dans son étude détaillée du séisme

de Provence du 11 juin 1909, a été conduit à attribuer le degré X à un grand nombre de localités. En examinant la carte géologique entre la Durance et Aix d'une part et entre Mouriès et Meyrargues (voir une carte du sud de la France), on voit que des massifs calcaires disloqués et plissés, d'âge jurassique et crétacé constituent les parties montagneuses, comme le massif des Alpines et la chaîne des Côtes. Dans l'intervalle de ces massifs et sur une partie de leur surface sont des argiles et des marnes du crétacé supérieur et du tertiaire, sédiments qui masquent parfois les dislocations des massifs sous-jacents. L'observation a montré que les localités établies sur les massifs ont peu souffert, de même que le château bâti sur le basalte de Beaulieu, tandis que les oscillations ont pris de grandes amplitudes partout où il y avait un revêtement marneux, et cet exemple montre de la manière la plus probante la corrélation qui existe entre la forme des isoséistes et la constitution du sous-sol. Si l'on trace les isoséistes de degrés faibles, on trouve des formes très allongées remontant surtout les vallées jusqu'à celles de l'Aude et de la Têt et même des enclaves encore beaucoup plus éloignées.

5. **Mesure absolue de l'intensité.** — Les méthodes précédentes de notation de l'intensité reposent sur de simples observations et non sur de véritables mesures. L'évaluation de l'accélération d'une particule du sol pourrait conduire à une meilleure appréciation. Déjà Mallet dès 1857 l'avait tenté lors du séisme de la Basilicate du 16 décembre; ses résultats paraissent trop forts et c'est au Japon qu'Omori a fait les évaluations

les plus exactes. Si l'on suppose les oscillations sinusoïdales, l'accélération maxima  $\gamma$  est de la forme  $a \frac{4\pi^2}{T^2}$  et les instruments séismiques peuvent fournir l'amplitude  $a$  des mouvements du sol et la durée  $T$  de la période des oscillations. Il peut même arriver que  $a$  soit donné par des observations macroséismiques : ainsi au cours du tremblement de terre du Japon central, le 28 octobre 1891, on a pu constater l'amplitude des traverses d'une voie ferrée endommagée, car ces traverses laissaient de chaque côté un sillon avec un mamelon indiquant bien le maximum d'amplitude. Toutes les fois que la formule précédente a été soumise au contrôle de l'expérience, elle a été trouvée satisfaisante, par exemple pour les vibrations produites artificiellement. C'est bien l'accélération ou si l'on veut la force d'inertie qu'il y a lieu d'envisager dans les phénomènes destructifs. Ce n'est pas seulement l'amplitude du mouvement qui entre en jeu, mais le temps pendant lequel s'est produite la variation de vitesse : de grandes oscillations lentes ne sont pas ressenties par l'homme aussi fort que les impulsions plus faibles mais plus rapides. La méthode d'Omori mérite donc l'attention et lorsque Cancani a proposé l'échelle internationale définitive il a tenu à exprimer les divers degrés en millimètres par seconde, suivant la méthode répandue en Angleterre, en Amérique et au Japon, suivant ce tableau de correspondance :

| I                       | II          | III    |
|-------------------------|-------------|--------|
| Secousse instrumentale  | très légère | légère |
| $\gamma < 2,5$ mm./sec. | 2,5 à 5,0   | 5 à 10 |

LE TREMBLEMENT DE TERRE

|                    |             |                 |
|--------------------|-------------|-----------------|
| IV                 | V           | VI              |
| sensible, médiocre | assez forte | forte           |
| 10 à 15            | 25 à 50     | 50-100          |
| VII                | VIII        | IX              |
| très forte         | ruineuse    | désastreuse     |
| 100-250            | 500-1.000   | 1.000-2.500     |
| X                  | XI          | XII             |
| destructrice       | catastrophe | grande catastr. |
| 1.000-2.500        | 2.500-5.000 | 5.000-10.000    |

L'accélération permet d'exprimer les effets destructifs par des formules appropriées.

Une colonne de masse  $M$ , dont le centre de gravité se trouve à une hauteur  $h$  au-dessus du sol et à une distance horizontale  $x$  de l'axe autour duquel elle peut se renverser tombe pour une accélération du sol  $\gamma = g \frac{x}{h}$  ( $g$  accélération de la pesanteur). Si la colonne est solidement fixée à la base, elle ne tombe pas, mais se brise pour une accélération suffisante.

On conçoit toute l'importance des déterminations de ce genre dans la séismologie pratique : il faut entendre par là les études de construction dans les contrées à tremblements de terre fréquents. Il est nécessaire d'observer non seulement les dommages réels dus aux tremblements de terre actuels, mais de rechercher expérimentalement les effets des mouvements séismiques produits artificiellement sur des modèles variés tant au point de vue de la matière que de la forme. Ce sont naturellement les modèles les plus simples, murs, colonnes qui ont été les premiers soumis aux recherches, à Tokyo, par Milne d'abord puis par Omori. On utilise la table bran-

lante de B. Mano et Inokuchi, à laquelle on peut imprimer un mouvement complexe dans le sens horizontal et vertical, réglé à volonté, par l'intermédiaire de bielles et de leviers coudés. On a pu atteindre aisément des accélérations de l'ordre de celles qui furent observées à Nagoya et Gifu au cours du tremblement du Japon central de 1891. Les colonnes à étudier sont fixées sur la table au moyen de vis à oreilles; l'instant où la colonne se brise, en général vers la base, est enregistré électriquement si bien qu'on peut connaître avec précision l'accélération correspondant à la brisure. Les expériences de ce genre ont été le point de départ de toute une technique particulière pour les constructions *antiséismiques*. Les accélérations permettraient de tracer des isoséistes basées non plus sur des degrés mal définis, mais bien sur des chiffres comme l'a fait Omori pour le tremblement de Mino Owari. Pour comparer les séismes entre eux ce n'est pas seulement la destruction à l'épicentre qu'il faut envisager, mais bien l'accélération maximum en un grand nombre de points éloignés et envisageant ainsi des courbes d'égale destruction, on pourrait se faire une idée, au moins approximative, de l'énergie mise en jeu.

6. **Direction des secousses.** — Si la direction que suit le mouvement est importante à connaître, c'est aussi un des éléments les plus difficile à observer. Quand les observateurs indiquent un plan d'azimut il n'est pas rare qu'ils se trompent de  $180^\circ$ , ou hésitent à choisir définitivement la bonne orientation. Ceux qui ont observé à l'intérieur des maisons, dans des villes, indiquent

le plus souvent, soit l'axe de la rue où ils se trouvaient soit la direction perpendiculaire. Au contraire les observateurs des campagnes, dans des fermes isolées, les bergers en pleine campagne sont plus affirmatifs. Si quelques auteurs se sont montrés tout à fait sceptiques sur les renseignements relatifs à la direction, c'est qu'en général ils se sont basés sur des résultats d'enquêtes faites à distance et dont les résultats ne pouvaient pas être contrôlés bien rigoureusement. Il en est autrement lorsqu'on peut procéder sur place, interroger, prendre des moyennes. Dans ces conditions, on aboutit à un travail utile, je citerai à titre d'exemple la carte publiée par M. Bourget, directeur de l'Observatoire de Marseille dans son rapport sur le séisme de Provence (1909).

« J'avais d'abord, dit l'auteur, reporté sur une carte, brutalement pour ainsi dire, sans analyser leur degré de confiance, toutes les directions données dans les réponses. La distribution ainsi obtenue paraissait presque l'œuvre du hasard, montrant toutefois dans les régions situées au nord d'Aix, une prédominance de la direction Nord-Sud et dans l'angle formé par le Rhône et la Durance une prédominance de la direction Nord-Ouest, Sud-Est. »

L'auteur a ensuite discuté et critiqué les observations au nombre de 491 et sur une nouvelle carte il a porté les directions résultant de son analyse. Il a marqué en noir celles qui lui ont paru certaines, en rouge celles sur lesquelles il plane des doutes.

« Malgré mes soins, dit encore M. Bourget, il serait téméraire d'accorder trop de confiance à la

carte obtenue. Les directions ne peuvent être exactes à plus de  $30^{\circ}$  près et les erreurs d'estimation que j'ai pu commettre s'y trouvent englobées. Néanmoins à l'examen de la carte, il semble hors de doute qu'il existe une région comprise entre Saint-Cannat et Peyrolles où les directions sont divergentes. On constate aussi qu'il existe une région analogue, quoique moins nette, au nord-ouest de Lambesc. On peut dire autrement que la chaîne de la Trévaresse d'une part, et que la chaîne des Côtes d'autre part, se présentent comme des régions de divergence des directions, c'est-à-dire comme des régions d'ébranlement primitif. Si l'on veut tenir compte de l'ensemble des directions indiquées et non pas seulement de quelques-unes d'entre elles, il me paraît impossible de préciser davantage le centre du phénomène initial. »

Ce qui rend particulièrement difficile l'observation des directions, c'est que près de l'épicentre les secousses se présentent non pas horizontalement mais verticalement. En tout cas la composante verticale est prépondérante. On dit souvent que la secousse est *sussultoire*. D'autre part le sous-sol est nécessairement très hétérogène et il existe des causes mal connues de réflexions et de réfractions, d'où des anomalies dans les directions observées. On peut d'ailleurs se baser sur d'autres critères que les sensations personnelles de déplacement souvent trompeuses.

Les horloges arrêtées fournissent des indications ; elles s'arrêtent plus facilement par une secousse perpendiculaire au plan d'oscillation du pendule que par une secousse parallèle à ce plan qui, en général, produit seulement des pertur-

bations dans l'oscillation. On peut aussi se baser sur le *glissement* des objets ; si ce glissement est simple sans rotation, il fournit un renseignement certain sur la direction. Ainsi un chapiteau glissant sur son pilier avec translation parallèle donne une bonne indication.

La rotation des objets ne fournit au contraire qu'une indication incertaine. Il est clair que sous l'effet d'une percussion deux blocs en contact pivotent l'un sur l'autre autour du point de plus grande adhérence. De fait il arrive qu'on voit des blocs voisins ayant tourné en sens inverse. On cite souvent l'exemple d'une petite construction japonaise, support de la cloche du temple de Sakata, reposant sur le sol par quatre montants et qui a tourné par rapport à l'un d'eux plus solidement fixé.

Les objets peuvent offrir des renseignements utiles ; on sait que par suite de l'inertie, pour s'exprimer autrement du contre-coup, le choc projette un objet susceptible de se déplacer du côté d'où vient la secousse.

Un mur qui a une direction déterminée sera abattu par un choc se produisant perpendiculairement à sa direction, tandis qu'un choc de même intensité dans le sens de son alignement produira seulement des lézardes qui seront plus ouvertes à la crête du mur qu'à sa base. Si dans le premier cas le mur n'est pas abattu, il présentera des lézardes mais très différentes des précédentes ; elles n'existeront que sur une des faces du mur et non dans l'épaisseur comme dans le cas d'une vibration longitudinale. Si la secousse est verticale, on peut constater des lézardes symétriques de part et d'autre. Si la secousse est oblique il y

aura à la fois des lézardes et des fragments de murs abattus.

Mais ici encore il peut se produire des anomalies très graves. On a cité le cas de cheminées d'une même maison projetées dans des directions convergentes ou de colonnes brisées voisines projetées en des directions divergentes.

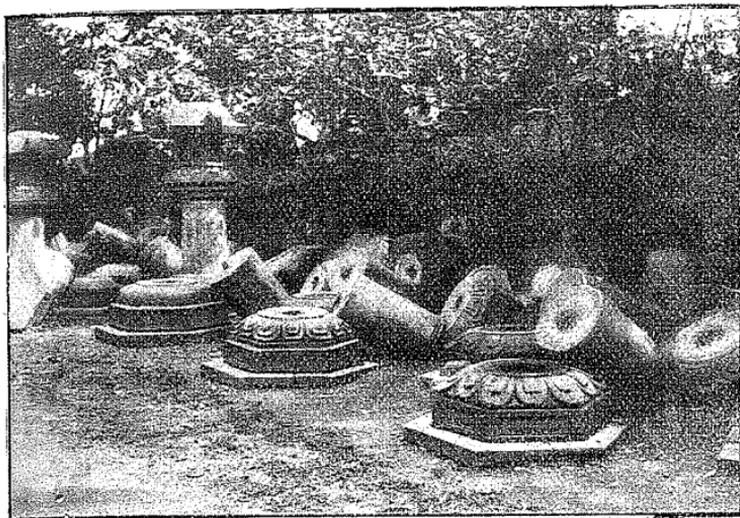


Fig. 3. — Colonnes renversées parallèlement. Séisme du Japon.  
(1<sup>er</sup> septembre 1923.)

On ne peut avoir de certitude que lorsque dans un village détruit en partie on constate des faits généraux tels que plusieurs colonnes abattues parallèlement (fig. 3), des murs parallèles abattus dans la même direction, des lézardes parallèles, des angles de façade également orientés abattus uniformément ou encore lorsque les crevasses ont une direction bien marquée. Tel était le cas du village de Rognes (Provence, 1909) où

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

un long mur N.-S. terminé au Sud par un robuste pied-droit porte des lézardes caractéristiques, toutes parallèles à  $45^\circ$  sur l'horizon, indiquant de violents efforts du Sud au Nord à  $45^\circ$  de l'horizon et plongeant au Sud ; du village de Venelles où toutes les façades sud des maisons atteintes sont abattues, les façades nord restant debout et où la

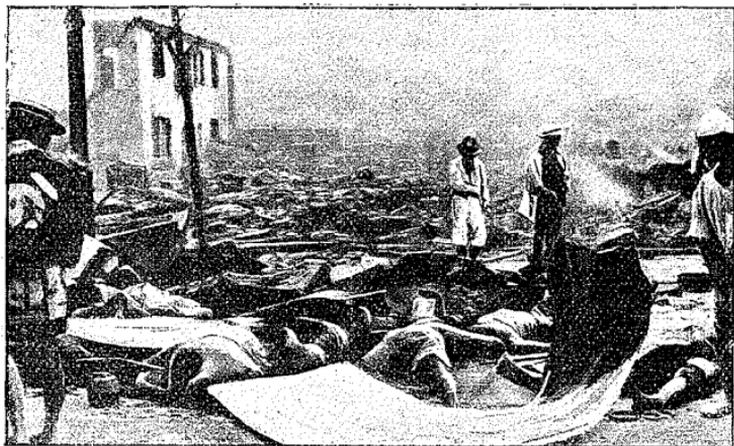


Fig. 4: — Aspect d'une rue de Tokyo (1<sup>er</sup> septembre 1923).

plupart des angles S.-W. et N.-E. sont arrachés ; à Yokohama, les rues principales étaient alignées perpendiculairement à la mer et recoupées par des transversales à angle droit. Les murs des édifices se sont donc tous trouvés à la fois obliques au sens de la direction des ondes. Cela explique pourquoi il n'y a pas eu de séries parallèles de murs intacts comme cela s'est présenté à Messine et à San-Francisco où une double série de murs subsistait seule au milieu des murs latéraux écroulés. A Tokyo, où des rues entières ont été détruites, les murs sont couchés vers le Sud-Ouest (fig. 4).

En ce qui concerne les secousses verticales il y a lieu d'observer les projections en hauteur. L'accélération de la pesanteur étant de  $9.810 \text{ mm/sec}^2$  il faut une accélération importante pour qu'il en soit ainsi. On signale parfois que des sucriers, des boîtes à épices ont été vidés de leur contenu sans avoir changé de place ce qui indiquerait nettement une secousse verticale.

En 1728, les environs de Strasbourg furent au centre de l'ébranlement. Strasbourg et Kehl furent particulièrement éprouvées; le 3 août le mouvement, succédant à toute une série de secousses de février, s'étend au loin, on le ressent à Genève, à Berne et à Zurich.

Il y avait autrefois sur la plate-forme de la cathédrale, qui fut en tout temps un excellent séismoscope, un bassin en cuivre contenant une provision d'eau destinée à inonder les combles en cas d'incendie. D'après les renseignements que j'ai pu recueillir auprès des gardiens, ce réservoir aurait subsisté jusqu'à la Grande Guerre au cours de laquelle les Allemands l'ont réquisitionné comme tous les autres objets en cuivre. L'eau fut projetée jusqu'à mi-hauteur d'homme en hauteur et en longueur jusqu'à 18 pieds comme l'indique une inscription en latin qui se trouve au-dessus de l'entrée du clocher et qui est la suivante :

Terreæ motus  
 Quodie III (terni) mensis Augusti MDCCLXXVIII  
 summum templum  
 cum civitate nec non vicinis longe lateque provinciis  
 concussum fuit maxima vi  
 stupendum admodum  
 aquas ad dimidiam viri staturam evectas  
 ex hoc receptaculo in subjectam aream  
 octodecim usque pedes ejecit.

S'il y a eu projection en largeur, la haute éjection est la preuve que l'épicentre se trouvait au-dessous de Strasbourg en profondeur.

On dit quelquefois que l'onde séismique est en quelque sorte matérialisée après le tremblement de terre par des maxima d'élévation et des minima et ce seraient surtout les lignes de tramway et de chemin de fer qui fixeraient ainsi la marche du phénomène, en prenant une forme sinusoïdale. Pour ne pas être victime d'une illusion, il importerait de connaître la période et la vitesse de propagation de l'onde au voisinage de l'épicentre : toutes deux doivent être faibles et ainsi s'expliqueraient de faibles longueurs d'ondes observées à Yokohama et à Tokyo.

7. **Secousses prémonitoires et répliques.** — **Prévision des tremblements de terre.** — Les secousses de tremblements de terre sont rarement isolées et uniques. Le plus souvent on éprouve plusieurs secousses successives d'intensités variées et de durées différentes. Il importe donc de les signaler toutes en détail. Des tremblements de terre très destructifs sont le plus souvent précédés de quelques secousses, ce sont les précurseurs ou, si l'on emploie un mot classique, les secousses *prémonitoires*. Mais ils sont presque invariablement suivis de secousses nombreuses ou *répliques*, souvent par centaines dont quelques-unes peuvent encore être destructives. Après une grande secousse il est donc bon de poursuivre les observations pour noter même les petits mouvements consécutifs. De nombreuses statistiques ont été tentées pour établir des lois, par exemple des relations hyperboliques comme celles d'Omori, qui remplissent

des chapitres de certains ouvrages, bien qu'elles n'aient à mon avis aucun sens physique.

Il faut pourtant bien reconnaître combien pour des régions comme le Japon ou même l'Italie, des relations empiriques si grossières soient-elles, peuvent présenter d'intérêt pour des populations en danger, sans cesse menacées des plus terribles catastrophes. Les Japonais se sont attachés à l'étude des secousses prémonitoires, la Commission pour l'étude des tremblements de terre a divisé la contrée en un certain nombre de rectangles d'égale étendue et noté toutes les petites secousses constatées dans chacun d'eux quelques mois avant le séisme de 1891. Il a ainsi été permis de constater que le maximum de fréquence avait lieu autour de la région qui devait être quelque temps après la surface épacentrale : ainsi sur 123 secousses observées entre 1885 et 1889, 53 soit 42 p. 100 ont leur épicode dans les treize rectangles les plus proches de Gifu. En 1890 et 1891 le pourcentage monte à 61 et la moyenne des fréquences dans un des rectangles devient dix fois celle des rectangles voisins tandis qu'elle n'était que cinq fois les années précédentes. On aurait donc pu annoncer en se basant sur ces faits, l'approche d'une catastrophe et la région où elle se produirait. Est-ce là un fait isolé ? Le même travail conduirait-il aux mêmes conclusions pour le séisme du 1<sup>er</sup> septembre 1923 ? Pourrait-on appliquer la même méthode en Italie ou au Chili, quitte à utiliser des séismoscopes sensibles à défaut d'observations directes ? Ce sont autant de problèmes intéressants à résoudre et il n'est peut-être plus téméraire de dire que des progrès pourraient être réalisés dans cette voie.

Kikuchi, Milne et bien d'autres séismologues japonais se sont livrés dans le même ordre d'idées à des statistiques nombreuses pour faire ressortir une relation entre les tremblements de terre et les phénomènes concomitants. Beaucoup de ces travaux ne reposent pas sur une base scientifique véritable. Faut-il pour cela condamner les auteurs des recherches sur les variations diurnes ou saisonnières, et ne faut-il pas excuser un « folklore » dans un pays où l'on compte jusqu'à nos jours environ 230 grandes catastrophes, aussi cruelles que celle de 1923 ?

Mais admettons même que l'on aboutisse à une méthode de précision, les gouvernements auraient-ils dans cette méthode et dans ceux qui l'appliquent une foi suffisante pour ordonner l'évacuation de villes comme Tokyo et cette évacuation serait-elle même possible ? Il est permis d'en douter.

8. Phénomènes divers qui accompagnent les tremblements de terre. — Parmi les phénomènes qui accompagnent les tremblements de terre, les principaux sont les changements de débit des sources ou de niveau des puits sur lesquels le questionnaire appelle l'attention, les phénomènes lumineux, les bruits qui précèdent, accompagnent ou suivent le phénomène.

Les variations des eaux se comprennent sans explications spéciales : les modifications peuvent amener même la formation de sources nouvelles, de lacs formés par des barrages de vallées dus au chevauchement des montagnes comme au Kan-Sou le 15 décembre 1920. « Sur les montagnes l'effet a été terrible, des parties immenses de

montagnes ont été comme labourées par une charrue gigantesque et toute la croûte en a été déchiquetée en sillons presque réguliers. Et puis des affaissements. Il y en a eu des centaines, mais deux surtout que j'ai visités sont d'un terrible et d'un grandiose qu'on ne saurait décrire. Sur une longueur de plusieurs lis (500 mètres) la croûte de la montagne, d'une épaisseur de plusieurs pieds, s'est mise en marche depuis la base jusqu'au sommet, a déferlé dans la vallée, passé la rivière, remonté jusqu'à une certaine hauteur sur la montagne de l'autre côté, constituant un solide barrage. Un lac d'un vert magnifique, aux formes les plus fantastiques s'est formé au-dessus du barrage. » (Lettre de Mgr Doems.)

Les phénomènes lumineux sont extrêmement rares ; on les a souvent attribués à l'imagination des esprits de populations affolées. Il est cependant possible que dans des régions thermales ou pétrolifères où les réactions chimiques sont possibles des gaz inflammables puissent être dégagés. Pendant le tremblement de 1682 qui agita toute la Lorraine et l'Alsace, « on vit, d'après les chroniques, des flammes sortir de terre sans qu'on ait pu distinguer le point d'où elles s'échappaient..... Les flammes ne brûlaient pas en réalité, c'étaient plutôt des langues qui sautillaient. Elles répandaient une odeur désagréable qui n'était pas sulfureuse, mais plutôt bitumeuse ». Cette description justifie l'hypothèse que nous avons faite. La chronique ajoute qu'une source se troubla et rejeta une écume analogue à la mousse de savon. Les sources de Plombières émettaient une vapeur d'une façon inaccoutumée. Un grand

nombre de tremblements sont accompagnés d'un bruit intense, au moins dans la région pléistocène. Ces bruits sont signalés même en France où en général le degré ne dépasse pas le chiffre V à VI. Les observateurs le comparent volontiers au roulement d'une voiture lourdement chargée, ou d'un camion automobile passant devant leur maison. D'autres le comparent à la détonation d'un canon, à l'explosion d'une mine, au roulement du tonnerre, au retentissement d'un gong ou d'une grosse caisse. Il est bien évident que suivant l'origine du tremblement de terre et la nature des couches géologiques traversées la sensation auditive est très différente.

Il arrive qu'en des endroits où la secousse a été à peine sensible le son a été très fort : c'est ce qui m'a été signalé en Alsace en 1923 lors du tremblement de terre du Kaysersberg ; on a entendu aux Trois Épis un son très intense.

Il ne faut pas d'ailleurs confondre les bruits qui accompagnent les tremblements de terre proprement dits avec les sons qui se font entendre d'une façon pour ainsi dire permanente dans certaines régions, qui se relient évidemment à la physique du globe, phénomènes d'acoustique naturelle mais qui n'ont avec la séismologie proprement dite que des rapports assez éloignés (*mistpaffers* de la mer du Nord, *brontides* calabrais, *marina* de l'Ombrie, etc...). Dans certains cas des bruits auraient précédé des tremblements et ce phénomène, s'il était plus général, permettrait à l'aide de microphones sensibles d'avertir les populations. Ce n'est malheureusement pas le cas général ; il peut même arriver que le son soit propagé très rapidement dans certaines

couches, les granitiques par exemple, et beaucoup plus lentement dans d'autres. Le son arrivant par l'air ne parvient que longtemps après. Il est facile de s'en rendre compte par l'expérience simple que citait autrefois Mallet dans ses instructions aux observateurs :

« Supposons un observateur placé près du rail d'un chemin de fer et faisons frapper, à une distance de quelques centaines de pieds, un coup violent sur ce rail ; l'observateur percevra trois sons : le premier, presque à l'instant du choc, lui sera transmis par l'onde propagée dans le fer ; un peu après, le second lui arrivera par le sol et plus tard encore, le troisième à travers l'atmosphère. Une personne plongée dans l'eau d'un aqueduc longeant le railway y percevrait une onde sonore essentiellement différente des précédentes, et pourtant toutes seraient parties simultanément du même point. »

D'après Davison qui s'est spécialisé dans ce genre d'études des observations précises sur la propagation du son donneraient sans doute des conclusions fécondes sur la constitution du sous-sol. Il construit des courbes dites *isacoustiques* construites d'après le pourcentage des observateurs qui ont entendu le bruit. Il est bien évident que des appareils inscripteurs seraient préférables. Pourtant, ayant tracé pour le tremblement de terre du 28 octobre 1891 les isacoustiques, il trouve trois systèmes de courbes dont les axes principaux doivent avoir des rapports avec les lignes de faille en voie d'extension.

L'aire d'audibilité extrême diffère assez notablement en général de la surface ébranlée.

9. Courbes isosphygmiques. Séismicité d'une contrée. — A cette étude macroséismique se rattache l'étude de la séismicité d'une contrée ou de la fréquence des tremblements. Ce sont les catalogues patiemment élaborés depuis des années qui permettent de s'en faire une idée. On a cherché des représentations graphiques qui fournissent des images concrètes de ce caractère géographique.

Au Japon on a introduit des courbes d'égale fréquence ou *isosphygmiques* qui découpent des bandes plus ou moins irrégulières. On peut les dresser par mois, par années ou par périodes encore plus longues. Le service météorologique de Tokyo a dressé chaque année une carte séismique du Japon. La représentation est vraiment assez arbitraire et ne peut avoir un sens que dans des pays très séismiques.

D'ailleurs pour avoir une représentation complète il conviendrait de retracer les isosphygmiques pour les diverses intensités. Une région comme le golfe de Gênes, voire la côte d'Azur passe pour la plus séismique de toute l'Italie, si on compte seulement le nombre des secousses quelle qu'en soit l'intensité; on sait bien que les tremblements y sont moins destructeurs qu'à Avezano ou à Messine. Certains séismologues ont renoncé aux courbes et recouvert d'une teinte plate ou de hachures les régions intéressées en représentant les plus séismiques par des teintes plus ou moins foncées.

*A priori* cette représentation semble meilleure parce que comme le fait remarquer Montessus de Ballore les tremblements de terre sont des phénomènes discontinus et il est illusoire de vouloir les

représenter par des traits continus. On emploie très souvent des cercles noirs de diamètre plus ou moins grand pour indiquer la fréquence dans un endroit déterminé. Cette représentation a l'avantage de permettre ensuite le tracé des lignes de répartition des épicentres les plus fréquents et de chercher les rapports avec la géographie de la contrée. On peut en donner des exemples pour le *graben* rhénan ou l'Algérie.

Il y a cependant un cas où les isosphygmiques paraissent être fécondes en résultats, c'est le cas où elles concernent des répliques d'un fort tremblement de terre, comme celui de 1891, qui au Japon a donné lieu à plus de 800 répliques.

Omori a tracé les courbes de 500, 200, 100 et 50 répliques : l'isosphygmique de 500 est tout entière dans le quaternaire, elle s'étend de Gifu à Nagoya, a la forme elliptique allongée. Les autres prennent une forme quadratique allongée : elles sont irrégulières, se resserrent là où le tertiaire domine et se dilatent quand le terrain devient paléozoïque ou archéen. C'est encore une nouvelle manière de mettre nettement en évidence les rapports entre la séismologie et la géologie que nous avons vu déjà apparaître à propos du séisme de Provence.

L'aspect macroséismique sous lequel j'ai envisagé la séismologie dans ce premier chapitre nous conduit à une liaison étroite avec la géographie physique et la géologie ; on ne saurait, à mon avis, séparer ces diverses branches de la science ; telle était aussi l'opinion de Montessus de Ballore quand il disait des stations séismologiques « que nul n'entre ici s'il n'est géologue ». Je voudrais qu'on ajoutât à cette parole : « Que nul n'entre ici s'il

n'est physicien! » et ainsi nous apparaissent les devoirs des géophysiciens de l'avenir à la fois géographes et physiciens.

RÉFÉRENCES

- A. PERREY. Instructions sur l'observation des tremblements de terre (*Ann. Mét. de la France*, 1849) ou Notice sur Alexis Perrey, par E. Rothé et H. Godron (*Bull. Acad. Dijon*, 1924).
- R. HOERNES. Erdbebenkunde. Leipzig, 1893.
- E. ROTHÉ. Les échelles en séismologie. Congrès de Liège, 1924.
- A. SIEBERG. Catalogue régional des tremblements de terre ressentis pendant l'année 1908 (*Pub. Bur. Intern. Strasbourg*, 1917).
- P. LEMOINE. Tremblement de terre de Provence (*Annales de Géographie*, t. XXX, 1910).
- MONTESSUS DE BALLORE. La science séismologique. Armand Colin, Paris, chap. I et II.
- F. OMORI. Seismic Experiments on the fracturing and Overturning of Columns (Earthquakes Investigation Committee: 1900 et 1910-12).
- H. BOURGET. Rapport sur le tremblement de terre du 11 juin 1909 (*Bull. Ann. Comm. mét. Bouches-du-Rhône*, 1909).
- R. LANGENBECK. Die Erdbebenerscheinungen in der ober-rheinischen Tiefebene und ihrer Umgebung (*Geographische Abhandlungen aus den Reichslanden Elsass-Lothringen*, her. von G. Gerland, 1892).
- J. MILNE et K. BURTON. The Great Earthquake of Japan, 1891. Yokohama.
- D. KIKUCHI. Recent seismological Investigations in Japan.
- CH. DAVISON. A Study of recent Earthquakes, London, 1905.
- R. MALLET. Sur l'observation des tremblements de terre (*Ann. Mét. France*, 1850).  
*La Nature*, 1923.
- Annuaire de l'Institut de physique du globe de Strasbourg, 2<sup>e</sup> partie. *Séismologie*, 1919-1923.

## CHAPITRE II

### LA CONSTITUTION DE LA TERRE LES PHÉNOMÈNES OROGÉNIQUES ET LA CAUSE DES TREMBLEMENTS DE TERRE

1. **Constitution de la terre.** — A la surface de la terre se trouve une mince couche solide constituée par les minéraux que nous connaissons : nous lui donnerons avec les géologues le nom de *lithosphère*. Son épaisseur serait de 40 à 100 kilomètres, plus grande sous les massifs montagneux que sous les océans.

Au-dessous d'elle se trouve une zone constituée par un magma fondu à température très élevée et sur laquelle flotte la lithosphère. Nous lui donnerons le nom de *pyrosphère*. Sa constitution varie d'une façon continue et sa densité augmente depuis la surface jusqu'au noyau qui lui succède

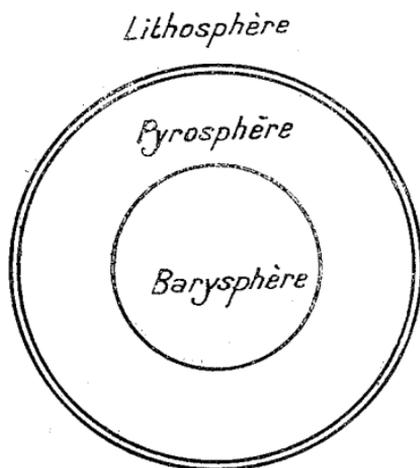


Fig. 5.

et qu'on peut désigner sous le nom de *barysphère*, de densité élevée d'au moins 7,7 celle du fer.

Cette dernière sphère ou noyau proprement dit commencerait à 2.900 kilomètres au-dessous de la surface (fig. 5).

Comment justifier cette constitution?

**2. La lithosphère.** — On sait bien que la terre n'est pas un solide géométrique régulier : par endroits des montagnes se dressent, dans les Océans il y a des îles au milieu des eaux. La figure d'équilibre doit satisfaire à *l'isostasie* de Dutton, c'est-à-dire qu'au-dessus d'une certaine surface d'équilibre à l'intérieur du sol les matières doivent se répartir suivant leurs densités, les plus lourdes formant une dépression, tandis que les plus légères formeront un renflement.

Pour satisfaire à l'isostasie, on a parfois admis que sous les Océans il se produirait une contraction qui tendrait à abaisser les couches sous-jacentes, tandis que les montagnes émergeraient; d'autres physiciens comme Lippmann, supposent au contraire que sous les continents et les montagnes, l'écorce est plus épaisse que sous l'Océan : au moment du refroidissement de la nébuleuse origine, la solidification s'est faite par banquises flottant sur le liquide encore en fusion et auxquelles le principe d'Archimède a dû s'appliquer; une banquise plate s'enfoncera moins dans le liquide qu'une masse épaisse, devant émerger en hauteur. Ainsi peuvent se comprendre les anomalies observées pour la gravitation : comment se fait-il qu'en réduisant les observations de l'intensité de la pesanteur observées sur tout le globe, on trouve les mêmes valeurs pour les Océans que pour les

montagnes, et qu'il n'y ait pas lieu de tenir compte des massifs continentaux? Cela tient à ce qu'il s'établit une compensation. S'il y a plus de matière en hauteur, il y a en dessous un déficit correspondant puisqu'une quantité de magma de grande densité est remplacée par des solides de densités moindres. Il n'y aurait donc pas lieu de faire sur la constitution des couches sous-jacentes des hypothèses plus ou moins compliquées.

D'après le degré géothermique la température du magma doit être très élevée, 2.000 degrés au moins, et il doit nécessairement exister une matière fluide entre la lithosphère et le noyau.

**3. Pyrosphère.** — Cette matière fluide ne remplit pas tout l'intérieur du globe comme le pensait Fischer, qui admettait le déversement direct de ce fluide à l'extérieur par les cheminées des volcans : on concevrait mal que ces ouvertures pussent laisser à certains moments échapper des laves pour se refermer ensuite et s'opposer à des sorties ultérieures.

Stübel introduit l'idée de l'état critique : au-dessus d'une certaine température on ne peut avoir l'équilibre de deux phases en présence, liquide et vapeur, mais un état particulier intermédiaire. Cet auteur admet une couche d'équilibre entre le noyau fluide et l'extérieur ; cette sorte de cuirasse aurait une cinquantaine de kilomètres d'épaisseur tandis que la lithosphère serait pour lui beaucoup plus épaisse, 2.000 kilomètres, presque un tiers du rayon (6.370 kilomètres).

L'hypothèse de la continuité entre divers états successifs est introduite par Ritter en 1878 qui

traite par le calcul le cas d'une sphère gazeuse qui serait amenée au-dessus du point critique.

Reprise par Zöppritz, elle a été ensuite vulgarisée par Günther : il y aurait à l'intérieur du globe tous les états que l'on puisse imaginer entre le solide proprement dit, le liquide, le gaz et la dissociation complète. Le passage de l'un à l'autre se ferait d'une manière continue par couches de transition.

On pourrait concevoir avec Günther dans la pyrosphère une zone plastique intermédiaire entre solide et fluide et dont l'état dépende en somme de la pression. Aussi les phénomènes qui se produisent à la surface du globe, « dénudations » ou au contraire « accumulation de matières » comme sur les côtes grâce à l'apport des sédiments par les rivières, doivent avoir une répercussion sur cette substance plastique. C'est sans doute seulement à la partie supérieure que sa composition doit être variable : par suite de l'enfouissement des fonds des géosynclinaux et de vousoirs descendants, les roches diverses s'y fondent, mais plus on descend et plus la composition doit être homogène et le magma se présente alors sous forme de bouillie silicatée se rapprochant de la composition moyenne des roches de la lithosphère.

A la haute température qui y règne sous des pressions considérables, la zone plastique doit être un milieu favorable au passage de molécules solides par diffusion comme dans les expériences de Violle et Colson. Le géologue Haug dit que dans toute sa masse le magma présente sur une vaste échelle le phénomène du rochage, le magma en fusion abandonnant les gaz qu'il ren-

ferme en dissolution. Ainsi prendraient naissance le magma ferro-magnésien et le magma alcalin de Michel Lévy.

A mesure que la profondeur augmente, ce magma *ferro-magnésien* deviendrait de plus en plus basique et de plus en plus dense, pour finalement présenter la densité du *péridot*, minéral contenu dans beaucoup de roches volcaniques basiques, en particulier dans les *basaltes*, dans les bombes émises par les éruptions stromboliennes.

On remarque d'autre part la présence du péridot dans les météorites et cette analogie frappante a conduit Daubrée à conclure à l'unité de composition du système solaire ; le péridot serait, en même temps que la *scorie du noyau terrestre*, la scorie universelle.

Günther admet ensuite l'existence de liquides sous leur forme connue avec leurs propriétés élastiques, de gaz ordinaires, de fluides au-dessus de l'état critique, possédant encore leurs caractères propres.

4. **Barysphère.** — La barysphère doit présenter une solidité et une densité importantes. Toutes les mesures de la densité moyenne de la terre conduisent à une valeur supérieure à 5. Les Océans ont une densité un peu supérieure à 1, les roches ont une densité moyenne de 2,5 : on doit donc supposer que l'intérieur du globe a une densité plus grande que 5. Des calculs de Roche ont conduit à 10,6, mais sans admettre ce chiffre peut-être exagéré, on peut attribuer au noyau terrestre la densité 7,7. Cette densité étant voisine de celle du fer on est conduit à penser que

le noyau contiendrait surtout du fer et cette conception est d'accord avec les théories du magnétisme.

Se basant sur les travaux modernes de Van't Hoff, Le Bel, Nernst, Günther fait l'hypothèse d'un noyau central gazeux où la matière serait complètement dissociée en atomes, ou *monoatomique*, sans *individualité propre*. Ces vues sont appuyées par l'autorité de Svante Arrhénius qui pense qu'en raison de la température élevée et des pressions énormes qui y règnent, cet état particulier aurait des propriétés élastiques, une rigidité analogue à celle des solides. John Milne appelait « Geite » cet état particulier de la matière.

Cette idée d'un noyau solide est en contradiction avec les idées anciennes et encore courantes. On imagine volontiers un noyau liquide, en raison de la température élevée, et c'est ici que se présente la théorie des marées. Si le noyau est liquide il doit être soumis de la part des astres, des attractions luni-solaires, à des marées tout comme les Océans.

Lord Kelwin (Sir W. Thomson) fait remarquer tout d'abord que si les volcans et le degré géothermique nous conduisent à admettre une température très élevée au voisinage de l'écorce, il n'est pas certain que la température continue à croître d'une façon régulière jusqu'au centre. Le calcul conduit à des chiffres qui n'ont plus aucun sens physique ! D'autre part si la température est très élevée au centre la pression y est énorme. On se fait difficilement une idée des chiffres indiqués par Rudzki : 1.700.000 atmosphères au centre, 100.000 atmosphères à une dis-

tance égale aux  $\frac{95}{100}$  du rayon terrestre. Or l'application de la thermodynamique prévoit par les formules de Clapeyron-Thomson, conséquence des principes de l'énergie et de l'entropie, que le point de fusion de la plupart des corps est élevé par la compression. Rien ne s'oppose donc, au point de vue physique, à ce que nous admettions que le centre de la terre est à l'état solide ou dans un état « revenant à l'état solide au point de vue pratique de la rigidité ».

À l'appui de cette manière de voir on peut encore dire avec Wiechert qu'on ne s'expliquerait pas qu'une mince écorce recouvrant le noyau liquide puisse supporter le poids énorme des montagnes, avec Lord Kelvin, que pour supporter les efforts des marées internes la croûte terrestre devrait être plus résistante que l'acier et on sait bien qu'il n'en est pas ainsi.

Tammann et d'autres minéralogistes ont montré que l'élévation du point de fusion avec la pression ne se produit pas indéfiniment. À partir d'un maximum il y a diminution avec la pression. Il en résulte que si on admet une rapide égalisation de température par courants de convection, la solidification commence là où la pression a la valeur qui correspond au maximum de température de Tammann, puis la solidification s'étend vers l'extérieur où la pression est moindre : elle est rapide et la solidification est accompagnée d'une *contraction*. Vers l'intérieur la solidification est plus lente et accompagnée d'une *dilatation*. Il y aurait donc deux feuillets concentriques, l'un extérieur soumis à des pressions superficielles, l'autre intérieur soumis à de fortes pressions.

LA LIAISON ENTRE LES TREMBLEMENTS DE TERRE  
ET LES PHÉNOMÈNES OROGÉNIQUES

5. Formation du relief terrestre. — Pour pouvoir discuter utilement sur les causes des tremblements de terre, il est nécessaire de se rappeler les idées modernes sur la formation du relief terrestre, c'est-à-dire sur le *diastrophisme*. On appelle ainsi l'ensemble des dislocations ou des déformations que les couches ont subies postérieurement à leur dépôt.

Les géologues ont remarqué depuis longtemps, comme l'indique M. Haug, dans certaines régions, des épaisseurs considérables, parfois des milliers de mètres de sédiments accumulés pendant des périodes courtes. Ces dépôts se présentent sous forme allongée, très épaisse dans une partie centrale où tous les sédiments appartiennent à une époque déterminée. De part et d'autre, aux extrémités de la zone, l'épaisseur sera moindre et là certaines couches pourront même faire défaut. Dans la partie centrale les formations sont dites *bathyales* ; s'il existe des variations dans les caractères, celles-ci sont continues et se succèdent par modifications insensibles. Au contraire sur les bords les formations sont dites *néritiques*. Les facies sont brusquement modifiés dans le sens vertical et l'on trouve successivement des formations marines, lagunaires ou continentales.

6. Géosynclinaux. — James Hall a fait en 1859 une première hypothèse sur une dépression de cette nature ; il a supposé que le fond de la mer

s'est affaissé suivant l'axe de la dépression qui a la forme d'un *synclinal*. A mesure que l'affaissement se produit les sédiments s'y ajoutent sur le fond du bassin si bien que l'intensité de l'affaissement croît avec l'épaisseur des sédiments (fig. 6).

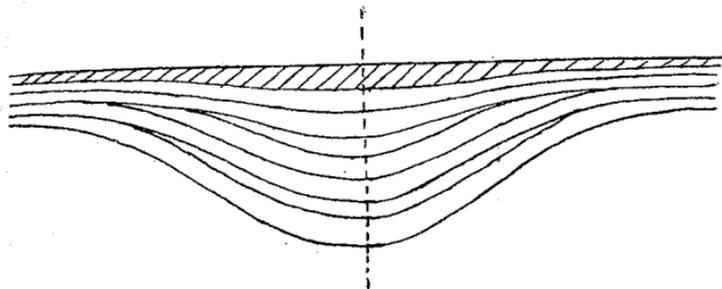


Fig. 6. — Schéma d'un géosynclinal.

Une telle formation se présente donc comme un pli concave de l'écorce terrestre. J.-D. Dana abandonnant l'hypothèse de l'affaissement sous l'action seule du poids, suppose qu'il s'est produit par compression latérale. C'est lui qui a donné à cet ensemble le nom de *géosynclinal* et appelé inversement *géanticlinal* un pli convexe de l'écorce.

On peut avoir un géosynclinal dédoublé avec géanticlinal médian.

Il y a lieu d'étudier maintenant les déformations qui peuvent être consécutives de la constitution du géosynclinal.

**7. Mouvements orogéniques.** — On appelle mouvements orogéniques les mouvements relatifs au relief terrestre ; ce sont des plissements, des déformations, des dislocations.

On admet aujourd'hui, comme un fait évident,

que les plissements de l'écorce terrestre sont dus à des refoulements latéraux, c'est-à-dire à des mouvements tangentiels de l'écorce. Il est certain qu'on ne peut pas faire d'observations directes, mais analyser les conditions des couches sur le terrain ou chercher à reproduire expérimentalement les phénomènes orogéniques. Il ne faut attacher à cette vérification expérimentale qu'une valeur relative, car les conditions du laboratoire ne sont pas celles de la nature et il ne faut accepter que sous réserves les résultats des expériences si ingénieuses soient-elles. Il ne faudrait pas non plus les repousser *a priori*. M. Alphonse Favre a reproduit l'aspect des couches à plis des montagnes en comprimant des bandes d'argile, réduites aux deux tiers. Un grand nombre de dispositifs ont été indiqués par Daubrée, dans ses études synthétiques de géologie expérimentale ; par exemple, en comprimant latéralement des feuilles de plomb amincies dans une partie, au centre ou sur le bord, il réalisa les différents genres de plis rencontrés dans la nature. Pour de multiples raisons on a abandonné l'idée ancienne des soulèvements d'origine volcanique pour expliquer la formation des montagnes, au moins d'une manière générale ; on ne considère plus aujourd'hui les mouvements orogéniques comme la conséquence des phénomènes volcaniques. Suess nie même complètement les soulèvements et n'admet que des mouvements verticaux de haut en bas ou affaissements.

Si on admet, comme certains auteurs, les forces latérales, tangentielles de compression ou de dilatation, de quelle manière agissent-elles ? Étant donnée une région du globe comprise entre deux

grands cercles, elle pourra être comprimée sous deux influences mécaniques : ou bien par compression *bilatérale*, sous l'action d'une force agissant sur les deux cercles, ou bien par compression *unilatérale*, un des cercles seulement étant comprimé vers l'autre.

8. **Théorie de la contraction.** — Le premier mode d'action trouve son application dans la théorie de la *contraction*, qui déjà esquissée en 1829 a été énoncée par Elie de Beaumont en 1852 dans sa notice sur les systèmes de montagnes, ouvrage important en trois volumes. Il admettait la diminution graduelle du rayon terrestre ; sous l'influence du refroidissement, la croûte terrestre s'est *contractée*.

« Il me paraît impossible, dit-il, qu'elle ait jamais pu se soutenir sans appuis. Son poids l'a donc tenue constamment appliquée sur le liquide intérieur. Ce liquide intérieur n'étant plus assez volumineux pour pouvoir la remplir et pour la soutenir partout, si elle avait conservé sa figure sphéroïdale régulière qui correspond à un maximum de capacité, elle s'est écartée par degrés de cette figure en se bosselant légèrement. Mais un pareil bossellement ne pouvait avoir lieu sans que certaines parties de l'enveloppe éprouvassent une compression, d'autres une extension. »

Cette description est suffisamment nette pour qu'on attribue la théorie de la contraction à Elie de Beaumont, bien qu'on l'appelle la théorie *américaine* à cause des efforts de Dana et de Leconte pour la soutenir et la développer. On peut dire avec Elie de Beaumont que : « Les chaînes de montagnes correspondent essentiellement aux

parties de l'écorce terrestre dont l'étendue horizontale a diminué par l'effet d'un écrasement transversal. »

Alb. Heim a fait des vérifications du plus haut intérêt sur la chaîne du Jura. Entre Saint-Claude et le Léman sa largeur perpendiculaire à l'axe des plis est  $16^{\text{km}},8$  tandis que le développement de ces plis conduirait à 22 kilomètres (contraction  $1/4$ ).

Parmi les expériences de reproduction, celle de Walther, sur l'orogénie par contraction, est une des plus intéressantes. Un ballon élastique d'enfant est gonflé à l'air puis fermé par un tube de verre et un tube de caoutchouc serré par une pince de Mohr. On le recouvre d'une pâte demi-fluide de farine. Puis on dégonfle lentement en laissant échapper l'air bulle à bulle dans l'eau d'un cristalliseur. Le ballon diminue de surface et les plis se forment. On peut encore répéter cette expérience sous une autre forme. Sur une sphère de bois on tend une lame de caoutchouc serrée entre deux cercles métalliques et tendue par des câbles enroulés sur un treuil. On applique sur la surface du plâtre semi-liquide et au moment de la prise on diminue progressivement la tension. On voit la sphère se couvrir de plis.

Si Elie de Beaumont avait vu nettement la raison des plissements, il n'aurait pu s'affranchir complètement de la théorie des soulèvements de Léopold de Buch ; nous verrons plus tard des conséquences de cette double conception.

Les poussées *uni-latérales* peuvent aussi être envisagées comme une conséquence de l'affaissement, car si l'écorce terrestre s'effondre graduellement, les voûtes, les *voussoirs* qui cèdent peu

à peu, peuvent exercer sur leurs voisins une pression qui détermine latéralement la formation de plissements. Dana admet que lorsque le fond des océans s'affaisse, un voussoir dont la flèche diminue, amène au bord des continents des pressions latérales. Telle est aussi l'opinion de Suess qui met en relief le rôle des effondrements sur l'allure des zones de plissement.

9. Théorie de l'isostasie. — Les poussées unilatérales apparaissent encore comme conséquence de la théorie de l'isostasie due à Dutton qui explique la formation des montagnes en dehors de toute hypothèse sur le refroidissement ou la constitution du noyau si ce n'est qu'il suppose la terre hétérogène, hypothèse pour ainsi dire nécessaire : dans le cas de l'homogénéité la figure d'équilibre serait un ellipsoïde de révolution ; mais comme la terre est hétérogène, certaines parties sont plus denses, d'autres le sont moins, il doit y avoir un renflement là où la matière la moins dense s'accumule et une dépression là où la matière est plus dense. Dutton appelle *isostasie* « la condition d'équilibre vers laquelle tend un corps planétaire homogène ou non ». Mais ces conditions d'équilibre même sont constamment détruites, les cours d'eau enlèvent des matériaux qu'ils transportent vers l'Océan et à l'embouchure des rivières les matériaux s'accumulent, une poussée s'établit contre le rivage, unilatérale d'où formation de plis, soit de montagnes (voir E. Haug, *loc. cit.*).

Ce sont ces deux théories de la *contraction* et de l'*isostasie* qui se partagent les faveurs des géologues. Doit-il réellement y avoir partage ?

Il semble qu'au point de vue physique plusieurs modes d'action peuvent se produire à la surface du globe et qu'il n'est pas nécessaire d'éliminer l'un d'eux au profit de l'autre.

10. Théorie de l'expansion. — Peut-être faut-il tenir compte d'une troisième explication, celle de l'*expansion* de Mellard Reade : on pourrait admettre que le fond des géosynclinaux à température plus élevée tend à se gonfler, à prendre de l'expansion et par suite à se rider et ces rides tendraient ensuite à apparaître du fond jusqu'aux bords. Malgré l'ardeur de son défenseur cette théorie n'a pas triomphé d'une manière générale parce que les plis devraient se trouver de préférence au fond des géosynclinaux, alors qu'en réalité c'est au contraire sur les bords et au contact des continents qu'ils apparaissent le plus fréquemment.

Des phénomènes physico-chimiques, comme l'hydratation de roches telles que l'anhydrite, ne peuvent expliquer l'expansion que d'une manière locale, en des points, tout à fait particuliers.

On peut donc dire en résumé que les *tremblements de terre sont en liaison étroite avec l'orogénie et que les régions les plus éprouvées doivent se rencontrer surtout au voisinage des géosynclinaux.*

11. Loi de Montessus de Ballore. — C'est à Montessus de Ballore qu'on doit l'énoncé d'une loi intéressante sur la répartition des épïcêtres le long des géosynclinaux.

*L'écorce terrestre tremble à peu près également et presque uniquement le long de deux*

*étroites zones, qui se couchent suivant deux grands cercles (dans le sens géométrique du mot) faisant entre eux un angle d'environ 67°. Le cercle méditerranéen ou alpino-caucasien-himalayen (53,5 p. 100 des séismes), et le cercle circumpacifique ou indo-japonais-malais (41,08 p. 100 des séismes). Ces deux zones coïncident avec les deux plus importantes lignes de relief de la surface terrestre.*

Les deux grands cercles ont pour pôles les points 45° 45' N. 150° 30' W. Gr, et 35° 40' N, 23° 10' E. Gr.

S'il ne s'agissait ici que d'une relation géométrique, elle manquerait d'intérêt, mais Montessus aperçoit une relation géologique.

*Les zones renfermant les régions séismiques coïncident exactement avec les géosynclinaux de l'époque secondaire, tels que Haug les a figurés dans son mémoire : les géosynclinaux et les aires continentales.*

Pour donner à son énoncé un caractère général il énonce la loi suivante, résultat de la statistique, donc de l'observation sans introduction d'hypothèse particulière.

*Les géosynclinaux (bandes les plus mobiles de la surface terrestre), où les sédiments déposés sous les plus grandes épaisseurs ont été énergiquement plissés, disloqués et relevés à l'époque tertiaire, lors de la formation des principales chaînes actuelles (ou géanticlinaux), renferment à eux seuls, à deux ou trois exceptions douteuses près, toutes les régions séismiques (dans le sens que nous avons donné à ces deux mots) qui, par conséquent, les caractérisent.*

« L'instabilité séismique ne pouvait être uniforme le long de ces bandes, dit Montessus, à cause du non-synchronisme des mouvements de leurs diverses parties et de leurs différences d'amplitude. Elles renferment donc çà et là des régions pénéséismiques, parfois même aséismiques, dont la raison d'être se découvre ou se découvrira plus tard, dans le détail de l'histoire géologique. Souvent aussi la séismicité, déjà en rapport avec le plus ou moins d'ancienneté des mouvements et l'importance absolue ou relative du relief émergé ou immergé, se montre encore en proportion de la puissance des sédiments relevés, ce qui est tout simplement une autre expression de la loi de l'influence séismologique du relief.

« Dans bien des cas, les régions séismiques particulières épousent nettement le tracé des géosynclinaux de second ordre, attestant ainsi plus étroitement encore leur liaison avec les mouvements ultérieurs nés au sein des géosynclinaux.

« Les géosynclinaux plus anciens qui, à des époques géologiques, ont donné lieu à des chaînes plissées maintenant arasées et à peine discernables dans leur état actuel de pénéplaines, présentent des régions pénéséismiques, restes d'anciennes régions séismiques tendant à la stabilité ; tandis que les aires continentales, — au sens de M. Haug, — que leur architecture tabulaire démontre n'avoir jamais été que le siège de mouvements d'ensemble, de faible amplitude relative et sans grands dérangements des couches sédimentaires sous-jacentes, sont très généralement aséismiques, ou à peine pénéséismiques dans des cas particuliers souvent explicables. Ainsi, l'on peut dire d'une façon abrégée que :

*« L'architecture plissée des géosynclinaux est instable, à l'inverse de l'architecture tabulaire des aires continentales, et cela, vraisemblablement, a été vrai à toutes les époques géologiques. »*

Les géosynclinaux renferment 91,08 p. 100 des tremblements de terre que Montessus a pu recueillir, contre les 8,92 p. 100 correspondant aux aires continentales, en dépit de la bien plus grande surface que celles-ci recouvrent.

M. Haug va peut-être un peu moins loin dans l'affirmation. Il pense que la conclusion formulée dans la loi de Montessus est inattaquable, mais que l'assimilation des deux grands cercles aux géosynclinaux de l'ère secondaire ne saurait être acceptée que comme une approximation et sous certaines réserves. Si l'on voulait en déduire que 94 p. 100 des tremblements de terre ont leur centre dans la zone des plissements tertiaires, on s'écarterait de la vérité, quelque grande que soit d'ailleurs la séismicité des chaînes réunies d'ordinaire sous la rubrique de plissements alpins.

La grande séismicité des plissements tertiaires est un fait; mais il est toutefois difficile d'y faire le départ des secousses qui doivent réellement être attribuées à des mouvements tangentiels et de celles qu'il faut emprunter à des effondrements postérieurs au plissement.

Dans l'état actuel de nos connaissances, *on peut en tout cas affirmer que les mouvements orogéniques se continuent de nos jours et se manifestent sous la forme des tremblements de terre.* (Voir le séisme du Japon, Kwantô 1923.)

Il semble bien que les parties qui actuellement

sont les plus mobiles de la lithosphère sont celles qui ont toujours été les plus instables depuis le primaire ou le silurien. M. Termier émet l'avis que si l'on était en possession de statistiques exactes et comparables, on constaterait que la répartition géographique demeure à peu près invariable à travers les siècles. En fait, depuis que nous procédons à la publication des catalogues séismiques, ce sont toujours les mêmes régions qui reviennent sans cesse dans nos colonnes, Japon, îles Kouriles, Kamtchatka. Aléoutiennes, Alaska, Californie, Andes, îles du Pacifique, Fidji, Sonde et d'autre part mer Ionienne, mer Egée, Pyrénées, Apennins, Algérie, Asie Mineure, Turkestan, Birmanie, Antilles.

Depuis qu'on étudie la séismologie, on a pu mettre en évidence la séismicité de la zone de bordure du Pacifique et la majorité des autres épïcêtres se placent dans la bande méditerranéenne. Ce sont bien, au moins en première approximation, les cercles de Montessus de Ballore.

Cette coïncidence des géosynclinaux et des régions séismiques est un fait de grande importance scientifique, mais elle ne nous renseigne pas en réalité sur le mécanisme, sur la cause fondamentale du tremblement.

**12. Tremblements de terre et volcans.** — Il n'est pas douteux que certaines éruptions volcaniques sont en liaison avec des tremblements de terre. Toujours enclin à la généralisation hâtive, l'homme a longtemps admis, presque comme un article de foi, le groupement de ces deux phénomènes sous un même point de vue. C'est la théo-

rie volcanique des tremblements de terre : les secousses séismiques, lorsqu'elles se présentent isolées, ne seraient que le résultat d'éruptions volcaniques avortées. Sous l'influence de Humboldt dont le livre *Cosmos*, essai d'une description physique du monde, a eu une grande influence sur ses contemporains, on a admis qu'il devrait y avoir tremblement de terre toutes les fois que les laves ne trouveraient pas de cheminée d'expansion et qu'au contraire les séismes seraient peu fréquents dans les contrées où les volcans abondent. Existe-t-il réellement une relation nécessaire entre les volcans et les tremblements de terre, entre séismologie et vulcanisme? La réponse sera donnée par l'examen des contrées comme le Japon où les volcans abondent et où les secousses se chiffrent par milliers. Pourrait-on trouver un meilleur champ d'études?

Et bien, dans cette contrée si instable à ce double point de vue, il y a de fréquentes éruptions sans tremblement de terre important, il y a des catastrophes séismiques sans éruptions.

Ainsi le 1<sup>er</sup> septembre 1923, le Fousi-Yama, le volcan sacré, n'a donné aucun signe d'agitation; c'est à peine si le petit volcan de l'île Oshima entrait en éruption, tandis que les villes de Tokyo et de Yokohama s'effondraient sur des milliers de morts.

Comme l'a dit de Lapparent, nulle part l'indépendance, qui existe le plus souvent entre les mouvements séismiques et l'action volcanique, ne se manifeste plus clairement qu'au Japon, le pays du monde le plus exposé aux vibrations séismiques!

Combien de fois la presse a-t-elle annoncé de

violentes éruptions et même des tremblements au Mexique, tandis que nos séismographes de Strasbourg n'indiquaient aucune impulsion. Il s'agit alors d'éruptions intenses, de tremblements locaux, mais sans propagation lointaine d'ébranlement.

On est cependant tout naturellement conduit à penser que parfois, tout au moins, par suite de l'évacuation de matière fondue, il a pu se former dans l'intérieur du sol un vide où des compartiments de l'écorce peuvent être précipités : ainsi s'explique que des régions voisines de volcans soient continuellement secouées sans qu'il y ait vraiment éruption à ce moment-là; le tremblement de terre peut être une conséquence d'éruptions antérieures et des affaissements peuvent se produire comme on en a constaté autour du Vésuve, de l'Etna, des îles Lipari.

D'autre part des secousses plus ou moins fréquentes précèdent les éruptions; à la Martinique, le réveil de la Montagne Pelée fut accompagné de légères, mais fréquentes secousses.

Il n'est pas douteux que, suivant l'opinion de Milne, une *certaine catégorie de tremblements* est liée aux phénomènes volcaniques; mais, ce n'est là qu'un cas particulier. Suivant Darwin au contraire les éruptions volcaniques jouent un rôle fondamental dans la formation des montagnes; elles ne sont pas dues à des plissements, mais à des éjections des roches internes.

L'influence d'Aristote se fait encore sentir de nos jours; See, géologue américain, attribue les tremblements de terre à des forces explosives provenant de l'intérieur de la terre, des couches au-dessous de la lithosphère. Ce ne sont pas les

failles qui causent les séismes par leur mouvement, ce sont les tremblements de terre qui amènent les cassures du globe. Tous sont dus à la force expansive de vapeur d'eau accumulée, qui tend à se frayer un passage. La pression peut devenir assez forte pour secouer le sol; des montagnes même peuvent céder et en laissant échapper la masse fluide passer à l'état de volcans. Toute montagne peut devenir un volcan; tout volcan éteint peut se réveiller; l'explosion est d'autant plus forte que la vapeur est plus comprimée. C'est l'éternel conflit entre eau et feu!

En résumé, des tremblements de terre peuvent se produire et sont même souvent fréquents dans les régions volcaniques; ils n'accompagnent pas nécessairement et immédiatement les éruptions qu'ils peuvent précéder ou suivre à longue échéance.

Il est intéressant de remarquer, au point de vue historique, que ce sont les observations de Boussingault dans les Andes qui en 1835 le conduisirent à proclamer l'indépendance des tremblements de terre et des volcans, devançant son époque de près d'un siècle.

Montessus de Ballore attribue une influence néfaste à cette curieuse expérience que nous avons tous vu répéter dans les cours de chimie. « Pendant tout le XIX<sup>e</sup> siècle, la fameuse expérience du minuscule volcan artificiel de Lémery a été un argument décisif entre la dépendance des tremblements de terre et des volcans; et l'erreur d'étendre à la nature les conséquences d'un procédé de laboratoire a longtemps retardé les progrès de la science et en particulier de la séismologie. »

Les observations de Boussingault restaient

sans effet; en Allemagne pourtant, C.-F. Naumann établissait une distinction entre tremblements *volcaniques* et *plutoniques*.

Bientôt après on tombait dans l'exagération contraire et après avoir accepté à grand'peine l'idée de l'indépendance entre séismes et volcans, on s'efforçait de tout expliquer par des infiltrations et des explosions. Nous rencontrons ici l'influence d'un des précurseurs de la séismologie, de Rossi (voir préface), auteur de la : *meteorologia endogena*, dont le titre même indique la tendance, l'assimilation des secousses telluriques à des bourrasques de masses gazeuses internes. En partant de cette idée, l'école Italienne admettait aussi des fractures du sol ne servant en somme qu'à faciliter les mouvements séismiques dans des directions déterminées.

13. Action de l'eau. — Quelques auteurs ont pensé que la cause commune des séismes et des éruptions devait être cherchée dans un afflux des causes superficielles vers le magma intérieur à haute température; ils admettent que l'eau des océans ou des grandes mers intérieures peut s'infiltrer peu à peu à travers des fissures jusqu'aux régions chaudes où elles sont vaporisées et dissoutes. Th. Moreux rappelle à ce sujet que M. Stanislas Meunier, professeur au Muséum, invoque des raisons de cet ordre; ce savant pense que l'écorce terrestre remplit la fonction de cloison entre les fluides qu'elle enveloppe et la masse externe de l'océan et de l'atmosphère. Formée de matériaux perméables elle se laisse pénétrer par les infiltrations aqueuses appelées par pesanteur ou capillarité, mais seulement jusqu'à une pro-

fondeur où la température n'est pas suffisamment élevée pour que l'eau n'y puisse être tolérée. L'écorce représente donc un ensemble dans lequel il faut considérer deux zones sphériques superposées, dont la plus inférieure est incandescente tandis que l'autre est mouillée.

Or le refroidissement et la contraction du globe produisent des poussées horizontales qui occasionnent l'ouverture de géoclasses ou failles. Cette ouverture ne se fait pas sans que des portions de la terre ne se détachent; on trouve dans les failles des blocs brisés. Ces blocs précipités dans la matière incandescente sont brusquement privés de leur eau; celle-ci est dissociée. On sait combien, dans la vie quotidienne, la vapeur d'eau occasionne d'explosions.

Ces théories n'ont pas rencontré l'approbation générale. Elles ont été combattues en particulier par de Lapparent. « D'une part il est inadmissible qu'entre l'écorce et le noyau il puisse subsister de pareils vides. D'un autre côté, s'ils existaient, ce serait à cette profondeur, au moins égale à 60 kilomètres, où l'on peut espérer de rencontrer la température de la fusion des roches, et il est probable que depuis longtemps toute humidité aurait disparu du terrain. Mais en outre cette exigence est en contradiction avec la situation, presque toujours superficielle, des foyers d'ébranlement. On a d'ailleurs justement fait observer que, pour rendre une pareille conception applicable à de longues séries d'explosions, comme celles du séisme de l'Andalousie, il faudrait supposer des écroulements de telle ampleur, que l'équilibre des parties superposées en eût été rapidement et visiblement affecté. »

Il faut cependant faire une réserve à ces paroles de de Lapparent, c'est que depuis l'époque où il a écrit ces lignes, les procédés de la physique sismologique ont assigné aux foyers des profondeurs très variables, qui d'après Walker, pourraient atteindre le  $\frac{1}{5}$  du rayon terrestre.

On a attaché autrefois une telle importance à cette théorie aqueuse des tremblements de terre qu'il me paraît nécessaire de la discuter. Les partisans de la théorie disent : les volcans sont répartis le plus souvent le long des mers (et un examen superficiel de la carte conduit à cette illusion); le Vésuve, l'Etna, le Stromboli sont bien au bord de la mer. Mais par contre n'y a-t-il pas en Afrique un volcan à 1.200 kilomètres de l'Océan? Il est au voisinage des lacs Nyanza, mais les eaux qu'il rejette sont salines et non pas douces comme celles du lac. En Amérique, le Tolima (Bogota), le Cotopaxi (Guyaquil), l'Antisana, le Popocatepelt (Mexico) sont à l'intérieur. En Mandchourie, au Thibet, il y a des volcans très éloignés. Les adversaires de la théorie présentent encore une autre objection : les infiltrations de quantités énormes de liquides sont bien difficiles à travers les failles, car, sous l'influence des pressions énormes qui agissent les lèvres des failles sont absolument rapprochées. M. de Lapparent fait encore remarquer que l'eau vaporisée devrait plutôt retourner en vapeur par les canaux qui l'ont amenée que choisir une nouvelle cheminée d'éruption.

Supposons pourtant pour un instant que ces infiltrations et les explosions qui en résultent soient une réalité ; ces phénomènes devraient être particulièrement violents là où les volcans sont

en contact presque immédiatement avec la mer et on conçoit mal que le volcan de l'île Hawaï, le Kilauea, soit un modèle de volcan calme. C'est une fontaine de lave fréquentée des touristes aussi remarquable par ses énormes dimensions et l'importance de ses coulées que par sa tranquillité.

Il n'en est pas moins vrai que les éruptions volcaniques émettent d'énormes quantités de vapeur d'eau et de vapeurs salines, parfois des boues très fluides.

Le célèbre géographe Suess, auteur de la *Face de la terre*, pense que l'eau ainsi rejetée a une origine interne et que c'est dans le noyau interne qu'il faut en chercher la source.

Existe-t-il des faits expérimentaux à l'appui de cette hypothèse ? Th. Moreux pense que la base expérimentale peut être trouvée dans les expériences d'Armand Gautier sur les roches cristallines. Après les avoir réduites en poudre, il les soumet à la chaleur et montre qu'elles dégagent de l'hydrogène, du gaz sulfhydrique et de l'oxyde de carbone, gaz qui préexisteraient dans la couche de magma d'où les roches sont sorties. Ces quantités d'eau dégagée sont loin d'être négligeables : 1 kilomètre cube de granite dégagerait 26 millions de mètres cubes d'eau ou 7 milliards de mètres cubes de vapeur d'eau à 15° ou 21 milliards au rouge. Un autre minéralogiste Fouqué avait calculé en 1865, lors d'une éruption de l'Etna qui dura deux cents jours, que le volcan rejeta 11.000 tonnes par jour de vapeur d'eau ; une fraction de mètre cube de granite suffirait, d'après Armand Gautier, pour alimenter ce débit total.

Il n'y a donc pas lieu d'invoquer un phénomène d'infiltration.

14. Circonstances communes aux tremblements de terre et aux éruptions. — Pourquoi, dira-t-on, les tremblements de terre et les éruptions volcaniques se produisent-elles dans les mêmes régions du globe ? Cela tient à ce que c'est précisément dans les mêmes régions, celles d'affaissement, les régions géosynclinales, que se trouvent les brisures, les failles, les dislocations par où le magma peut s'infiltrer pour donner naissance à des bouches volcaniques, que se trouvent les cassures le long desquelles les couches peuvent glisser pour donner naissance aux grands séismes.

On peut même dire que, si les tremblements de terre suivent les éruptions, bien souvent ce sont les éruptions qui suivent le tremblement parce que le magma a trouvé une occasion d'épanchement.

Où ces phénomènes se produiront-ils de préférence ? Sur les pentes abruptes au voisinage des côtes, là où un gradient très prononcé rend plus faciles les dislocations. Pour le Japon, c'était déjà l'idée exprimée par Milne dans nombre de ses mémoires. Sur les 223 *tremblements destructifs*, véritables catastrophes, il y en a 47 qui viennent de la côte du Pacifique : à quelques milles de la côte, il y a des profondeurs de 9.000 mètres. Plus près, dans la fosse de Tuscarora, les fonds sont de 6 ou 7.000 mètres. De l'autre côté de l'archipel, formant un plateau surélevé avec les îles de Bonin-Sima, il y a une autre dépression qui se rattache à la *fossa magna*, la grande dépression japonaise, siège d'un très grand nombre de catastrophes, une centaine environ. Maintenant que nous possédons des inscriptions délicates et précises, avec des appareils sensibles, il serait

bien intéressant de rechercher comment se différencient au point de vue des ondes, les séismes qui ont pour foyer l'une ou l'autre de ces deux fosses.

Admettre une liaison étroite entre tremblements de terre et volcans, c'est admettre la grande mobilité du magma interne, son facile épanchement et dès lors on est conduit à envisager l'action des astres sur cette matière fluide, comme on envisage leur action sur les océans. Au siècle dernier on ne séparait pas les séismes des volcans et on avait une foi entière dans la théorie des marées internes.

**15. La théorie des marées internes.** — Aussi, avant d'abandonner la question des origines des tremblements de terre, je voudrais tout au moins rappeler la théorie des marées internes, non pas seulement à cause de son importance historique, mais parce qu'elle a subi jusqu'à nos jours des modifications diverses. Aujourd'hui encore, malgré le grand nombre des polémiques à ce sujet, on cherche encore à relier les tremblements de terre au phénomène de l'attraction.

Cette théorie due à Alexis Perrey, professeur à la Faculté des Sciences de Dijon, et l'un des pionniers de la séismologie en France est basée sur la croyance très répandue à son époque que l'intérieur de la terre serait, en raison de sa haute température, à l'état liquide ou pâteux ; le globe n'aurait donc qu'une écorce solide relativement mince. S'il en était ainsi la masse fluide serait comme la masse superficielle des eaux marines soumise aux forces attractives exercées par le soleil et la lune et elle devrait éprouver une ten-

dance à se gonfler dans les directions des rayons vecteurs des deux astres.

Considérons d'abord isolément les mouvements de la lune sans tenir compte du mouvement de la terre sur son orbite, ni de sa rotation. Le plus grand axe du noyau central allongé sera alors constamment tourné vers la lune. Les deux prééminences opposées exerceront une pression contre la surface intérieure de la croûte et tendront à modifier sa forme; si la croûte avait une faible épaisseur et si elle était suffisamment élastique, elle prendrait à chaque instant la forme d'un noyau allongé. Ces changements successifs de forme dans la croûte solide ne pourraient avoir lieu sans causer des vibrations qui auraient lieu périodiquement, leur cause même étant périodique et, sans doute, il y aurait en chaque lieu intéressé un changement dans la direction de la verticale qui, périodiquement, repasserait par les mêmes positions.

Au temps de Perrey, l'existence d'un tel phénomène n'était pas démontrée d'une façon certaine. On sait bien aujourd'hui que les marées de l'écorce terrestre existent; on peut dire à juste titre qu'il en avait eu la parfaite intuition, une longue série d'observations d'Airy lui avait donné quelque raison de croire à leur existence. Mais il allait plus loin dans ses déductions.

Supposons maintenant que l'enveloppe de la croûte ait une telle épaisseur et une telle rigidité qu'elle ne puisse pas épouser la forme du noyau central. Alors des pressions et des tensions s'exerceront dans la croûte et auront pour résultat d'occasionner des fractures, point de départ des vibrations qui se transmettront jusqu'à la surface et

prendront le caractère de véritables tremblements de terre.

Perrey donne à ce mouvement des proéminences autour de la terre le nom de tremblement principal ou primaire ou *onde séismique*. Nous l'appellerons *ondulation séismique* afin d'éviter une confusion avec l'expression d'onde séismique, employée en général avec un sens bien défini (c'est l'onde provenant d'un choc qui se propage à l'intérieur de la terre). Plus l'influence de la lune sera grande, plus l'ondulation aura une grande amplitude.

Le soleil doit produire un effet analogue sur la terre pendant sa course sur son orbite; de là une deuxième ondulation séismique, qui elle aussi produirait des secousses au moment où les crêtes de l'onde atteindraient des points de moindre résistance.

Il est aisé de concevoir que dans leurs progressions simultanées ces deux ondulations séismiques devraient s'ajouter ou se retrancher l'une de l'autre, ou, comme on dit en langage moderne, interférer, en somme donner, comme cela a lieu pour les marées océaniques, une ondulation résultante qui sera la grande ondulation luni-solaire et les effets qui se manifestent à la surface sont les effets résultants de cette onde.

Quelle sera la conséquence de cette hypothèse?

L'effet de cette ondulation se manifestera de la manière la plus vive, par addition, ou différence aux syzygies, c'est-à-dire quand la lune se trouve sur le rayon allant de la terre au soleil. (Il y a conjonction quand la lune se trouve entre la terre et le soleil et opposition dans le cas contraire. Le jour lunaire sépare deux conjonctions successives.)

Faisons maintenant intervenir le mouvement diurne de la terre : nous devons envisager deux nouvelles ondulations séismiques, une lunaire dont les crêtes changent de place sous le méridien avec le mouvement de notre satellite et une solaire qui suivra la course du soleil. Au point de vue de leurs effets sur la surface intérieure de la croûte ces ondulations se comporteront comme les précédentes, par l'action d'une ondulation diurne résultante.

La progression de ces ondulations est semblable à celle des marées océaniques. Elles peuvent être représentées par une fonction périodique dont le maximum et le minimum correspondent au maximum et au minimum de pression sur la croûte terrestre si on suppose celle-ci homogène, il y aura des maxima et des minima dans les changements de forme, donc dans la possibilité des fractures, donc dans les tremblements de terre.

Dans ces fonctions périodiques qui sont l'expression analytique des lois physiques du phénomène entreront successivement les distances du soleil et de la lune à la terre et, l'action étant en raison inverse du carré de la distance, l'effet devra être plus grand, relativement au mouvement lunaire, au périhélie (distance minima) qu'à l'apogée (distance maxima).

Relativement aux mouvements de l'orbite terrestre, les tremblements de terre devront être plus fréquents au solstice d'hiver qu'au solstice d'été, au périhélie qu'à l'aphélie.

Comme les marées de l'Océan, ces ondulations ne sont pas simples ; ce sont des trains d'ondes successives d'où une succession de pressions et de tensions au passage de l'ondulation séismique en un point donné.

En résumé, comme le disait Elie de Beaumont dans un rapport sur les travaux de Perrey, « les marées internes doivent varier avec la position relative du soleil et de la lune et par conséquent avec l'âge de la lune ; en outre, de même que les eaux de l'Océan montent et descendent deux fois dans la durée d'un jour lunaire, à des heures qui sont en rapport avec celles du passage de la lune au méridien, de même le sens de l'action exercée sur un point de la masse interne du globe doit changer deux fois par jour, suivant que ce point s'écarte ou s'approche du méridien dont le plan passe dans le centre de la lune ».

On conçoit donc que les tremblements de terre, considérés comme une conséquence des marées internes, ne peuvent pas se produire à un moment quelconque. Il doit exister une dépendance entre leur apparition et les circonstances qui modifient l'action de la lune, soit sur l'ensemble de la terre, soit sur un de ses points, à savoir sa distance angulaire au soleil, sa distance réelle à la terre, sa distance angulaire au méridien du point, ou, en d'autres termes, *l'âge de la lune, le moment du périhélie et l'heure du jour lunaire.* (Ce sont là les trois règles de Perrey.) Elie de Beaumont les a résumées sous la forme suivante :

1° La fréquence des tremblements de terre augmente vers les syzygies ;

2° La fréquence augmente dans le voisinage du périhélie de la lune et diminue au contraire vers l'apogée ;

3° Les secousses sont plus fréquentes lorsque la lune est dans le voisinage du méridien que lorsqu'elle en est éloignée de 90°.

On comprend ainsi pourquoi un mathématicien

a consacré toute sa vie, toute son énergie, une puissance de travail considérable à la recherche historique des tremblements de terre, à leur description précise.

Ce sont les considérations précédentes qui ont inspiré son travail à Perrey dont le but final devait être de rechercher la date précise, rapportée au mois et au jour lunaire de chacun des tremblements de terre dont l'histoire a conservé le souvenir, et même de chacune des secousses dont ces tremblements de terre se sont composés.

Sans doute Perrey était allé trop loin en essayant d'entrer dans le détail des phénomènes produits par les marées. Il avait tenu à donner une image des faits, examinant les cas probables où la surface interne ne serait pas sphérique, mais hérissée d'aspérités, de pics, pénétrant dans le noyau, de même qu'à l'extérieur des pics se dressent vers l'atmosphère et il a voulu raisonner sur les phénomènes internes qui auraient lieu dans les creux formés entre ces éminences, soit augmentation de pression, soit diminution de vitesse, etc. Cette idée a été repoussée par d'Archiac, auteur de l'histoire des Progrès de la Géologie. « Quant à ces immenses tempêtes, dit-il, que l'auteur admet à la surface du fluide incandescent dont les ondes de feu battent les flancs des montagnes qui projettent vers le bas comme des stalactites gigantesques, elles semblent s'éloigner quelque peu du domaine de la science et appartenir plutôt à celui de l'imagination. » D'un autre côté, de Humboldt, dans son ouvrage *Cosmos* affirmait que les tremblements de terre sont plus fréquents aux équinoxes qu'aux solstices. « Quel que soit mon respect pour le grand

physicien de Berlin, dit Perrey, je dois à la vérité de protester contre cette opinion. L'assertion de M. de Humboldt n'est nullement fondée... Malgré mon respect pour lui, je crois devoir relever une erreur que son nom seul pourrait propager. »

#### 16. Évolution de la théorie des marées internes.

— C'est que les théories de Perrey n'ont pas toujours été comprises comme il convient, bien qu'il ait cependant toujours pris soin d'établir une distinction entre la *cause principale* d'un phénomène et les *causes accessoires* qui viennent seulement modifier les circonstances de ce phénomène. « On dit que j'attribuais les tremblements de terre à l'action de la lune, on a exagéré ma pensée, je n'ai pas fait une théorie séismique. Considérant le phénomène complexe lié intimement à l'activité volcanique et dû dans son ensemble à plusieurs causes, j'ai seulement eu pour but de mettre en évidence l'action prédominante ou au moins différentielle de l'une de ces causes. Une théorie rationnelle devra tenir compte des trois lois que j'ai établies relativement à l'influence lunaire sur le tremblement de terre. »

Montessus de Ballore, qui à d'autres points de vue, a rendu justice à Perrey, a été d'une sévérité excessive d'une manière générale, pour les théories relatives à l'influence des astres sur les phénomènes naturels. C'est pour lui une question de *folklore*, de croyance populaire ; il est d'avis que les lois de Perrey (disons les remarques au lieu de lois) disparaîtraient si l'on étendait davantage les séries de tremblements de terre que l'on soumet à la statistique.

La répartition saisonnière des séismes avec

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

maximum hivernal et minimum estival, s'évanouirait. Pourtant Perrey avait fait école; mais peu à peu la théorie avait évolué pour aboutir finalement à celle des marées de l'écorce; ainsi elle a d'abord été modifiée en ce sens que les auteurs ont admis qu'il existe des forces prêtes à se déclancher, qu'il y a un état d'équilibre instable, prêt à être troublé et qu'alors des variations dans les forces attractives des astres suffisent à produire le déclanchement. N'est-ce pas là l'extension de l'idée de Perrey sur les causes accessoires?

Telle est par exemple l'opinion d'Oldham qui a examiné les nombreuses répliques d'un tremblement de terre important, celui d'Assam du 12 janvier 1897; de 1897 à 1902, il y a eu 1.274 secousses consécutives pendant lesquelles le sol se trouvait évidemment dans un état particulièrement instable. Au cours de chaque révolution diurne de la terre, les actions lunaires et solaires combinées, suivant les vues de Perrey, favorisent les déclanchements; comme Perrey lui-même à maintes reprises, Oldham fait la restriction qu'il faudrait opérer sur des statistiques beaucoup plus complètes pour acquérir la certitude.

Dans les pays très séismiques comme le Japon, l'idée d'un rapprochement entre les attractions et l'instabilité du sol devait forcément attirer l'attention; des comparaisons ont été faites par Omori d'abord, sur 1.452 secousses observées de 1888-89 à Tokyo, 1.854 répliques du tremblement du Japon central du 28 octobre 1891, 1.507 répliques de l'Hokkaido du 22 mars 1895.

Imamura, notre collègue délégué du Japon à la section de séismologie de l'Union géodésique et géophysique internationale à Rome a envisagé

13.878 secousses observées entre 1871 et 1901 dans chacune des 24 stations de premier ordre du réseau météorologique japonais. Ces deux savants japonais ont énoncé sous une autre forme, à la vérité un peu plus complexe, les lois de Perrey.

On peut résumer la pensée des Japonais en disant qu'ils admettent encore les attractions luni-solaires, mais seulement comme cause de déclanchements dans les régions instables, susceptibles de vibrer, par exemple celles où les répliques sont fréquentes.

M. Véronnet, astronome français, entrevoit une autre cause possible déterminante des tremblements de terre. Le phénomène de la précession des équinoxes provient de l'attraction de la lune sur le renflement équatorial de la Terre. Cette attraction tend à faire dévier l'axe de la Terre et à le faire tourner très lentement, comme celui d'une toupie inclinée ; mais ici, la toupie qui fait un tour sur elle-même en vingt-quatre heures, met vingt-six mille ans pour revenir à la même position. De plus, cette longue période se subdivise elle-même en périodes ou en oscillations plus courtes, de dix-huit ans, qui constituent la nutation, et dont l'influence se fait sentir dans les éclipses et les marées.

Ces phénomènes de précession et de nutation avaient été étudiés seulement en bloc, en supposant la terre solide, et l'on obtenait ainsi seulement une résultante générale de l'action perturbatrice de la Lune sur les points de la surface de la Terre. Poincaré avait bien considéré le cas d'une terre fluide, mais tournant d'une seule pièce, et démontré que la résultante générale

était la même que dans le cas d'une terre solide. Pour aborder l'étude du problème envisagé plus haut et étudier ce que devenait la limite de Poincaré dans le cas où les vitesses intérieures ne seraient pas les mêmes, il fallait reprendre le problème de la précession et l'appliquer à chaque point de la terre, ou du moins à chaque anneau fluide tournant suivant un parallèle, puis chercher l'action résultante dans le cas où les vitesses de rotation ne sont pas les mêmes.

Outre la nouvelle formule, plus générale, que l'on établit ainsi, on découvre que l'action perturbatrice de la lune et du soleil se traduit encore par une composante tangentielle, qui tend à comprimer et à dilater alternativement les zones superficielles situées aux environs des parallèles de  $35^\circ$  et de  $36^\circ$ .

Ainsi à tel moment, sur tel méridien, les portions de l'écorce situées entre l'équateur et la latitude de  $35^\circ$  sont tirées vers le pôle, celles qui sont situées entre  $35^\circ$  et le pôle sont au contraire tirées vers l'équateur. Elles se trouveront donc comprimées à la latitude de  $35^\circ$ , resserrées comme dans un étau. Douze heures après, les mêmes actions auront lieu, au même point, dans des directions opposées. Les parties de l'écorce tendront à s'éloigner en sens inverse du parallèle de  $35^\circ$ . Il y aura décompression et dilatation.

D'autre part, on sait qu'un ellipsoïde peu aplati et qui se déforme, comme par exemple sous l'action des marées de l'écorce, s'articule précisément autour des parallèles de  $35^\circ$  qui restent fixes, car ils forment l'intersection avec la sphère de même volume. Ces parallèles pourront être des zones de fracture, surtout par suite des

compression et décompression successives, qui entraîneront des glissements de la mosaïque superficielle.

M. Véronnet, constatant que les causes sont les mêmes, pense que le phénomène suivrait les phases des marées tant en intensité qu'en périodicité.

De Parville et Flammarion avaient cru apercevoir une relation entre les tremblements de terre et les grandes marées. Cette assertion serait ici vérifiée par le calcul ; les grandes marées constituent bien la période critique pour l'action perturbatrice de la lune et du soleil.

Or, dans notre hémisphère, la zone voisine de 35 à 36° passe par San-Francisco, le Mexique, Lisbonne, la Sicile, la Calabre, la Perse, le Japon qui sont incontestablement des régions de grande séismicité, confirmation des vues théoriques.

Mais cette confirmation est approximative, comme la coïncidence avec les grands cercles de Montessus.

Ici encore je conclurai en disant que dans la Nature, toutes les causes s'ajoutent et qu'il est possible que le phénomène de précession agisse lui aussi comme une cause de déclanchement.

17. Rapports des tremblements de terre avec les phénomènes météorologiques et le magnétisme terrestre. — On a cherché de tout temps à relier les tremblements de terre aux phénomènes météorologiques, sans que jamais aucune loi ait pu être énoncée d'une façon certaine. Après la catastrophe du Kan-Sou du 16 décembre 1920, M. Mesnard avait émis l'opinion que la secousse avait mis fin à la période de sécheresse.

Nous avons entre les mains les cartes isobares publiées chaque jour par l'Observatoire Zi-Ka-Wei pour Chang-Haï et la côte de Chine, en vue de l'avertissement des cyclones et typhons. Ces isobares ont été confirmées par les observations des missionnaires de l'intérieur ; ni l'état hygrométrique, ni l'état pluviométrique ou thermométrique n'ont présenté aucune anomalie. Ciel pur sans nuages avant comme après. On constata seulement le 16, après la secousse, un grand vent qui souleva le sable, phénomène fréquent en Mongolie. On ne saurait donc établir aucun lien entre l'état de l'atmosphère et le séisme.

Il n'en est pas de même au point de vue du magnétisme terrestre. Lors des grands séismes, le bouleversement de grandes masses, de profondes modifications géographiques doivent se répercuter sur l'aiguille magnétique et il ne semble pas superflu de comparer avec attention les inscriptions des séismographes et des magnétographes. C'est d'ailleurs une étude entreprise à l'Observatoire de Zi-Ka-Wei et qui figure à l'ordre du jour du prochain congrès de géophysique.

#### RÉFÉRENCES

- E. HAUG. *Traité de Géologie, I. Les phénomènes géologiques* et en particulier, chap. XII, XIII, XIV, XXII, XXIX.  
A.-E. DUTTON. On some of the grather problems of physical geology, *Bull. of the Philos. Soc.* Washington, XI.  
G. LIPPMANN. Distribution de la matière à la surface de la terre (*Comptes rendus, Acad. Sc.* CXXXVI, 1903).  
S. GÜNTHER. *Handbuch der Geophysik.* Stuttgart, 1897, en particulier 3<sup>e</sup> partie, chap. II.  
P. RUDZKI. *Physik der Erde,* Leipzig, 1911.  
A. DE LAPPARENT. *Traité de Géologie.* Paris, 1906 ; en particulier I. *Phénomènes actuels.*

LA CONSTITUTION DE LA TERRE

- LORD KELWIN (W. Thomson). Natural philosophy, 2<sup>e</sup> partie, 1877. On the rigidity of the Earth (*Mathematical and physical Papers*. Sir W. Thomson, *Brit. Assoc. Report*, 1876).
- DAUBRÉE. Études synthétiques de géologie expérimentale. Études sur le métamorphisme, etc. (Mémoires présentés par divers savants à l'Acad. des Sc., XVII, 1862).
- ELIE DE BEAUMONT. Notice sur les systèmes de montagnes, 3 vol., Paris, 1852.
- CH. LALLEMAND. Volcans et tremblements de terre, leurs relations avec la figure du globe (*Bull. Soc. Astron. de France*, 1903).
- E. SUESS. La Face de la Terre.
- A. HEIM. Der Mechanismus der Gebirgsbildung (*Geol. Mag.*, 1883).
- A. SIEBERG. Der Erdball, München.
- VICENTE INGLADA ORS. La corteza terrestre. Madrid, 1923.
- T. MELLARD READE. The origin on mountain ranges. London. 1886.
- B. MONTESSUS DE BALLORE. La Géographie Séismologique. Paris, 1906. Introduction.  
— Ber. der II<sup>ten</sup> intern. Konferenz zu Strasbourg, 1903. *Comptes Rendus Acad. Sc.*, CXXXVI, 1903.  
— La Science séismologique. Introduction, en particulier *Histoire de la Séismologie* et chap. VIII.
- E. HAUG. Les géosynclinaux et les aires continentales (*Bull. Soc. géol. France*, 3<sup>e</sup> série, XXVIII).
- P. TERMIER. Préface à la Géologie séismologique de Montessus de Ballore. Paris, 1924.
- DE ROSSI. Meteorologia endogena. Milano (1881-1884).
- STAN. MEUNIER. Théorie nouvelle des tremblements de terre et des volcans (*Mém. Soc. Sc. nat. de Saône-et-Loire*, VI, 1887).
- TH. MOREUX. Les Tremblements de terre. Paris, 1909.
- E. ROTHÉ et H. GODRON. Notice biographique et scientifique sur Alexis Perrey (*Mémoires de l'Acad. des Sc. de Dijon*, 1924, en particulier *les Marées internes*).
- A. VÉRONNET. La forme de la Terre et sa constitution interne. Paris, 1914.
- E. ROTHÉ. Note sur le tremblement de terre du 16 novembre 1920. *Annuaire de l'Institut de physique du globe de Strasbourg*, 2<sup>e</sup> partie. Séismologie, 1920.

## CHAPITRE III

### CLASSIFICATION ET EXEMPLES

**1. Classification actuelle des tremblements de terre.** — Dans les paragraphes précédents, j'ai voulu montrer que, quelles qu'en soient les causes profondes, les tremblements de terre peuvent être dus finalement à des efforts verticaux ou tangentiels ou aux deux à la fois ; que tantôt les phénomènes volcaniques s'y superposent, tantôt ils font défaut ; que des mouvements peuvent être dus à des affaissements ou à des glissements. Montessus de Ballore a laissé, comme en une sorte de testament scientifique, une classification des séismes, dans son dernier ouvrage, paru après sa mort, la *Géologie séismologique* (voir Préface p. III).

Il propose de classer les séismes en deux grands groupes : 1° *glyptogéniques, ou géologiques à proprement parler* : ceux dont l'origine est profonde, ceux dont les ondes se propagent au loin. « Ce sont ceux-là, dit M. Termier, qui constituent pour l'humanité une menace permanente et terrible. » Ce sont ceux-là, qui, à mesure qu'on pourra mieux les étudier, nous apprendront quelque chose de plus sur l'intérieur du globe, ce sont « The large Earthquakes » dont les épïcêtres sont déterminés par M. Turner dans la publica-

tion « The International Summary ». On est d'ailleurs conduit à les subdiviser en trois classes :  
*a)* ceux qui sont dus à des mouvements verticaux ou *épirogéniques* ; *b)* ceux qui sont produits par des mouvements tangentiels, auxquels on donnera plus spécialement le nom de *tectoniques* ;  
*c)* ceux dans lesquels les deux sortes de mouvements se superposent, appelés *épirogéniques* et *tectoniques* ;

2° *dynamiques externes* : ce sont les tremblements de terre volcaniques qui, d'après les chapitres précédents, ne sont accompagnés que de faibles secousses, ce sont aussi les phénomènes dus à des écroulements superficiels ou souterrains mais toujours voisins de la surface.

Classification intéressante par sa clarté, qui apporte quelque lumière dans l'obscurité chaotique et confuse des théories du siècle passé, mais *classification* et non *explication* du terrible phénomène dont la cause demeure encore mystérieuse, œuvre féconde cependant, car les efforts de Montessus ont eu tout au moins pour résultat immédiat d'appeler l'attention sur les modes particuliers suivant lesquels se manifestent dans la lithosphère les chocs, explosions, décrochements, affaiblissements produits à une profondeur plus ou moins grande.

Pour classer un tremblement de terre glyptogénique déterminé, il faut donc constater tout d'abord l'existence de modifications géologiques, puis rechercher s'il y a eu soulèvement général d'une contrée ou simplement mouvement le long d'une faille ou les deux à la fois.

Ce n'est pas toujours possible et parmi les exemples abondants que contient la *Géologie*

*séismologique* je choisirai seulement ceux qui me paraissent d'une netteté incontestable.

2. Exemples de Montessus de Ballore. — En première ligne je citerai le séisme de Provence du 11 juin 1909, bien qu'il ait été déjà l'objet de nombreuses publications.

Succédant à celui de la Côte d'Azur, qui affola la population niçoise au point que l'on vit débarquer à Paris à la gare de Lyon des gens qui avaient fui en costume de carnaval, ayant produit de si violents dégâts que des photographies de certaines bourgades comme Rognes, par exemple, rappellent à s'y méprendre, celles des villages du front après la grande guerre, ce séisme eut un certain retentissement et ne fut pas étranger à une organisation quelque peu sérieuse d'un service séismologique dans notre pays.

La géodésie est aujourd'hui la puissante auxiliaire de la séismologie ; on s'applique dans les divers pays aux nivellements de précision. Le 6 septembre 1909 l'Académie des Sciences de Paris émit le vœu que le ministère des Travaux Publics fit renouveler les nivellements dans la région la plus fortement ébranlée par le séisme précédent afin d'établir les variations possibles d'altitude. C'est M. Ch. Lallemand, directeur du nivellement général de la France, qui a discuté les résultats de cette opération.

Aux erreurs d'observation près on ne constate aucune variation de niveau entre 1908 et 1916 aux repères du périmètre du polygone Cavaillon, Arles, Miramas, Gardanne, Rians et Saint-Paul-les-Durance, dont les sommets n'ont correspondu qu'à l'intensité du degré VI de l'échelle de Rossi-Forel.

Il n'en est pas de même pour les repères des lignes de nivellement des réseaux de second et troisième ordre qui sont à l'intérieur du polygone précédent; on observe entre les altitudes anciennes et les nouvelles des discordances comprises entre  $- 3$  centimètres et  $+ 4$  centimètres. Ces discordances sont à la limite supérieure des erreurs d'observation des nivellements de précision, mais elles ne sont pas réparties au hasard sur le terrain; elles s'accumulent autour de deux points de la région de plus grande destruction, Rognes et Pelissanne et M. Lallemand conclut par ces mots.

« Les erreurs propres des opérations n'expliquent donc pas complètement ces écarts anormaux. Le séisme de 1909 pourrait dès lors avoir provoqué, à Rognes et aux abords de Pelissanne, c'est-à-dire au voisinage de l'épicentre, sur de petites plages elliptiques de 2 à 6 kilomètres d'étendue, un léger soulèvement du sol pouvant atteindre 4 centimètres au plus. »

Ainsi, d'après M. Lallemand, il y a eu exhaussement; d'autre part, d'après le travail de M. Lemoine dont il a déjà été question, le mouvement s'est produit le long d'une ligne de dislocation. On est donc conduit à penser, avec Montessus de Ballore, que la faille Salon-Lambesc-Rognes a rejoué de telle sorte que son rejet a été augmenté de quelques centimètres et on est ainsi porté à classer ce séisme dans le groupe des mouvements épirogéniques.

Pour le grand séisme de Californie du 18 avril 1906 la géodésie conduit à une conclusion inverse; il est reconnu qu'il est dû à un mouvement le long de la grande faille ou Rift de Californie

appelé depuis « The great Earthquake Rift » au fond du Cañon du Guadala. Les mesures de nivellement du « *geodetic Survey* » le font classer dans la catégorie des tremblements tectoniques.

Le plus souvent les séismes présentent à la fois les deux caractères épirogénique et tectonique : tel est celui du Japon central du 28 octobre 1891.

Il est tectonique : car le géologue Koto a montré d'une manière indubitable qu'une fente avait coupé l'île de Nippon presque dans toute sa largeur et que cette faille présentait un rejet qui en certains endroits atteignait 6 mètres.

Il est épirogénique : car une partie de cette contrée, la plaine de No-bi, avait été avant 1891 l'objet d'un nivellement de précision dont l'erreur ne dépassait pas 3 millimètres pour 2 kilomètres; après le tremblement de terre on procéda à un nouveau nivellement; on opéra sur des lignes partant de Gifu de 80 kilomètres de long de manière à être sûr de ne plus constater aucune variation aux extrémités de ces lignes. Sugyma trouva des dénivellations systématiques de 11 centimètres alors que les erreurs probables sur 80 kilomètres dépassaient à peine 45 millimètres au maximum.

D'après la discussion qui a été faite au chapitre précédent sur la cause des tremblements de terre, on conçoit combien il est difficile de faire la discrimination totale entre les tremblements volcaniques et tectoniques et Montessus de Ballore n'a pu échapper à cette difficulté. Parmi les exemples qu'il donne, ce sont les tremblements de terre de l'île d'Ischia qui semblent présenter de la manière la plus nette le caractère volcanique. L'aire de destruction est très petite :

quelques kilomètres carrés et, dans cette île si réduite, certaines localités ne ressentent pas les mouvements, si bien qu'il n'est pas possible de tracer les isoséistes de faible degré et jamais les phénomènes ne sont ressentis en Italie ! Les mouvements sont toujours sussultoirs, il n'y a guère qu'une seule composante du mouvement, la verticale, si bien qu'on voit les édifices s'effondrer sur place. La petite ville de Casamicciola, la plus éprouvée, est située sur les flancs d'un volcan éteint depuis six siècles, l'Epomeo. On est donc amené à dire avec Montessus qu'il s'agit réellement ici d'éruptions avortées (28 juillet 1883).

Un exemple frappant de tremblements de terre d'affaissement est fourni par le séisme d'Hawaï (2 avril 1868). La description du volcan Mauna-Loa de l'île d'Hawaï a été faite par Perrey, dans une de ses meilleures monographies, et il a relaté, d'après les communications des témoins, les moindres circonstances du phénomène de 1868 de nature à la fois volcanique et séismique. D'autres travaux sont dus à Brigham et à Dutton, et enfin beaucoup plus tard, en 1915, deux savants Hitchcock et Wood, s'appuyant d'une part sur des observations sur le terrain, et sur des documents géographiques de Baldwin, et d'autre part sur l'histoire des éruptions du Mauna-Loa ont apporté une documentation d'une valeur scientifique incontestable.

Le Mauna-Loa constitue au point de vue de la géographie physique une curiosité telle qu'il méritait de telles études. Le centre volcanique d'Hawaï occupe une place à part dans les manifestations volcaniques. Il est en pleine mer, loin de toute autre terre. Ses laves très fluides forment

à ciel ouvert de vastes lacs de feu. Il contient une véritable « fontaine de lave » permanente dans « la chaudière de Kilauéa » dont les ouvrages de géologie donnent une description détaillée. C'est une source qui apparaît de temps à autre, bouillonnante pour disparaître ensuite.

Après des phénomènes précurseurs, éruptions, irruption de boues fluides, tremblements, du 2 au 5 avril 1868 la terre ne cessa de trembler à Hawaï : il y eut donc de nombreuses répliques, chose rare dans les tremblements de terre volcaniques. Le 7 avril se produisit la grande éruption : un courant de lave qui depuis plusieurs jours s'était déplacé sur le flanc de la montagne arriva au bord d'une falaise d'où il fit irruption.

Il y eut des crevasses par centaines comme si toute l'île d'Hawaï tendait à être sectionnée. Le long d'une côte on constate un affaissement de 1 à 2 mètres et on voit aujourd'hui la marée monter et descendre à l'intérieur des murs d'une ancienne église. Il ne semble donc pas douteux qu'il se soit produit un *affaissement*. Cette conclusion ne doit pas surprendre, si on envisage la fontaine de Kilauéa comme l'orifice de réservoirs souterrains qui se vident et se remplissent. On a admis souvent que les deux cratères du Mauna-Loa étaient reliés entre eux comme par un siphon. Toutes ces hypothèses ne conduisent-elles pas à l'idée de vides souterrains qui, d'après de Lapparent, expliquent les phénomènes observés en 1840 où la coulée, après avoir cheminé quelque temps à l'air libre, reprit une course souterraine pour apparaître ensuite dans un autre cratère. Il est vraisemblable que des phénomènes de même nature se sont produits en 1868 : après l'effon-

drement la lave avait disparu entièrement du lac de feu laissant une cavité de 450 mètres de diamètre et de 120 mètres de profondeur. En 1879 le lac se vida de nouveau au grand désappointement des touristes si nombreux sur les bords du Kilauéa!

Je citerai seulement pour mémoire une dernière série de phénomènes de dynamique externe, les écroulements comme ceux du Rossberg (Suisse 2 septembre 1806) qui ne sont pas des phénomènes séismiques proprement dits.

#### EXEMPLES DE TREMBLEMENTS DE TERRE RÉCENTS

**3. Séisme du Kan-Sou** (16 décembre 1920). — D'après les descriptions macroséismiques, je rattacherai provisoirement à la catégorie des séismes épirogéniques et tectoniques celui du 16 décembre 1920 qui, vers 20 h. 15 de l'heure de Chine, 12 h. 09 de l'heure du méridien de Greenwich, se fit sentir d'une manière formidable dans tout le N.-W. de la Chine. Les indigènes, encore attachés à la *théorie métamorphique*, s'imaginent que le *Dragon, protecteur de la Chine*, se retourne sous sa couverture formée par la chaîne neigeuse du Tsing-Ling-Chan et ses contreforts jusqu'à la chaîne du Nan-Chan. Les deux provinces les plus éprouvées furent le Kan-Sou et le Chen-Si (voir fig. 7).

Le Kan-Sou, à l'est de Liang-Tcheou-Fou ou Lan Tcheou, est traversé du N.-N.-W. au S.-S.-E. par des plissements parallèles qui vont se raccorder dans le Chen-Si à l'arête maîtresse du Tsing-Ling-Chan.

Celle-ci suit à peu près le parallèle 34° pour

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

aller dans le Hô-Nan rejoindre les plissements qui traversent le Chen-Si dans la direction générale du N.-N.-E. vers le S.-S.-W. Il semble donc que dans ces points de rencontre de deux chaînes dirigées en sens inverse se trouvent des points faibles, des failles, des cassures ou en tout cas des couches soumises à des tensions considérables.

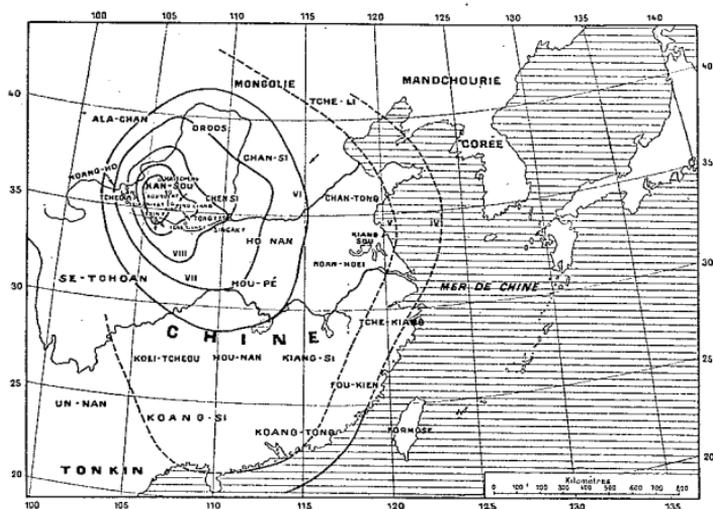


Fig. 7. — Isoseïstes. Tremblement de terre du Kan-Sou.  
(16 décembre 1920.)

Une rivière, marquée sur la carte, le Wei-Hô coule dans cette vallée de fractures ; ses petits affluents descendent entre deux chaînes principales, toutes perpendiculaires à la direction principale de la chaîne Tsing-Ling-Chan. Le Wei-Hô rejoint le Hoang-Hô qui va se jeter dans le golfe de Tchili. La constitution géologique et surtout la tectonique du Kan-Sou sont encore peu connues. Dans la partie S.-W. qui nous intéresse, on a signalé de puissants plateaux très ravinés,

orientés N.-N.-W., hauts de 2.000 à 3.000 mètres qui séparent Liang-Tcheou-Fou de Ping-Liang-Fou, les deux principales agglomérations. Il y a d'énormes assises horizontales de grès de couleurs diverses, recouvertes par de grands dépôts de *Loess*, ce que dans le pays on appelle Hoang-t'ou.

Les formations sédimentaires à partir de Tchen-Yuen dans la direction de l'Ouest montent constamment en altitude jusqu'à ce qu'on atteigne le Liu-Pan-Chan. Cette grande chaîne de montagnes (haute de 2.400 à 3.000 mètres), composée de roches cristallines et qui s'étend du N.-W. au S.-E. se trouve à l'ouest de Kou-Yuen et de Hai-Tcheng et peut être considérée comme le bord occidental du grand bassin du Chen-Si septentrional.

Les sommets les plus élevés sont très escarpés ; les sommets inférieurs sont composés de calcaires coupés par de profonds ravins.

Kou-Yuen est placé dans un immense bassin de loess, limité au nord, à l'est et au sud, par des collines d'origine sédimentaire et, à l'ouest et au sud, par le Liu-Pan-Chan. Sur le bord ouest de cette chaîne on trouve surtout du calcaire à un niveau d'altitude supérieur à celui des roches sédimentaires qui sont à l'est.

Au nord de la ville de Tsing-Ning-Tcheou, les couches calcaires sont profondément coupées par les ruisseaux qui descendent du Liu-Pan-Chan. A l'ouest les dépôts de loess croissent énormément en épaisseur. De hautes montagnes en sont couvertes et des ravins abrupts s'y sont formés.

Il s'agit donc ici de villes et de villages situés au fond de vallées resserrées et dominées par de

hauts plateaux couverts d'épaisses couches de loess, qui descendent verticalement presque jusqu'aux bords des rivières. Or, c'est dans ces couches de loess que des centaines de familles ont mis leur demeure. Certaines de ces agglomérations ressemblent à des ruches avec des alvéoles habitées et superposées. On comprend dès lors qu'un glissement de la couche superficielle de loess, causé par un effondrement ou un chevauchement de strates souterrains, ait pu provoquer de terribles désastres.

Un Père belge qui traversa le Liu-Pan-Chan, la carte à la main pour aller de Liang-Tcheou-Fou à Si-Ngan-Fou, dit : « Il va de soi que sur le massif même du Liu-Pan-Chan, composé de roches cristallines les dégâts furent moindres que sur ses bords et sur les collines plates et allongées recouvertes de loess autour de ce massif.

« *Le loess a coulé comme de la cire* et il a chevauché à plusieurs reprises avec des croupes de 20 à 30 mètres comme de formidables taupinières dans la direction S.-S.-E. Il y a près de Tsing-Ning-Tcheou plusieurs rangées parallèles de ces minuscules et nouvelles collines. » D'après le P. Geisler, des missions de Scheut, le loess, dans beaucoup d'endroits où le tremblement de terre a causé de grands glissements, serait posé horizontalement ou avec une légère pente sur des couches de cailloux ou de galets d'anciennes alluvions épaisses de 2 mètres. Parfois entre ce conglomérat sans adhérence et la couche proprement dite du loess, il y a une petite couche de terre noire très gluante. Il est possible que ce facies géologique ait facilité les grands glissements des couches superficielles. »

La figure 8 montre l'aspect général des montagnes qui ont glissé. Elle est particulièrement instructive parce qu'elle met en évidence les chevauchements par rides. On aperçoit au premier plan des fermes écroulées. Dans l'une d'elles, au centre, une famille entière fort nom-

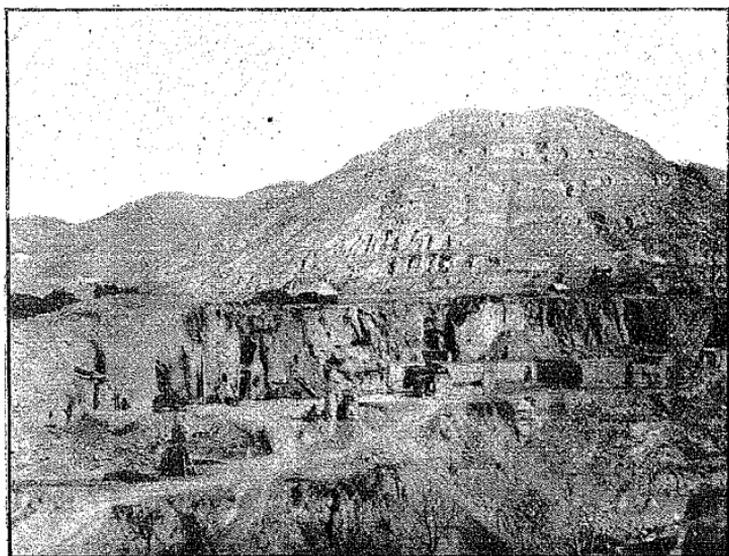


Fig. 8. — Aspect des montagnes du Kan-Sou. (Lœss et couches de glissement.)

breuse a été ensevelie sans qu'il y ait un seul survivant.

La figure 9 montre la description de ces fermes à moitié creusées dans le lœss.

J'ai cité déjà (voir p. 23) un récit de Mgr Doems montrant lui aussi, comme les lettres citées plus haut, que la géographie de la contrée a réellement été modifiée. La figure 10 représente un de ces lacs nouveaux formés par le barrage de vallées.

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

Parmi les renseignements curieux fournis par les missionnaires je citerai le fait que les observateurs du Kan-Sou affirment avoir éprouvé des mouvements de rotation sur place. Une statue du Sacré-Cœur de 1<sup>m</sup>,20 de haut, en plâtre creux, de

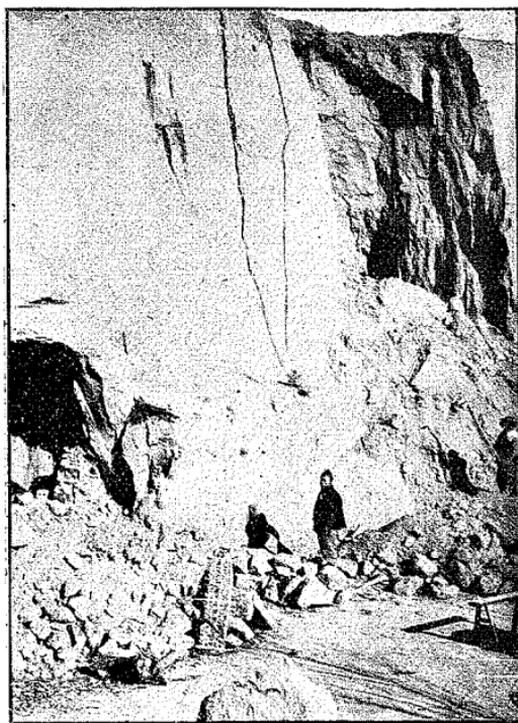


Fig. 9. — Ferme dans le loess.

l'église de Tsin-Tcheou a été retournée et au même endroit un tableau suspendu au mur par une corde à un clou, fut complètement retourné : ce tableau est de forme rectangulaire et est attaché par un petit côté. (J'ai indiqué au premier

chapitre qu'il faut être très prudent dans l'interprétation de ces phénomènes de rotation.)

ISOSÉISTES DU TREMBLEMENT DU KAN-SOU

C'est encore le tracé des isoséistes qui rend le mieux compte de l'ampleur de la catastrophe (voir fig. 7). Le degré XII doit être attribué à

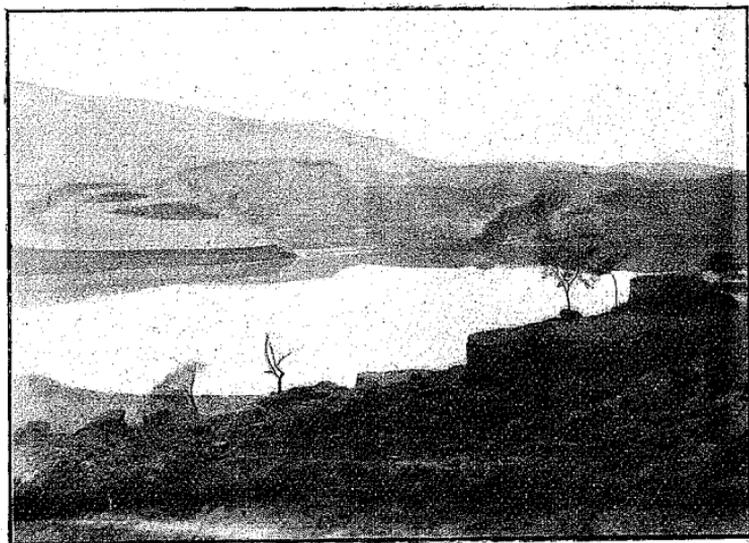


Fig. 10. — Formation d'un lac nouveau (Kan-Sou.)

Ton-Wei et MaIng ( $35^{\circ} 15' N. 105^{\circ} E.$ ) sans doute voisins de la faille où le mouvement a pris naissance, destruction radicale.

L'isoséiste XI, catastrophe, destruction des bâtiments, ponts, etc., englobe encore quelques localités autour des précédentes.

L'isoséiste X, bâtiments très solides détruits, fentes dans le sol avec des victimes nombreuses

*LE TREMBLEMENT DE TERRE*

en certains points s'applique à toute la région comprenant Kou-Yuen, Tsin-Tcheou, et à l'est Ping-Liang-Fou.

L'isoséiste IX, marquant la ruine partielle ou totale de quelques édifices est très vaste. Elle

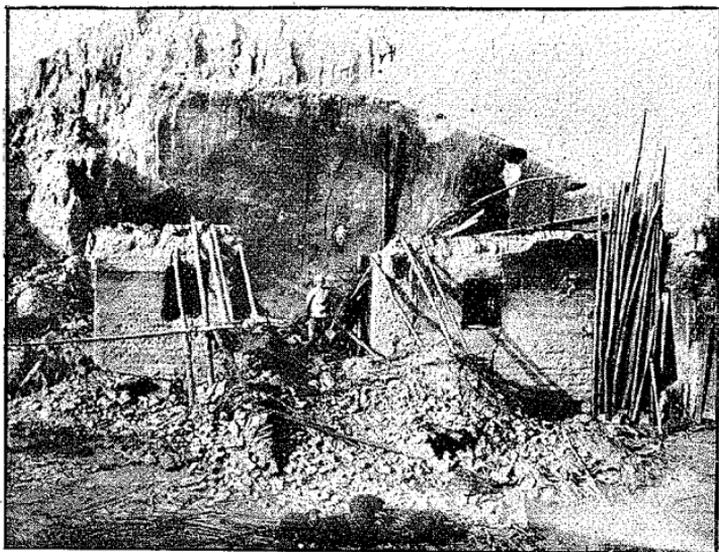


Fig. 11. — État d'une ferme (Tcha-Kia-Tcha).

englobe 120 kilomètres en largeur et bien davantage en hauteur.

La figure 11 montre l'état d'une ferme à Tcha-Kia-Tcha (degré IX). La figure 12 est particulièrement instructive : on y voit l'écrasement d'une énorme muraille comme on les construit en Chine.

L'isoséiste VIII avec chutes de cheminées, lézardes dans les murs est une courbe de 500 kilomètres de largeur (à peu près, en tous sens, la

distance de Paris à Strasbourg!) Puis viennent avec VII et VI les renversements d'objets, réveil des dormeurs, tintement des sonnettes, oscillations, etc...

L'isoséiste VI comprend l'Ordos, dans la bou-

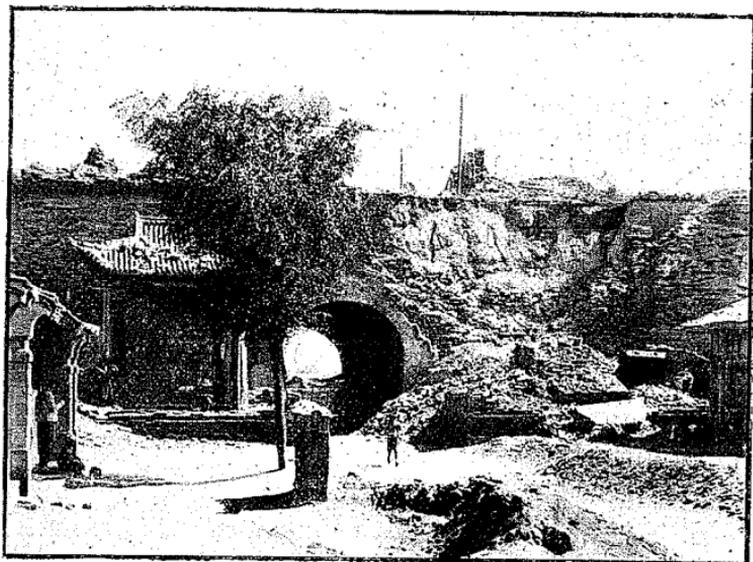


Fig. 12. — Écroulement d'une muraille au Kan-Sou.

cle du Hoang-Hô, les provinces de Chan-Si, Hô-Nan, Hou-Pé. Elle traverse le Se-Tchoan (fig. 7) d'où beaucoup de renseignements sont parvenus au Bureau central par l'intermédiaire du consul de France à Tchentou et où la secousse fut ressentie pendant deux minutes avec balancement des lampes, mouvement giratoire, etc...

L'isoséiste V borde l'Océan, IV passe par le golfe de Tchili, la mer de Chine près de Formose.

Il est bien difficile de donner ici une évaluation des dommages; dans un pays aussi éloigné, sans moyens de communication, les secours n'ont pu être apportés en temps utile et sans doute le grand nombre des victimes, plus de cent mille, provient-il de ce qu'il ne fut pas possible de secourir les ensevelis.

Dans les enquêtes officielles<sup>1</sup> on a évalué les dommages par cantons : dans chaque district on a compté les gens disparus, les bêtes tuées, et, procédé original, le nombre de traverses des maisons démolies. Comme il est fort rare que les maisons aient plus d'un étage, le nombre des traverses brisées offre un critérium commode.

Deux ans à peine après l'armistice de la grande guerre cette catastrophe n'a pas beaucoup ému l'opinion. C'est à peine si la grande presse en a entretenu ses lecteurs, au point que beaucoup de personnes ignorent tout de ce grand séisme.

**4. Séisme du Japon** (1<sup>er</sup> septembre 1923). — La catastrophe japonaise qui s'est produite le samedi 1<sup>er</sup> septembre 1923 vers midi, au moment de la cessation du travail ou à 2 h. 58' 44" (heure Greenwich), a eu un plus grand retentissement que la précédente, tout d'abord, parce qu'elle a

1. On trouvera des détails sur les diverses régions dans la note de séismologie publiée par le P. Gherzi et dans celle que l'auteur de ce livre a insérée dans l'annuaire de 1920 de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

Une étude détaillée de ce séisme a été faite par M<sup>lle</sup> Y. Dammann dans les publications du Bureau central séismologique international (sous la Direction de E. Rothé), Série B. Monographies. 1924.

Nous devons les récits et photographies ci-dessus à l'amabilité du P. Gherzi, Directeur du Service séismologique à l'Observatoire de Zi-Ka-Wei (Chang-Haï).

## CLASSIFICATION ET EXEMPLES

affecté deux des plus grandes cités, la capitale de l'empire japonais et son plus grand port et aussi peut-être parce que, en lisant dans les journaux les émouvantes relations des témoins, les lecteurs se sont rendu compte que les catastrophes dans les villes modernes sont de plus en plus désastreuses et meurtrières. Singulière rançon du pro-

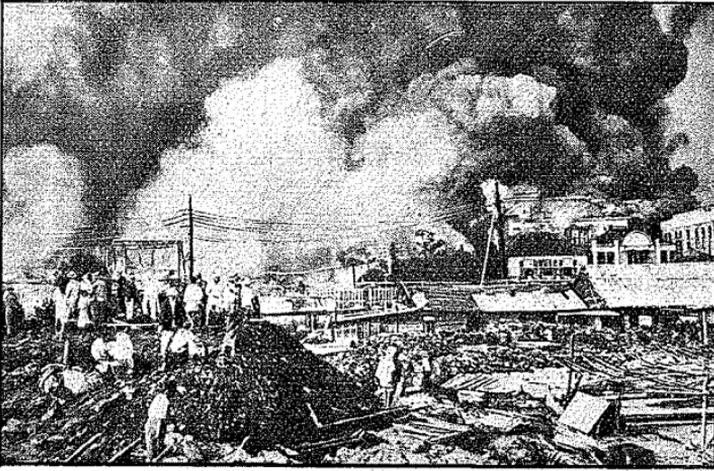


Fig. 13. — Incendie de Tokyo.

grès et de la civilisation ! Les incendies allumés par l'explosion des réservoirs à gaz ou à essence, ou par les courts-circuits électriques, détruisent tout ce que la secousse séismique a respecté et des villes secouées pendant quelques secondes s'enflamment après quelques minutes et disparaissent en quelques heures (fig. 13).

La première précaution des Japonais a toujours été de veiller tout d'abord aux appareils télégraphiques pour ne pas être séparés du reste du monde, puis d'éviter le feu le mieux possible !

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

Avant l'usage de l'électricité et des autres procédés modernes d'éclairage, les règlements interdisaient, dans les périodes séismiques, dans l'attente des répliques (souvent encore désastreuses comme elles le furent en 1923), l'emploi des lampes à pétrole, et la police parcourait les rues en poussant le cri d'alarme « prenez garde

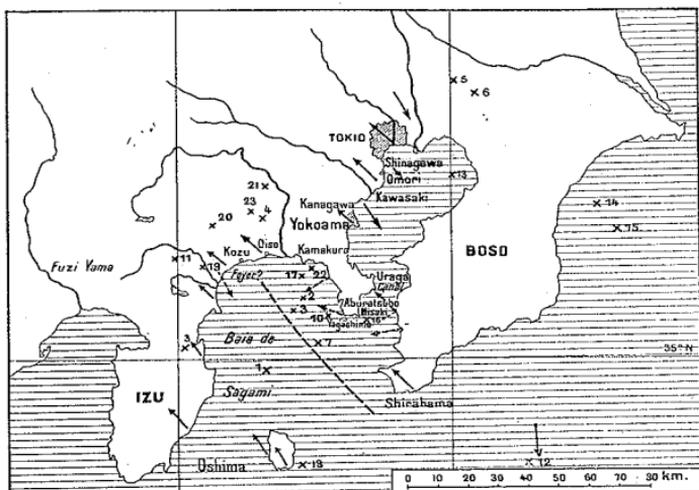


Fig. 14. — Tremblement de terre de Kwanto (1<sup>er</sup> septembre 1923.)  
Baie de Sagami.

Les flèches indiquent les directions de renversement; les croix les épicentres supposés des principales répliques.

au feu ! », aidée par les enfants, toujours aptes à trouver une distraction au milieu des plus grandes douleurs, heureux d'accompagner les veilleurs à grand renfort de cris et de bruits de tambours improvisés. (Récit de presse de 1891, séisme de Mino Owari.)

Le séisme est remarquable par l'étendue de la surface des grandes dévastations. D'après les

observations du P<sup>r</sup> Nakamura, chef du Service météorologique du Japon, la zone où les secousses ont produit la destruction la plus radicale est limitée par une courbe elliptique embrassant le volcan Fusi-Yama, les villes de Tokyo, Yokohama, les alentours de Shinagawa, Omori, Kawasaki, Tsummi, le grand faubourg de Kanagawa, jusqu'à 30 kilomètres au sud, avec 160 kilomètres de côtes. Les presque îles d'Izu et de Tateyama et l'île avec le volcan Oshima y sont comprises (fig. 14).

J'ai déjà eu l'occasion de signaler, à propos des généralités, dans le premier chapitre, quelques témoignages intéressants. J'indiquerai encore la

formation des failles, nombreuses à Yokohama, à Kanagawa, où elles sont dirigées N.-N.-W., S.-S.-E. Autour du Bund ou Boulevard maritime de Yokohama elles sont E.-W., dans le parc central, d'après le journal la *Nature*, il se produisit une énorme faille de 5 mètres qui se remplit d'eau bouillante. Le Bluff, petite colline qui domine le port, établie sur des alluvions quaternaires, est sillonné de fractures étroites, profondes, entre-croisées.

La figure 15 représente les crevasses d'une

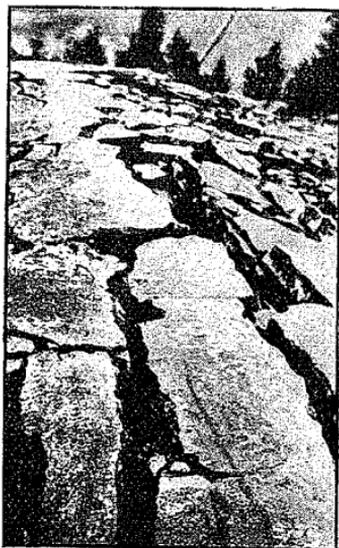


Fig. 15. — Crevasses sur la route de Yokohama à Tokyo.

route entre Tokyo et Yokohama. C'est par les directions de ces diverses fractures que les officiers d'une des plus belles unités de la flotte des Messageries maritimes, l'*André Lebon*, ont cherché à localiser l'épicentre. C'est par ces officiers, dont la conduite a été l'objet de l'admiration générale, que nous reçûmes en France les premiers renseignements sur l'affreux désastre. Les descriptions provenant de l'*André Lebon* sont les seules que je résumerai ici, d'abord, parce qu'elles présentent un caractère de certitude et aussi parce qu'elles font admirablement comprendre les terribles conséquences de la civilisation dans un grand port, siège d'un séisme.

L'*André Lebon*<sup>1</sup> venait d'échapper le 18 août à un formidable typhon qui causa des pertes considérables à Hong-Kong et le 23 août aux assauts d'un nouvel ouragan à Chang-Haï. Le 25 août il put appareiller et effectuer par beau temps sa traversée à Kôbe, puis à Yokohama où il arriva le 29 août et mouilla de 9 heures à 9 h. 30 pour subir les formalités sanitaires. Entré dans le port il amarra au Grand-Pier à 10 h. 15. Là il reçut l'assurance que son poste d'amarrage lui serait conservé au Pier et le navire éteignit ses chaudières pour procéder au démontage et à la révision. Les scaphandriers ayant constaté que les hélices n'avaient pas besoin de réparations, il n'y avait pas lieu de passer au bassin de radoub et on commença à démonter le guindeau, c'est-à-dire le treuil qui sert à la levée de l'ancre. Le

1. Récit de presse, publié par différents journaux. Les photographies relatives à ce séisme nous ont été aimablement communiquées par M. Legendre, Rédacteur en chef de *la Nature* et par M. le Professeur Motonori Matsuyama, de l'Université de Kyoto.

navire n'avait donc plus possibilité de se servir de ses machines et de ses ancres.

Par bonheur, un typhon ayant été signalé et tous les signes précurseurs s'étant fait sentir, l'amarre fut solidement renforcée, et c'est bien à cette circonstance que le navire dut de n'être pas emporté à la dérive dès le début de la catastrophe.

A 11 h. 45 le tremblement de terre se produit ; deux trains de secousses passent à quelques secondes d'intervalle, le tout durant une minute : la plus grande partie de Yokohama n'existe plus. Le navire est secoué de mouvements frénétiques, mais reste cependant au côté du Pier complètement effondré.

Immédiatement l'incendie succède à l'effondrement de la ville et le vent pousse la fumée et les flammes vers le navire. On organise la défense, on met toutes les pompes en action, on arrose le pont tandis que, par l'échelle rétablie, des centaines de personnes se réfugient à bord. Le vent, la fumée suffocante, les flammèches, augmentent. A 15 heures le hangar du Pier le plus proche prend feu. La dernière amarre se brise, le navire se met en travers du vent, l'arrière échoué sur un épi de vase. L'incendie a gagné des chalands chargés de bois, amarrés en grand nombre à la berge ; le feu brise leurs amarres et le vent les pousse contre l'*André Lebon* qui les arrête et se trouve ainsi entouré de brûlots.

Pendant tout ce temps on a remonté le guindeau qui est prêt à fonctionner à 16 heures. On arrive à faire glisser les chalands qui sont remplacés par d'autres et la lutte dure jusqu'à 20 heures. Comme à ce moment le vent cesse, la fumée

s'éclaircit et on peut se rendre compte de l'étendue du désastre. Ville et port sont en feu. Depuis la pointe est du Bluff jusqu'au nord des faubourgs, un demi-cercle de feu entoure le navire. Les détonations, les gerbes de feu se succèdent : ce sont les gazomètres qui sautent, les dépôts de pétrole qui brûlent. L'infirmierie fonctionne en permanence pour les réfugiés qui affluent. La nuit s'achève, la défense contre l'incendie continuant.

A 6 heures du matin, M. Claudel, ambassadeur, arrive à bord ayant passé à marée basse l'amorce du Pier. En même temps arrive M. Darbier, industriel, chez qui ont été portées les pièces à réparer. Une partie de sa famille a péri sous ses yeux dans la nuit et ses ateliers sont anéantis. Il vient tout de même se mettre à la disposition du navire : le remontage des machines exigera deux jours. A 6 h. 30 l'incendie paraissait se calmer, mais voici que le dépôt d'essence Standard Oil Company prend feu sur le Bund et le feu se propage aux chalands d'essence. Une nappe d'essence enflammée s'avance sur l'eau. Le long du Bund une immense gerbe de feu de 50 à 60 mètres de hauteur se propage. Elle est arrêtée à l'amorce du Pier par les épaves accumulées là. Si ce barrage est rompu le danger devient imminent.

Le danger se réalise à 10 h. 30 et la nappe de feu s'avance en mugissant. Il faut partir : les principaux de l'équipage reçoivent les ordres. Un officier dans une baleinière essaie de porter une amarre à une bouée à plus de 600 mètres et le bateau qui doit tourner à 180° vire lentement. Le feu gagne. A ce moment, un Américain, M. Saffin,

passait en vedette à moteur ; il saisit l'amarre et rapidement la porte à la bouée, la manœuvre peut être faite et à 12 h. 30 le navire et les 1.500 réfugiés ne sont plus sous la menace directe du feu. L'incendie dura trois jours mais, amarré aux bouées, l'*André Lebon* put organiser des secours. Les chaloupes recueillirent des citoyens de tous les pays, parlant toutes les langues ; à 17 heures on recueillit les membres de l'ambassade de Tokyo.

Une grande chaloupe put remonter à un demi-mille jusqu'aux ateliers Darbier, où sont les pièces des machines, en passant sous des ponts écroulés, en contournant des parties de collines descendues dans la mer, en naviguant à la gaffe au milieu des épaves et des cadavres sur une nappe épaisse de mazout. Les 3 et 4 les machines sont remontées. On fait les échanges des réfugiés avec les divers navires de la rade, on distribue du biscuit aux indigènes. Le navire est prêt à partir le 8 car l'équipage a fait diligence malgré l'odeur rebu- tante des cadavres qui rend le travail difficile. Le 11, l'ambassadeur donne l'ordre de départ. (Récit de presse de 1924.)

Telle avait été la vie à bord.

Combien d'autres récits émouvants il serait possible de choisir dans les communiqués de presse ! Laissant de côté les conséquences sociales et économiques, je ne reproduirai que les faits scientifiquement acquis grâce aux publications des services et commissions officielles du Japon, le comité pour l'étude des tremblements de terre, le service météorologique, les services géologiques ou géographiques des Universités ou de l'armée et de la marine.

L'ensemble des observations conduit à placer nettement ce séisme dans la catégorie « épirogéniques et tectoniques ». Les nivellements de précision des services géographiques de l'armée et hydrographique de la marine ont en effet prouvé que le long de la côte de la baie de Sagami il y a eu une surélévation importante du sol. Le professeur à l'Université de Kyoto, Motonori Matsuyama a lui-même tracé sur le terrain des lignes d'égale élévation qui s'étendent approximativement du Nord-Est au Sud-Est. La ligne d'élévation maximum, environ *un mètre cinquante* (fig. 16), va du voisinage d'Oiso, au fond de la baie, jusqu'à l'extrémité Sud des péninsules Sud de Miura et de Boso, résultat d'accord avec les mesures de précision de l'armée. D'autre part la marine montrait par des sondages que la moitié Sud de la baie avait augmenté de profondeur, environ 100 mètres, tandis que dans la moitié Nord la profondeur avait diminué de 200 mètres. La ligne de séparation de ces deux surfaces s'étend du Nord-Ouest au Sud-Est sur une longueur d'environ 40 kilomètres. (Voir sur la carte 14 la ligne en traits interrompus.)

M. Matsuyama appelle à juste titre l'attention sur ces importants phénomènes géologiques : la partie Sud de la baie peut être considérée comme le prolongement de l'Océan Pacifique. Elle était déjà profonde et il semble qu'en se creusant davantage elle a nivelé toutes les aspérités primitives de son fond. Vers le Nord elle se prolongeait vers une sorte de talus qui par une pente abrupte conduisait à la portion Nord. C'est le long de ce talus qu'il y a eu exhaussement et il est très remarquable que les fonds sous-marins

aient subi de pareils changements, tandis que le continent ne s'est élevé que de  $1^{\text{m}},50$ .

Aurait-on pu prévoir un mouvement dans ce sens ?

Des observations exécutées sous la direction d'Omori de 1895 à 1910 avaient montré qu'une



Fig. 16. — Photographie de M. Matsuyama, montrant l'exhaussement de un mètre cinquante de la côte japonaise. — De grands bancs d'huîtres sont soulevés hors de la mer.

partie de la péninsule de Miura s'abaissait de  $1^{\text{cm}},4$  par an. Le mouvement s'arrêta et, d'après des travaux du service géodésique, changea de sens, la région montrant une tendance à se soulever. Cet exhaussement lent aurait duré jusqu'au moment de la catastrophe. N'y a-t-il pas là un fait très important au point de vue de la cause initiale de la catastrophe ? N'est-on pas immédiatement conduit à penser que l'abaissement au

pied du talus de la baie n'a été que le contre-coup, par réaction, des forces de poussée verticale ?

On a également recherché l'existence de déplacements horizontaux comme ceux qui s'étaient produits lors du grand séisme de Californie. Ils ne sont pas prouvés d'une manière certaine. Tout au plus peut-on soupçonner un déplacement maximum de 4 mètres à l'extrémité de la presqu'île de Miura, dans la direction Sud-Est.

Le choc initial s'est produit près de Kozu. Il a causé les plus graves dommages dans la région au voisinage de la rive Nord-Ouest de la baie de Sagami, dans la plaine alluviale qu'on appelle Kwanto, d'où le nom donné à ce séisme. La dislocation n'a pas été absolument brusque. Le séismographe de Tokyo n'a inscrit que le début du phénomène, mais on y voit nettement de petites dents, sur le trait initial, qui font penser à des ruptures successives, comme si un fragment du fond avait glissé successivement, peut-être le long du talus de la baie sans qu'il y ait eu un effondrement sur place qui eût entraîné un puissant raz de marée ou *tsunami* (voir chap. VIII), tandis que les vagues séismiques observées furent faibles. C'est là une opinion personnelle de l'auteur de ce livre.

Les travaux ultérieurs pourront seuls montrer si elle est justifiée.

Un autre fait très saillant que montrent les séismogrammes c'est la longue période des oscillations faisant penser à des déplacements de la croûte sur un milieu visqueux plastique. M. Matsuyama pense que sous la forte pression qui règne à l'intérieur de la croûte, d'après les expé-

riences des minéralogistes comme Adams, il se produirait des déformations plastiques plutôt que des ruptures proprement dites.

La profondeur du foyer est évaluée à une trentaine de kilomètres et le choc initial serait en un épïcêtre sur la côte au nord de la baie au voisinage de Kozu ou Oiso.

M. Matsuyama et M. Imamura, du comité d'études des séismes, se sont rendus eux-mêmes dans les localités les plus éprouvées pour procéder aux enquêtes. La structure géologique a une importance considérable sur l'intensité des ébranlements. Dans la région de Kamakura, dans les parties sablonneuses près de la côte l'accélération a atteint les  $\frac{2}{5}$  de  $g$  (pesanteur) tandis qu'elle est bien moindre dans les formations tertiaires. On peut utiliser pour déterminer la direction de la secousse et la valeur de l'accélération, les observations sur le terrain, chutes de colonnes, de statues, etc. (fig. 13). Ces directions sont souvent compliquées, elles se classent en deux grands groupes. Le premier converge vers le point de la baie de Sagami où s'est produit le soulèvement ; le second fournit dans la région Nord une direction N.  $50^{\circ}$  W. qui tourne vers le Nord à mesure qu'on s'avance dans les péninsules.

Mais, en physicien expérimentateur, M. Imamura ne s'est pas contenté de simples observations sur l'accélération. Pour obtenir des données vraiment scientifiques, il a profité des répliques, après avoir installé deux séismographes de comparaison, l'un à l'école normale de Kanagawa (formation tertiaire), l'autre dans une villa, sol sablonneux. Dans ce second poste les répliques et les autres tremblements proches ont fourni des

LE TREMBLEMENT DE TERRE

effets cinq ou six fois plus forts que dans le premier à peine distant de  $2^{\text{km}},3$ .

(Peut-être peut-on rapprocher ce fait des grands mouvements observés dans la plaine alluvionnaire du Rhin.)

Les mêmes différences s'observent dans les villes, à Tokyo, à Yokohama, où on étudia les répliques en trente-deux endroits pour rendre manifeste l'instabilité des formations alluvionnaires.

L'intensité des effets n'est d'ailleurs pas due seulement à l'amplitude du mouvement terrestre mais bien à la période de vibration en général très courte dans les terrains meubles.

Conséquence d'un réel intérêt que l'on pourrait résumer par la parole de l'Écriture : il ne faut pas construire sa maison sur le sable.

Bien que très près de l'origine, les localités construites sur des couches tertiaires ou des roches volcaniques n'ont accusé qu'une intensité séismique modérée,  $1/10$  de  $g$ .

Les principales répliques sont au nombre de 23 et s'échelonnent entre le 1<sup>er</sup> septembre, choc principal, et le 23 janvier de l'année suivante (Imamura). Voici les plus intenses :

| N <sup>o</sup><br>d'ordre. | DATE<br>sept.   | HEURE             | ÉPICENTRE   |            |
|----------------------------|-----------------|-------------------|-------------|------------|
|                            |                 |                   | longitude E | latitude N |
| 1                          | 1 <sup>er</sup> | 2 h. 58 m. 44 s.  | 139 21,8    | 34 58,6    |
| 11                         | 1 <sup>er</sup> | 7 h. 38 m. 21 s.  | 139 00,0    | 35 20,0    |
| 12                         | 2               | 2 h. 46 m. 55 s.  | 140 20,0    | 30 40,0    |
| 14                         | 2               | 9 h. 27 m. 04 s.  | 140 32,0    | 35 27,6    |
| 16                         | 2               | 13 h. 09 m. 29 s. | 139 42,2    | 35 07,0    |
| 17                         | 2               | 14 h. 16 m. 46 s. | 139 27,5    | 35 14,1    |

Toutes ces répliques ont été inscrites par les instruments de Strasbourg.

On voit que l'épicentre subit des déplacements au cours des répliques successives comme cela paraît bien naturel, les réajustements de l'écorce terrestre se faisant par compartiments successifs. Il est vraisemblable que l'épicentre subit des déplacements le long de la faille ou ligne de rupture. Rien ne peut donner une meilleure idée de l'intensité de la catastrophe que le tableau ci-contre (page 98) extrait du mémoire d'Imamura indiquant les pertes dans les différentes préfectures.

Au point de vue pratique, des observations intéressantes ont encore été faites sur la nature des constructions. Il semble prouvé que le ciment armé donne d'excellents résultats. Le phare de Yokphama, des docks, des banques, ainsi construits ont résisté au moins partiellement, tandis que tout s'écroulait à l'entour. Il y aura lieu dans l'avenir de tenir grand compte de ces remarques.

5. Tremblement de terre de l'Annam de 1924. — Ces tremblements paraissent liés à des actions éruptives, c'est là un cas intéressant de liaison étroite entre séismologie et vulcanologie. Le D<sup>r</sup> Yersin, directeur de l'Institut Pasteur de Nhatrang m'a signalé une série de tremblements de terre en Annam du 10 au 20 février 1924 ; l'activité fut particulièrement intense sur le contrefort de la Cordillère annamite appelé Hon-Ba à environ 25 kilomètres de la côte. La secousse la plus importante s'est produite dans la nuit du 15 au 16 février, à 2 heures du matin le 16 (soit 19 heures t. m. G., le 15).

Elle a été ressentie en plaine et sur la côte à Phan-Thiet, localité au large de laquelle est

LE TREMBLEMENT DE TERRE

| PRÉFECTURES   | MORTS  | BLESSÉS | DISPARUS | MAISONS                         |                        |                               |                             | TOTAL<br>Sauf les<br>écroulées<br>à moitié. |
|---|--------|---------|----------|---------------------------------|------------------------|-------------------------------|-----------------------------|---|
|   |        |         |          | Complète-<br>ment<br>écroulées. | A moitié<br>écroulées. | Incendies<br>et<br>consommés. | Emportées<br>par<br>la mer. |   |
| Kanagawa (y compris Yokohama et Yokosuka) . . . . . | 29.065 | 56.269  | 4.200    | 62.887                          | 52.863                 | 68.569                        | 136                         | 131.592                                     |
| Yokohama . . . . .                                  | 23.440 | 42.053  | 3.183    | 11.615                          | 7.992                  | 58.981                        | »                           | 70.496                                      |
| Yokosuka . . . . .                                  | 540    | 982     | 125      | 8.300                           | 2.500                  | 3.500                         | »                           | 11.800                                      |
| Tokyo (y compris Tokyo-ville) . . . . .             | 68.215 | 42.135  | 39.304   | 20.179                          | 34.632                 | 377.907                       | »                           | 398.080                                     |
| Tokyo-ville . . . . .                               | 59.065 | 15.674  | 1.055    | 3.886                           | 4.230                  | 306.262                       | »                           | 370.148                                     |
| Tiba . . . . .                                      | 1.335  | 3.426   | 7        | 31.186                          | 14.919                 | 647                           | 71                          | 31.904                                      |
| Saitama . . . . .                                   | 316    | 497     | 95       | 9.268                           | 7.577                  | »                             | »                           | 9.268                                       |
| Yamanasi . . . . .                                  | 20     | 116     | »        | 1.763                           | 4.994                  | »                             | »                           | 1.763                                       |
| Sidouka . . . . .                                   | 375    | 1.243   | 68       | 2.298                           | 10.219                 | 5                             | 661                         | 2.964                                       |
| Ibaraki . . . . .                                   | 5      | 40      | »        | 517                             | 680                    | »                             | »                           | 517   |
| Nagano . . . . .                                    | »      | »       | »        | 45                              | 176                    | »                             | »                           | 45  |
| Totigi . . . . .                                    | »      | 3       | »        | 16                              | 2                      | »                             | »                           | 16  |
| Gumma . . . . .                                     | »      | 4       | »        | 107                             | 170.                   | »                             | »                           | 107   |
| Total . . . . .                                     | 99.331 | 103.733 | 43.476   | 128.266                         | 126.235                | 447.128                       | 868                         | 576.262                                     |

apparue une île nouvelle dont le chalutier *Astro-labe* a pris possession officiellement le 16 mars et qui avait été signalée pour la première fois le 2 mars. Cette île volcanique se trouve par  $10^{\circ} 10' 10''$  latitude Nord et  $108^{\circ} 59' 20''$  longitude Est Greenwich.

La région secouée de la côte d'Annam s'étendant environ entre  $10^{\circ}$  et  $12^{\circ}$  de latitude et  $105^{\circ}$  à  $107^{\circ}$  de longitude, il est vraisemblable que cette période séismique est en rapport avec l'émersion de cette île, dont l'origine est volcanique comme l'attestent les bouillonnements, les émissions de vapeur. Elle tend d'ailleurs à disparaître.

#### RÉFÉRENCES

- B. MONTESSUS DE BALLORE. La Géologie séismologique. Paris, 1924. Préface de P. Termier.
- CH. LALLEMAND. Sur les changements du niveau du sol en Provence à la suite du tremblement de terre du 11 juin 1909 (*C. R. Ac. Sc. Paris*, 1911 et *l'Astronomie*. Paris, 1911.)
- HAYFORD et BALDWIN. The Earth Movements in the California Earthquake of 1906 (*Coast and Geodetic Survey*. Appendix N. 3. Report for 1907. Washington, 1908.)
- KOTO. On the Cause of the Great Earthquake in Central Japan, 1891 (*Journ. Coll. Sc. Imp. Univ. Japan*. V, part. IV, 1893).
- SUGIYAMA. Soulèvements et abaissements du sol causés par le grand tremblement de terre de No-Bi en 1891 (*C. R. Séances, 14<sup>e</sup> Conf. gén. Ass. Géodésique int.*, I, 1894).
- A. PERREY. Sur les tremblements de terre et les éruptions volcaniques dans l'archipel Hawaïen en 1868 (*Ann. Soc. Agric. Lyon*. II, 1869).
- A. DE LAPPARENT. Traité de Géologie. Paris, 1906.
- DUTTON. Hawaiian Volcanoes (*Fourth an Rep. Un. St. Geol. Survey*, 1882-1883, Washington).

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

- BRIGHAM. On the recent eruptions of the Hawaiian Volcanoes (*Boston soc. nat. Hist. N. S. Part. IV, 1869-1870*).
- R. P. E. GHERZI S. J. Le tremblement de terre du Kan-Sou (Chine), 16 décembre 1920. Note de séismologie N. 1, Zi-ka-wei. Chang-Hai.
- E. ROTHÉ. *Annuaire de l'Institut de physique du globe de Strasbourg*, 2<sup>e</sup> partie, séismologie 1920 et 1922.
- Y. DAMMANN. Letremblement de terre du Kan-Sou, 16 décembre 1920 (Publications du Bureau central international, série B, Monographies. Fascicule 1, 1924).
- A. IMAMURA. Preliminary note on the Great Earthquake of S.-E. Japan on Sept. 1, 1923 (Seismological Notes N. 6. *Imperial Earthquake Investigation Committee*) et (*National Research Council of Japan*). Tokyo, 1924.
- M. MATSUYAMA. Notes on the Nature of the Kwanto Earthquake Japan, on Sept 1, 1924. (Union géodésique et géophysique internationale, Section de séismologie. Publications du Bureau central international, série A, travaux scientifiques. Fascicule 2, 1925.)
- DEPARTMENT OF THE JAPANESE ARMY. The change of elevation in the precise levelling line (*Japan Landsurvey Department*).
- K. UCHIDA. Geophysics. The work of the hydrographic department of the imperial Japanese Navy (*Japan Hydrographic Department*), 1922-1923.
- GEODETIC COMMITTEE. Measurement of base lines of rhombic form (Japan, 1923).



## CHAPITRE IV

### ÉTUDE MICROSEÏSMIQUE

#### INSCRIPTIONS DES TREMBLEMENTS DE TERRE

**1. Séismoscopes avertisseurs.** — Dès les temps les plus reculés, on s'était efforcé de construire des appareils avertisseurs, des séismoscopes sensibles culbutant sous de faibles secousses, actionnant des sonneries d'avertissement, etc. On trouve déjà des descriptions de ce genre dans les chroniques chinoises ; les Japonais et les Italiens ont particulièrement développé ce genre d'instruments et en France on peut citer au point de vue historique l'appareil avertisseur installé à Grenoble par M. Kilian et l'instrument du Pic du Midi de M. Marchand.

Aujourd'hui ces divers dispositifs ne présentent plus guère qu'un intérêt rétrospectif ; la science moderne est entrée dans une autre voie en créant des enregistreurs capables d'indiquer avec précision tous les détails des secousses et les heures précises qui leur correspondent.

**2. Principe des séismographes.** — Les séismographes sont les instruments qui permettent l'étude des séismes par une inscription représentant les mouvements du sol. Si l'on pouvait réa-

liser un support fixe, indépendant des mouvements de la terre, la solution du problème serait simple : il suffirait de munir ce support d'un crayon ou indicateur, inscrivant sur un enregistreur entraîné par le sol devant lui. Mais ce support n'est pas réalisable et, pour se rapprocher le plus possible du cas idéal, on utilise l'inertie d'un pendule de masse plus ou moins grande suivant la nature des inscriptions. Sous l'action

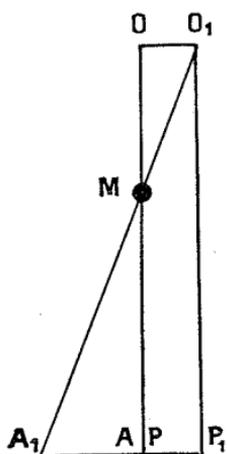


Fig. 17.

d'un séisme le sol subit d'abord un déplacement brusque ; à cause de l'inertie de la masse précédente, il est possible d'inscrire le mouvement relatif du pendule par rapport au sol. Soit O l'axe de suspension du pendule, M la masse inerte. Représentons schématiquement l'indicateur par MA, coïncidant au repos avec la ligne des repères OP. Si le sol se déplace brusquement de O en O<sub>1</sub> et si on suppose un instant le point M fixe, le système masse indicateur prend par rapport au sol la position relative O<sub>1</sub>MA<sub>1</sub>. La ligne des repères s'étant déplacée de OP en O<sub>1</sub>P<sub>1</sub>, la déviation de l'extrémité de l'indicateur est P<sub>1</sub>A<sub>1</sub>. Le mouvement du sol est ainsi non seulement *décélé*, mais *agrandi* dans le rapport  $\frac{P_1 A_1}{O O_1}$  (fig. 17).

Au premier choc succèdent des oscillations nombreuses du sol et de nature diverse suivies par le support ; le pendule ne reste plus au repos comme il le faudrait en réalité : il est animé

d'un mouvement oscillatoire par rapport à des axes mobiles entraînés par la terre et la courbe inscrite représente le mouvement relatif, résultat de la superposition du mouvement du sol et du mouvement acquis par le pendule. Le problème à résoudre consiste à déduire de la courbe recueillie celle qui aurait eu lieu si le style était demeuré immobile dans l'espace.

Nous indiquons dans la note ci-dessous<sup>1</sup> les traits principaux de la solution mathématique de ce problème qui a été indiquée pour la première fois en 1890 par G. Lippmann et traitée depuis d'une manière approfondie par Wiechert et par B. Galitzine.

Voici quelques-unes des conclusions de cette analyse mathématique.

La déviation du pendule peut être considérée comme la résultante de deux oscillations superposées : premièrement une oscillation périodique amortie dont la période est la période propre du

1. *Théorie du séismographe.* — Soit un pendule séismographique de période propre  $T$ ; soit  $l$  la longueur du pendule synchrone correspondant. Désignons par  $\theta$  l'angle d'écart à un instant déterminé. Admettons que les forces d'amortissement aient un moment proportionnel à la vitesse angulaire. Posons  $n = \frac{2\pi}{T}$ .

Soit  $x$  l'élongation du sol ou du support de l'appareil dans une direction donnée à l'instant considéré. Pour écrire l'équation du mouvement relatif du pendule par rapport à des axes mobiles entraînés par le sol, on considérera les axes mobiles comme fixes, et on introduira les forces d'inertie correspondantes en chaque point du système mobile, ce qui conduit à l'équation suivante, dans laquelle  $\theta$  est supposé très petit :

$$\theta'' + 2\varepsilon\theta' + n^2\theta + \frac{x''}{l} = 0$$

$\varepsilon$  est le coefficient qui définit l'amortissement.

J'admettrai ici le cas simple où le mouvement du sol est pendulaire et représenté par la fonction sinusoïdale du temps

pendule (sinusoïde amortie) et une oscillation périodique dont la période est celle du mouvement du sol (sinusoïde ordinaire), mais où il existe une différence de phase entre le mouvement du pendule et le mouvement du sol, le pendule prenant un retard par rapport à la vibration du sol.

Pour que la représentation du mouvement du

$x = x_m \sin(pt + \delta)$  où  $x_m$  est l'amplitude,  $Tp$  la période du sol telle que  $p = \frac{2\pi}{Tp}$ ,  $\delta$  la phase du mouvement à l'instant initial.

L'équation différentielle du mouvement prend alors la forme

$$\theta'' + 2\varepsilon\theta' + n^2\theta = \frac{p^2 x_m}{l} \sin(pt + \delta)$$

La solution générale de cette équation est :

$$\theta = e^{-\varepsilon t} (C_1 \cos \gamma t + C_2 \sin \gamma t) + \frac{\frac{p^2 x_m}{l}}{\sqrt{(n^2 - p^2)^2 + 4p^2\varepsilon^2}} \sin(pt + \delta - \Delta)$$

$\Delta$  est la différence de phase entre le mouvement du pendule et celui du sol donnée par

$$\sin \Delta = \frac{2p\varepsilon}{\sqrt{(n^2 - p^2)^2 + 4p^2\varepsilon^2}} \quad \cos \Delta = \frac{n^2 - p^2}{\sqrt{(n^2 - p^2)^2 + 4p^2\varepsilon^2}}$$

De nouvelles notations

$$u = \frac{T_p}{T} = \frac{n}{p} \quad h = \frac{\varepsilon}{n} \quad \mu = 1 - h^2 \quad \tau = \frac{\Delta}{p}$$

permettent d'écrire la solution générale sous la forme de :

$$\theta = e^{-\varepsilon t} [C_1 \cos \gamma t + C_2 \sin \gamma t] + \frac{x_m}{l} \frac{1}{(1 + u^2) \sqrt{1 - \mu \left( \frac{2u}{1 + u^2} \right)^2}} \sin \left\{ p(t - \tau) + \delta \right\}$$

C'est la discussion de cette équation qui conduit aux conclusions indiquées dans le texte.

Dans le cas où  $\varepsilon = n$  on a  $h = 1$   $\mu = 0$ . On se trouve alors dans les conditions de l'amortissement critique. Si  $\mu$  est  $< 0$  on est dans le cas de l'apériodicité. Pratiquement on reste au-dessous de l'amortissement critique et  $\mu > 0$ .

sol fournie par l'appareil soit aussi *fidèle* que possible, il y a lieu d'augmenter l'amortissement, afin que dans la résultante des mouvements précédents, le terme qui dépend de l'oscillation propre du pendule s'évanouisse le plus vite possible et n'apporte aucune perturbation au second terme qui correspondra alors d'autant plus fidèlement au mouvement réel du sol. Le choix du degré d'amortissement est essentiel au bon fonctionnement d'un séismographe : l'analyse montre qu'il est utile de se placer dans les conditions de l'amortissement critique, et on augmentera l'amortissement jusqu'à ce que le pendule écarté de sa position d'équilibre y revienne sans oscillation où par une oscillation d'amplitude négligeable. Un amortissement exagéré tendrait à diminuer la déviation et par suite la sensibilité de l'appareil, alors que la condition fondamentale de leur construction consiste à les rendre aussi *sensibles* que possible en même temps que *fidèles*.

Il faut se méfier beaucoup, dans l'emploi des pendules non amortis, encore trop fréquents dans les observatoires, d'une sensibilité *factice* tenant à des conditions de résonance. Si la période propre du sol se rapproche de celle du pendule, les déviations peuvent devenir très grandes sans plus avoir aucun rapport avec les véritables mouvements du sol. D'après ce qui précède il y a lieu de concilier au mieux les conditions d'amortissement et de grande amplitude, pour concilier les conditions de fidélité et de sensibilité.

La théorie aussi bien que la pratique montrent que lorsqu'on veut utiliser de forts amortissements, il est désirable à tous points de vue, d'aug-

menter la période propre, la sensibilité augmentant avec la période.

On est donc amené en résumé : à choisir de grandes périodes pour augmenter la sensibilité, à rester maître de la variation de période, à faire varier l'amortissement pour atteindre les conditions d'amortissement critique.

**3. Amortissement.** — On pourra d'ailleurs obtenir l'amortissement de bien des manières : par variation de pression dans des compartiments à air comprimé ou par application de la loi de Lenz, la loi générale de la *réaction* dans la nature ; le phénomène qui prend naissance, par exemple la production de courants induits dans une lame de cuivre mobile dans un champ magnétique, tend à s'opposer à la cause qui lui a donné naissance, à savoir le déplacement dans le champ magnétique, d'où un amortissement électromagnétique que nous verrons utiliser dans certains instruments.

**4. Inscription.** — Dans la plupart des appareils, le système indicateur est terminé par une plume qui inscrit sur du noir de fumée. On pourrait placer sur un tambour enregistreur ordinaire une feuille enduite de noir de fumée. Mais comme le papier doit défiler devant la plume normalement à son plan d'oscillation avec une vitesse linéaire d'au moins deux centimètres par minute, que d'autre part l'inscription doit pouvoir se faire pendant vingt-quatre heures, on serait conduit à utiliser des tambours à très large diamètre, ce que l'on fait pourtant quelquefois malgré l'encombrement qui en résulte.

Un artifice simple a permis de réaliser ces conditions d'une façon commode : un cylindre de faible diamètre, 10 centimètres, est entraîné par un mouvement d'horlogerie qui lui communique un mouvement de rotation par l'intermédiaire de poulies à gorge. Sur ce cylindre on peut passer très commodément une bande de papier collée sur elle-même en forme d'anneau et poser à la partie inférieure de cet anneau un deuxième cylindre dont l'axe formé d'une tige d'acier est guidé par deux tiges verticales formant les branches d'une fourche. Cet axe fait avec celui du cylindre supérieur un petit angle réglable à volonté par la rotation de la fourche sur la semelle du bâti, de telle manière que la progression de la bande de papier ne peut être qu'hélicoïdale, le pas de l'hélice se changeant en variant l'angle de la fourche. Il est commode d'employer des mouvements d'horlogerie à pendule conique avec frein régulateur qui se sont montrés d'une parfaite régularité. Le support du cylindre est réglable en hauteur. (On aperçoit un tel inscripteur sur la fig. 26.)

**5. Inscription de l'heure.** — Un électro-aimant commandé par une horloge à contact, qui ne fait pas partie du séismographe, soulève la pointe traçante à des intervalles de temps connus (généralement deux secondes par minute). C'est donc dans le tracé même que le temps est marqué et on évite toute erreur de parallaxe.

**6. Frottement de la plume sur le noir de fumée.** — La plume éprouve toujours une difficulté à se mouvoir par suite du frottement qui est d'ailleurs

variable avec la nature du dépôt, son degré d'humidité, la vitesse du défilement, etc...

Il est vrai que ce frottement n'est pas très grand en valeur absolue; il n'est cependant pas négligeable et change quelque peu le caractère de l'inscription. L'influence du frottement est d'autant moins grande que la masse est elle-même plus grande et celle-ci doit être elle-même d'autant plus grande que l'agrandissement requis est plus élevé.

**7. Inscription optique.** — Il faut donc renoncer à l'inscription sur noir de fumée pour les pendules à faible masse. On a recours aux procédés optiques bien connus en munissant d'un miroir le dernier bras amplificateur. On forme l'image d'une fente lumineuse verticale sur du papier photographique enroulé sur un tambour, ou en forme de bande comme dans le dispositif précédent. En avant du papier sensible se trouve une lentille cylindrique à axe horizontal, derrière une fente fine horizontale. On forme ainsi sur le papier un point lumineux brillant qui inscrira le mouvement. Ce procédé présente l'avantage d'éviter le frottement gênant; il permet en outre de faire varier à volonté l'agrandissement puisqu'il suffit de faire varier la longueur de l'indicateur qui est en somme constitué ici par un faisceau lumineux.

Pour marquer l'heure, l'électro-aimant précédemment décrit, commandé par l'horloge, intercepte le faisceau lumineux au moyen d'un volet opaque.

Il y a lieu de distinguer deux sortes d'instruments, ceux qui sont destinés à enregistrer les

composantes du mouvement horizontal du sol ou appelés pour abrégé le langage *séismographes horizontaux* et ceux qui sont destinés à enregistrer les mouvements verticaux du sol, dits *séismographes verticaux*.

## SÉISMOGRAPHES HORIZONTALS

**8. Emploi de pendules suspendus verticalement.**

— L'idée la plus simple consiste à utiliser un pendule oscillant dans un plan vertical pour accuser une composante horizontale du mouvement. Ainsi un pendule oscillant autour d'un axe AB dans le plan vertical perpendiculaire à AB permettra d'inscrire une composante perpendiculaire à AB.

Mais pour connaître le mouvement du sol il est nécessaire d'avoir à sa disposition deux instruments inscrivant deux composantes, par exemple deux pendules oscillant dans des plans rectangulaires.

Ce n'est pas un inconvénient quand les pendules ont une faible masse. Mais lorsque la masse est grande, égale ou supérieure à 1.000 kilogrammes, on s'efforce d'inscrire les deux composantes en même temps. C'est ce que Vicentini avait fait déjà en Italie. C'est aussi ce que l'on a réalisé à Göttingen, à Zürich, à Strasbourg pour des pendules suspendus de 17 à 20 tonnes. L'idée de l'inscription, par un seul instrument, de deux composantes est originale mais la réalisation pratique est défectueuse ; il se produit en effet des frottements inévitables quand même les pièces mécaniques sont bien ajustées et montées symétriquement, des « temps morts » si le jeu est trop important et il est à craindre que l'une des

composantes agisse un peu sur le mouvement de l'autre; l'inscription s'en trouve influencée.

9. **Emploi des pendules horizontaux.** — Il est difficile avec les pendules verticaux d'atteindre la sensibilité requise en augmentant suffisamment la période, ce qui exige d'augmenter leur longueur. On a recours à l'artifice du *pendule horizontal*.

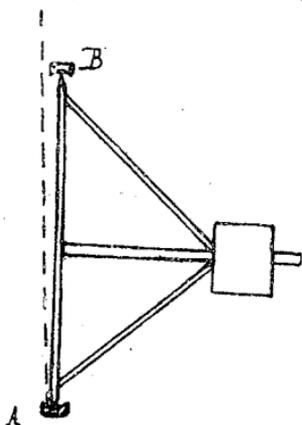


Fig. 18. — Pendule horizontal (schéma).

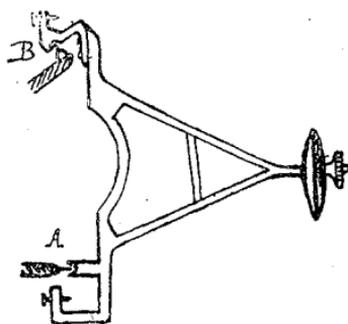


Fig. 19. — Pendule horizontal (Rebeur-Ehlerst).

On appelle ainsi un pendule capable d'osciller autour d'un axe presque vertical. On peut en principe réaliser ce pendule à l'aide d'une tige métallique formant axe reposant par deux points en A et B et munie d'un bras portant une masse (fig. 18). (Le pendule peut aussi porter les chapes et s'appuyer sur les points fixes (fig. 19)). Je compare volontiers un tel pendule à une porte suspendue sur ses gonds. On sait bien que si la ligne des gonds est parfaitement verticale, la porte reste en équilibre dans toutes ses positions, elle est en équilibre indifférent; si on incline légèrement la

ligne des gonds, la porte prend une position d'équilibre stable et sa période d'oscillation diminue à mesure que l'angle avec la verticale augmente. Si l'axe AB était disposé horizontalement

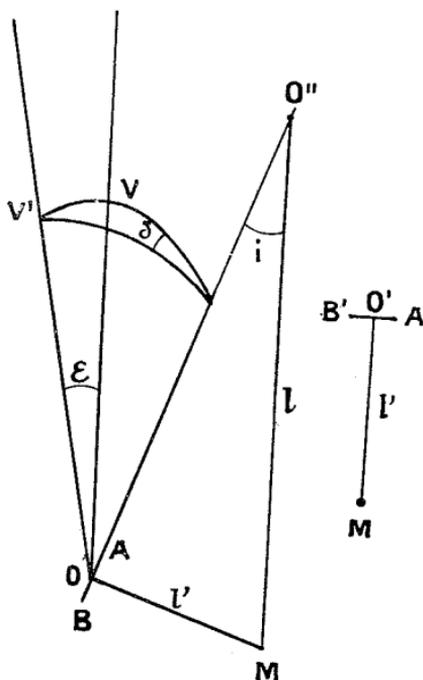


Fig. 20.

en A'O'B', le pendule, oscillant à la façon ordinaire, aurait une période

$$T' = 2\pi \sqrt{\frac{l'}{g}}$$

où  $l'$  est la longueur du pendule simple synchrone correspondant (fig. 20). Au contraire, lorsqu'il oscille autour de AB, faisant avec la verticale le petit angle  $i$ , le pendule prend une période T, celle d'un

pendule simple synchrone dont la longueur serait

$$l = \frac{l'}{\sin i} \quad T = 2\pi \sqrt{\frac{\frac{l'}{\sin i}}{g}}$$

et tout se passe comme si le point matériel M à la distance  $l'$  de AB oscillait autour d'un axe fictif de suspension  $O''$  point de rencontre entre la verticale passant par M et la droite AB. La longueur

$$O'' M = \frac{l'}{\sin i}$$

est précisément la longueur du pendule synchrone de période  $T$  (fig. 20). Entre  $T'$  et  $T$  existe la relation

$$\frac{T'^2}{T^2} = \sin i$$

dont la vérification donne lieu à d'intéressantes manipulations d'élèves avec des appareils appropriés.

Le pendule a été utilisé tout d'abord par Hengler, puis Perrot pour étudier les variations de la verticale. Supposons que OV tourne d'un angle  $\varepsilon$  perpendiculairement au plan d'équilibre du pendule : le bras tournera pour s'équilibrer à nouveau dans le plan  $V'OO''$ . La déviation sera définie par l'angle  $\delta$  des deux plans  $VOO''$   $V'OO''$  et le triangle sphérique rectangle permet d'écrire,  $\varepsilon$  et  $\delta$  étant très petits,  $\varepsilon = \delta \sin i$ . C'est là une relation importante que l'on peut étudier à l'aide d'un pendule horizontal à trois miroirs disposés pour la mesure de ces trois angles. Comme  $\sin i$  est petit on peut obtenir une forte déviation pour une très faible rotation  $\varepsilon$ . Pour le

pendule Milne dont il sera question plus loin, à une variation de  $\epsilon$  de une seconde correspond une élongation du point lumineux inscripteur de 44 millimètres environ. Bien que déjà utilisé par Perrot en 1862, le pendule horizontal est souvent connu sous le nom de pendule de Zöllner qui en reprit l'étude en 1873. Dans son modèle le bras supportant une masse est maintenu à peu près

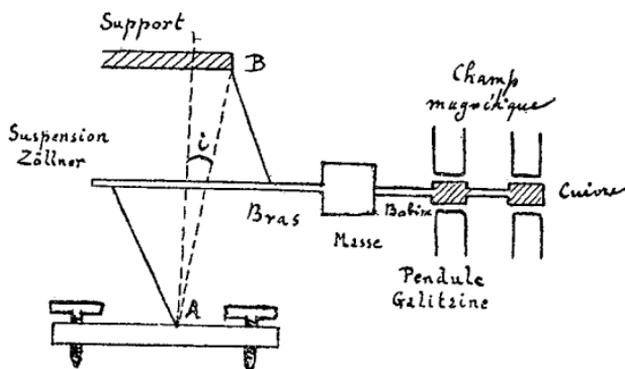


Fig. 21.

horizontalement par deux fils d'acier et des vis calantes permettant d'incliner l'axe AB sur la verticale. Ce mode de construction se retrouve dans les appareils inscripteurs modernes (fig. 21). Quand on emploie la méthode optique de Pogendorff on réalise des sensibilités remarquables : un de ces pendules donnait sous une durée d'oscillation de 50 secondes, un millimètre de déviation sur une échelle placée à  $2^m,50$  pour une rotation de la verticale de  $0'',0035$ . Sous cette forme le pendule horizontal est susceptible d'applications pratiques ; on s'en servira utilement pour observer de petits déplacements de piliers ou de poutres dans les constructions. Les fonda-

tions sur pilotis du grand pilier de la cathédrale de Strasbourg ayant nécessité une complète réfection, des pendules de Zöllner y furent installés avec enregistreur photographique pendant toute la durée des travaux.

Parmi les séismologues qui ont appliqué le principe du pendule horizontal il y a lieu de citer au premier rang l'Anglais Milne qui, en 1892, utilisait sous le nom de tromomètre un bras d'aluminium reposant par une pointe d'acier dans une chape d'agate et maintenu horizontalement par un fil de suspension. Comme de Rossi, en Italie, Milne observait un miroir porté par le pendule à l'aide d'une lunette à échelle.

Dès 1894, Milne apportait des perfectionnements à l'instrument, et utilisait l'inscription photographique. Le bras de 1<sup>m</sup>,20 muni d'une masse mobile était terminé par une plaque de zinc servant à la fois d'amortisseur et d'inscripteur photographique. Munie d'une fente étroite laissant passer les rayons d'une lampe elle oscillait au-dessus d'une fente perpendiculaire à la précédente fermant la boîte de l'inscripteur. C'était un séismographe rudimentaire, à faible agrandissement, mais qu'on ne saurait passer sous silence parce qu'il fut répandu au Japon et dans les colonies anglaises et a joué, au point de vue historique, un rôle important. Il a subi des transformations nombreuses jusqu'à la forme définitive que lui a donnée M. J.-J. Shaw.

Vers la même époque les Allemands étudiaient de leur côté les pendules horizontaux légers. Schmidt, puis von Rebeur-Paschwitz remplaçaient les fils de Zöllner par des contacts entre aiguilles fines et chapes d'agate dont les courbures furent

parfaitement étudiées, et c'est là une des originalités de leurs dispositifs. L'appareil étant encore destiné à l'étude des variations de la verticale, il s'agissait d'éviter des frottements et le problème consistait à atteindre la plus grande sensibilité; la méthode optique d'inscription s'imposait. Un des types construits fut établi à l'observatoire de Strasbourg dans une cave où furent ainsi observées d'une manière suivie les variations pendulaires dans le méridien de Strasbourg. Cet appareil comprenait deux pendules disposés à angle droit dans une même enceinte à l'abri des courants d'air, disposition analogue à celle qu'Ewing avait déjà adoptée au Japon.

On avait bientôt reconnu que le dispositif était apte à l'inscription des tremblements de terre, bien qu'il présentât à ce point de vue des inconvénients graves. Les pendules étaient légers, sans masse stationnaire, sans amortissement. Et pourtant on avait voulu leur demander plus qu'ils ne pouvaient donner : la direction du choc par la mesure du rapport des amplitudes dans deux directions déterminées. C'est alors qu'Ehlerl établit l'instrument connu sous le nom de *pendule triple*, formé de trois petits pendules horizontaux dont les plans d'équilibre sont à  $120^\circ$  l'un de l'autre et permettent de déterminer avec moins d'ambiguïté la direction de l'ébranlement. La station de Strasbourg possède encore les parties fondamentales de cet appareil à inscription optique qui marque une étape dans l'étude des tremblements de terre. Des supports réglables en toutes directions portaient les pointes pivots sur lesquels venaient s'appuyer les rubis formant chape et faisant partie du pendule mobile; les

pendules furent alourdis par des masses stationnaires et on consacra un modèle spécial à l'étude de l'amortissement dont l'importance commençait à apparaître au point de vue théorique. Malgré tous ces efforts, dont l'intérêt est incontestable au point de vue du développement de l'instrumentation, ce n'est pas sous forme de pendules très légers qu'on utilise aujourd'hui le pendule horizontal.

Les types les plus employés sont : 1° celui de Milne-Shaw à inscription photographique ; 2° celui de Mainka dont un modèle perfectionné a été établi par la Société d'Optique et de Mécanique de Paris ; 3° celui de B. Galitzine à inscription galvanométrique.

**10. Description sommaire des pendules horizontaux actuellement en usage.** — Pendule léger à inscription photographique Milne-Shaw (West-Bromwich).

Son support est réglable par trois vis calantes dont l'une destinée à produire de très faibles inclinaisons du support perpendiculairement au plan d'équilibre du pendule est à pas fin : une rotation d'un degré de la tête de vis entraîne une inclinaison d'une seconde d'arc ; on produit la rotation à distance à l'aide d'un câble souple agissant sur une vis micrométrique tangente, et on la mesure en utilisant une méthode optique ; un miroir monté sur la tête de la vis projette l'image d'un fil de réticule, éclairé par une petite lampe auxiliaire, sur une glace graduée, placée à une distance du miroir telle que l'inclinaison de une seconde correspond à un déplacement de l'image du fil sur toute la graduation de la glace.

Le bras consiste en un tube d'aluminium terminé par une pointe aiguë qui s'appuie sur une chape d'agate ; il est suspendu par deux fils qui se réunissent en un seul serré à la partie supérieure du support. La hauteur du bras se règle en enrou-

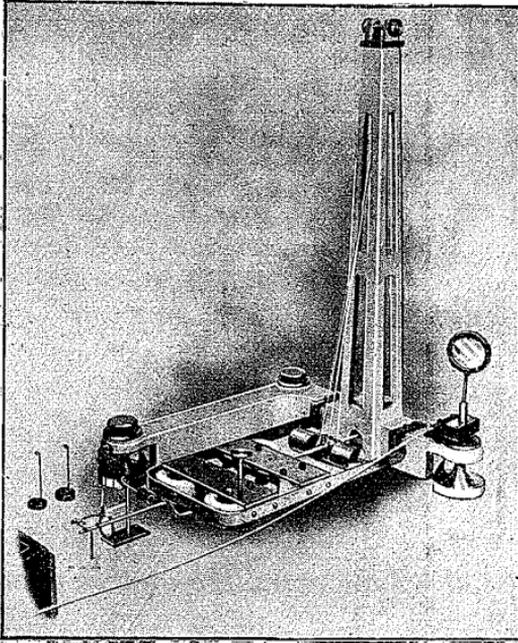


Fig. 22. — Pendule de l'appareil Milne-Shaw.

lant plus ou moins ce fil sur un petit treuil approprié. La masse construite d'une manière symétrique se place à cheval sur le bras. L'amortissement électromagnétique est réalisé par un arc de cuivre, qui pendant le mouvement se déplace entre les pôles de quatre aimants convenablement disposés et qui produisent l'amortissement électromagnétique. Ces aimants sont solidaires, montés dans

un cadre terminé par des axes de rotation qui peuvent s'insérer dans des coussinets appropriés. On peut même enlever tout à fait ce cadre et le remettre en place. Une vis permet de faire plonger plus ou moins l'arc dans le champ magnétique. afin de modifier l'amortissement (fig. 22).

Un peu plus loin le bras porte un noyau de fer qui est avalé par un petit solénoïde lorsqu'on lance un faible courant. C'est ainsi qu'on peut à distance amener les mouvements du bras pour les essais et réglages.

Le mode d'amplification optique est surtout original par sa grande simplicité. A une distance  $l$  de son point de suspension O, le bras porte une bielle articulée agissant sur un petit bras auxiliaire à une distance  $l'$  d'un axe de rotation O' qui porte un miroir mobile M. Il est aisé de constater qu'à une rotation  $\delta$  du bras correspond une rotation du miroir  $\delta' = \delta \frac{l}{l'}$ . On amplifiera d'autant plus les déviations que  $\frac{l}{l'}$  sera plus grand.

La pièce qui forme bielle mobile est une mince lame d'aluminium portant deux petites pointes en iridium qui reposent dans deux cupules d'agate et on modifie le rapport d'amplification en utilisant différentes paires de cupules. Un faisceau projette par réflexion sur le miroir M l'image d'une fente fine verticale, à travers une mince fente horizontale et une lentille cylindrique à axe horizontal sur du papier photographique enroulé sur un cylindre enregistreur. On obtient ainsi un petit point lumineux traceur très intense. Tout l'ensemble de l'instrument est enfermé dans des boîtes qui le mettent à l'abri de l'air et de la

lumière. Le tambour enregistreur effectue pendant trente heures un déplacement de 8 millimètres à la minute, d'où résulte une notable économie de papier, mais aussi un inconvénient pour la détermination de l'heure et l'étude des faibles périodes.

**11. Agrandissement.** — L'agrandissement statique (voir p. 102) est l'inverse du rapport entre le mouvement du sol  $OO_1$  et l'amplitude correspondante  $P_1A_1$  de l'indicateur I.

Or si on désigne par  $l'$  la longueur du pendule en supposant toute sa masse concentrée en M (fig. 17) ou longueur du pendule synchrone oscillant autour de l'axe disposé verticalement, on a  $OO_1 = l'\delta$ .

Si I est la longueur de l'indicateur on a

$$P_1A_1 = I\delta.$$

d'où

$$V = \frac{I\delta}{l'\delta}.$$

or

$$l' = \frac{T'^2 g}{4\pi^2} \quad I\delta = a.$$

On a donc

$$V = \frac{4\pi^2 a}{T'^2 g \delta}.$$

Or on a vu (voir p. 112) que

$$T'^2 = T^2 \sin i.$$

d'où

$$V = \frac{4\pi^2 a}{T^2 \sin i \cdot g \delta} = \frac{4\pi^2 a}{T^2 g \cdot \sin i \cdot \delta}.$$

Or le produit  $\delta \sin i$  donne l'angle d'inclinaison

son  $\varepsilon$  (fig. 20) qui produirait la même déviation  $\delta$  d'où :

$$V = \frac{4 \pi^2 a}{T^2 g \varepsilon}.$$

T est déterminé par l'expérience,  $g$  est connu. Il suffit donc de déterminer le rapport  $\frac{a}{\varepsilon}$  ou l'élongation correspondante à une valeur  $\varepsilon$  égale à une seconde d'arc.

L'appareil est disposé de manière à effectuer très simplement cette mesure.

**12. Pendules horizontaux lourds à inscription mécanique.** — Les pendules horizontaux à grande masse sont parfois appelés pendules coniques (Omori), tromomètres (Omori-Bosch), Kegelpendel (Mainka) ou encore, mais improprement, bifilaires. L'idée première semble due à Omori qui plaçait une masse de 10 kilogrammes à l'extrémité du bras d'un pendule monté à la manière du Milne; la grandeur de la masse permettait l'inscription mécanique directe sur cylindre enregistreur.

Dans un type encore plus lourd construit par Bosch à Strasbourg, sur les indications d'Omori, la masse portée à 50 ou 100 kilogrammes était suspendue *très près* de l'axe de rotation à une colonne de fonte pourvue à sa partie supérieure de glissières qui permettaient de régler dans tous les sens la position du point d'attache supérieur et par suite de faire varier l'inclinaison de l'axe de rotation. La masse, supportée en haut par un fil de suspension, en bas par une pointe d'acier mobile dans une cavité ou chape sphérique portait un long équipage en aluminium transmettant

à un levier inscripteur le mouvement de la masse. Le mode de transmission est original et à retenir : le levier inscripteur mobile autour d'un axe vertical porte la plume à l'extrémité de son plus long bras, tandis que le bras le plus court est terminé par une plaque de verre disposée verticalement et dont le poids fait exactement équilibre au bras inscripteur ; c'est sur cette lame de verre qu'agit l'équipage d'aluminium par l'intermédiaire d'une petite roue qui appuie normalement sur la lame tandis que de l'autre côté celle-ci est pressée contre la roue par un poids suspendu verticalement à une potence réglable ; on peut ainsi modifier la pression du poids sur la lame qui, serrée entre le poids et la roue, est obligée de suivre rigoureusement les mouvements de la masse. Cet instrument est d'autant plus intéressant qu'il constitue la première tentative de pendule lourd horizontal à masse située près de l'axe ; il était d'ailleurs muni d'un amortisseur à air rudimentaire (plaque mobile dans une boîte appropriée).

**13. Pendule Mainka.** — C'est de cette conception que dérive le pendule horizontal lourd Mainka à plus forte masse, dans lequel, pour éviter l'encombrement, les leviers amplificateurs sont repliés deux fois sur eux-mêmes et comprennent sur leur trajet un amortisseur plus important et mieux étudié. Comme on se propose de réaliser une grande amplification avec inscription mécanique, il est nécessaire d'utiliser de très grandes masses. Mainka a établi des modèles de 130, 400, 450 et 2.000 kilogrammes dont le schéma est indiqué dans la figure 23 ; il est naturel que dans chacun de ces types les formes du support et les

détails de construction différent ; mais on peut faire les remarques générales suivantes : les

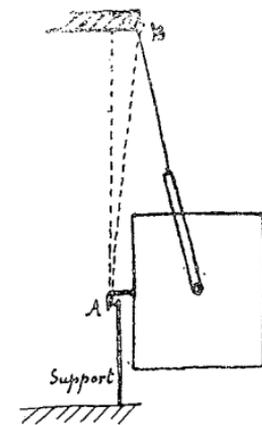


Fig. 23. — Schéma d'un pendule horizontal lourd.

masses étant grandes, il faut renoncer aux pointes reposant dans des crapaudines d'agate ou d'acier, comme dans l'Omori. Il est en particulier nécessaire d'abandonner le pivot du bas qui supporte toute la masse et dont l'usure est à craindre : guidé par les détails de construction d'un appareil d'un autre genre, le pendule astatique de Wiechert, Mainka a remplacé le pivot du bas A par

une lame élastique L (fig. 24 a).

A titre d'exemple, dans l'instrument de 400 kilogrammes c'est une lame plate d'acier de 35 millimètres de longueur, 8 millimètres de largeur, 1 millimètre d'épaisseur, évidée dans la partie



Fig. 24. — a, lame élastique de suspension. — b, Assemblage par pointe et ressort.

médiane d'après un rayon déterminé et amincie à  $0^{\text{mm}},1$  sur une largeur de 5 millimètres. On a choisi ces sections de manière que la lamelle soit capable de supporter la traction horizontale de la masse pendulaire même pendant les mouvements de va-et-vient. Le second point de suspension est réalisé par l'extrémité B d'un fil

supportant la masse par l'intermédiaire d'un étrier. On réalise ainsi simultanément un axe fixe de rotation AB et une force d'orientation et cette application ingénieuse des lames Wiechert au pendule horizontal fait le succès de ces instruments à grande masse. Moins heureuse est la manière d'associer les diverses branches ampli-

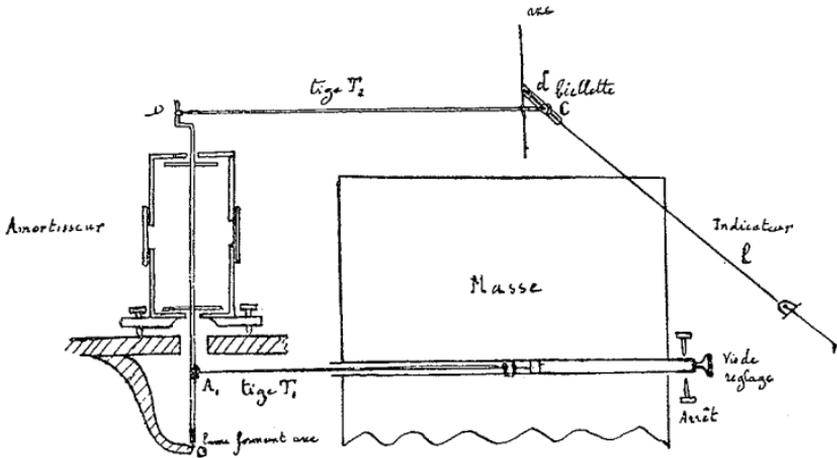


Fig. 25. — Leviers et amortisseurs (type Mainka).

ficatrices par pointe et chape d'agate pressées l'une contre l'autre par un petit ressort spécial (fig. 24 b). Ces ressorts interviennent dans le fonctionnement de l'instrument, en produisant une modification notable de période si bien que leur réglage est une opération délicate, toujours plus ou moins imparfaite.

L'amortissement ne se fait pas par laminage d'air, mais par l'effet d'une différence de pression qui tend à se produire sur l'une et l'autre face d'une plaque mobile dans une boîte qu'elle sépare en deux compartiments; l'amortissement ainsi

produit se transmet aisément à la masse parce que cette plaque fait partie d'un des leviers amplificateurs comme le montre la figure 25.

La tige  $T_1$  venant du centre de la masse agit en  $A_1$  à une distance  $OA_1 = \frac{OB}{5}$ , de telle manière que le point B amplifie 5 fois le mouvement de  $A_1$  ou du centre de la masse. La tige  $T_2$  agit en C sur une biellette mobile autour de l'axe vertical de l'équipage inscripteur. La longueur de ce dernier  $l$  est invariable, mais on peut faire varier la distance  $d$  du point d'attaque C, si bien que le mouvement de l'extrémité de la plume est égal à celui de B multiplié par le rapport  $\frac{l}{d}$ . On réalise ainsi un agrandissement de l'ordre de 150 à 200. L'articulation O est formée par un système de lames élastiques analogues à L; toutes les autres articulations sont constituées par des assemblages pointe pivot et ressort (fig. 24 b).

Comme pour l'appareil Milne il est nécessaire d'installer deux instruments à angle droit, pour obtenir les composantes du mouvement dans deux directions rectangulaires. Le plus souvent les supports et mouvements d'horlogerie sont indépendants; on a pourtant construit quelques modèles dans lesquels les instruments sont à côté l'un de l'autre sur un même bâti, de telle manière qu'un même mouvement d'horlogerie peut entraîner les deux cylindres inscripteurs.

**14. Type SOM du Bureau central séismologique français.** — Le Bureau central séismologique français a adopté pour ses stations secondaires et en

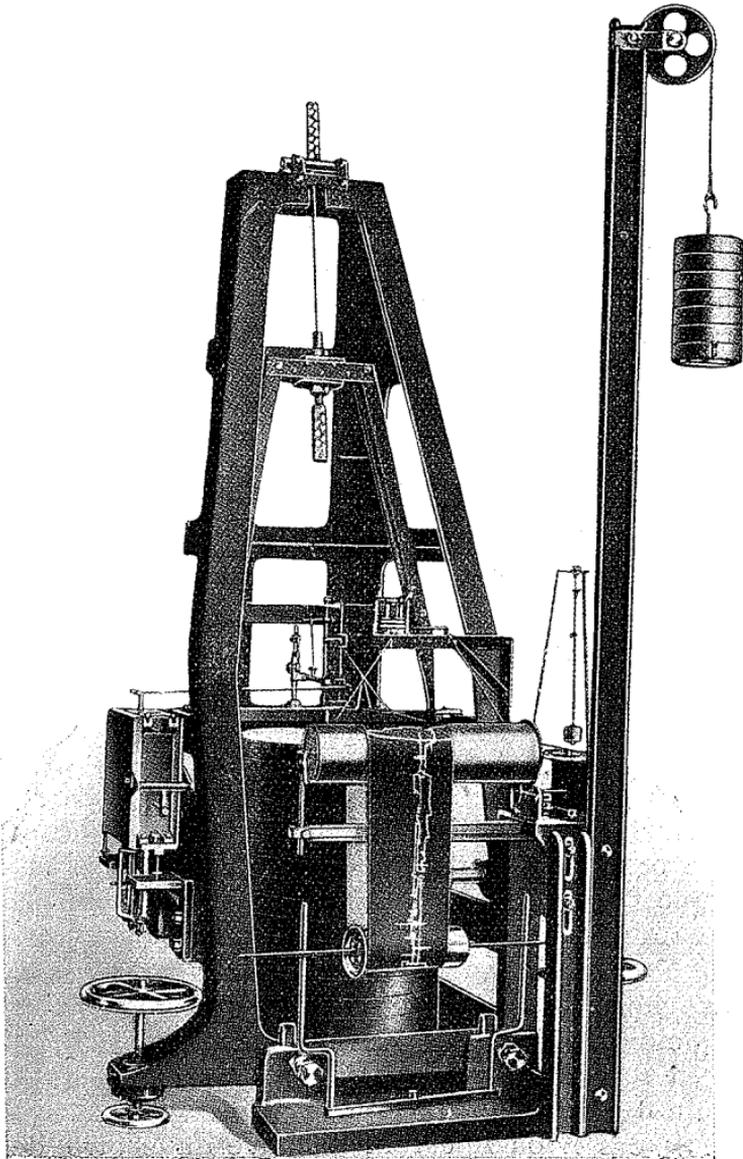


Fig. 26. — Séismographe SOM.

particulier pour les colonies ce pendule horizontal lourd type Mainka, parce que, tout en réalisant une sensibilité moyenne, il présente les avantages de l'inscription mécanique et que son fonctionnement particulièrement simple peut être assuré par une personne soigneuse, alors même qu'elle ne serait pas spécialiste.

Mais la Société d'Optique et de Mécanique de haute précision de Paris a apporté au type existant des modifications de détail, des perfectionnements de réglage par vis et des commodités de construction qui en ont grandement augmenté la valeur. C'est ce dernier type, dit S O M, que représente la figure 26.

La description technique détaillée des particularités de construction sortirait du cadre de cet ouvrage.

**15. Mesure de l'agrandissement.** — Le produit  $\delta \sin i$  de la formule

$$V = \frac{4 \pi^2 a}{T \cdot g \delta \sin i} \quad (\S 11)$$

est déterminé ici grâce à l'artifice suivant : au centre de gravité de la masse  $M$  on applique une force horizontale d'intensité  $mg$ . (Il suffit pour cela d'attacher à un crochet convenablement disposé un fil passant sur une poulie très mobile, à axe horizontal, et supportant le poids  $mg$ .) Le moment, par rapport à l'axe de suspension de cette force horizontale qui tend à écarter le pendule de sa position d'équilibre de l'angle  $\delta$ , est  $mgr_0 \cos \delta$ , où  $r_0$  est la distance du centre de gravité à l'axe de suspension.

Ce moment fait équilibre au moment des forces

qui tendent à ramener le pendule à sa position d'équilibre.

On démontre que ce moment a pour expression  $Mg \sin i \sin \delta r_0$ .

On a donc

$$Mg \sin i \sin \delta r_0 = mg r_0 \cos \delta$$

et,  $\delta$  étant très petit, on peut confondre l'angle avec sa tangente et écrire

$$\delta \sin i = \frac{m}{M},$$

d'où

$$V = \frac{T^2 g m}{4 \pi^2 a M}.$$

Il suffit donc pour obtenir l'agrandissement statique de mesurer la période  $T$  et l'élongation de la plume  $a$  lorsqu'on accroche le poids de masse  $m$ .

**16. Pendule astatique de Wiechert.** — Wiechert, après son voyage en Italie de 1899 (voir préface, p. XXVIII) s'était imposé, avec inscription mécanique, un agrandissement de l'ordre de 200; les appareils italiens qui pèsent au moins 500 kilogrammes atteignent des agrandissements supérieurs à 150. Wiechert s'étant imposé une masse de 1.000 kilogrammes fut dès lors conduit à renoncer à l'emploi de deux instruments séparés pour chacune des composantes du mouvement. L'originalité de son invention consiste surtout à substituer au pendule ordinaire suspendu verticalement un pendule renversé, dit pendule *astatique*. C'est une masse de 1.000 kilogrammes constituée par des plaques de fonte réunies sous forme de cylindre

et reposant sur le sol par une jambe mobile en tous sens sur un pivot, en principe une pointe reposant sur le sol (fig. 27), en pratique une suspension à la Cardan réalisée par des lames d'acier. Un tel système ne pourrait se maintenir

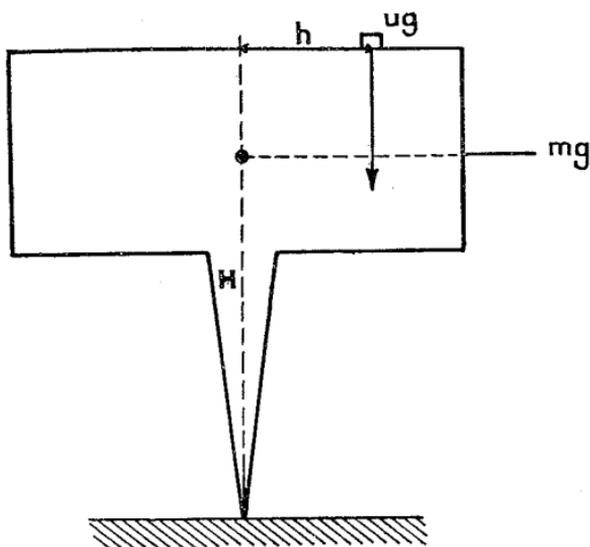


Fig. 27.

en équilibre stable : on est obligé de le soutenir à l'aide de deux petits ressorts, minces lames d'acier disposées dans deux directions rectangulaires. La liaison de la masse à son support solide du sol par l'intermédiaire de ces ressorts est réalisée par les leviers mêmes qui amplifient les composantes du mouvement dans les deux directions rectangulaires définies par les tensions de ces deux ressorts. Je ne décrirai qu'un des systèmes de leviers correspondant à une des composantes et représenté dans la figure 28.

Sur un cylindre N à la face supérieure de la masse se trouve une colonnette excentrique, où par l'intermédiaire d'un fil mince d'acier  $f$ , la barre d'appui AB prend contact en un point O de hauteur réglable ; l'extrémité B est également réglable en hauteur sur le levier CD à l'aide du chariot P à vis micrométrique.

L'axe de rotation du levier CD est constitué au point inférieur C par deux petits ressorts plats réalisant en somme un large ressort dont la partie centrale serait enlevée. C'est cet ensemble qui constitue l'un des ressorts de retenue  $r$  de la masse dont il a été question ci-dessus. Une deuxième barre de poussée DE part de la partie supérieure du levier et vient s'appuyer en E par une chape sur une pointe à l'extrémité d'une bielle mobile autour d'un axe vertical solidaire lui-même de l'équipage inscripteur. Le pendule Wiechert est remarquable par l'ingéniosité des détails de construction. C'est ainsi que

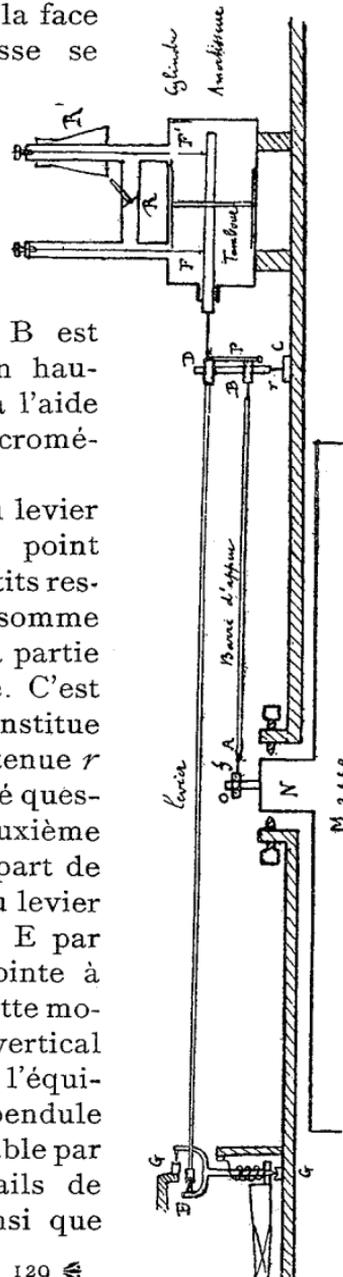


Fig. 28. — Leviers et amortisseur (type Wiechert).

l'axe vertical mobile dans les chapes G est allégé de quelques grammes par l'effet d'un ressort hélicoïdal, fixé au support de l'instrument, dont le but principal est de maintenir l'équipage mobile pressé contre sa barre d'appui ; celle-ci est soutenue en hauteur par une petite suspension, levier muni d'un contrepoids. Dans ces divers organes on reconnaît les lames élastiques, ressorts, tiges de poussée amplificatrices coudées, biellettes déjà décrites dans le pendule bifilaire horizontal postérieur en date au Wiechert.

L'amortissement est produit par différence de pression entre deux compartiments séparés par un tambour mobile à l'intérieur d'un cylindre fixe représenté dans la figure. La mobilité, sans frottement, est assurée par les fils de suspension FF'. Un robinet R permet de rétablir l'égalité de pression entre les compartiments, soit de supprimer l'amortissement ; un autre robinet R' établit une légère fuite dans l'air extérieur et permet par suite le réglage de l'amortissement.

Je ne m'arrêterai pas à la description du bâti de protection qui évite la chute de cette grosse masse en équilibre instable, qui ne peut rester en équilibre qu'autant que son centre de gravité se trouve sur la verticale passant par le point de croisée des deux tiges de poussée ; ce bâti facilite aussi le montage de l'instrument dont l'ensemble est protégé par une grande cage vitrée. C'est l'appareil fondamental des stations fixes, tandis que le pendule Mainka est l'instrument transportable facile à démonter et à remonter. La critique que l'on peut adresser au Wiechert, comme à tous les pendules qui inscrivent avec une seule masse les composantes dans deux directions,

c'est que jamais on ne réalise d'une manière absolue l'indépendance des deux composantes, qui nécessite un réglage long et délicat, qui ne se conserve pas pendant les mouvements dus aux forts tremblements de terre.

17. Mesure de l'agrandissement statique. — La période propre  $T$  du Wiechert est égale à celle du pendule synchrone équivalent suspendu à la manière ordinaire, mobile autour d'un axe horizontal perpendiculaire à la direction de chacune des composantes, et l'agrandissement  $V$  est ainsi donné par la formule générale

$$V = \frac{4 \pi^2 a}{T^2 g \delta}$$

On produit la déviation statique  $\delta$  par une force auxiliaire : on pourrait tirer la masse horizontalement en son centre de gravité par une force  $mg$  qui amènerait une déviation  $\delta$ , très petite d'ailleurs, telle que

$$\operatorname{tg} \delta = \delta = \frac{m}{M},$$

d'où

$$V = \frac{4 \pi^2 a M}{T^2 g m}.$$

Au lieu d'opérer ainsi on préfère poser sur la face supérieure une masse auxiliaire  $\mu$  à la distance  $h$  du centre, dont le moment par rapport au point d'appui est  $\mu gh$ , tandis que le moment de la force horizontale équivalente passant par le centre de gravité à la distance  $H$  au-dessus de ce point d'appui serait  $mgH$  d'où  $m = \mu \frac{h}{H}$ . On peut opérer de deux manières différentes, ou bien

placer des masses  $\mu_1, \mu'_1$  dans les plans des tiges de poussée à la distance  $h$  du centre et alors on a pour chaque composante les valeurs de l'agrandissement

$$V_1 = \frac{4\pi^2 a MH}{T^2 g \mu_1 h} \qquad V_1' = \frac{4\pi^2 a MH}{T^2 g \mu'_1 h}$$

ou placer une masse  $\mu_2$  dans le plan bissecteur des précédents, et alors elle agit pour chaque composante comme une masse  $\mu_2 \cos 45^\circ$  d'où

$$V_2 = \frac{4\pi^2 a MH \sqrt{2}}{T^2 g \mu_2 h} .$$

#### 18. Mesure de l'agrandissement dynamique. —

Nous n'avons envisagé jusqu'ici que l'agrandissement statique correspondant à une déviation  $\delta$  permanente. On appelle agrandissement dynamique le rapport de l'élongation maximum inscrite par l'instrument et de l'élongation correspondante du sol. Cet agrandissement  $v$  différent de  $V$  dépend essentiellement de la période ; un séismogramme formé d'une série d'ondes successives de périodes différentes *ne satisfait pas à la loi de similitude*. Il ne représente pas dans toute son étendue l'élongation du sol multipliée par un facteur constant. A chaque portion du séismogramme correspond au contraire un facteur particulier. Un séismogramme est en quelque sorte comme le portrait d'une personne dans lequel les dimensions de chaque partie du visage seraient représentées avec un facteur de proportionnalité différent ! C'est là ce qui rend, au point de vue quantitatif, l'interprétation d'un séismogramme particulièrement laborieux.

L'élongation  $x_m$  du sol est égale à l'élongation  $y_m$  du séismogramme divisée par l'agrandissement  $v$  et celui-ci a pour valeur

$$v = \frac{V}{U}$$

où

$$U = (1 + u^2) \sqrt{1 - \mu \left( \frac{2u}{1 + u^2} \right)^2}$$

facteur qui entre dans la solution générale de l'équation différentielle du mouvement (voir note p. 103). Il suffit d'après cela de connaître  $T$  et  $T_p$ , ou  $u = \frac{T_p}{T}$  et  $\mu$  pour obtenir l'agrandissement dynamique quand  $V$  a été mesuré au préalable<sup>1</sup>.

Mais le coefficient  $\mu$  n'a pas une signification physique simple. Aussi préfère-t-on employer une méthode détournée. La discussion mathématique montre que le rapport  $v$  de deux élonga-

1. Désignons par  $I$  la longueur de l'indicateur (voir p. 102), l'élongation  $y$  de son extrémité est pour un angle  $\theta$ ,  $y = I\theta$ .

Remplaçons dans la solution de l'équation différentielle du mouvement  $\theta$  par  $\frac{y}{I}$  et formons le rapport  $\frac{y_m}{x_m}$  des amplitudes ou agrandissement dynamique  $v$ , quand le régime permanent est atteint:

$$v = \frac{y_m}{x_m} = \frac{I}{l} \frac{I}{(1 + u^2) \sqrt{1 - \mu \left( \frac{2u}{1 + u^2} \right)^2}}$$

On sait que  $\frac{I}{l} = V$  agrandissement statique, d'où  $v = \frac{V}{U}$ .

Pour le régime critique, lorsque  $\mu = 0$ ,  $v = \frac{V}{1 + u^2}$ .

On se rapproche autant que possible de cette condition sans jamais atteindre l'apériodicité pour laquelle  $\mu$  est  $< 0$ .

Les séismographes perdent en sensibilité pour des amortissements exagérés (voir p. 105).

tions successives à droite et à gauche ou *rappport d'amortissement* est

$$v = e^{-\pi \frac{\mu}{\gamma}} = e^{-\pi \sqrt{\frac{1-\mu}{\mu}}}$$

Comme il est très facile de mesurer  $v$  sur le diagramme on en déduit  $\mu$ .

On a d'ailleurs dressé des tables et établi des graphiques pour simplifier la recherche de  $U$ . Par exemple on a tracé des courbes qui donnent  $\frac{1}{U}$  en fonction de  $u$ , et cela pour les diverses valeurs que peut prendre  $\mu$  ou mieux  $v$  qui s'obtient directement.

Si, par exemple,  $T = 12$  sec.  $T_p = 6$  sec.  $u = 0,5$  pour un rapport  $v = 4$ , on lit sur la courbe correspondante

$$\frac{1}{U} = 1,1.$$

Pour  $u = 0$ ,  $U$  est égal à 1 quel que soit  $\mu$ . Toutes les courbes précédentes passent donc par le point de coordonnées  $\frac{1}{U} = 1$ ,  $u = 0$  et on voit que pour les très courtes périodes du mouvement du sol, *l'agrandissement dynamique tend vers l'agrandissement statique*.

Pour les très grands amortissements ( $\mu$  compris entre 0 et 0,5) l'agrandissement décroît continuellement de  $u = 0$  à  $u = 2$ ; la sensibilité de l'appareil décroît donc quand la période augmente. Si donc on a à étudier de grandes périodes, il y a intérêt à diminuer  $u$ , donc à choisir un instrument à grande période.

Pour les valeurs de  $\mu$  comprises entre 0,5 et 1,

$v$  entre 8 et 1,  $\frac{1}{U}$  passe par un maximum. Quand  $\mu = 1$ ,  $v = 1$  (amortissement nul)  $\frac{1}{U}$  devient infini pour  $u = 1$ , c'est le cas de la résonance sans amortissement. Pour une valeur donnée de  $u$ , l'agrandissement croît à mesure que l'amortissement diminue (sensibilité factice plus nuisible qu'utile, voir p. 105).

Les courbes montrent dans quelles conditions l'agrandissement dynamique dépasse l'agrandissement statique.

19. Détermination de  $v$ . — Pour obtenir expérimentalement  $v$ , on fait osciller le pendule amorti et on mesure sur le graphique le rapport de deux élongations consécutives.

Par exemple avec l'appareil Milne-Shaw où les frottements sont négligeables, on se place dans des conditions dites *Standard*, voisines de l'amortissement critique, pour lesquelles  $v = 20$ ; une impulsion à droite étant de 80 divisions d'une échelle, on enfonce la lame de cuivre amortisseur dans le champ magnétique jusqu'à ce qu'on obtienne à gauche une déviation de 4 divisions et que le spot lumineux revienne lentement à l'équilibre par une seule oscillation.

Pour les appareils Wiechert, Mainka, etc..., où l'inscription est mécanique et où le frottement de la plume sur le noir de fumée est notable, la détermination de  $v$  est plus compliquée parce que *les lectures doivent être corrigées du frottement.*

On commence par supprimer l'amortissement et à faire osciller le pendule librement. La courbe inscrite est encore une sinusoïde amortie par suite

du frottement et l'étude détaillée de ce frottement montre que tout se passe en réalité, comme si l'oscillation se faisait non pas autour de l'axe des temps  $Ot$ , mais successivement et alternative-

ment autour de deux axes  $O_1t'$ ,  $O_3t''$  distants du premier d'une quantité  $r$ .

Ainsi  $A_2$  est à la

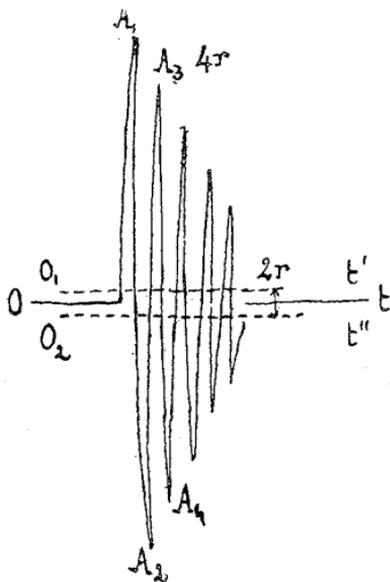


Fig. 29.

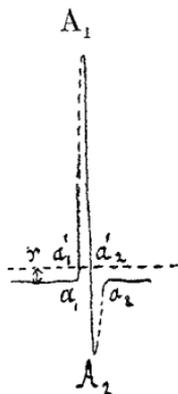


Fig. 30.

même distance de  $O_1t'$  que  $A_1, A_3$  est à la même distance de  $O_2t''$  que  $A_2, A_4$ , etc. (fig. 29), la quantité  $r$  se mesure aisément en remarquant que la différence entre deux maximums consécutifs du même côté  $A_1A_3$  est égale à  $4r$ .

Il est évident que le frottement agit de la même façon dans le cas où le pendule fonctionne normalement, l'amortissement étant rétabli. Il y a donc lieu de reculer l'axe des temps d'une quantité  $r$ , et le rapport véritable des deux élongations consécutives (fig. 30) est

non pas  $\frac{A_1 a_1}{A_2 a_2}$  mais  $\frac{A_1 a'_1}{A_2 a'_2}$  ou  $v = \frac{A_1 a_1 - r}{A_2 a_2 + r}$ .

En résumé, pour obtenir l'agrandissement dynamique, connaissant l'agrandissement statique, on fait osciller le pendule sans amortissement, on détermine sa période d'où  $u$ , on inscrit sa courbe sinusoïdale qui permet de mesurer la quantité  $r$  caractéristique du frottement. On rétablit ensuite l'amortissement et on détermine  $v$ , corrigé du frottement. On en déduit par les tables ou les graphiques le rapport  $\frac{1}{U}$  d'où on tire

$$v = \frac{1}{U} \times V.$$

29. Vérifications expérimentales à la table d'essais. — Lorsqu'on dispose, comme au Bureau central de Strasbourg, d'une table d'essais, on peut procéder à d'intéressantes vérifications expérimentales. Cette table peut être animée de mouvements harmoniques dont l'amplitude est de l'ordre de celles des tremblements de terre, on inscrit ce mouvement réel; on connaît donc  $x_m$ . Le séismographe posé sur la table fournit  $y_m$  et ainsi on mesure directement  $v$ . Comme on détermine aussi  $V$  expérimentalement, on peut vérifier la relation  $v = \frac{1}{U} \times V$ . Les expériences faites jusqu'ici ont donné des vérifications satisfaisantes pour les petites périodes. Il semble au contraire que les valeurs de  $V$  tirées de la relation précédente ne sont pas constantes, mais décroissent quand la période augmente. Il y aura lieu de poursuivre des recherches en ce sens.

La figure 31 montre une inscription d'un mou-

vement harmonique de la plate-forme, obtenue avec l'appareil Milne Shaw; la figure 32 donne l'inscription d'un tremblement de terre artificiel

Vibrations harmoniques.

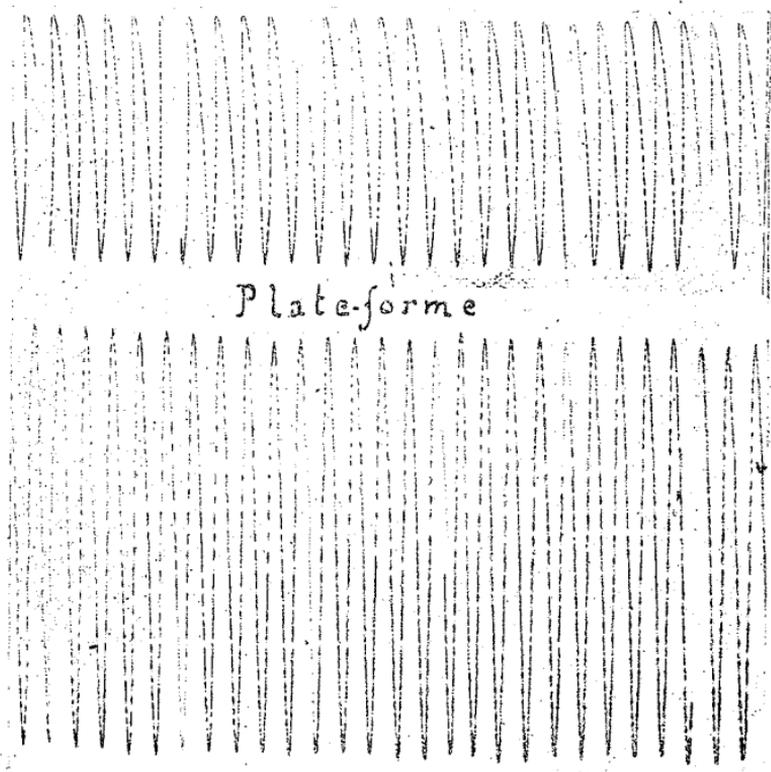
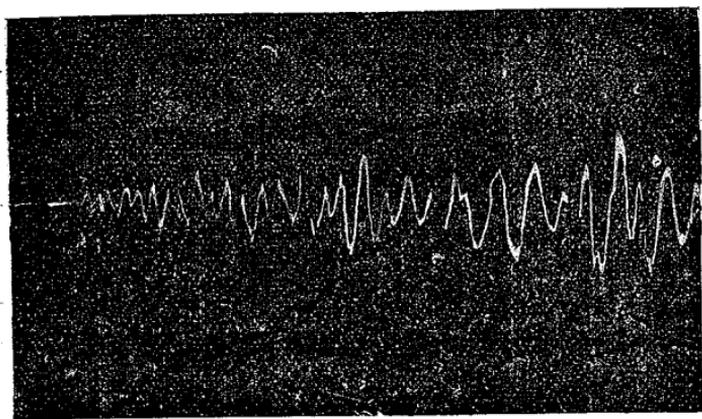


Fig. 31. — Inscription d'un mouvement harmonique.  
(En haut, plate-forme; en bas, séismographe.)

produit en agissant sur la plate-forme à la main, en suivant par un dispositif convenable un séismogramme réel. Ces inscriptions sont tout à fait fidèles, et conformes au mouvement réel de la plate-forme.

21. Séismographes pour les mouvements verticaux du sol. — Pour réaliser une masse station-

Inscription de la plate-forme.



Inscription du séismographe.

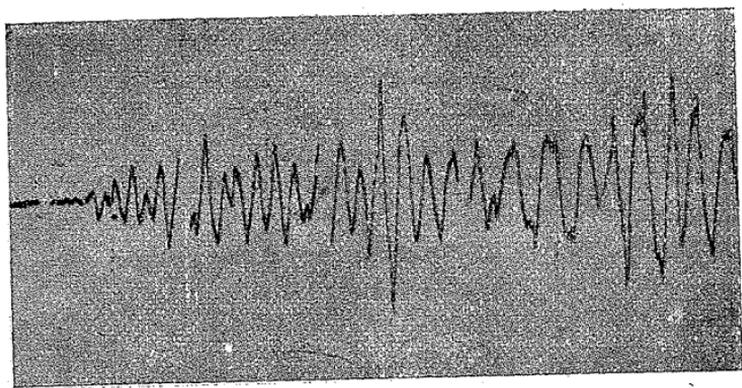


Fig. 32. — Tremblement de terre artificiel.

naire par rapport à des mouvements verticaux du sol, on suspend à un ressort en spirale une lourde masse  $M$  munie d'un indicateur qui donne

sur le cylindre tournant la courbe du mouvement relatif dont on peut déduire les grandeurs absolues du mouvement du sol. La période propre de ces appareils verticaux est en général très courte et l'instrument a moins de sensibilité, tout au moins pour les longues ondes, que ceux qui inscrivent les composantes horizontales.

Le meilleur des séismographes pour mouvements verticaux a été construit par Wiechert. La masse est formée par une caisse remplie de barytine ( $\text{SO}^4\text{Ba}$ ), 1.300 kilogrammes, suspendue par deux groupes de quatre ressorts hélicoïdaux. Chacun des groupes est enfermé dans une enveloppe à parois épaisses servant à protéger les ressorts contre les variations de température qui modifient notablement les propriétés élastiques.

Le mouvement est transmis à l'indicateur et relié à l'amortisseur par des leviers amplificateurs analogues à ceux du modèle pour mouvements horizontaux. L'appareil est complété par des dispositifs spéciaux dont je ne décrirai pas le détail, qui sont destinés : 1° à rendre l'instrument astatique, soit à faire varier sa période; 2° à compenser les effets de température.

L'agrandissement statique est mesuré d'une manière simple et toute directe : on mesure le déplacement réel vertical en visant dans une lunette une division micrométrique solidaire de la masse, se déplaçant à côté d'un micromètre fixe.

Supposons par exemple que le déplacement vertical réel soit de trois divisions du micromètre ou 3 centièmes de millimètre, que l'indicateur

donne une élongation de 10 millimètres, l'agrandissement statique sera

$$V = \frac{10}{0,03} = 333.$$

Connaissant  $V$  on obtient  $v$  comme il a été indiqué pour les instruments précédents.

**22. Pendules Galitzine à inscription galvanométrique.** — Dans les instruments imaginés par B. Galitzine, l'inscription est obtenue par un procédé tout différent. Le bras du pendule porte un système de bobines qui se déplacent dans un champ magnétique et deviennent ainsi le siège d'une force électromotrice d'induction. Le courant induit passe dans le cadre mobile d'un galvanomètre, muni d'un miroir dont les déviations sont inscrites photographiquement par la méthode habituelle. On utilise l'amortissement électromagnétique, adapté ultérieurement par M. J.-J. Shaw au pendule Milne; le bras du pendule porte, à la suite des bobines induites, une plaque de cuivre qui se déplace entre les pôles d'aimants puissants dont la distance est réglable, ce qui permet d'amener l'amortissement à la valeur voulue (fig. 21).

La théorie de cet ensemble formé par un pendule et un galvanomètre associés, repose naturellement sur celle du pendule, résumée dans le paragraphe précédent; elle se complique de la théorie du galvanomètre à cadre. Je n'aborderai pas ici cette discussion mathématique, qui se simplifie d'ailleurs dans les conditions où on opère pratiquement : on amène le pendule à l'amortissement critique, on donne au pendule et au gal-

vanomètre la même période et on règle la résistance extérieure du circuit du galvanomètre de manière à réaliser le régime critique.

Dans les stations principales, on installe trois instruments, deux destinés aux composantes horizontales, un à la composante verticale. On conçoit que l'on puisse augmenter à volonté la sensibilité : on n'est en somme limité que par les dimensions à donner au cylindre enregistreur par les dépenses de papier photographique. L'agitation microséismique (voir chap. VIII) oblige le plus souvent à réduire la sensibilité.

C'est l'emploi de ces instruments à haute sensibilité qui a permis à Galitzine la détermination de l'azimut du foyer avec les seules données d'une station d'observation.

#### RÉFÉRENCES

- W. KILIAN. Note sur un perfectionnement apporté au séismographe Angot et sur plusieurs secousses séismiques ressenties à Grenoble (*Travaux du laboratoire de géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble*, 1894).
- M. MARCHAND. Observations séismiques faites à l'Observatoire du Pic-du-Midi (*Annales Bur. Cent. Mété. France*, I, mémoires, 1902).
- B. GALITZINE. Vorlesungen über Seismometrie (traduction allemande de O. Hecker, Leipzig et Berlin, 1914). Ouvrage original en russe.
- C. MAINKA. Das bifilare Kegelpendel (*Mitteil. der Philom. Ges. in. Elsass-Lothringen*, IV, 1912).
- S. O. M. Société d'Optique et de Mécanique de haute précision, Séismographe type Mainka de 450 kilogrammes. Notice, Paris.
- J. MILNE. Seismology (*Intern. Scient. Series*). London, 1898.
- J. J. SHAW. « Milne Shaw » seismograph. Handbook, Westbromwich.

## ÉTUDE MICROSEÏSMIQUE

- O. HECKER. Das Horizontalpendel (*Zeits. f. Inst. Kunde*, XVI, 1896).
- R. EHLERT. Zusammenstellung, Erläuterung und Kritische Beurteilung der wichtigsten Seismometer. Horizontalpendelbeobachtungen. Anhang, Vorschlag zu einem neuen Pendelapparat. Das dreifache Horizontalpendel (*Beiträge zur Geophysik*, III, 1896).
- G. LIPPMANN. Théorie et mode d'emploi des appareils séismographiques (*C. R. Acad. Sc.*, CX, 1890).
- E. WIECHERT. Ein Astatistisches Pendel hoher Empfindlichkeit zur mechanischen Registrierung von Erdbeben (*Beit. Z. Geophysik*. VI, 1904). Theorie der automatischen Seismographes (*Abh. der K. Gesell. der Wiss. zu Göttingen*; Neue Folge II). Ein neuer Verticaler Seismograph. Glückaufe, 1909.
- B. GALITZINE. Über seismometrische Beobachtungen (*Académie impériale des Sciences. Comptes rendus des séances de la commission séismique permanente*), 1902-1904.
- H. LABROUSTE. Exposé sommaire de l'état de la sismologie (*Ann. Phys.*, 9<sup>e</sup> série, t. XIX, janvier-février 1923).



## CHAPITRE V

### LA TRAJECTOIRE DES ONDES SÉISMQUES ET LES PHASES DES TREMBLEMENTS DE TERRE

On sait d'après la théorie de l'élasticité, que dans tout corps solide peuvent se propager deux genres d'ondes différentes et indépendantes entre elles, des *ondes longitudinales* ou ondes se propageant par *compressions* et *dilatations* successives et des *ondes transversales*, se propageant sans variation de volume et qu'on appelle souvent ondes de *cisaillement*.

1. **Ondes longitudinales.** — Leurs vibrations s'exécutent dans le sens même de la propagation et il est aisé de savoir si le mouvement primitif correspond à une compression ou une dilatation.

Supposons par exemple qu'il se soit produit un effondrement au foyer; les couches situées au-dessous du foyer subiront tout d'abord une compression qui se propagera de proche en proche et c'est par conséquent une compression qui arrivera la première en une station d'observation située au-dessous du foyer. Soit dans cette station un séismographe destiné à l'inscription des mouvements verticaux; la masse restant stationnaire, la surface du sol sera soulevée vers la

masse, s'en rapprochera et l'impulsion inscrite sera de même sens que si on avait abaissé artificiellement la masse. On a donc ainsi en chaque station un moyen de constater si l'on a affaire à une compression ou à une dilatation : les appareils verticaux de Wiechert à grande masse ou de Galitzine à inscription photographique sont particulièrement désignés pour cet usage. Dans le cas précédent on aurait observé une dilatation dans les stations situées au-dessus du foyer. Si on avait affaire à une explosion se propageant en tous sens à l'intérieur du globe on aurait constaté partout une compression et on conçoit ainsi que la comparaison des effets obtenus aux diverses stations puisse fournir des renseignements utiles sur la nature de l'ébranlement.

En présence de la complexité du globe terrestre on est bien obligé en séismologie de chercher à simplifier les conditions du problème. Tout d'abord, nous appliquerons les formules de l'élasticité en supposant qu'autour du point où l'ébranlement se produit, le milieu peut être considéré comme *homogène et isotrope*, c'est-à-dire qu'il possède les mêmes propriétés dans toutes les directions. On peut alors calculer la vitesse de propagation des *ondes longitudinales* dans le milieu considéré, vitesse qui dépend de la masse spécifique  $\rho$  du milieu et de ses coefficients d'élasticité qu'on a l'habitude de désigner par  $\lambda$  et  $\mu$ . Cette vitesse a pour expression

$$V_1 = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

ou

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

où  $E$  est le module d'Young et  $\sigma$  le coefficient de Poisson<sup>1</sup>.

*Rayons séismiques.*

Si le globe était homogène, la vitesse de propagation serait constante et les *rayons séismiques* ou trajectoires des ondes seraient rectilignes. Si

1. Nous rappellerons les définitions de ces divers coefficients.

Le module  $E$  d'Young est un coefficient d'allongement : c'est le rapport entre la traction par unité de section et l'allongement par unité de longueur. Si donc on désigne par  $P$  le poids tenseur,  $S$  la section,  $L$  la longueur et  $\Delta L$  l'allongement.

$$E = \frac{\frac{P}{S}}{\frac{\Delta L}{L}}$$

Le module  $\mu$  de Coulomb est un coefficient de torsion. Soit une tige cylindrique de section circulaire de rayon  $r$  et de longueur  $l$ . Pour le tordre d'un angle  $\alpha$  il faut exercer un couple  $C$  tel que :

$$C = \mu \frac{\pi r^4}{2l} \alpha.$$

On démontre qu'il existe entre  $E$  et  $\mu$  une relation :

$$E = \frac{\mu (3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$$

qui fait intervenir un troisième coefficient  $\lambda$  et, pour la commodité des calculs et des interprétations on introduit encore le coefficient de Poisson :

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

qui dépend des précédents. On a d'ailleurs été conduit à admettre que  $\sigma$  conserve une valeur voisine de  $\frac{1}{4}$ , ce qui exige  $\lambda = \mu$ . Ce n'est d'ailleurs là qu'une grossière approximation. Le coefficient  $\sigma$  varie avec les substances considérées, mais il diffère peu de  $\frac{1}{4}$ , si bien que cette hypothèse peut être appliquée en séismologie au moins en première approximation.

alors on désignait par EA, EB, etc., les rayons issus d'un épïcentre confondu avec le foyer à la surface de la terre et allant aux stations A, B, etc., par  $T_1, T_2$ , les durées de trajet, les quotients  $\frac{EA}{T_1}$ ,  $\frac{EB}{T_2}$ , etc., seraient constants. Or l'observation prouve qu'il n'en est rien. A mesure qu'on s'éloigne du foyer la vitesse moyenne de propagation augmente ; en même temps la profondeur atteinte par le rayon augmente aussi. On peut tirer une conséquence capitale du fait que la vitesse augmente à mesure que la trajectoire pénètre plus profondément dans le sol, c'est que la trajectoire est courbe et présente sa convexité vers le centre de la terre. La trajectoire est analogue à celle d'un rayon lumineux dans un milieu dont l'indice de réfraction est variable. On sait que dans les cours de physique on imite les phénomènes du mirage en faisant passer un faisceau lumineux à travers une longue cuve de verre contenant une solution de sel marin dont la concentration décroît depuis le fond jusqu'à la surface. On obtient une trajectoire courbe qui est aussi l'image d'une trajectoire séismique.

Le coefficient de Poisson conserve une valeur à peu près invariable, la variation de vitesse dépend donc surtout de  $\frac{E}{\rho}$  et le fait que la vitesse augmente avec la profondeur prouve que le module de Young augmente plus vite que la densité.

Pour la variation de la densité avec la profondeur on peut admettre des formules telles que  $\rho = \rho^0 (1 - \alpha r^n)$ , formule de Lipschitz commode pour les applications. Le cas de  $n = 2$  conduit à

la formule de Roche. M. Véronnet a admis les lois

$$\rho = \rho_0 (1 - \alpha r^2)^2, \rho = \rho_0 (1 - \alpha r^2)^3 \text{ ou } \rho = \rho_0 (1 - \alpha r^2)^m.$$

Quelle que soit la loi choisie, on est en tout cas obligé d'admettre que la densité est la même à la même distance du centre, soit que la terre est

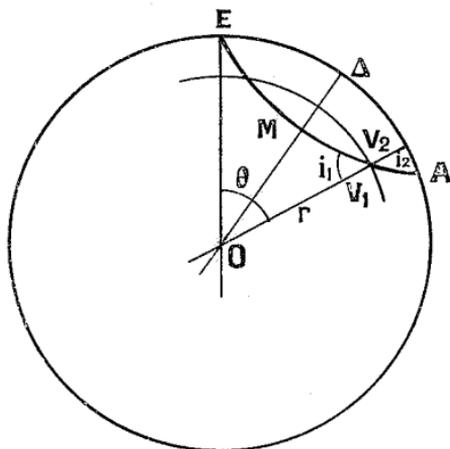


Fig. 33.

formée d'une série de couches homogènes concentriques. Dans ces conditions, les propriétés étant les mêmes à la même profondeur, il va sans dire que la trajectoire est symétrique par rapport au rayon OM qui passe par le point M de plus grande profondeur.

Pour étudier les trajectoires on applique le principe de Fermat ou de la brachystochronie : un rayon se propageant de E vers A suit le chemin suivant lequel il atteint son but le plus rapidement possible (fig. 33). A la surface de séparation de deux couches où les vitesses sont

différentes on applique la relation générale des angles d'incidence.

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

Un point quelconqué de la trajectoire peut être défini par sa distance  $r$  au centre de la terre et l'angle  $\theta$  que fait ce rayon vecteur avec le rayon passant par le foyer. En désignant par  $n$  l'analogue de l'indice de réfraction en optique on est conduit à la relation,

$$nr \sin i = C^{\text{te}}.$$

On préfère souvent parler d'angle *d'émergence*

$$e = 90^\circ - i$$

en considérant l'angle de la trajectoire avec la surface rencontrée et non avec sa normale; écrire  $n r \cos e = C^{\text{te}}$ , c'est dire que tout le long d'une même trajectoire, le produit de ces trois grandeurs est constant ou égal au produit des valeurs à la surface.

$$n r \cos e = n_0 r_0 \cos e_0.$$

L'application de cette relation conduit à l'équation différentielle de la trajectoire.

$$d\theta = \frac{n_0 r_0 \cos e_0 dr}{r \sqrt{n^2 r^2 - n_0^2 r_0^2 \cos^2 e_0}}.$$

Si on connaît la relation  $n = f(r)$  on aura l'équation de la trajectoire par intégration. Nous en verrons ultérieurement un exemple.

On peut aussi transformer l'équation précédente en introduisant la distance épacentrale  $\Delta$  ou arc sous-tendu par  $\theta$  au lieu de  $\theta$  et on est con-

duit à exprimer  $\Delta$  en fonction de l'angle d'émergence  $\cos e_0$ .

On peut aussi calculer la durée de trajet qui sera une autre fonction du cosinus de l'angle d'émergence, si bien qu'on peut considérer la durée de trajet  $T$  comme une fonction de la distance épacentrale  $\Delta$ .

### *Hodographe.*

Nous allons montrer maintenant comment on est conduit à construire la courbe  $T = F(\Delta)$  que l'on appelle souvent « *hodographe* ».

Supposons qu'on ait mis l'équation sous la forme

$$T = A \Delta + B \Delta^2 + C \Delta^3 + \dots$$

Si on connaissait exactement l'heure à laquelle le séisme a pris naissance ou, comme on dit souvent, l'heure origine  $O$ , il suffirait de connaître les heures d'arrivée des ondes longitudinales à un nombre suffisant de stations pour calculer  $A B C \dots$  et pour tracer l'hodographe. Mais il n'en est pas ainsi (si ce n'est dans les tremblements de terre artificiels produits par des explosions).

On ne connaît pas l'heure origine, mais seulement les heures d'arrivée dans les diverses stations.

$$t_1 = O + T_1 \quad t_2 = O + T_2 \dots$$

Les équations

$$\begin{aligned} T_1 &= A \Delta_1 + B \Delta_1^2 + C \Delta_1^3 + \dots \\ T_2 &= A \Delta_2 + B \Delta_2^2 + C \Delta_2^3 + \dots \\ &\dots \dots \dots \end{aligned}$$

conduisent par soustraction aux équations de la forme

$$T_2 - T_1 = t_2 - t_1 = A (\Delta_2 - \Delta_1) + B (\Delta_2^2 - \Delta_1^2) + C (\Delta_2^3 - \Delta_1^3) + \dots$$

dans lesquelles cette fois les différences d'heures d'arrivée, égales aux différences des temps de trajet, sont connues par l'observation.

Avec un nombre suffisant de relations de ce genre on peut déduire les valeurs les plus probables des coefficients A, B, C, etc., par la méthode des moindres carrés.

Déterminer une *bonne courbe de propagation* ou *hodographe* a été la préoccupation dominante des séismologues depuis ces vingt dernières années. Le nom de Milne est déjà attaché à cette question ; mais après lui Benndorf et Oldham entrevirent le véritable rôle de la séismologie, chapitre de la physique qui permet comme on le verra par les pages suivantes de se faire une idée de la constitution du noyau terrestre. Oldham disait que « le séismographe est l'œil avec lequel il est possible de voir dans les entrailles de la terre ». Mais, c'est surtout l'école de Wiechert, qui avec ses élèves Zöppritz et Geiger s'attache à la détermination des courbes de propagation (1907-1909). Malgré leurs efforts on ne peut considérer la solution comme définitive. Pour obtenir une bonne courbe il faut réaliser bien des conditions : utiliser les observations de bonnes stations munies d'appareils modernes indiquant avec sûreté les « *impetus* » ou déviations brusques ; il y a lieu de laisser de côté les « *emersio* » douteuses.

Il faut choisir des tremblements de terre bien déterminés à épiceutre certain.



Fig. 34. — Tremblement de terre de Kwantô (Japon, 1<sup>er</sup> septembre 1923). Appareil Wiechert de Strasbourg. Composante N S. L'inscription, qui a duré trois heures, est arrêtée ici après le début des longues ondes. Distance 9,450 kilomètres. S — P = 634 secondes.

Il faut encore que les épicentres soient situés de telle manière que l'on obtienne une échelle progressive de distances, sans lacunes. Wiechert et Zöppritz ont utilisé les données de trois tremblements de terre : 1° Indes, 4 avril 1905 ; 2° Calabre, 8 septembre 1905 ; 3° Californie (San Francisco), 18 avril 1905. Leur courbe est malheureusement incomplète pour les distances moyennes comprises entre 5 500 et 7 700 kilomètres.

Les foyers ne sont pas à la même profondeur. Il paraît incontestable qu'une étude très approfondie d'un tremblement de terre très important apportera encore des renseignements utiles. Il faut combler les lacunes de la courbe précédente et l'étendre aux grandes distances. Il est évident que les résultats dont nous parlons ici ne s'étendent pas aux petites distances. C'est seulement pour les stations éloignées qu'on peut faire abstraction de la profondeur du foyer. On s'en rendra immédiatement compte si l'on considère que le mouvement issu d'un foyer à 25 kilomètres de profondeur met  $4^{sec} 5$  pour gagner la surface par le trajet normal.

Voici les nombres actuellement adoptés d'après Zöppritz et Geiger pour l'hodographe des ondes longitudinales (voir fig. 42, courbe P). On les désigne par la lettre P, parce qu'elles arrivent les premières (primæ), ce sont les primaires qu'on désignera par le symbole *i* P, P ou *e* P suivant que le début sera un *impetus*, un *début certain* au point de vue du temps, ou une *émersion* douteuse à quelques secondes près.

La première colonne contient les distances épicentrales en milliers de kilomètres, ou mégamètres, la deuxième les temps en secondes.

| $\Delta$ | $T_1$ | $\Delta$ | $T_1$ | $\Delta$ | $T_1$ |
|----------|-------|----------|-------|----------|-------|
| 0        | 0     | 4,5      | 478   | 9        | 743   |
| 0,5      | 69    | 5        | 512   | 9,5      | 769   |
| 1        | 136   | 5,5      | 542   | 10       | 795   |
| 1,5      | 199   | 6        | 572   | 10,5     | 820   |
| 2        | 257   | 6,5      | 601   | 11       | 844   |
| 2,5      | 310   | 7        | 631   | 11,5     | 867   |
| 3        | 358   | 7,5      | 660   | 12       | 888   |
| 3,5      | 402   | 8        | 688   | 12,5     | 909   |
| 4        | 442   | 8,5      | 716   | 13       | 929   |

2. Ondes transversales. — Les ondes transversales ont une vitesse plus faible.

$$V_2 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Le rapport des deux vitesses

$$\frac{V_1}{V_2} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}} = \sqrt{2} = 1,73.$$

On voit donc que les ondes transversales arriveront après les longitudinales. C'est pour cette raison qu'on les désigne sous le nom de secondaires (secondæ). Leur symbole est S avec les

LE TREMBLEMENT DE TERRE

mêmes caractères *i* S, S ou *e* S que pour les ondes primaires. Plus la station d'observation est éloignée de l'épicentre et plus ces ondes se séparent

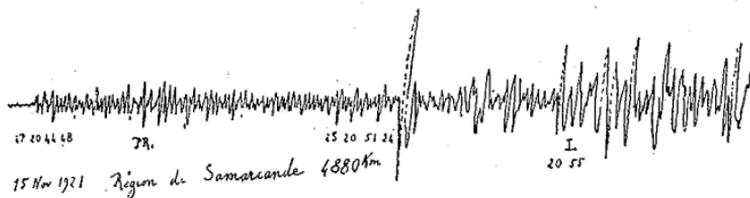
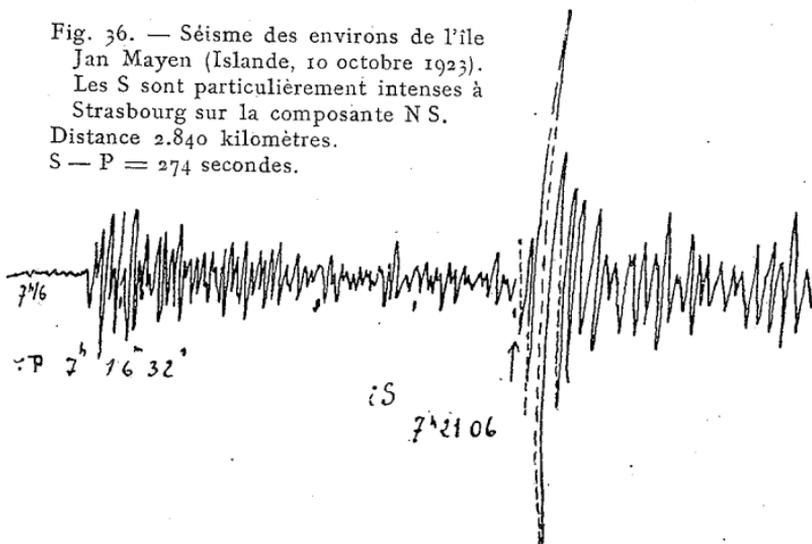


Fig. 35. — Séisme de la région de Samarcande (Turkestan, 15 novembre 1921). Distance 4.880 kilomètres. S — P = 396 secondes.

des primaires. Leur apparition sur les séismogrammes s'aperçoit à deux caractères, à une variation de période qui parfois apparaît seule, à une

Fig. 36. — Séisme des environs de l'île Jan Mayen (Islande, 10 octobre 1923). Les S sont particulièrement intenses à Strasbourg sur la composante N S. Distance 2.840 kilomètres. S — P = 274 secondes.



variation d'amplitude qui souvent est très manifeste. J'en donnerai pour exemple le tremblement de terre du 10 octobre 1923 du détroit de Danmark,

île Jan Mayen (fig. 36), pour lequel les S apparaissent avec une amplitude remarquable. La figure 34 est relative au tremblement de terre du Japon du 1<sup>er</sup> septembre 1923, 35 à un séisme du Turkestan, 37 à un séisme de Beograd.

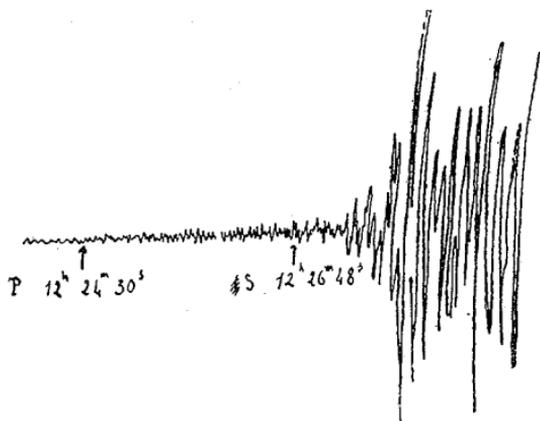


Fig. 37. — Tremblement de terre voisin de Beograd (Serbie, 24 mars 1922). Distance 1.280 kilomètres. S — P = 138 secondes.

Le tableau ci-dessous indique les nombres qui servent à la construction de l'hodographe des S d'après Zöppritz et Geiger (voir fig. 42, courbe S). Dans la première colonne figurent les distances épacentrales en milliers de kilomètres, dans la deuxième les temps  $T_2$  en secondes.

| $\Delta$ | $T_2$ | $\Delta$ | $T_2$ | $\Delta$ | $T_2$ |
|----------|-------|----------|-------|----------|-------|
| 0        | 0     | 4,5      | 854   | 9        | 1.354 |
| 0,5      | 124   | 5        | 913   | 9,5      | 1.404 |
| 1        | 244   | 5,5      | 971   | 10       | 1.453 |
| 1,5      | 356   | 6        | 1.028 | 10,5     | 1.500 |
| 2        | 460   | 6,5      | 1.084 | 11       | 1.545 |
| 2,5      | 555   | 7        | 1.140 | 11,5     | 1.588 |
| 3        | 641   | 7,5      | 1.194 | 12       | 1.629 |
| 3,5      | 719   | 8        | 1.249 | 12,5     | 1.668 |
| 4        | 789   | 8,5      | 1.301 | 13       | 1.705 |

**3. Autres phases.** — Réflexions simples, réflexions doubles etc. — Pour aller de l'épicentre E à une station A, l'onde peut suivre une trajectoire directe ou se réfléchir à la surface du globe. Supposons qu'on envisage le point I où se produit la réflexion. L'arc  $EI = IA = \frac{EA}{2}$  (fig. 38). L'hodographe des P nous indique la durée de trajet T pour la distance épacentrale  $\frac{\Delta}{2}$ . Pour atteindre le point A après une réflexion, l'onde mettra un temps  $2T$ . Le point A peut aussi être atteint après deux réflexions en des points I', I'' tels que  $EI' = I'I'' = I''A = \frac{EA}{3}$ . L'hodographe nous indique encore le temps T', durée de trajet pour la distance épacentrale  $\frac{\Delta}{3}$ . Pour atteindre le point A après deux réflexions l'onde mettra un temps  $3T'$ .

Il est donc facile de construire les courbes relatives aux (fig. 32) réflexions simples ou doubles des ondes primaires que l'on désigne par les symboles  $PR_1$ ,  $PR_2$  (fig. 42).

De la même manière on peut envisager les  $SR_1$  et  $SR_2$ . Suivant les cas, l'une ou l'autre de ces phases peut s'accuser davantage, suivant les conditions dans lesquelles s'effectue la réflexion. C'est peut-être par l'examen de ces phases secondaires que l'on fera progresser davantage la connaissance de l'écorce.

Les ondes réfléchies se manifestent en ce que leur inscription répète le train d'ondes initial. On y retrouve le plus souvent les caractères et les détails du début. La figure 34 en contient un exemple. On y voit des P et des S réfléchis.

Il y a lieu de remarquer qu'au moment où la

réflexion se produit, les ondes P primitives donnent naissance aussi à des S réfléchies, il y aura donc encore une autre phase qui aura parcouru la moitié du trajet sous forme de P, la seconde sous forme de S ou PRS. Dans la double

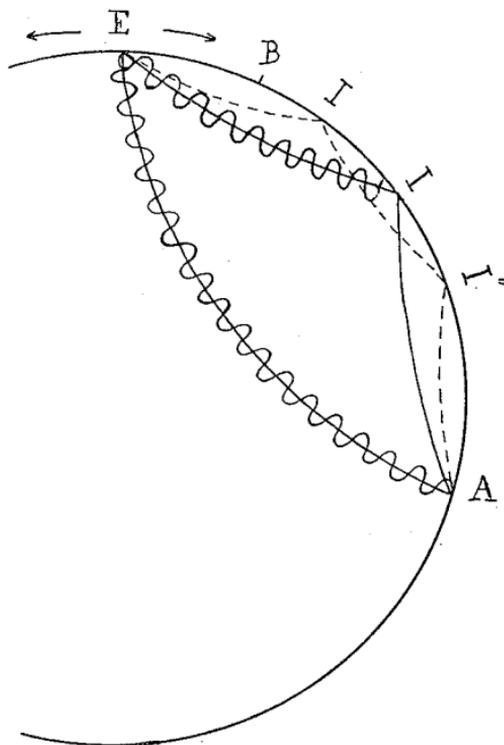


Fig. 38. — Schéma de la propagation des ondes.

réflexion ou peut envisager aussi les PRPS ou les PRSS etc., et ceci seulement suffit à faire comprendre toute la complexité que présente le graphique d'un séismogramme. Nous verrons encore plus loin d'autres raisons de cette complexité. Il est en tout cas utile de rechercher les

## LE TRÉMBLEMENT DE TERRE

phases  $PR_1$ ,  $PR_2$ ,  $SR_1$ ,  $SR_2$ , qui apparaissent le plus souvent et peuvent, comme nous aurons l'occasion de le montrer, servir de contrôle pour la recherche des épicentres. Les phases complexes ne se décèlent que dans des phénomènes particulièrement intenses.

La figure 38 est une figure schématique qui montre l'arrivée en une

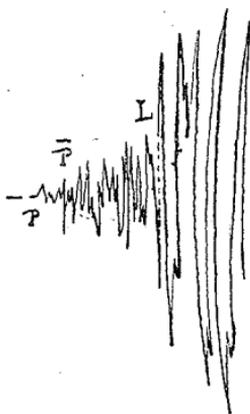


Fig. 39. — Exemple de séisme proche. Inscription de Toledo du tremblement des Pyrénées. Cañal de Berdun (Espagne, 10 juillet 1923). Distance 410 kilomètres, indiquée par la différence  $\bar{P} - P = 15$  secondes. [ $S - P = 45$  secondes].



Fig. 40. — Tremblement local. Toutes les phases sont confondues.

station déterminée A des ondes longitudinales (trait direct —), transversales (trait en sinusoïde) et des ondes réfléchies une ou deux fois. Il est clair que les différentes phases seront d'autant mieux séparées que la station A sera plus éloignée de l'épicentre et elles apparaîtront d'autant plus nettement. C'est le cas du séismogramme obtenu à Strasbourg pour le tremblement japonais du 1<sup>er</sup> septembre 1923 (fig. 34). Les phases se resserrent dans les séismogrammes 35, 36, 37.

A courte distance de l'épicentre on a l'aspect figuré en 39; au voisinage même il n'y a plus de phases distinctes (voir fig. 40).

L'ensemble des figures précédentes indique de façon nette comment l'inscription se modifie quand la distance à l'épicentre change<sup>1</sup>.

**4. Détermination de la profondeur de foyer par la réflexion des ondes.** — Dans tout ce qui précède on a fait abstraction de la profondeur du foyer. Supposons au contraire que l'on ait un hypocentre H et qu'on observe à grande distance. Il pourra parvenir dans cette station une onde par trajet direct et une onde qui, partie dans la direction inverse, reviendra après réflexion. Si par exemple on observait à l'antipode de l'épicentre un tremblement dont la profondeur de foyer est 25 kilomètres, une onde réfléchie suivrait la première avec un retard de 9 secondes et par suite on trouverait sur le séismogramme 9 secondes après le début la reproduction des ondes primitives. M. Berlage a même pu fonder sur l'observation de cette réflexion une méthode de détermination de la profondeur du foyer.

**5. Propagation des ondes à courte distance. — Tremblements de terre rapprochés.** — Dans le cas des tremblements de terre rapprochés on ne peut évidemment plus faire abstraction de la profondeur du foyer. Il est nécessaire pour chaque tremblement de terre de rechercher cette pro-

1. Les figures 34 et 35 ont été considérablement réduites par suite de l'encombrement de ces longs séismogrammes, tandis que la réduction des figures 36 et 37 est moindre; 39 et 40 sont en vraie grandeur. Les heures marquées permettront au lecteur de les ramener à la même échelle.

fondeur. Il faut également tenir compte de la variation de vitesse, si l'on veut mettre les calculs d'accord avec l'observation.

On constate tout d'abord les faits suivants : lorsque la distance de l'épicentre est comprise entre 300 et 700 kilomètres, il y a quelques secondes après la phase de début une deuxième impulsion très nette (fig. 39) avec une amplitude supérieure. Si on construit l'hodographe des P on constate que les points correspondant aux deuxièmes impulsions se rangent régulièrement au-dessus des premières. Pour les distances inférieures à 300 kilomètres l'impulsion P n'existe plus. C'est la deuxième qui subsiste, si bien que la courbe supérieure se prolonge vers l'origine. Mohorovicic a proposé de donner à cette deuxième phase le nom de ondes  $\bar{P}$  (*soulignées*) ou *individuelles*. Je propose pour ma part de les appeler ondes *continues* ou *uniformes* parce qu'elles proviennent d'ondes qui suivent une trajectoire continue sans réfraction brusque, tandis que les ondes P se seraient réfractées sur une surface de discontinuité située à environ 50 kilomètres. Les  $\bar{P}$  ont une vitesse de  $5,6 \text{ km/s}$  à 25 kilomètres de profondeur et la vitesse suit une loi polytropicque

$$\frac{v}{v_H} = \left(\frac{r_H}{r}\right)^K. \text{ K est ici égal au nombre } 3,049.$$

Dans la couche inférieure la vitesse est égale à  $7,75 \text{ km/s}$  à 50 kilomètres; elle suit la même loi polytropicque avec  $K = 0,75$ . Les hypothèses précédentes permettent d'expliquer les faits d'une manière remarquable : la coïncidence entre le calcul et l'observation est parfaite pour le tremblement des environs de Zagreb du 8 décembre 1919, dont l'épicentre est parfaitement connu, qui fut

LA TRAJECTOIRE DES ONDES SÉISMQUES

suivi de plusieurs répliques, à condition de lui attribuer une profondeur de foyer de 25 kilomètres<sup>1</sup>.

1. Voici les relations principales auxquelles l'analyse conduit :  $v_H$  est la vitesse à l'hypocentre à la distance  $r_H$  du centre de la terre,  $v$  est la vitesse à la distance  $r$ ,

*Durée de trajet :*

$$t = (K + 1) V_H \left( \frac{r_H}{r} \right)^K \left[ \sqrt{1 + \sin^2 i_H \left( \frac{r_H}{r} \right)^{2(K+1)}} - \left( \frac{r_H}{r} \right)^{K+1} \cos i_H \right].$$

*Angle d'émergence :*

$$\frac{\cos e}{\cos e_H} = \frac{\sin i}{\sin i_H} = \left( \frac{r_H}{r} \right)^{K+1}.$$

Dans le cas où  $i_H = \frac{\pi}{2}$ , cas de la propagation du foyer vers l'épicentre :

$$t = \frac{r}{(K + 1) V_H \left( \frac{r_H}{r} \right)^K} \left[ 1 - \left( \frac{r_H}{r} \right)^{K+1} \right].$$

*Angle au centre :*

$$\theta = \pm \frac{1}{K + 1} [e_H - e].$$

*Plus grande profondeur atteinte :*

$$r_m = r_H \sqrt{\cos e_H}^{K+1}.$$

Cas où le foyer est à la surface du globe (distance  $r_o$ , angle d'émergence  $i_o$ ). Epicentre confondu avec l'hypocentre :

$$t = \frac{r_o}{(K + 1) V_m \left( \frac{r_m}{r} \right)^K} \sqrt{1 - \left( \frac{r_m}{r_o} \right)^{2(K+1)}} \\ \theta_m = \frac{-e_H}{K + 1} \quad \theta_o = \frac{2e_o}{K + 1}.$$

On explique aisément les faits d'observation : le dernier rayon qui puisse sortir directement est celui qui est tangent à la surface de discontinuité. Il émerge à environ 790 kilomètres. A partir de cette distance, pour la profondeur de foyer de 25 kilomètres on ne voit plus de  $\bar{P}$  soulignées. D'autre part on ne voit les  $P$  qu'à partir de 300 kilomètres parce qu'il faut déjà que la réfraction se fasse sous

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

Pour chaque tremblement de terre important à courte distance il conviendrait de procéder à une analyse analogue à celle de Mohorovicic et il semble qu'on en tirerait des résultats féconds au point de vue des profondeurs du foyer. Mais déjà en adoptant 25 kilomètres comme profondeur moyenne on peut utiliser les idées de Mohorovicic dans la pratique séismologique. Bien des stations évaluent déjà la distance épacentrale d'un tremblement de terre rapproché en mesurant la différence de temps qui sépare l'apparition des P et des  $\bar{P}$  qui les suivent. Le service séismologique suisse de Zürich, les stations italiennes et espagnoles, le bureau central de Strasbourg ont fréquemment l'occasion d'utiliser cette méthode issue de Zagreb.

Je citerai comme exemple récent le séisme des Pyrénées du 10 juillet 1923 pour lequel la station de Tolède a indiqué d'après les inscriptions des appareils Wiechert pour les deux composantes NE-SW et NW-SE

|           |                                      |                        |
|-----------|--------------------------------------|------------------------|
| $iP$      | 5 h. 22 <sup>m</sup> 07 <sup>s</sup> | distance épacentrale : |
| $\bar{P}$ | 5 h. 32 <sup>m</sup> 22 <sup>s</sup> | 415 kilomètres.        |

Le 12 mai 1294 la station de Zürich indiquait

|      |   |                        |
|------|---|------------------------|
| $eP$ | 8 h. 46 <sup>m</sup> 44 <sup>s</sup> ,6 | distance épacentrale : |
| $iP$ | 51 <sup>s</sup> ,9                      | 395 kilomètres.        |

un angle notable pour qu'une partie suffisante de l'énergie soit réfractée.

Il peut se produire des réflexions sur la surface supérieure et sur la surface inférieure de 50 kilomètres d'épaisseur. L'étude détaillée de ces réflexions conduit à des résultats curieux comme des rebroussements; elle montre que ces phases se superposent parfois et peuvent coïncider avec les S à l'arrivée dans certaines stations, d'où le manque de netteté que souvent cette phase présente.

Le 1<sup>er</sup> janvier 1924 eut lieu un faible tremblement ressenti à Trèves et Sarrebrück. A Strasbourg on indiqua les  $\bar{P}$  soulignées à 1<sup>h</sup> 48<sup>m</sup> 01<sup>s</sup>.

Il n'y a pas de P visibles, la distance 160 kilomètres étant trop faible. C'est en utilisant la phase secondaire (voir plus loin) qu'on peut déterminer la distance.

**6. Ondes superficielles ou longues ondes.** — A la surface de séparation de deux milieux isotropes, l'optique n'envisage qu'un rayon réfléchi et un rayon réfracté. Au contraire, dans la propagation des vibrations élastiques dans les corps solides, chaque onde, qu'elle soit longitudinale ou transversale, donne lieu, comme nous avons eu l'occasion de le constater, toutes les fois qu'elle tombe sur la surface de séparation de deux milieux dont les propriétés physiques sont différentes, à une onde longitudinale réfléchie et réfractée et à une onde transversale réfléchie et réfractée. De là cette complexité d'ondes, cette complication dans les tracés que présentent les séismogrammes.

Et il y a encore d'autres ondes de nature toute différente ; celles-ci prennent naissance dans les mêmes conditions, à la surface de séparation de deux milieux ; c'est particulièrement à la surface du globe, aux points atteints par les mouvements précédents qu'il est intéressant de les considérer.

Des ondes à grande période se révèlent sur les séismogrammes d'une manière manifeste. Leurs amplitudes sont très grandes et c'est après leur apparition que se produisent les maximums, souvent d'une si grande netteté, qui constituent la

phase dite maxima ou principale (fig. 41). On désigne les longues ondes par la lettre L et les maximums successifs par  $M_1, M_2, \dots, M_n$  : on inscrit dans les tableaux les valeurs en microns des composantes du mouvement vrai du sol suivant les directions N.-S. ou E.-W ; on inscrit également les périodes correspondantes. Comme les inscriptions sont à peu près sinusoïdales on se trouve dans le cas où les formules d'agrandissement tirées de la théorie pour les mouvements harmoniques sont applicables.

On attribue à Lord Rayleigh les premières remarques sur ces ondes, sur lesquelles il a le premier appelé l'attention, tandis que le mathé-



Fig. 41. — Longues ondes L.

maticien Lamb posait les bases de la théorie et envisageait les divers cas simples dans lesquels le calcul pouvait être exécuté. On ne saurait dans le cadre de cet ouvrage entrer dans les détails de cette intéressante théorie ; on peut toutefois en faire comprendre les résultats essentiels, en suivant le développement d'après le traité de Galitzine.

Les déplacements longitudinaux et transversaux, perpendiculaires à la surface, interviennent ici à la fois, tout en se propageant à la surface de la terre avec la même vitesse  $V$ . Ces mouvements vibratoires présentent une différence de phase de un quart de période : si l'un d'eux se représente par  $x_1 = A \sin 2\pi \frac{t}{T}$ , l'autre sera repré-

senté par  $y_1 = B \cos 2\pi \frac{t}{T}$ . Le mouvement réel d'une particule du sol est donc elliptique.

La théorie montre que la vitesse de propagation est de la forme  $V = \sqrt{a \frac{\mu}{\rho}}$ . Au point de vue quantitatif, on admet pour le coefficient de Poisson la valeur  $\sigma = \frac{1}{4}$ , et il en résulte pour la vitesse de propagation la relation

$$V = 0,9194 \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}.$$

Comme  $\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$  est la vitesse  $V_2$  des ondes transversales S,

$$V = 0,92 V_2$$

résultat de calcul en complet accord avec l'observation.

Les inscriptions obtenues dans les diverses stations avec l'outillage moderne font voir que le long de la surface de la terre se propagent des ondes *analogues à celles que produit le choc d'un caillou à la surface d'une eau tranquille.*

Elles se caractérisent par une période très longue par rapport à celle des ondes envisagées jusqu'ici et par suite aussi par une grande longueur d'onde. Il paraît donc nécessaire, d'après les faits connus, que l'épaisseur des couches terrestres dans lesquelles elles se propagent soit au moins égale à deux fois et demie la longueur d'onde.

C'est pour les différentes raisons que nous venons de passer en revue qu'on a donné à ces ondes le nom *d'ondes superficielles ou de longues ondes.*

LE TREMBLEMENT DE TERRE

Les études sur cette catégorie d'ondes étant récem-

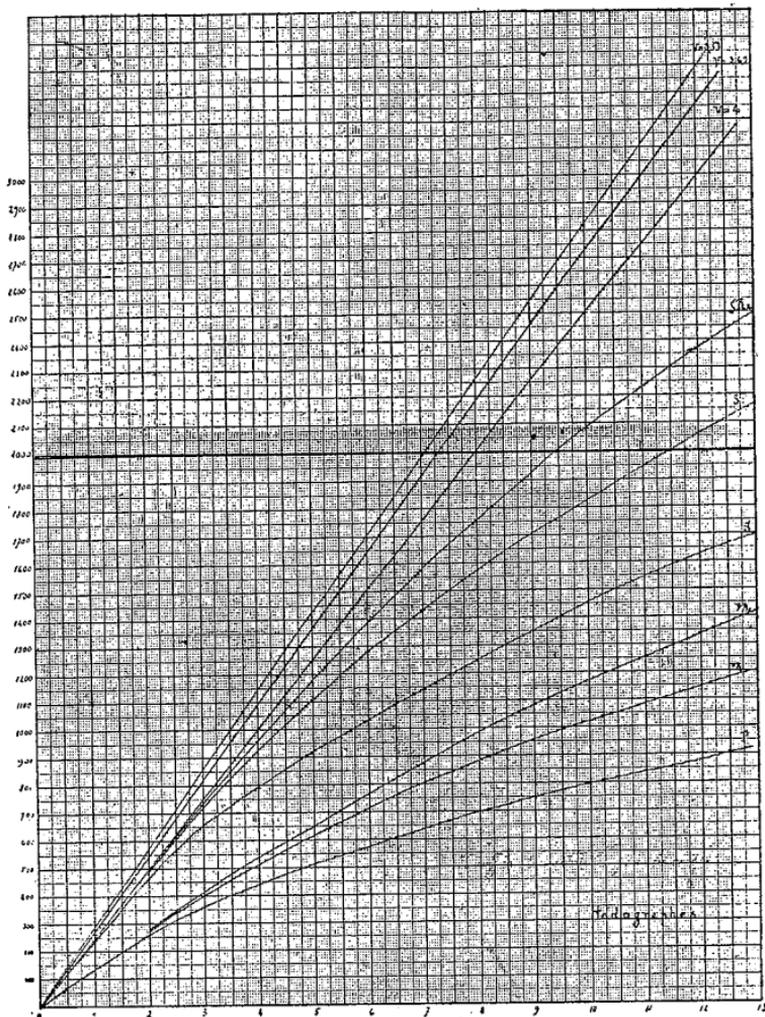


Fig. 42. — Hodographes. Courbes utilisées dans les stations pour le dépouillement des séismogrammes.

tes et peu nombreuses, leur connaissance est

encore très incomplète. Quelques faits paraissent pourtant acquis et les lacunes qui subsistent nous indiquent elles-mêmes la voie dans laquelle il serait actuellement utile de pousser l'investigation.

On connaît déjà avec une approximation suffisante la vitesse de propagation  $V$ , qui ne semble pas dépendre de la distance de l'épicentre : elle est inférieure à 4 km/sec. Les hodographes des ondes L sont des droites (fig. 42). Rien n'est plus facile que d'évaluer cette vitesse quand on dispose de plusieurs stations, mais il est même possible de la déterminer avec les données d'une seule station, pourvu qu'elle possède des instruments suffisamment sensibles, grâce à différentes catégories de longues ondes dont nous trouvons ici une intéressante application.

7. Ondes superficielles W à longs trajets. — Soient E l'épicentre, B la station d'observation à la distance sphérique  $\Delta$  (fig. 38); NB de longues ondes arrivent directement en B par le chemin EB. Ces ondes directes seront désignées par le symbole  $W_1$ , par opposition au symbole  $W_2$ , qui s'appliquerait à des ondes parvenant en B par le trajet le plus long passant par l'*antipode* de l'épicentre qu'on appelle souvent *anti-épicentre* E'. Elles arrivent forcément affaiblies, mais on peut néanmoins distinguer souvent sur les séismogrammes les trains d'ondes qui se correspondent (voir les flèches sur la figure 38).

Soient  $t_1$  et  $t_2$  les heures d'arrivée correspondantes. Le rayon moyen de la terre est  $R = 6371$  kilomètres, soit  $2\pi R = 40000$  kilomètres.

LE TREMBLEMENT DE TERRE

Les études sur cette catégorie d'ondes étant récen-

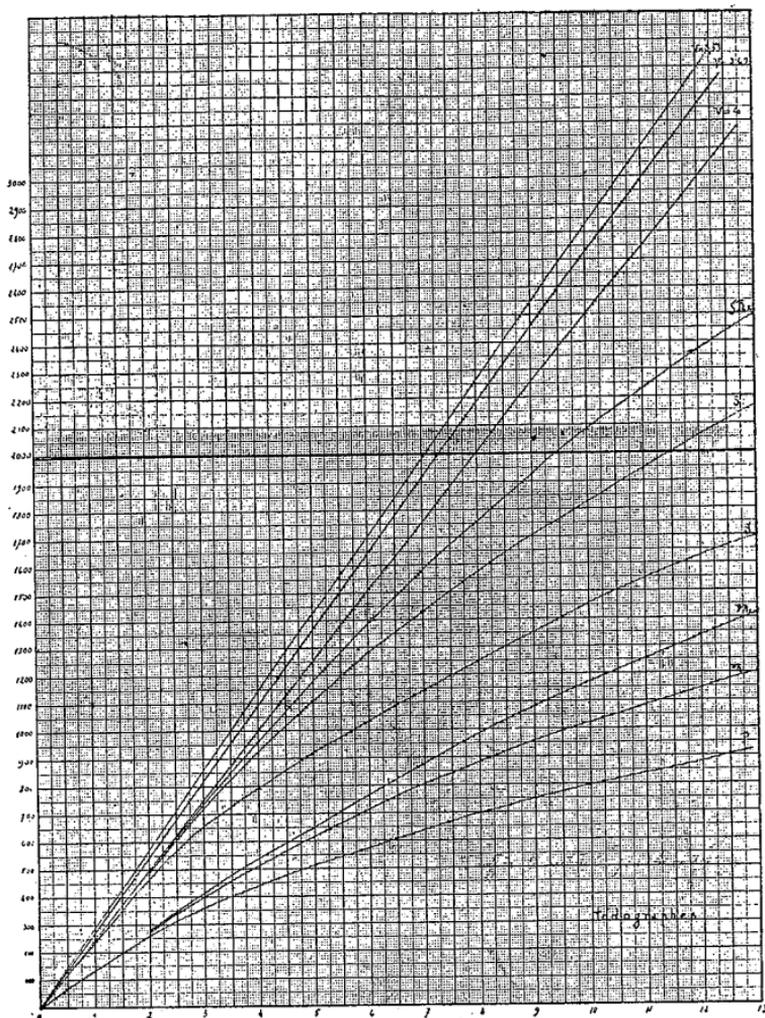


Fig. 42. — Hodographes. Courbes utilisées dans les stations pour le dépouillement des séismogrammes.

tes et peu nombreuses, leur connaissance est

encore très incomplète. Quelques faits paraissent pourtant acquis et les lacunes qui subsistent nous indiquent elles-mêmes la voie dans laquelle il serait actuellement utile de pousser l'investigation.

On connaît déjà avec une approximation suffisante la vitesse de propagation  $V$ , qui ne semble pas dépendre de la distance de l'épicentre : elle est inférieure à 4 km/sec. Les hodographes des ondes L sont des droites (fig. 42). Rien n'est plus facile que d'évaluer cette vitesse quand on dispose de plusieurs stations, mais il est même possible de la déterminer avec les données d'une seule station, pourvu qu'elle possède des instruments suffisamment sensibles, grâce à différentes catégories de longues ondes dont nous trouvons ici une intéressante application.

7. Ondes superficielles W à longs trajets. — Soient E l'épicentre, B la station d'observation à la distance sphérique  $\Delta$  (fig. 38); NB de longues ondes arrivent directement en B par le chemin EB. Ces ondes directes seront désignées par le symbole  $W_1$ , par opposition au symbole  $W_2$ , qui s'appliquerait à des ondes parvenant en B par le trajet le plus long passant par l'*antipode* de l'épicentre qu'on appelle souvent *anti-épicentre* E'. Elles arrivent forcément affaiblies, mais on peut néanmoins distinguer souvent sur les séismogrammes les trains d'ondes qui se correspondent (voir les flèches sur la figure 38).

Soient  $t_1$  et  $t_2$  les heures d'arrivée correspondantes. Le rayon moyen de la terre est  $R = 6371$  kilomètres, soit  $2\pi R = 40000$  kilomètres.

LE TREMBLEMENT DE TERRE

Soit  $t_0$  l'heure origine du tremblement de terre. On peut écrire les égalités évidentes :

$$\begin{aligned} V (t_1 - t_0) &= \Delta \\ V (t_2 - t_0) &= 40.000 - \Delta \end{aligned}$$

d'où

$$V = \frac{40.000 - 2 \Delta}{t_2 - t_1}.$$

Il y a un troisième groupe d'ondes L : ce sont les ondes  $W_3$ , qui après avoir atteint directement B y reviennent après avoir fait tout le tour de la terre. Pour celles-là on écrira :

$$\begin{aligned} V (t_1 - t_0) &= \Delta \\ V (t_3 - t_0) &= 40.000 + \Delta \end{aligned} \qquad V = \frac{40.000}{t_3 - t_1}.$$

Il est curieux de remarquer qu'ici on n'utilise pas  $\Delta$  ; il est inutile de le connaître. Galitzine donne dans son ouvrage un exemple choisi parmi les séismogrammes de la station de Pulkovo (tremblement de Messine du 28 décembre 1906), qui conduit à calculer  $V$  d'après  $W_2$ .  $V = 3,53$  km/sec. Pour faire tout le tour de la terre les ondes de surface exigent 3 h. 8<sup>m</sup> 51<sup>s</sup>. On sait que la vitesse moyenne de propagation des ondes S est le nombre 4,01 km/sec., donc

$$V = 0,9194 \times 4,01 = 3,69 \text{ km./s.}$$

On peut considérer la concordance comme très satisfaisante.

La différence capitale entre ces ondes superficielles et celles qui passent à l'intérieur du globe, c'est la *constance de leur vitesse*.

Au point de vue des amplitudes, on peut résumer la théorie en disant que le rapport des amplitudes des déplacements dans le sens hori-

zontal et dans le sens vertical est constant, et dans l'hypothèse de  $\sigma = \frac{1}{4}$ , égal à 0,7. Le mouvement d'une particule du sol dans le sens vertical est donc plus grand que dans le sens horizontal.

Mais c'est seulement le cas d'un milieu isotrope qui est traité par le calcul et on ne peut considérer les chiffres que comme des approximations. Aussi bien, on ne possède encore sur les stations proches que si peu de données d'observation qu'on ne saurait tenter de vérifications numériques, et les résultats fournis par les stations éloignées se présentent avec un cortège de complications tel qu'on ne peut les utiliser pratiquement. Une de ces complications consiste dans le fait que les deux mouvements, vertical et horizontal, ne sont pas amortis dans le même rapport. Il semble aussi que la distance influe sur la période. La nature de la surface parcourue doit naturellement avoir une influence.

Autant de questions qui actuellement restent en suspens.

### 8. Variation d'énergie des ondes superficielles.

— Il est encore intéressant de rechercher comment varie l'énergie des ondes superficielles avec la distance de l'épicentre et comment les observations conduisent à la mesure de leur coefficient d'amortissement. On sait que la grandeur de l'énergie moyenne pour une particule exécutant un mouvement sinusoïdal  $u = a \sin 2\pi \frac{t}{T}$  est la moitié de l'énergie maximum ou  $2\pi^2 \frac{a^2}{T^2}$ .

En appelant C une constante, l'énergie est

donc de la forme  $I = 2\pi^3 C \frac{a^2}{T^2}$ . Dans le cas des ondes superficielles l'énergie ne varie pas en raison inverse du carré de la distance, mais en raison inverse de la première puissance; tous les points qui au même moment ont la même énergie se trouvent sur un cercle à la distance sphérique  $\Delta$  de l'épicentre et dont le rayon est  $r = R_0 \sin \theta$ , où  $\theta = \frac{\Delta}{R_0}$ . On constate que le produit de l'énergie  $I_1$  par le rayon correspondant  $r_1$  est constant ou

$$I_1 = \frac{A}{r_1} \quad I_2 = \frac{A}{r_2} \dots\dots$$

$r$  est maximum quand il est égal à  $R_0$ , rayon de la terre, ou  $\Delta = 40\,000$  kilomètres, ou  $\theta = \frac{\pi}{2}$ . L'énergie est alors minimum. Elle croît de nouveau jusqu'à l'antiépicentre et à partir de ce point les ondes repartent de nouveau en tous sens. Lors du tremblement du Kan-Sou, la station de La Paz qui se trouve au voisinage de l'antiépicentre a fourni une belle inscription.

Mais nous avons, dans ce qui précède, fait abstraction de l'amortissement, qui évidemment diminue considérablement l'énergie. On en tient compte par l'introduction d'un terme exponentiel et on écrit :

$$I = \frac{I_0}{r} e^{-K \Delta}$$

Il est évident que la formule ne s'applique pas dans le cas de  $r = 0$ ; ce cas n'aurait d'ailleurs aucun sens physique; l'épicentre ponctuel est une fiction; nous savons bien d'après le chapitre I que c'est une surface épacentrale, ou surface pléistoséiste qu'il faut envisager.

Le coefficient d'amortissement se calcule sans peine avec les données de deux stations. Mais ici, comme à propos des vitesses, on peut résoudre le problème avec les données d'une seule station si l'on peut reconnaître avec certitude les ondes  $W_1$ ,  $W_2$  et distinguer un même maximum dans les deux trains<sup>1</sup>.

Galitzine a appliqué cette méthode à Pulkovo pour la composante horizontale du mouvement du sol dans le méridien.

$\Delta$  étant mesuré en kilomètres il a obtenu les nombres  $K = 0,00027$  et  $0,00028$  pour les tremblements de terre de Messine (28 décembre 1908), et d'Islande (22 janvier 1910). C'est une concordance presque inespérée. En adoptant un de ces chiffres on peut résoudre quelques problèmes intéressants : chercher à quelle distance l'énergie a diminué de moitié ? on trouve  $\Delta = 2476$  kilomètres ; chercher quel sera le rapport d'amortissement à l'antiépice ? on trouve  $\frac{1}{270}$ .

1. Les équations ci-dessous se comprennent sans plus d'explications :

$$I_1 = 2 \pi^2 C \frac{a_1^2}{T_1^2} = \frac{I_0}{r_1} e^{-K \Delta} \quad r_1 = R_0 \sin \frac{\Delta}{R_0}$$

$$I_2 = 2 \pi^2 C \frac{a_2^2}{T_2^2} = \frac{I_0}{r_2} e^{-K (40.000 - \Delta)} \quad r_2 = R_0 \sin \frac{40.000 - \Delta}{R_0}$$

$$\frac{I_1}{I_2} = \left(\frac{a_1}{a_2}\right)^2 \left(\frac{T_2}{T_1}\right)^2 = e^{K(40.000 - 2 \Delta)} \quad r_2 = R_0 \sin\left(2 \pi - \frac{\Delta}{R_0}\right) = -R_0 \sin \frac{\Delta}{R_0}$$

$$r_1 = r_2 \text{ en valeur absolue.}$$

$$K = \frac{2}{\log_{10} e} \frac{\log\left(\frac{a_1}{a_2}\right) - \log\left(\frac{T_1}{T_2}\right)}{40.000 - 2 \Delta} \text{ avec } \log_{10} e = M = 0,43429$$

En utilisant  $W_3$  on n'a pas à faire intervenir  $\Delta$ .

$$K = \frac{2}{\log_{10} e} \frac{\log\left(\frac{a_1}{a_2}\right) - \log\left(\frac{T_1}{T_2}\right)}{40.000}$$

Il n'est pas impossible que le coefficient d'amortissement dépende dans une certaine mesure de la période des ondes superficielles.

RÉFÉRENCES

- B. GALITZINE. Vorlesungen ueber Seismometrie (Traduction allemande de O. Hecker, Leipzig et Berlin, 1914), ouvrage original en russe.
- A. VÉRONNET. Rotation de l'ellipsoïde hétérogène et figure exacte de la terre (Gauthier-Villars, 1912).
- R. D. OLDHAM. On the propagation of Earthquake motion to great Distances (*Phil. trans. of Roy. Soc.*, 194, London, 1900).
- E. WIECHERT et K. ZOEPPRITZ. Ueber Erdbebenwellen (*Nachr. der K. Ges. der Wissenschaften zu Goettingen Math. Phil. Kl.*, 1907).
- K. ZOEPPRITZ und L. GEIGER. *Id.*, 1909.
- H. P. BERLAGE. Sur la profondeur du foyer d'un tremblement de terre déduite d'un séismogramme d'une station éloignée (Publications du Bureau central séismologique international, série A, fascicule 1, 1924).
- A. MOHOROVICIC. Das Beben vom 8. X. 1909 (*Jahrbuch des meteorologischen Observatoriums in Zagreb für das Jahr, 1909 IX; IV Teil Abschnitt I*).
- E. ROTHÉ. Sur la propagation des ondes séismiques au voisinage de l'épicentre, exposé d'après les travaux de A. Mohorovicic (Publications du Bureau central séismologique international), série A, fascicule 1, 1924).
- LORD RAYLEIGH. *London Math. Soc. Proc.*, 17 (1887). Scientific Papers, vol. 2.
- T. J. BROMWICH, *Id.*, 30 (1899).
- H. LAMB. *Phil. Trans. Royal Society*, 203, 1904.
- H. H. TURNER. On the arrival of earthquake Waves at the antipodes, and on the measurement of the focal depth of an earthquake. (Monthly notices of the royal astronomical Society-Geophysical, supplement vol. I, n° 1.)



## CHAPITRE VI

### DÉTERMINATION DES ÉPICENTRES

**1. Première méthode.** — *Utilisation des phases S et P.* — Lorsqu'un séismogramme accuse d'une façon nette le début des phases S et P ( $iS$ ,  $iP$ ), on peut déduire la distance épacentrale de la différence des heures de début de ces phases  $T_S - T_P$ . Les courbes de propagation permettent en effet de connaître cette différence pour toutes les distances observées et on a dressé des tables qui indiquent en kilomètres les distances correspondant aux différences  $T_S - T_P$  exprimées en minutes et secondes.

La détermination de la distance repose ici sur une interprétation personnelle du séismogramme ; il faut donc avant toute chose chercher à étayer le mieux possible cette interprétation, et c'est ici qu'interviennent utilement les autres phases, les longues ondes L et les réflexions  $PR_1$ ,  $PR_2$ ,  $SR_1$ ,  $SR_2$ ...

Si la distance  $\Delta$  est correcte, on en déduit aisément, par la courbe de propagation, l'heure origine du tremblement de terre, puisqu'on connaît l'heure  $T_P$  et qu'on sait le temps  $\theta_P$  nécessaire aux ondes P pour atteindre une station à la distance  $\Delta$ .

$O = T_P - \theta_P$ . (O première lettre du mot origine),

mais on connaît aussi la vitesse de propagation des ondes L, soit  $V$ , supposée constante ; ces ondes se propagent donc pendant un temps  $\theta_L = \frac{\Delta}{V}$  et elles doivent apparaître sur le séismogramme à l'époque  $O + \theta_L$ , de là une bonne vérification qui montre si l'on n'a pas commis d'erreur grave dans l'interprétation des ondes S. Bien entendu il ne s'agit pas d'une vérification précise de l'époque  $O + \theta_L$  parce qu'on ne connaît pas exactement  $V$  et il suffit que la coïncidence d'heure se produise à une ou deux minutes près.

Si l'on a pris soin de tracer à l'avance les courbes relatives aux  $PR_1$ , etc., la vérification se fera tout aussi simplement que pour les ondes L. Connaissant par ces courbes l'intervalle de temps qui, pour chaque distance  $\Delta$ , sépare les arrivées des ondes  $PR_1$  et P, il suffit de rechercher sur le séismogramme si les ondes réfléchies apparaissent bien au moment prévu.

Il est d'ailleurs facile de calculer avec l'hodographe des P les heures d'arrivée des  $PR_1$  (en supposant le foyer superficiel).

Si la station est à la distance  $\Delta$ , la première réflexion a lieu à la distance  $\frac{\Delta}{2}$  et l'hodographe fournit la durée de trajet  $\theta'$  correspondante entre l'épicentre et le point de réflexion. Pour atteindre la station, les  $PR_1$  mettent un temps double ou  $2\theta'$  et la différence entre l'apparition des  $PR_1$  et des P est  $2\theta' - \theta_P$ . On procédera de même pour les autres réflexions. Le dépouillement consciencieux d'un séismogramme est donc une opération longue, qui exige de multiples vérifications. Mais on peut dès lors se fier à la distance  $\Delta$  trouvée.

## DÉTERMINATION DES ÉPICENTRES

Deux cas peuvent se présenter suivant que la station est ou non en mesure de déterminer par ses propres moyens l'azimut de l'épicentre, c'est-à-dire l'angle que fait avec le méridien de la station le grand cercle qui passe par l'épicentre et la station.

*A. Premier cas.* — La station possède des appareils sensibles et de précision, comme les instruments Galitzine, deux horizontaux et un vertical sensible, Galitzine ou Wiechert.

La première impulsion du vertical indique si le mouvement correspond à une compression ou une dilatation, c'est-à-dire si l'élongation est dans le sens de la propagation ou en sens inverse.

L'examen attentif des premières impulsions sur les tracés des deux composantes horizontales permet de calculer les deux composantes réelles du mouvement du sol dont le rapport fournit l'angle que fait avec le méridien du lieu l'élongation réelle du sol. Il est visible en effet que l'on a

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{A_{EW}}{A_{SN}} .$$

Connaissant la distance  $\Delta$  et l'azimut  $\alpha$  de l'épicentre on en déduit aussitôt par un calcul simple de la trigonométrie sphérique les coordonnées géographiques de l'épicentre.

On prend une inconnue auxiliaire  $\chi$  telle que  $\operatorname{tg} \chi = \cos \alpha \operatorname{tg} \Delta$ , on désigne par  $\theta$  et  $\theta_e$  les compléments des latitudes de la station et de l'épicentre et on obtient

$$\cos \theta_e = \frac{\cos \Delta \cos (\theta - \chi)}{\cos \chi} .$$

LE TREMBLEMENT DE TERRE

On désigne par  $\gamma$  la différence des longitudes  $\Lambda_1$  et  $\Lambda$  de l'épicentre et de la station

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\operatorname{tg} \alpha \sin \chi}{\sin (\theta - \chi)}$$

La latitude de l'épicentre

$$\Phi = 90^\circ - \theta_e$$

la longitude de l'épicentre

$$\Lambda_E = \Lambda \pm \gamma.$$

On prendra le signe + ou le signe - suivant que l'épicentre sera à l'est ou à l'ouest de la station.

B. *Deuxième cas.* — UTILISATION DES DISTANCES  $\Delta_1, \Delta_2$  CORRESPONDANT A DEUX STATIONS. — Lorsque la détermination de l'azimut n'est pas possible, on peut joindre à la distance  $\Delta_1$  correspondant à une première station, la même donnée  $\Delta_2$  pour une deuxième station. Le problème revient à construire les triangles sphériques ayant deux sommets connus  $S_1 S_2$  (à la distance sphérique  $s$ ) et dont les autres côtés sont  $\Delta_1$  et  $\Delta_2$ . Le problème admet deux solutions : on peut se proposer de déterminer les coordonnées géographiques de l'épicentre connaissant  $\Phi_1, \Phi_2, \Lambda_1, \Lambda_2$  latitudes et longitudes des deux stations, et les distances épicentrales  $\Delta_1$  et  $\Delta_2$ . On calcule d'abord  $s$ . A cet effet, on utilise les compléments des latitudes (fig. 43)

$$\left. \begin{array}{l} \theta_1 = 90^\circ - \Phi_1 \\ \theta_2 = 90^\circ - \Phi_2 \end{array} \right\} \text{et } \delta = \Delta_2 - \Delta_1.$$

On prend l'inconnue auxiliaire  $\operatorname{tg} \omega = \cos \delta \operatorname{tg} \theta$ .

DÉTERMINATION DES ÉPICENTRES

et on calcule aisément la distance  $s$  des deux stations

$$\cos s = \frac{\cos \theta_2 \cos (\theta_1 - \omega)}{\cos \omega}$$

et l'angle  $\beta$  que fait avec le méridien  $NS_1$  le grand cercle  $S_1S_2$

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{\operatorname{tg} \delta \sin \omega}{\sin (\theta_1 - \omega)}$$

Ces formules sont particulièrement commodes pour le calcul de  $s$  et de  $\beta$ . Les résultats ne pré-

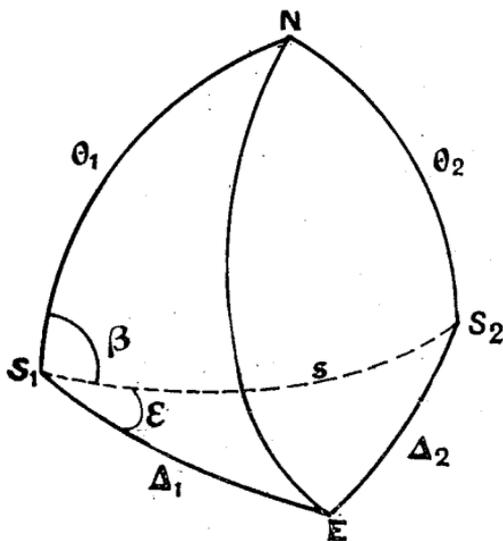


Fig. 43.

sentent aucune ambiguïté parce que les signes de  $\cos s$  et  $\operatorname{tg} \beta$  indiquent immédiatement si ces angles sont plus grands ou plus petits que  $90^\circ$ .

Ayant calculé  $s$  en degrés, il est aisé de l'obtenir en kilomètres

$$S = s \frac{\pi}{180} 6.371 = s.A$$

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

en adoptant pour rayon du globe le chiffre 6.371 kilomètres. On remarquera que les angles  $s$  et  $\beta$  sont des constantes pour deux stations considérées et que ce calcul peut être fait à l'avance pour les diverses associations de deux stations les plus généralement utilisées.

On est maintenant en mesure de résoudre le problème posé, en calculant d'abord l'angle  $\varepsilon = E_1 S_1 S_2$ . Ayant évalué  $\Delta_1$  et  $\Delta_2$  en degrés en divisant ces distances par le facteur  $A$  (les Anglais indiquent toujours les distances épacentrales en degrés), on pose  $p = \frac{\Delta_1 + \Delta_2 + s}{2}$  et le calcul conduit à

$$\operatorname{tg} \frac{1}{2} \varepsilon = \sqrt{\frac{\sin (p - \Delta_2) \sin (p - s)}{\sin p \sin (p - \Delta_1)}}$$

L'azimut de l'épicentre par rapport au méridien NS, est suivant les cas

$$\alpha = \beta - \varepsilon \text{ ou } \alpha = \beta + \varepsilon.$$

On est maintenant ramené au problème précédemment résolu (Premier cas. A).

USAGE DES NOMOGRAMMES. — On a cherché des constructions graphiques pour résoudre ces triangles plus rapidement. Le calcul précédent revenait en somme à la résolution de trois triangles sphériques dont l'un est formé par deux stations et le pôle, le deuxième par deux stations et l'épicentre, le troisième par une des stations, le pôle et l'épicentre.

Soit la relation trigonométrique fondamentale des triangles

$$\cos s = \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos \delta.$$

Si l'on pose

$$\cos s = y \quad \cos \delta = x \quad \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 = a \quad \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 = b$$

elle devient

$$y = ax + b,$$

relation linéaire qui conduit immédiatement à un procédé graphique simple indiqué par M. d'Ocagne et appliqué par Rudolph et M. Szirtes aux problèmes séismologiques.

On trace un carré de 60 centimètres de côté (dimension nécessaire pour la précision des lectures) : sur les côtés horizontaux on marque une division proportionnelle aux cosinus des angles de  $0^\circ$  à  $180^\circ$  (de la gauche vers la droite). Le côté vertical droit est divisé de la même manière de  $0$  à  $180^\circ$  de haut en bas, le côté gauche de  $0$  à  $180^\circ$  de bas en haut. Grâce à ce nomogramme on remplace les calculs par des lectures simples : la précision n'en est pas très grande, mais à peu près en rapport avec la précision des mesures séismographiques.

**2. Cas où on connaît la distance  $\Delta_1$  à une station, l'heure d'arrivée des P à cette station et à une autre.**

— Ce cas se ramène aisément au précédent : on peut en effet calculer sans difficulté la distance  $\Delta_2$  à la deuxième station. En effet la courbe de propagation fait connaître la durée de trajet  $\theta_1$ , jusqu'à la première station ; en lui ajoutant la différence  $\delta_1 = T_2 - T_1$  des heures d'arrivée des P aux deux stations, on obtient la durée du trajet  $\theta_2$ , jusqu'à la deuxième et la courbe de propagation fournit la distance  $\Delta_2$  correspondante. En d'autres termes  $\Delta_2$  est une fonction de  $\Delta_1$  et  $\delta_1$ ,  $\Delta_2 = f(\Delta_1, \delta_1)$ .

C. Zeissig qui a préconisé cette méthode a dressé une table donnant, pour les valeurs 500, 1.000, 1.500... km de  $\Delta_1$  et les valeurs 1, 2, 3... sec de  $\delta_1$ , les valeurs correspondantes de  $\Delta_2$ .

On interpole pour les nombres qui ne figurent pas dans ces tables. Si on envisage maintenant deux stations particulières, par exemple Jugenheim et Vienne, séparées par une distance  $S$  connue, on calcule l'angle que fait le cercle  $S_1E$  avec  $S_1S_2$  d'après la formule

$$\cos \alpha = \frac{\cos \Delta_2}{\sin \Delta_1 \sin s} - \cotg \Delta_1 \cotg s .$$

Zeissig a même construit un faisceau de courbes donnant pour Vienne et Jugenheim les variations de l'angle  $\alpha$  en fonction des différences  $\delta_1$  pour des valeurs de  $\Delta_1$  comprises entre 1.000 et 10.000 kilomètres, ce qui permet d'obtenir de suite pour des valeurs connues de  $\Delta_1$  et  $\delta_1$  la valeur de  $\alpha$  et par suite l'azimut de l'épicentre par rapport au méridien de Jugenheim.

Répétant le même calcul pour d'autres stations Aachen, Eskadlemuir, Pulkovo etc... on obtient de nouvelles valeurs de l'azimut, on peut déterminer l'épicentre par une moyenne.

Zeissig a lui aussi construit un graphique pour la station de Jugenheim permettant de déterminer les coordonnées géographiques en fonction de  $\Delta_1$  et de l'azimut.

**3. Usage de cartes spéciales.** — Ce problème peut aussi être résolu à l'aide de cartes géographiques spéciales.

1. *Projection azimutale à distances conservées.* — Carte dressée par MM. Rudolph et

Szirtes particulièrement commode pour placer sur une carte un foyer de distance épacentrale  $\Delta$  et d'azimut donné par rapport à Strasbourg. On mène le plan tangent au globe à Strasbourg et à partir de ce point pour centre on trace des cercles ayant pour rayons les distances 1.000, 2.000 etc., 10.000 kilomètres comptées sur la surface du globe. On mène aussi le méridien de Strasbourg et tous les grands cercles faisant avec le précédent des angles de 0 à 360°. Il est utile de tracer par points les parallèles et les méridiens à partir du pôle N. et du pôle S. Une carte particulière sera ainsi tracée pour chaque moitié du globe.

2. *Projection azimutale à aires conservées.* — M. Tams a tracé pour Hambourg une carte dans le système de Lambert. On mène le plan tangent au lieu considéré ; si on désigne par  $\theta_1, \theta_2, \dots$  les angles correspondant aux distances épacentrales  $\Delta_1, \Delta_2$  etc... les zones correspondant à ces angles au centre ont pour surface  $2\pi R^2 (1 - \cos \theta_1)$ ,  $2\pi R^2 (1 - \cos \theta_2)$ . Pour que les aires de ces zones soient conservées elles devront être représentées sur les cartes par des cercles de rayons  $r_1, r_2, \dots$  tels que

$$\pi r_1^2 = 2\pi R^2 (1 - \cos \theta_1) \dots$$

ou

$$r_1 = R \sqrt{2(1 - \cos \theta_1)} \quad r_2 = R \sqrt{2(1 - \cos \theta_2)} \dots$$

Les azimuts seront comptés à partir du Nord.

3. *Projection de Mercator, ou projection conforme à latitude croissante.* — E. Tams a également construit pour Hambourg une carte Mercator au 10/1.000.000 où les lignes d'égal azimut sont marquées de 10° en 10° et les lignes de même éloignement de 1.000 en 1.000 kilo-

mètres. Toute la carte est couverte d'un réseau de 2 en 2°.

Les méridiens sont représentés par des droites verticales équidistantes. Les ordonnées des parallèles sont fixées par la variable de Mercator dite « *latitude croissante* ». La représentation est dite conforme parce que des figures semblables infiniment petites se correspondent sur la sphère et sur le plan. L'intérêt de ces cartes tient à ce que les *loxodromies*, c'est-à-dire les trajectoires qui font avec les méridiens successifs un angle constant, ont pour images des droites : de là leur usage dans la marine ; par contre elles ne sont pas commodes pour les représentations de cercles qui ont des formes plus ou moins compliquées suivant qu'ils comprennent ou non le pôle ou passent par le pôle.

G. Grablovitz a construit des cartes de ce genre pour diverses stations. A. Sieberg a également établi une carte analogue pour la station de Strasbourg.

4. Usage de mappemondes. — Toutes les constructions précédentes peuvent être effectuées sur des mappemondes de grand diamètre (80 centimètres par exemple). Les distances sont mesurées à l'aide d'une règle souple en laiton ou en acier sur laquelle on a gravé une graduation kilométrique correspondant au diamètre de la mappemonde utilisée. On recouvre la partie intéressée du globe de papier à décalquer sur lequel on trace, à l'aide d'un compas convenable, de  $S_1$  et  $S_2$  comme centres, des cercles lieux des points situés aux distances  $\Delta_1$  et  $\Delta_2$  des stations  $S_1$  et  $S_2$ . Les points d'intersection  $E_1$  et  $E_2$  sont les deux épi-

centres possibles correspondant aux deux solutions du problème posé.

E. Rudolph et S. Szirtes ont employé un globe muet ardoisé à la manière d'un tableau noir, portant les méridiens et les parallèles en rouge et sur la surface duquel de petits trous ont été percés à la place des principales stations. Dans ces trous on peut insérer le pivot d'un compas en arc de cercle pour tracer commodément les cercles utiles.

5. Deuxième méthode. — *Utilisation des heures d'arrivée des ondes P en diverses stations (trois au minimum).*

Parmi toutes les stations dont on connaît les données on choisira trois d'entre elles indiquant un impetus net  $iP$ , tel qu'on puisse compter sur la précision de l'heure de cet impetus. On se fiera de préférence aux indications des instruments verticaux. Soient  $S_1, S_2, S_3$  les trois stations,  $T_1 > T_2 > T_3$  les heures d'arrivée des ondes P. On posera  $\delta_1 = T_1 - T_2$ ,  $\delta_2 = T_1 - T_3$ . Considérons d'abord les stations  $S_1$  et  $S_2$  : il est facile de tracer sur une carte à grande échelle ou sur une mappemonde de grand diamètre le lieu géométrique des points tels que l'ébranlement arrive en  $S_1$ , un temps  $\delta_1$  après l'arrivée en  $S_2$ . C'est encore la courbe de propagation ou hodographe qui permet d'effectuer ce tracé par points successifs. Supposons le problème résolu et soient sur ce lieu géométrique les points  $M_1, M_2, M_3$  aux distances sphériques  $d_1 = 500, d_2 = 1.000, d_3 = 1.500, \dots$  etc. de  $S_2$ . L'hodographe indique les durées correspondantes de trajet  $t_1, t_2, t_3, \dots$ . Les temps que met l'ébranlement pour aller de  $S_1$  en  $M_1, M_2, M_3, \dots$  sont

donc  $t_1 + \delta_1, t_2 + \delta_1, t_3 + \delta_1, \dots$  et l'hodographe nous indique les distances correspondantes comptées sur la sphère, soient  $d'_1, d'_2, d'_3, \dots$ . La solution géométrique est donc évidente : de  $S_2$  comme centre on trace un cercle avec le rayon  $d'_1$  compté sur la sphère, de  $S_1$  comme centre on trace un cercle de rayon  $d'_1$ . Ces cercles se coupent en deux points. Mais il est facile de distinguer, d'après les données des autres stations, lequel de ces deux points convient. On a un premier point du lieu: les points suivants s'obtiendront par les intersections des cercles de rayons  $d_2, d'_2$  et  $d_3, d'_3$  etc... et on obtient ainsi par points une première courbe  $C_1$ .

On opérera de la même manière pour les stations  $S_2$  et  $S_3$  et on obtiendra une deuxième courbe  $C_2$ . Ces courbes  $C_1$  et  $C_2$  se coupent à l'épicentre cherché. Des vérifications pourront être fournies par  $S_1$  et  $S_2$  et d'autres couples de stations. Tous les lieux géométriques obtenus ne passeront pas par un même point, mais se couperont en formant un petit polygone dont le centre sera pris comme épicentre.

Dans cette méthode les erreurs d'interprétation disparaissent, mais *elle repose tout entière sur la précision de l'heure.*

CAS PARTICULIERS. — a. *Tremblement de terre à épicentre voisin.* — On peut dans ce cas admettre au moins en première approximation que la vitesse de propagation est constante et la solution se réduit ainsi à une construction géométrique simple. Soit toujours  $\delta_1 = T_2 - T_1$  la différence des durées de trajet entre l'épicentre et les stations  $S_2$  et  $S_1$ ; la différence des trajets eux-mêmes  $ES_2 - ES_1 = \delta_1 V$  fournie par la courbe

de propagation peut être considérée comme constante et le lieu géométrique des points pour lesquels la différence des durées de trajet est  $\delta_1$  devient le lieu des points pour lesquels la différence des trajets ou *différence de marche* est constante ; à la surface du globe supposée plane ce n'est autre chose qu'une hyperbole dont les foyers sont  $S_2$  et  $S_1$  et caractérisée par cette différence de marche. Il suffit donc de tracer cette hyperbole sur une carte à grande échelle pour obtenir un premier lieu ; l'association des autres stations deux à deux conduira à d'autres hyperboles qui se couperont au voisinage de l'épicentre cherché.

b. *Les heures d'arrivée des P sont les mêmes dans une ou plusieurs couples de stations.* — Si les heures d'arrivée sont les mêmes dans deux stations  $S_1, S_2$ , l'épicentre se trouve sur le grand cercle perpendiculaire à l'arc  $S_1 S_2$  en son milieu et la construction se simplifie notablement. Ce cas se présente surtout dans le cas des séismes d'Europe parce que les observatoires y sont nombreux et que, bien souvent, deux d'entre eux ont la même heure d'arrivée. Galitzine a traité la question par le calcul : soient  $\theta_0, \Lambda_0, \theta_1, \Lambda_1, \theta_2, \Lambda_2$  les compléments des latitudes et les longitudes de l'épicentre et des deux stations, les triangles  $NS_1E, NS_2E$  fournissent (fig. 43) les relations

$$\begin{aligned} \cos \Delta &= \cos \theta_1 \cos \theta_0 + \sin \theta_1 \sin \theta_0 \cos (\Lambda_0 - \Lambda_1) \\ \cos \Delta &= \cos \theta_2 \cos \theta_0 + \sin \theta_2 \sin \theta_0 \cos (\Lambda_0 - \Lambda_2) \end{aligned}$$

L'élimination de  $\Delta$  entre ces deux équations conduit à une relation entre  $\theta_0$  et  $\Lambda_0$ , représentation des points de la surface également distants de  $S_1$  et  $S_2$ .

On pose

$$x = \operatorname{tg} \theta_0 \cos \Lambda_0 \quad y = \operatorname{tg} \theta_0 \sin \Lambda_0$$

et on est conduit à

$$\begin{aligned} x [\sin \theta_2 \cos \Lambda_2 - \sin \theta_1 \cos \Lambda_1] + y [\sin \theta_2 \sin \Lambda_2 - \sin \theta_1 \sin \Lambda_1] \\ = 2 \sin \frac{\theta_1 + \theta_2}{2} \sin \frac{\theta_1 - \theta_2}{2} . \end{aligned}$$

Pour une autre couple de points on obtient une deuxième équation analogue et l'on est par suite

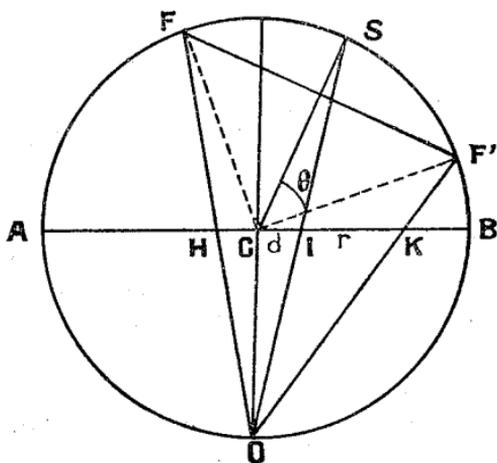


Fig. 44.

en mesure de tirer  $x$  et  $y$  de ce système de deux équations du premier degré.

#### 6. Usage des projections stéréographiques. —

Il est évident qu'on peut appliquer la méthode des projections stéréographiques à toutes les constructions dont il vient d'être question, qui sont effectuées à la surface de la sphère de centre C. L'avantage de cette méthode réside dans

le fait que l'épicentre s'obtient par des intersections de cercles à la surface du globe et qu'en projection stéréographique tout cercle tracé sur la sphère se projette suivant un cercle. Soient O le centre de projection, S une station quelconque de latitude  $\varphi$  et soit un cercle tracé de S comme centre avec le rayon sphérique  $\Delta$  ou d'angle au centre  $\theta$ . La figure 44 représente la coupe de la sphère par le plan OCS; le diamètre AB est l'intersection du grand cercle OCS avec le plan de projection; FF' est le diamètre du petit cercle considéré; HK en est la projection stéréographique. On sait que le cercle de diamètre FF' se projette suivant un cercle de diamètre HK, dont le centre I est le milieu de HK. En supposant le rayon de la sphère égal à 1, on démontre aisément les formules

$$d = \frac{\cos \varphi}{\sin \varphi + \cos \theta} \quad r = \frac{\sin \theta}{\sin \varphi + \cos \theta}$$

qui expriment la distance  $d$  du centre du cercle de projection au centre de la sphère et le rayon  $r$  de ce cercle. La station se projette en I. On voit sur la figure que  $d = R \operatorname{tg} \text{COI}$  ou  $\operatorname{tg} \text{COI} = \operatorname{tg} \alpha = \frac{d}{R}$

On conçoit dès lors aisément comment on appliquera les deux méthodes exposées précédemment.

PREMIÈRE MÉTHODE. — *Utilisation des phases S et P.* — Il faut tracer de  $S_1$  et  $S_2$  comme centres deux cercles de rayons sphériques  $\Delta_1$  et  $\Delta_2$  (angles au centre  $\theta_1$  et  $\theta_2$ ) et chercher leur intersection. On est donc amené à construire en projection stéréographique deux cercles dont

les centres seront sur les diamètres des grands cercles  $OCS_1$ ,  $OCS_2$  aux distances

$$d_1 = \frac{\cos \varphi_1}{\sin \varphi_1 + \cos \theta_1} \quad d_2 = \frac{\cos \varphi_2}{\sin \varphi_2 + \cos \theta_2}$$

et dont les rayons seront :

$$r_1 = \frac{\sin \theta_1}{\sin \varphi_1 + \cos \theta_1} \quad r_2 = \frac{\sin \theta_2}{\sin \varphi_2 + \cos \theta_2}$$

Le point d'intersection  $e$ , projection de  $E$ , fournira immédiatement la longitude qu'il suffira de lire sur le cercle de projection, à partir du méridien origine. Pour avoir la latitude, il suffira de retrouver le point correspondant sur la sphère, soit par une construction géométrique, soit par le calcul. Si  $D$  est la distance de la projection de l'épicentre au centre de la sphère on a (voir § 6 et fig. 43)

$$D = R \operatorname{tg} \alpha \quad \operatorname{tg} \alpha = \frac{D}{R}$$

et la latitude du point est  $90^\circ - 2\alpha$ .

Klotz, qui le premier, à ma connaissance, a appliqué ce procédé à la recherche des épicentres, utilise un cercle de 10 centimètres de rayon. La précision du dessin importe beaucoup dans cette méthode; il ne faudrait pas diminuer le rayon du cercle de projection, et il n'y a pas lieu non plus d'en exagérer les dimensions. Car, comme pour toutes les méthodes graphiques il suffit que la précision du dessin soit en rapport avec la précision des mesures ou des observations effectuées. Klotz a fait établir pour 27 stations des tables donnant  $d$  et  $r$  jusqu'à des valeurs de  $\Delta$  de 13.000 kilomètres. Pratiquement, la méthode ne s'applique plus quand le dénominateur  $\sin \varphi + \cos \theta$  devient trop

DÉTERMINATION DES EPICENTRES

petit parce que  $d$  et  $r$  deviennent alors beaucoup trop grands.

Exemple donné par Klotz (fig. 45);

|            |                             |                                      |                              |                            |
|------------|-----------------------------|--------------------------------------|------------------------------|----------------------------|
| Strasbourg | $\varphi = 48^{\circ}, 35'$ | $\Lambda = 7^{\circ}, 40' \text{ E}$ | $\Delta = 5.300 \text{ km.}$ | $\theta = 47^{\circ}, 41'$ |
| Pulkowa    | $59^{\circ}, 46'$           | $30^{\circ}, 20' \text{ E}$          | 3.690                        | $33^{\circ}, 32'$          |
| Ottawa     | $45^{\circ}, 24'$           | $75^{\circ}, 53' \text{ W}$          | 0.800                        | $88^{\circ}, 12'$          |

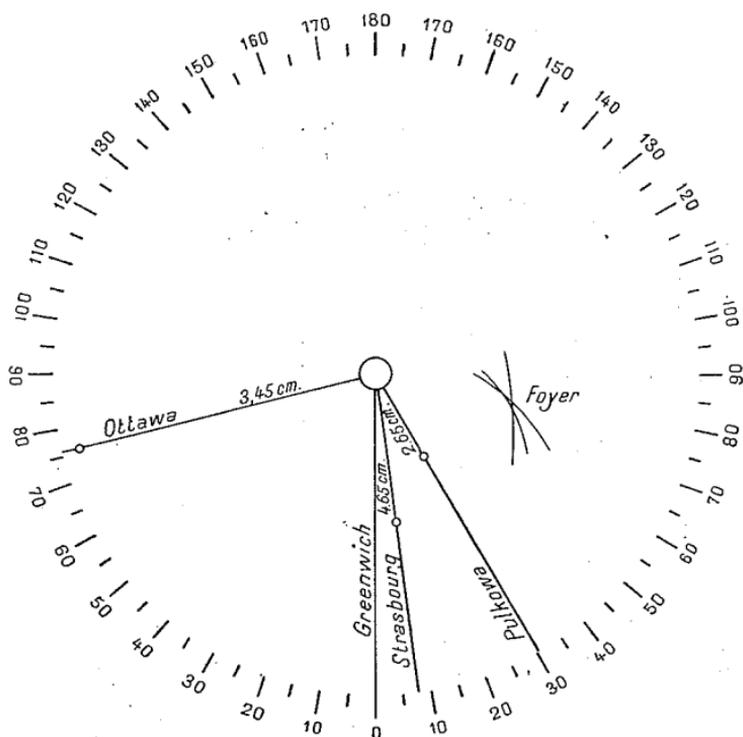


Fig. 45.

On calcule les  $d$  et les  $r$  correspondants et on trace les trois cercles qui théoriquement devraient se couper, mais qui pratiquement entourent seulement un point dont la longitude est  $78^{\circ} 20' \text{ E}$ . La latitude s'obtient aisément : la distance de la pro-

jection de l'épicentre au centre C est  $4^{\text{m}},28$  d'où

$$\text{tg } \alpha = \frac{4,28}{10} \quad \alpha = 23^{\circ},10'$$

$$\varphi = 90 - 2\alpha = 43^{\circ},40'$$

La méthode de Galitzine fondée sur le calcul de l'azimut donnait :

$$\varphi = 43^{\circ},14' = 78^{\circ}20' \text{ E.}$$

*Détermination de l'azimut.* — La méthode stéréographique permet de déduire aisément l'azimut de l'épicentre par rapport à une station déterminée. On sait que c'est l'angle formé par le méridien de la station avec le grand cercle ES qui passe par l'épicentre et la station. Celui-ci est défini par l'épicentre, la station et son symétrique par rapport au centre. D'après ce qui précède la station se projette en I à la distance  $R \text{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2} \right)$  et par suite son symétrique à la distance  $R \text{cotg} \left( \frac{\pi}{4} - \frac{\varphi}{2} \right)$ . Ces deux points constituent avec la projection de l'épicentre  $e$  un triangle auquel il est facile de circonscrire un cercle qui sera la projection du grand cercle passant par E et S. Si on mène la tangente à ce cercle en I projection de la station, l'angle de cette tangente avec IC reproduit l'azimut d'après une propriété bien connue de l'inversion.

DEUXIÈME MÉTHODE. — *Utilisation des heures d'arrivée des ondes P en diverses stations.* — Les projections stéréographiques s'appliquent encore à cette deuxième méthode. Sur la ligne méridienne de chaque station on marque

à l'avance les centres des cercles décrits de cette station avec des rayons sphériques 250, 500, 750, etc., dont les distances peuvent être calculées une fois pour toutes. On connaît aussi les rayons des projections de ces cercles. On cherche alors en projection le lieu géométrique des points pour lesquels la différence des durées de trajet  $\delta_1$  aux stations  $S_1, S_2$  est constante. On trace par points la projection de cette courbe à l'aide des intersections des cercles correspondants. On fait la même construction pour les stations  $S_1, S_3$  (voir p. 183) et on obtient un second lieu qui coupe le premier en un point qui est l'épicentre cherché.

La construction se fait tout aussi facilement que sur le globe ou sur une carte à grande échelle parce que les projections de cercles sont toujours des cercles.

7. Vérification des différentes phases d'un séismogramme. — Lorsqu'on connaît un épicentre avec sa longitude et sa latitude il est utile de calculer sa distance aux différentes stations et de chercher d'après les hodographes les heures d'arrivée des différentes phases dans ces différentes stations. On peut ainsi dresser un tableau des valeurs  $T_c$ , temps calculés, qu'on compare aux valeurs  $T_o$ , temps observés. Les différences  $T_c - T_o$  sont souvent très instructives, soit pour revoir le dépouillement du séismogramme, soit pour apporter aux coordonnées de l'épicentre trouvé quelques corrections.

Le calcul des distances peut être fait par la méthode déjà exposée (résolution de triangles sphériques).

M. Turner d'Oxford, qui a préconisé ces mé-

thodes de vérification, emploie une méthode particulière de calcul. Si on appelle  $\varphi$  et  $\Delta$  les coordonnées de l'épicentre,  $\varphi_1, \lambda_1$  celles d'une station,  $\Delta$  la distance entre l'épicentre et la station,  $Z$  l'azimut à partir du méridien passant par l'épicentre on démontre aisément les relations.

$$\begin{aligned} 2 \operatorname{versin} \Delta &= (A - a)^2 + (B - b)^2 + (C - c)^2 \\ 2 + 2 \sin \Delta \sin Z &= (a - D)^2 + (b - E)^2 + c^2 \\ 2 + 2 \sin \Delta \cos Z &= (a - G)^2 + (b - H)^2 + (c - K)^2 \\ a &= \cos \varphi_1 \cos \lambda_1 & A &= \cos \varphi \cos \lambda & D &= \sin \lambda & G &= \sin \varphi \cos \lambda \\ b &= \cos \varphi_1 \sin \lambda_1 & B &= \cos \varphi \sin \lambda & E &= -\cos \lambda & H &= \sin \varphi \sin \lambda \\ c &= \sin \varphi_1 & C &= \sin \varphi & & & K &= -\cos \varphi \end{aligned}$$

Dans son ouvrage de 1916, *The larges earthquakes*, M. Turner donne les constantes  $a b c$  pour les divers observatoires. Ainsi pour Strasbourg :

$$\begin{aligned} (\varphi &= 48^{\circ}, 35' \text{N}, \lambda = 7^{\circ}, 46' \text{E}) \\ a &= + 0,656 \quad b = + 0,089 \quad c = + 0,750 \end{aligned}$$

Pour chaque grand tremblement de terre il donne aussi les valeurs de  $A, B, \dots, K$ .

Exemple : pour le 26 janvier 1916

$$\begin{aligned} A &= + 0,630 & B &= + 0,294 \\ C &= + 0,719 & D &= + 0,423 & E &= - 0,906 \\ G &= + 0,651 & H &= + 0,304 & K &= - 0,695 \end{aligned}$$

On obtient alors avec la plus grande facilité les sommes de carrés qui fournissent les valeurs de la distance et de l'azimut.

## RÉFÉRENCES

- B. GALITZINE. Vorlesungen über Seismometrie ou Zur Frage der Bestimmung des Azimuts des Epizentrums eines Bebens (*Bull. Acad. Sc. Saint-Petersbourg*, 1909).  
— Zur Frage der Bestimmung der Herdtiefe eines Bebens

DÉTERMINATION DES ÉPICENTRES

und der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen in den oberen Erdschichten (*Bull. Acad. Sc. Saint-Petersbourg*, 1912).

D'OCAGNE. Nomographie. Paris, 1899.

E. RUDOLPH und S. SZIRTES. Allgemeines Nomogramm für die Bestimmung des Epizentrums (*Beiträge zur Geophysik*, 13, 1914).

— Erdkarte in mittelabstandstreuer Azimutalprojektion (*Petermanns Mitteilungen*, 1914, Gotha).

C. ZEISSIG. Zwei graphische Methoden der Herdbestimmung von Erdbeben (*Beiträge zur Geophysik*, 11, 1912).

E. TAMS. Die seismischen Registrierungen in Hamburg (*Jahrbuch der Hamburgischen Wissenschaftlichen Anstalten*, XXIX, 1911).

G. GRABLOWITZ. Planisfero ad uso della geodinamica (*Bull. Soc. sismologica Italiana*, VII, 1901-1902).

S. SZIRTES. Geographische Koordinaten der seismischen Stationen nebst Hilfstabellen (*Beiträge zur Geophysik*, 11, 1911).

O. KLOTZ. Über die stereographische Methode zur Herdbestimmung von Erdbeben (*Beiträge zur Geophysik*, 11, 1911).

A. SIEBERG. Der Erdball. München.



## CHAPITRE VII

### LES PROPRIÉTÉS ÉLASTIQUES DES DIFFÉRENTES COUCHES INTERNES ET LES TREMBLEMENTS ARTIFICIELS

Ce serait singulièrement réduire le rôle de la séismologie que de vouloir la borner à l'édition des catalogues des tremblements de terre. De tout temps l'homme a cherché à connaître la constitution de ce globe sur lequel il vit et dont les couches internes lui sont inaccessibles. La séismologie doit être considérée comme un chapitre de la physique, comme une extension de l'élasticité, car seule elle peut faire progresser nos connaissances sur l'intérieur de la terre : le séismographe est une sorte de spectroscopie qui nous montre les dispersions, les réfractions, les réflexions des ondes. C'est par l'étude des vitesses de propagation que nous pouvons acquérir des certitudes sur les propriétés élastiques du milieu traversé.

1. Vitesses de propagation. — C'est encore le nom de Milne qu'on trouve à la base des recherches exécutées dans cette voie ; si le globe était homogène, les rayons seraient rectilignes et la vitesse de propagation serait constante. Or en supposant les rayons rectilignes, Milne s'est bientôt persuadé que les vitesses étaient variables et

croissaient avec la distance. Pour les faibles distances il avait indiqué le chiffre moyen de  $5^{km},5$  par seconde, que d'autres séismologues ont contredit et que les recherches les plus récentes confirment de manière certaine. Pour des arcs variant de  $10^\circ$  à  $130^\circ$  il trouvait :

|               |   |       |    |      |      |      |      |      |      |     |
|---------------|---|-------|----|------|------|------|------|------|------|-----|
| Arcs          | } | 10    | 20 | 30   | 40   | 50   | 60   | 80   | 90   | 130 |
| de degrés.    |   |       |    |      |      |      |      |      |      |     |
| Vitesses/sec. |   | 3 à 5 | 9  | 10,4 | 10,6 | 10,8 | 11,0 | 11,3 | 11,5 | 12  |

Ce sont ces considérations sur les vitesses qui avaient conduit Milne (1903) à sa conception de « geite » (du grec  $\gamma\eta$  terre et de  $\lambda\iota\theta\omicron\varsigma$  pierre); il imaginait entre la croûte terrestre solide connue et le noyau inconnu une matière qui, en raison de la température élevée et de la pression, se trouverait sous un état fluide ou gazeux particulier la rapprochant des solides au point de vue de l'élasticité, de la densité, de la rigidité.

Puis Benndorff (1905) attaque expérimentalement le problème de la variation de la vitesse avec la profondeur. Malheureusement il s'appuie sur des faits contestables, sur les résultats de Schlüter qui à l'aide d'un clinographe, sorte de séismographe vertical, évaluait les angles d'émergence. Dressant une table de ces angles pour plusieurs séismes il est conduit à une loi simple : le cosinus de l'angle d'émergence est égal au rapport de la vitesse des ondes au point considéré par la vitesse apparente<sup>1</sup>, loi que de

1. On appelle ainsi le quotient entre la distance de deux stations et la différence des temps d'apparition de l'onde envisagée en ces deux stations. On peut aussi l'exprimer par  $\frac{d\Delta}{dT}$  ou tangente de l'angle que fait avec l'axe des temps la tangente à l'hodographe en un point considéré.

Kövesligethy avait fondée sur des hypothèses.

L'importance de cette loi réside dans le fait qu'elle permet d'expliquer par des circonstances locales les nombreuses anomalies que l'on rencontre dans la compulsion des observations des différentes stations; ce n'est pas la moindre difficulté des recherches séismologiques. Benndorff procède alors à une étude analytique dont il déduit une loi de variation de la vitesse avec la plus grande profondeur atteinte par la trajectoire séismique.

On ne saurait passer sous silence cette première tentative de sondage intérieur bien que les résultats n'en soient plus aujourd'hui admis. Au centre de la terre il trouve une vitesse de  $15^{\text{km}},7$  par seconde à peu près constante jusqu'aux  $4/10$  du rayon terrestre comptés à partir du centre; la vitesse décroît ensuite rapidement jusqu'aux  $7/10$  où se trouverait le point d'inflexion de la courbe représentative, puis la décroissance est plus lente et on obtiendrait de nouveau une sorte de palier jusqu'aux  $19/20$  du rayon, avec la vitesse de  $11^{\text{km}},3$  par seconde. A partir de là la vitesse tombe brusquement et rapidement jusqu'à la surface où la valeur est  $5^{\text{km}},5$ . Ce serait donc dans le dernier vingtième que la vitesse subirait la diminution d'un tiers de sa valeur. Je ferai remarquer tout d'abord que ces résultats conduisent à la conception des trois couches fondamentales que nous avons envisagées : lithosphère, barysphère, noyau (voir chap. II). C'est aux  $19/20$  que Milne avait placé sa « geite ». C'est là que Benndorff constate le changement brusque d'allure de sa courbe des vitesses. Il y aurait deux régions, le noyau et la région géi-

tique où la vitesse restant constante la trajectoire serait sensiblement rectiligne.

Oldham en 1906 scrute aussi suivant son expression « les entrailles de la terre » et est conduit à des résultats analogues.

Les progrès ultérieurs devaient être faits par l'école de Wiechert qui s'était attachée à la construction de l'hodographe et ceci montre toute l'importance de la précision des observations, de la nécessité de la connaissance exacte de l'heure.

C'est sur l'hodographe qu'on fondera dans les recherches ultérieures la connaissance de la vitesse; toute faute, toute lacune dans cette courbe entraînera des conclusions fausses sur la constitution que nous avons l'ambition de découvrir.

Les physiciens sont allés plus loin que Bendorff en déduisant de l'hodographe  $T = F(\Delta)$  la profondeur maximum à laquelle les ondes pénètrent lorsqu'elles émergent à une distance  $\Delta^1$ . On calculera la valeur  $V_m$  de la vitesse au point le plus bas et on suivra ainsi, aussi bien pour les ondes longitudinales que transversales, la variation de la vitesse avec la profondeur. On aperçoit ici un aspect nouveau de la séismologie, en tant qu'elle dérive de la physique mathématique.

Les auteurs de l'hodographe considéré aujourd'hui comme classique, Zöppritz et Geiger, ont entrepris cette étude, suite naturelle de leurs premiers travaux.

Un premier graphique (fig. 46) représente la variation de la profondeur atteinte en fonction de

i. On se reportera à l'ouvrage de Galitzine pour la discussion analytique de la question.

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

la distance épacentrale pour les ondes longitudinales et transversales : on remarque d'abord que

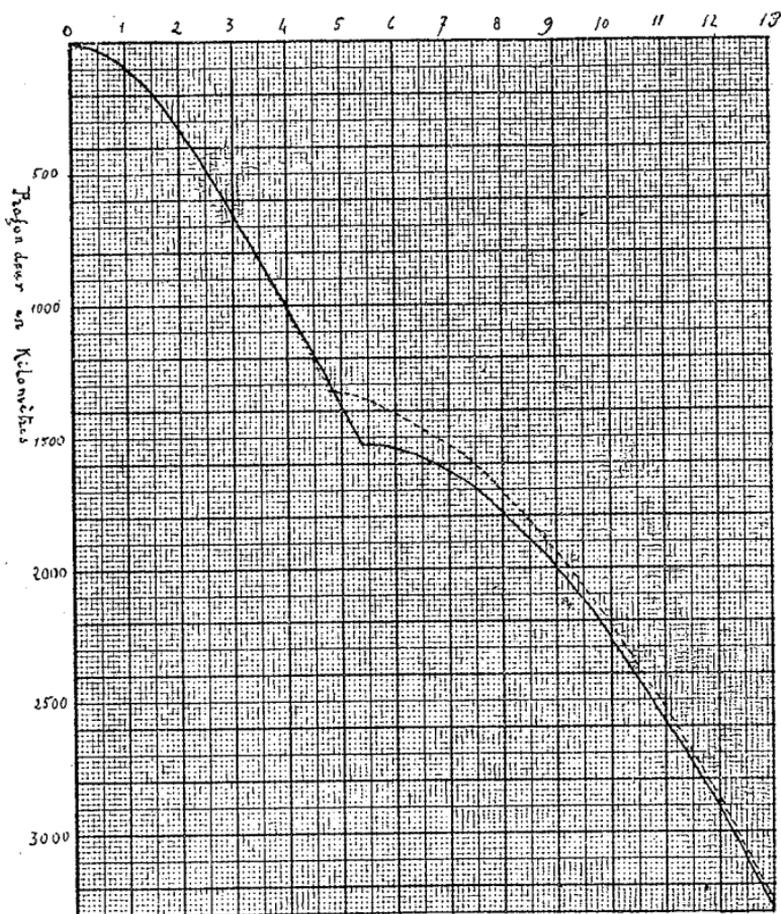


Fig. 46. — Profondeur atteinte par la trajectoire sismique (en km), en fonction de la distance épacentrale en degrés terrestres.

— Courbe 1 : Ondes longitudinales.  
- - - Courbe 2 : Ondes transversales.

les courbes correspondantes ne sont confondues que pour les faibles distances. Elles se détachent

ensuite. La courbe correspondant aux ondes transversales ou 2 est d'abord un peu au-dessous de la courbe 1 (ondes longitudinales), puis elle passe nettement au-dessus pour se confondre presque aux très grandes distances. Ce qui frappe encore davantage, c'est le changement brusque d'allure des courbes, qui présentent des points anguleux, la courbe 1 à une profondeur supérieure à 1.500, la courbe 2 à une profondeur d'environ 1.400.

Le deuxième graphique (fig. 47), variation des vitesses avec la profondeur, montre aux mêmes profondeurs un brusque changement;  $V_1$  à partir de 1.500 kilomètres et  $V_2$  à partir de 1.400 sont à peu près constantes. (Malheureusement les valeurs indiquées pour les faibles profondeurs sont notablement trop fortes, elles sont en contradiction avec les faits d'observations récentes.)

De la constance de la vitesse il faut déduire la constance des propriétés élastiques et on est ainsi amené, par une voie séismologique, à la même conséquence que par la voie physique et astronomique, à la conception d'un noyau solide à densité élevée.

Si l'esprit est satisfait au point de vue qualitatif, il l'est moins au point de vue quantitatif et les auteurs mêmes de la méthode ne se sont fait aucune illusion sur son degré de précision qui dépend tout d'abord du tracé de l'hodographe. Après la mort de Zöppritz, Geiger et Gutenberg ont mis en pratique une autre méthode que ce dernier avait imaginée, fondée sur l'observation des ondes réfléchies  $PR_1$ ,  $PR_2$ ,  $SR_1SR_2$ , etc. (voir p. 156). On se laisse d'abord guider par l'optique pour poser les hypothèses relatives à la réflexion

des ondes séismiques et on peut alors calculer les amplitudes successives des ondes réfléchies. On compare ces amplitudes calculées à celles qu'on observe sur les séismogrammes, ce qui

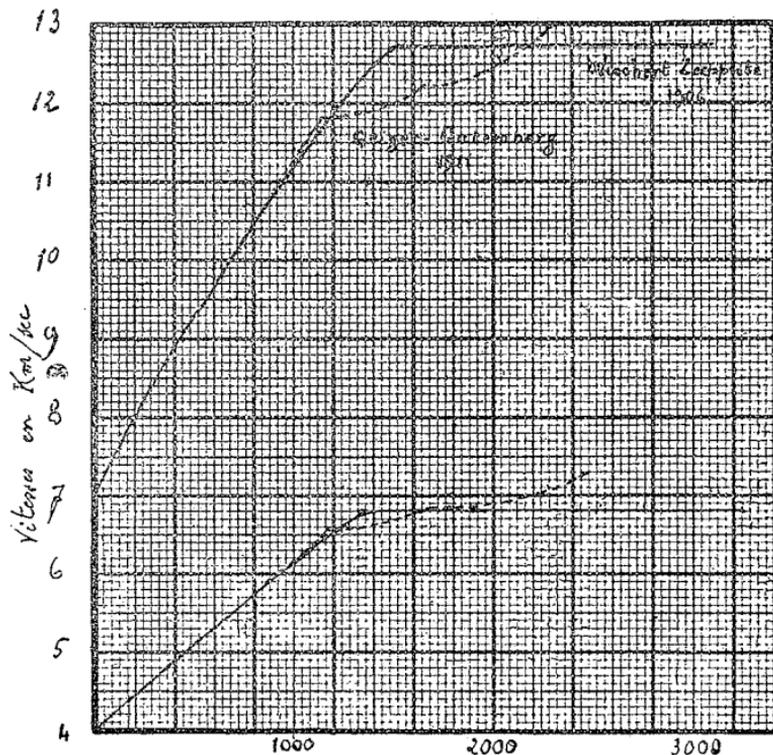


Fig. 47. — Variation de la vitesse avec la profondeur.

permet d'attribuer des valeurs numériques aux coefficients des formules relatives aux trajectoires. Il devient alors possible d'obtenir numériquement les profondeurs atteintes pour une distance épicentrale donnée et les vitesses de propagation correspondantes.

Méthode détournée sans doute, mais susceptible

d'une précision relative parce que les amplitudes

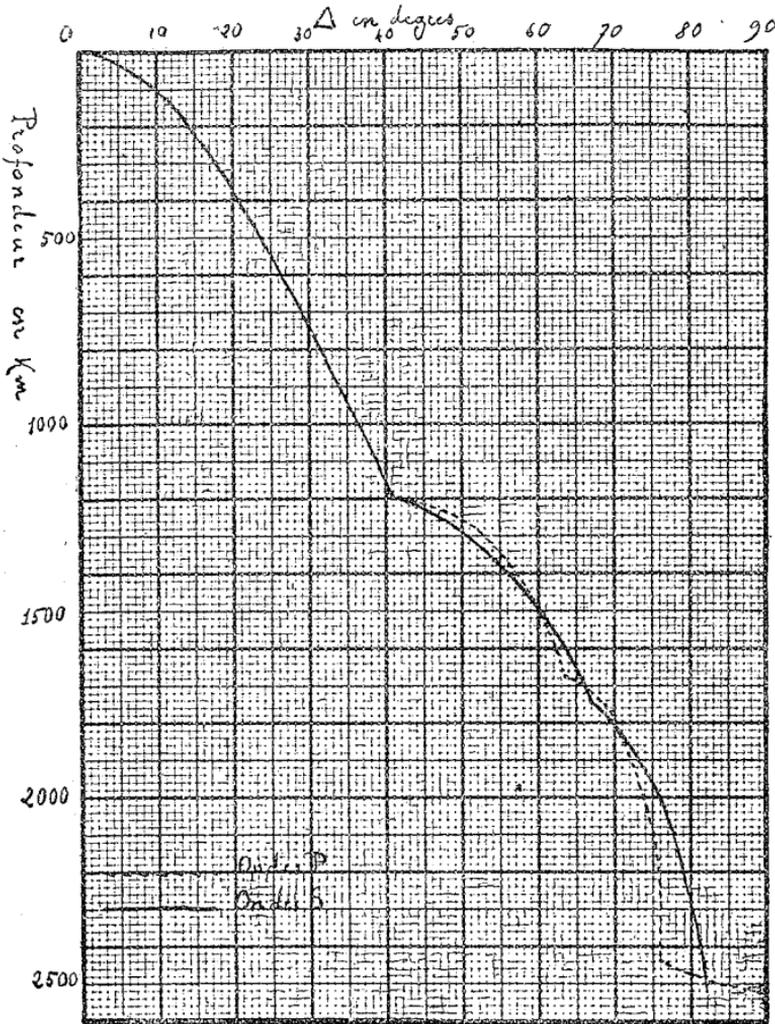


Fig. 48. — Profondeur atteinte par la trajectoire séismique, d'après Geiger et Gutenberg.

des ondes inscrites par de bons appareils se mesu-

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

rent aisément. Si on trace de nouveaux graphiques analogues aux précédents on est conduit à des résultats encore plus compliqués (fig. 47). Ce n'est plus un changement d'allure, mais bien trois que l'on observe avec points anguleux pour les profondeurs de 1.200, 1.700 et 2.500 kilomètres. Ainsi l'intérieur du globe serait formé de couches successives d'épaisseurs déterminées et les propriétés élastiques changeraient d'une façon brusque en passant de l'une à l'autre. On a vu au chapitre II que Günther s'était bien imaginé une telle constitution du globe terrestre.

Il y a lieu d'ajouter aux surfaces de discontinuité précédentes celle dont nous avons déjà parlé au contact de la lithosphère pour expliquer le dédoublement des ondes P.

**2. Mesure des coefficients d'élasticité.** — Connaissant les valeurs des vitesses de propagation on peut en déduire par les formules rappelées plus haut la valeur du coefficient de Poisson  $\sigma$ . Voici les chiffres obtenus par les deux auteurs précédents.

| PROFONDEURS<br>en kms. | ONDES P           |                   | ONDES S |  |
|------------------------|-------------------|-------------------|---------|--|
|                        | $V_1$<br>km./Sch. | $V_2$<br>km. Sec. |         |  |
| 0                      | 7,174             | 4,010             | 0,272   |  |
| 1.193 $\pm$ 50         | 11,80             | 6,59              | 0,272   |  |
| 1.712 $\pm$ 100        | 12,22             | 6,86              | 0,270   |  |
| 2.454 $\pm$ 100        | 13,29             | 7,32              | 0,282   |  |

Y a-t-il concordance entre les valeurs des coefficients d'élasticité déduits de ces considérations et celles que donne l'expérimentation directe ?

Avant de les comparer, il convient de mettre en lumière les difficultés multiples de l'expérience.

On peut toujours, grâce à l'habileté de techniciens, tailler dans les diverses roches choisies des parallélépipèdes ou des tiges à section carrée longues par rapport à leur section et les soumettre à des expériences d'allongement, de flexion, voire même de torsion. Ces échantillons dont l'Institut de physique du globe de Strasbourg possède une collection portent des points de repère que l'on peut viser à la lunette.

On peut encore employer une méthode dynamique analogue à celle de Melde ou Kundt pour les solides homogènes et peut-être est-on ainsi plus près de la réalité, parce que dans les tremblements de terre une roche parcourue est soumise non pas à un effort isolé, mais à une série de vibrations successives.

On peut même faire appel à la méthode détournée de la bille d'acier, qui en tombant sur la face polie d'une roche enduite de noir de fumée rebondit en laissant une empreinte naturellement circulaire. Il existe une relation complexe entre la vitesse de la bille au moment du contact, les constantes élastiques de la bille et de la roche et enfin le rayon de l'empreinte. Méthode patiente, mais n'exigeant que des échantillons réduits et un matériel simple.

Ce n'est pas dans l'expérience que la difficulté réside mais bien dans le phénomène à étudier. Car une roche est un milieu très compliqué. Un granite est formé de cristaux de natures diverses, orientés dans des directions différentes, plus ou moins soudés entre eux, présentant de petits vides ou failles minuscules d'épaisseurs variées. Comment définir les coefficients d'élasticité d'un tel ensemble? L'expérience n'a-t-elle pas montré que

si l'on mesure les coefficients de cristaux purs dans différentes directions on trouve des résultats différents?

On peut répondre à ces objections qu'il en est de même dans le sol pour la propagation des tremblements de terre. La difficulté n'en subsiste pas moins et explique les divergences entre les résultats des différents auteurs.

Ajoutez à cela que les coefficients d'élasticité sont grandement influencés par la variation de température qui augmente avec la profondeur, raison déjà suffisante pour expliquer l'inconstance de la vitesse de propagation.

Le problème est pourtant capital, surtout pour la propagation au voisinage de l'épicentre où ce sont les roches superficielles qui interviennent. C'est pourquoi j'estime, pour ma part, que l'étude des propriétés élastiques des roches est un problème de séismologie. Aussi est-ce dans une région séismique que les premières expériences sont faites : Nagaoka étudie plus de cent échantillons japonais, parmi lesquels de nombreuses roches éruptives plus isotropes que les autres. Il fait surtout œuvre de physicien en insistant sur les phénomènes d'hystérésis ou de déformations lentes. Lorsque la force a été appliquée la déformation continue pendant un certain temps ; quand on la supprime le corps ne reprend pas tout de suite son premier état, phénomène complexe qui ne simplifie pas la solution cherchée.

Kusakabe a employé les deux méthodes statique et dynamique. Le résultat le plus saillant de ses mesures est que la vitesse paraît d'autant plus grande que la roche est plus ancienne. En dehors de la composition même de la roche, cette aug-

LES PROPRIÉTÉS ÉLASTIQUES

mentation s'expliquerait par le fait que, comprimées depuis longtemps par les couches supérieures ces roches ne présenteraient plus les petits interstices signalés plus haut. Pour tirer une telle conclusion il faut être bien sûr de la composition de la roche étudiée, car on sait bien aujourd'hui qu'il faut établir une distinction nette au point de vue de la vitesse de propagation entre les granites ou roches acides et les roches basiques ou à périclote.

Quoi qu'il en soit voici les résultats qu'indique Kusakabe pour les ondes longitudinales mesurées par la méthode dynamique pour 158 roches.

| ÉPOQUES         | ROCHES                      |                |            |          |
|-----------------|-----------------------------|----------------|------------|----------|
|                 | Méta-<br>morphiques.<br>km. | Sédimentaires. | Eruptives. | Moyenne. |
| Archéenne . .   | 4,638                       |                | 4,798      | 4,686    |
| Paléozoïque . . | 3,658                       | 4,390          | 3,489      | 4,096    |
| Mésozoïque . .  |                             | 3,401          | 3,620      | 3,420    |
| Cénozoïque . .  |                             | 2,700          | 3,070      | 2,853    |
| Moyenne . .     | 4,370                       | 3,605          | 3,473      | 3,672    |

J'ai reproduit la troisième décimale à titre de simple indication, car à mon avis une telle mesure ne comporte pas la précision du millième.

Voici maintenant quelques résultats obtenus par le même auteur par la méthode statique pour les deux sortes d'ondes.

*Roches archéennes.*

|                               | V <sub>1</sub> | V <sub>2</sub>        |
|-------------------------------|----------------|-----------------------|
| Quartzite schisteux . . . . . | 5,73<br>5,67   | } 3,06-3,29           |
| Serpentine . . . . .          | 5,24           |                       |
| Schiste . . . . .             | 4,93           | 3,3 -4,4<br>2,7 -2,89 |

LE TREMBLEMENT DE TERRE

*Roches paléozoïques.*

|                     |      |           |
|---------------------|------|-----------|
| Granite . . . . .   | 3,96 | 2,58      |
| Marbre . . . . .    | 3,55 | 1,82-1,85 |
| Grès rouge. . . . . | 3,36 | 1,79      |
| Pyroxénite. . . . . | 3,18 | 2,88-4,33 |

*Roches tertiaires.*

|                   | V <sub>1</sub> | V <sub>2</sub> |
|-------------------|----------------|----------------|
| Grès. . . . .     | 1,67           | 0,57-0,94      |
| Rhyolite. . . . . | 1,87           | 1,07-1,16      |
| Tuf . . . . .     | 2,69           | 1,74-1,80      |

Ces chiffres sont assez voisins de ceux que Fouqué et Michel Lévy ont déterminés directement au cours de leur mission en Andalousie. Pour le granite ils ont obtenu des nombres variant de 2,45 à 3,14, pour le grès de 2,00 à 2,52.

F.-D. Adams et E.-G. Goker ont employé la méthode statique pour mesurer les constantes élastiques.

La méthode de la bille a été employée par Oddone; elle a conduit ce physicien à des chiffres notablement plus élevés que les précédents. Pour le granite la valeur de E est en unités cgs  $101.10^{10}$  au lieu de 39,2 à 57,1.  $10^{10}$  (Adams et Goker), ce qui correspond à la vitesse de 6,2 à 7.

Ce n'est réellement que pour les propagations à très courte distance et pour des *foyers superficiels* que l'on peut faire des rapprochements entre ces nombres expérimentaux et les vitesses de propagation tirées des observations. Pour un foyer superficiel et une grande distance, la trajectoire s'incurve et les données expérimentales (constantes classiques, densité, température) font défaut pour la profondeur atteinte. Pour de courtes distances, mais un foyer quelque peu profond, il en est de même.

C'est en admettant une loi de variation de la vitesse avec la profondeur, comme celle de Mohorovicic, qu'on peut, abandonnant la physique expérimentale, avoir recours au calcul (voir p. 160).

Ce sont donc seulement les expériences d'explosions à courte distance qui peuvent conduire à des vitesses voisines de celles que donne l'expérience, sans qu'on puisse toutefois s'affranchir des difficultés inhérentes à l'hétérogénéité du sol.

Les explosions les plus récentes sont celles d'Oppau (involontaire) et celle de la Courtine (organisée).

**3. Explosion d'Oppau.** — Une terrible explosion s'est produite le 21 septembre 1921 vers 6 h. 32 m. dans la fabrique badoise d'aniline et de soude d'Oppau (Palatinat bavarois, région des alluvions du Rhin). Un certain nombre d'observatoires ont obtenu des inscriptions, de faible amplitude il est vrai, mais d'une netteté telle qu'au premier abord on aurait pu croire à l'existence d'un véritable tremblement de terre. L'inscription de Strasbourg à trois composantes a permis une analyse détaillée (fig. 49). Nördlingen a obtenu sur la composante EW une inscription d'une grande finesse dont les détails sont visibles à la loupe. Dans le tableau ci-dessous figurent aussi les stations de Zürich, Munich, de Bilt...

| STATION       | DISTANCE<br>d'Oppau<br>km. | P                | S                |
|---------------|----------------------------|------------------|------------------|
| Strasbourg.   | 110                        | 6 h. 32 m. 33 s. | 6 h. 32 m. 50 s. |
| Nördlingen.   | 175                        | 32 44            | 33 5             |
| Zurich. . .   | 240                        | 32 57,7          | 33 27,8          |
| Munich . . .  | 282                        | 33 6-12          | 33 42            |
| De Bilt . . . | 365                        | 33 19            | » »              |

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

Le résultat le plus apparent est l'évaluation de la vitesse de propagation des ondes P aux faibles distances. La vitesse moyenne est inférieure à 6 kilomètres par seconde, par suite voisine de celle qu'on a déduite des observations de Mohorovicic.

O. Hecker a trouvé les valeurs ci-dessous (indiquées dans le tableau à double entrée), entre les stations qui figurent dans la ligne horizontale et celles de la colonne verticale

|                   | GÖTTINGEN | ZÜRICH | RAVENSBURG |
|-------------------|-----------|--------|------------|
| Heidelberg. . . . | 5,82      | 5,68   | 5,77       |
| Feldberg . . . .  | 5,75      | 5,55   | 5,63       |
| Hohenheim . . . . | 5,81      | 5,85   | 5,67       |
| Strasbourg. . . . | 5,80      | 5,81   | 5,65       |

La moyenne est d'environ 5,73 km./sec.

M. Dorothy Wrinch et Harrold Jeffreys trouvent une vitesse un peu plus faible, 5,4 km./s. pour les ondes P d'après Strasbourg, Nördlingen, Zürich, Munich, de Bilt et 3,15 km./sec. pour les ondes S.

Ces vitesses paraissent bien caractéristiques des couches lithologiques supérieures, la flèche des trajectoires correspondantes étant extrêmement réduite pour de si faibles distances.

Les deux auteurs précédents ont distingué sur les inscriptions de Strasbourg neuf ondes complètes entre 6 h. 33 m. 24 s. et 6 h. 33 m. 39 s. avec une période de 1 s. 66 et une vitesse de propagation de  $1^{\text{km}},5$ ; la longueur d'onde correspondante serait de  $2^{\text{km}},5$ , et en s'appuyant sur des idées de Love les auteurs attribuent une épaisseur de 8 kilomètres à la couche dans laquelle ces ondes se propagent. Ils trouvent ensuite des périodes de

2 secondes, de vitesse  $0^{\text{km}},7$  et par suite de longueur d'onde  $1^{\text{km}},4$ . Puis la période retombe à 1 s. 7

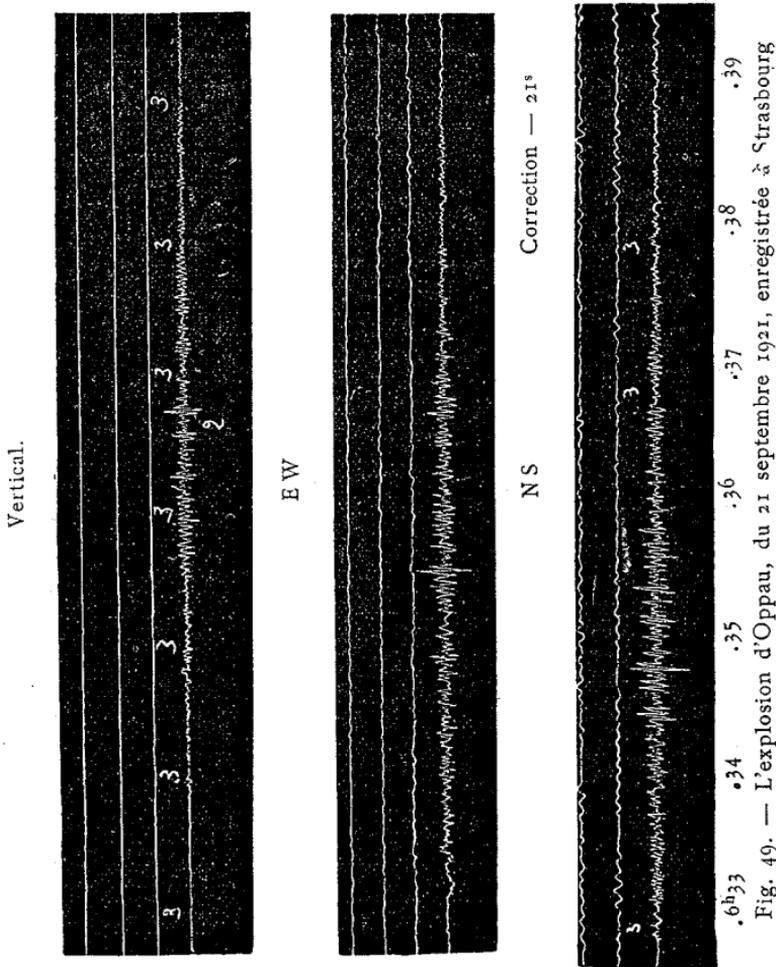


Fig. 49. — L'explosion d'Oppau, du 21 septembre 1921, enregistrée à Strasbourg

avec une vitesse de  $0^{\text{km}},5$  et une longueur d'onde de  $0^{\text{km}},85$ . Ce sont des vitesses de propagation beaucoup plus faibles que celles de Rayleigh. Peut-être s'agit-il ici d'ondes diverses, de lon-

guez d'onde différentes, triées en quelque sorte par les différentes couches du sous-sol? Peut-être aussi faut-il envisager au lieu d'un trajet direct des trajets complexes avec réflexions et réfractions dans les couches successives?

Quoi qu'il en soit il était intéressant de comparer ces résultats avec ceux de l'explosion organisée de la Courtine.

**4. Explosion de la Courtine.** — Les appareils ordinaires destinés à l'étude des tremblements de terre semblent n'avoir indiqué que les grandes ondes et les résultats ne paraissent pas très concordants.

Un séismographe spécial à trois composantes installé par M. Maurain et ses collaborateurs à la Courtine à 5.590 mètres du lieu de l'explosion (1<sup>re</sup> et 3<sup>e</sup> explosions), à 7.660 (2<sup>e</sup> et 4<sup>e</sup>) a fourni des inscriptions photographiques dont l'interprétation a conduit aux valeurs suivantes des vitesses.

|         | PREMIÈRE<br>explosion.<br>mètres. | DEUXIÈME<br>mètres. | TROISIÈME<br>mètres. | QUATRIÈME<br>mètres. |
|---------|-----------------------------------|---------------------|----------------------|----------------------|
| P . . . | 6.200                             | »                   | 5.610                | 4.940                |
| S . . . | 3.990                             | »                   | 4.005                | »                    |
| L . . . | 2.940                             | 2.640               | 2.950                | 2.600                |

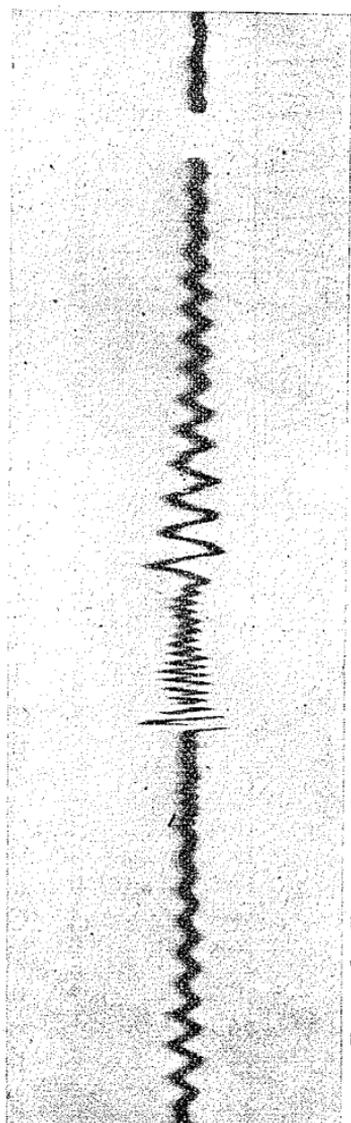
Un appareil S O M transformé pour inscription optique a donné à Felletin

|             | DEUXIÈME<br>explosion.<br>Distance<br>15.920 mètres. | QUATRIÈME<br>explosion.<br>Distance<br>13.880 mètres. |
|-------------|--|---|
| P . . . . . | 5.320  | 5.550   |
| L . . . . . | 2.710  | 2.670   |

D'autre part l'Institut de physique du globe de

Strasbourg avait installé à Aubusson, à 24<sup>km</sup>,4 du lieu de l'explosion un appareil Min-trop, faiblement amorti, à très courte période, destiné aux études d'explosions, de vibrations de moteurs, etc.

Pour la deuxième explosion, celle du 23 mai 1924, le début de l'inscription correspond à une vitesse de l'ordre de 5<sup>km</sup>,5 résultat conforme aux prévisions, d'après la théorie de Mohorovicic période 0 s. 5 longueur d'onde 2<sup>km</sup>,75 (fig. 50). Une deuxième émergence apparaît avec une vitesse de 2<sup>km</sup>,6 période 1/5 de seconde, longueur d'onde 0<sup>km</sup>,52. Puis apparaissent les ondes de 1/25 de seconde de période, vitesse 2<sup>km</sup>,5 longueur d'onde 0<sup>km</sup>,1. Ces



T = 0<sup>s</sup>,5 T = 0<sup>s</sup>,2 T = 0<sup>s</sup>,2 T = 0<sup>s</sup>,004 T = 0<sup>s</sup>,5

Fig. 50. — Inscription photographique obtenue à Aubusson, pour l'explosion de la Courvine (23 mai 1924). La vitesse de déroulement de l'inscripteur est de 6<sup>mm</sup>,6 par seconde.

ondes semblent correspondre à la propagation de

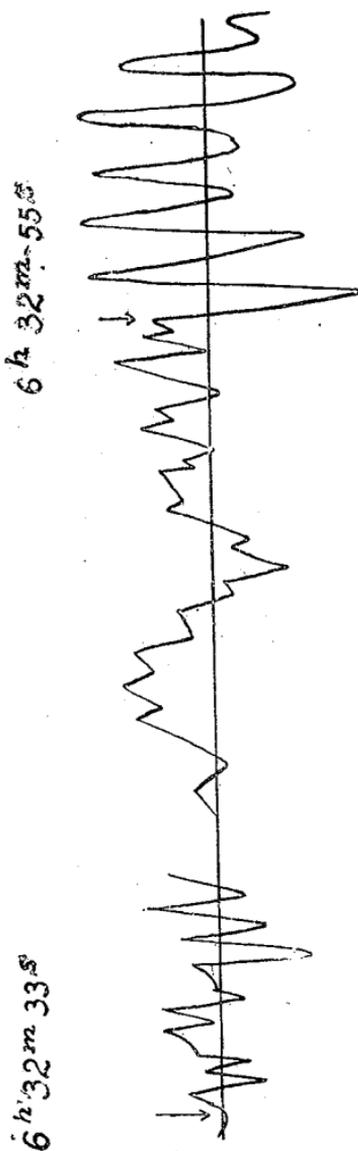


Fig. 51. — Agrandissement de l'inscription de Strasbourg de l'explosion d'Oppau (une seconde =  $\frac{1}{4}$  m.m. 7).

vibrations sonores à travers le sol. Puis viennent des séries d'émergences diverses à faible vitesse ou correspondant à des trajets complexes.

**5. Comparaison entre les deux explosions.** — Sur les diagrammes de Strasbourg, pour Oppau et la Courtine on constate une dizaine d'émergences qui se correspondent tant au point de vue de la vitesse que de la période. A partir du début sur le diagramme d'Oppau, un peu plus loin sur celui de la Courtine, on distingue la superposition d'ondes de grande et de petite période. On retrouve ici un fait signalé dans un grand nombre de séismes rapprochés, c'est que le phénomène débute par de grandes périodes auxquelles suc-

cèdent des périodes très courtes (fig. 51).

Les expériences d'explosion n'apportent qu'un résultat net : c'est l'identité de vitesse des ondes de début pour les explosions et les séismes rapprochés  $5^{\text{km}}, 6$  environ. Elles mettent en outre en évidence une dispersion d'ondes tenant à la nature complexe du sous-sol.

## RÉFÉRENCES

- J. MILNE. Seismometry and « Geite » (*Natur.*, 1903. London).
- Die Erdbebenforschung und das Eingeweide der Erde (*Die Erdbebenwarte*, III, 1906, Laibach).
- The Speed of earthquake motion and inferences based thereon relating to the interior of the world (*Brit. Ass. f. the adv. of Sc. Southport meeting*, 1903. Seismological Investigations Eighth report of the Committee, VII).
- H. BENNDORFF. Ueber die Art der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen im Erdinnern (*Mitth. d. Erdbeben-Comm. d. k. Ak. d. Wiss. in Wien*, Neue Folge, XXIX, 1905, XXXI, 1906).
- R. DE KÖVESLIGETHY. Neue geometrische Theorie seismischer Erscheinungen (*Math. u. Naturwiss. Ber. aus Ungarn*, XIII, 1897).
- Die Berichtigung seismischer Elemente (*Ibid.*, XXIII, 1905). Budapest.
- R. D. OLDHAM. Constitution of the interior of the earth (*Quart. Journ. geol. Soc.*, LXII, 1906. London).
- K. ZÖPPRITZ et L. GEIGER. Ueber Erdbebenwellen. III Berechnung vom Weg und Geschwindigkeit der Vorläufer. Die Poissonsche Konstante im Erdinnern (*Nachr. der K. Ges. der Wiss. zu Göttingen. Math. phys. Klasse*, 1909, Göttingen).
- K. ZÖPPRITZ, L. GEIGER und B. GUTENBERG. Ueber Erdbebenwellen. V Konstitution des Erdinnern, erschlossen aus dem Bodenverrückungsverhältnis der einmal reflektierten zu den direkten longitudinalen Erdbebenwellen und einige andere Beobachtungen über Erdbebenwellen (*Ibid.*, 1912).

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

- L. GEIGER et B. GUTENBERG. — Ueber Erdbebenwellen. VI  
Konstitution des Erdinnern, erschlossen aus der Inten-  
sität longitudinaler und transversaler Erdbebenwellen  
und einige Beobachtungen an den Vorläufern (*Ibid.*,  
1912).
- B. GALITZINE. Vorlesungen über Seismometrie. Chap. III.
- CH. MAURAIN. Physique du Globe, 1923, Paris
- S. KUSAKABÉ. Modulus of rigidity of rocks and Hysteresis  
Function. (*Journ. of the college of science, imperial  
University*, XIX, Tokyo, 1903).
- Public. of the earthquake investigation Committee in  
foreign languages, 1903, 1904, 1906.
- F. FOUQUÉ. Les tremblements de terre, Paris, 1888.
- F. FOUQUÉ et MICHEL LÉVY. *Mém. de l'Acad. des Sciences*,  
XXX, Paris, 1889.
- C. G. KNOTT. The Physics of Earthquake Phenomena,  
Oxford, 1908.
- F. D. ADAMS et M. G. GOKER. (*Ibid.*)
- E. ODDONE. *Comptes rendus des séances de la 4<sup>e</sup> Conf. de  
l'Union intern. de séismologie*. Manchester, 1911.
- Ricerche teorico-sperimentali sulle vibrazioni meca-  
niche del sottosuolo Roma, 1923.
- Annuaire de l'Institut de physique du globe de Stras-  
bourg. 2<sup>e</sup> partie, Séismologie, 1921.
- O. HECKER. Die Explosions-katastrophe von Oppau. Jena,  
1922.
- M. DOROTHY WRINCH et H. JEFFREYS. On the seismic Waves  
from the Oppau explosion (*Monthly Notices of the  
royal Astronomical Society, Geophysical supplement*,  
vol. I, 1923).
- CH. MAURAIN (en collab.). Sur la propagation des ondes  
séismiques au voisinage de l'origine. En collab. avec  
MM. Eblé, Labrouste, Mouronval et Escher Desri-  
vières (*C. R. Ac. Sc.*, 178, 1924).
- E. ROTHÉ (en collab.). Étude de la propagation de l'ébran-  
lement des explosions de la Courtine. Comparaison avec  
l'explosion d'Oppau. En collaboration avec MM. Lacoste,  
Bois, M<sup>lle</sup> Dammann et M<sup>me</sup> Hée (Publications du Bureau  
central séismologique international de l'Union Géodé-  
sique et Géophysique. Série A. *Travaux scientifiques*,  
Toulouse, 1924, fasc. I ou *C. R. Acad. Sciences*, 179, 1924).

## CHAPITRE VIII

### LES SÉISMES EN MER, LES RAZ DE MARÉE ET L'AGITATION MICROSEÏSMIQUE<sup>1</sup>

1. Les séismes en mer. — Les renseignements les plus anciens sur les séismes en mer semblent provenir de l'histoire naturelle de Buffon.

M. Shaw rapporte qu'en 1724, étant à bord de *la Gazelle*, vaisseau algérien de cinquante canons, on sentit trois violentes secousses l'une après l'autre, comme si à chaque fois on avait jeté d'un endroit fort élevé un poids de vingt ou trente tonneaux sur le lest : cela arriva dans un endroit de la Méditerranée où il y avait plus de deux cents brasses d'eau. Il rapporte aussi que d'autres avaient senti des tremblements de terre bien plus considérables en d'autres endroits, et un, entre autres, à quarante lieues ouest de Lisbonne.

Scouten, en parlant d'un tremblement de terre qui se fit aux îles Moluques, dit que les montagnes furent ébranlées, et que les vaisseaux qui étaient à l'ancre sur trente et quarante brasses, se tourmentèrent comme s'ils se fussent donné des culées

1. Ce chapitre reproduit en partie les articles que l'auteur a récemment publiés: 1° Notes sur les séismes en mer, *Annales hydrographiques*, 3° série, volume de 1919-1920, p. 241-255; 2° Les raz de marée, *Revue générale des Sciences pures et appliquées*, 35° année, p. 293-299.

sur le rivage, sur les rochers, ou sur les bancs. L'expérience, continue-t-il, nous apprend tous les jours que la même chose arrive en pleine mer où l'on ne trouve point de fond, et que quand la terre tremble, les vaisseaux viennent tout d'un coup à se tourmenter jusque dans les endroits où la mer était tranquille. Le Gentil, dans son Voyage autour du monde, parle des tremblements de terre dont il a été témoin, dans les termes suivants : J'ai, dit-il, fait quelques remarques sur ces tremblements de terre. La première est qu'une demi-heure avant que la terre s'agite, tous les animaux paraissent saisis de frayeur; les chevaux hennissent, rompent leurs licous, et fuient de l'écurie; les chiens aboient; les oiseaux, épouvantés et presque étourdis, entrent dans les maisons; les rats et les souris sortent de leurs trous, etc. La seconde est que les vaisseaux qui sont à l'ancre sont agités si violemment, qu'il semble que toutes les parties dont ils sont composés vont se désunir; les canons sautent sur leurs affûts, et les mâts, par cette agitation, rompent leurs haubans : c'est ce que j'aurais eu de la peine à croire, si plusieurs témoignages unanimes ne m'en avaient convaincu. Je conçois bien que le fond de la mer est une continuation de la terre; que si cette terre est agitée, elle communique son agitation aux eaux qu'elle porte : mais ce que je ne conçois pas, c'est ce mouvement irrégulier du vaisseau, dont tous les membres et les parties prises séparément participent à cette agitation, comme si tout le vaisseau faisait partie de la terre, et qu'il ne nageât pas dans une matière fluide; son mouvement devrait être tout au plus semblable à celui qu'il éprouverait dans une tem-

pête. D'ailleurs, dans l'occasion où je parle, la surface de la mer était unie, et ses flots n'étaient point élevés; toute l'agitation était intérieure, parce que le vent ne se mêla point au tremblement de terre.

Cette note, bien que très ancienne, souligne bien l'intérêt de l'étude des tremblements en mer car on est surpris dès l'abord d'apprendre qu'un vaisseau subit sur mer des effets très analogues à ceux qu'éprouve une maison sur la terre ferme.

Cet intérêt est surtout apparu à un séismologue allemand, E. Rudolph, professeur à Strasbourg, qui a publié sur ce sujet toute une série de mémoires dans les *Beiträge zur Geophysik*.

Ces mémoires sont accompagnés de catalogues complets des tremblements de terre sous-marins et ils contiennent une bibliographie abondante des divers pays.

L'étude des séismes en mer est beaucoup plus difficile qu'à terre. Il faut une chance rare pour qu'au moment précis de la production du séisme un bateau se trouve précisément sur les lieux. La mer est constamment agitée et par conséquent il faut déjà que le phénomène soit très important pour qu'il produise sur le navire un effet notable.

C'est en 1838 qu'un ingénieur hydrographe français, M. Daussy, s'aperçut du grand nombre de séismes sous-marins dans l'Atlantique équatorial, à l'est du Rocher Saint-Paul. Il fit dès lors l'hypothèse qu'un volcan sous-marin devait exister dans ces parages.

Les travaux qui furent faits plus tard montrèrent en effet à cet endroit l'existence d'une région de grande séismicité (Montessus de Ballore).

Un peu plus tard Perrey s'est occupé de la

région des Açores, Canaries, îles du Cap Vert et Madère.

Immédiatement après viennent les travaux de Rudolph, qui pose de suite la question de classification. Qu'entend-on par séismes marins? Rudolph les définit dès le début de son mémoire.

Un séisme, produit dans l'intérieur des terres, sur la côte, se communique à la mer et il est alors ressenti sur le voisinage des côtes par suite d'une transmission élastique.

Parfois aussi l'ébranlement a son origine au fond même de l'Océan. Il se communique directement au navire par l'intermédiaire de l'eau. Au point de vue physique ce phénomène est simple : et c'est à lui que Rudolph a plus spécialement donné le nom de séisme marin tandis que Roth, comme aussi Montessus de Ballore, envisage l'ensemble de tous ces phénomènes.

Le phénomène caractéristique est fort bien décrit dans les relations de plusieurs capitaines de vaisseau quelle que soit l'époque depuis 1850 jusqu'à nos jours.

Le bateau semble disloqué, comme l'est une maison sous l'action du tremblement de terre; comme le fait remarquer Montessus de Ballore, ce caractère d'uniformité des relations des capitaines de vaisseau tient en grande partie à celle du milieu à la surface duquel on les perçoit et à la similitude des conditions dans lesquelles se trouve l'observateur à bord d'un navire. L'impression physiologique n'est plus modifiée ou influencée par la nature du sol, ni par les circonstances contingentes relatives à l'édifice qui abrite ou non le narrateur. C'est presque toujours une sorte de frémissement du navire, de grincement

dans ses membrures, qui fait tout de suite penser à l'équipage que l'on a touché sur quelque récif ou haut fond. On se précipite sur le pont; sonder, et même pomper est très généralement la première préoccupation de tous. La conviction que le navire a touché est si forte, que parfois on est allé jusqu'à le faire ensuite passer en cale sèche : c'est ce qui est arrivé pour le navire *Orient* qui, le 17 novembre 1865, avait éprouvé un séisme sous-marin par  $51^{\circ} 44'$  S. et  $170^{\circ} 49'$  E., à 210 milles au S.-W. de l'île Auckland; naturellement on ne trouva rien. Mais le plus souvent, avant même de connaître le résultat négatif des sondages, le tremblement sous-marin se présente à l'esprit, immédiatement après ce phénomène si fugitif; car on voit le navire continuer sa course sans que sa vitesse soit le moins du monde altérée et l'on s'aperçoit que la mer ne déferle d'écume nulle part au voisinage, ce qu'elle fait toujours sur les écueils.

C'est de cette façon que l'on reconnaît les séismes sous-marins, et ces circonstances si constantes des observations, telles qu'on peut les lire dans les nombreuses relations extraites par Rudolph des journaux de bord anglais et allemands, deviennent pour ainsi dire leur définition pratique; car c'est bien rarement qu'on observe un balancement ou un frémissement du navire de l'avant à l'arrière ou vice-versa, ou des mouvements latéraux analogues, du moins avec assez de netteté pour que l'impression produite fasse immédiatement songer à un tremblement; il y faut aussi une expérience préalablement acquise.

L'étude du fond des mers est une partie importante de la géographie physique. Il y a, comme

dans le Pacifique, des fonds complètement stables d'un âge géologique très ancien et qu'on peut considérer comme immuables ; mais, par contre, il y a des régions comme celles de l'Atlantique qui sont continuellement agitées.

La séismologie moderne, en permettant l'étude des phénomènes lointains et la détermination de l'épicentre, a précisément rendu à la géographie physique un immense service en mettant en lumière ce fait que certains fonds de l'Océan sont des régions séismiques.

Après avoir recueilli des renseignements de toute la marine anglaise et allemande, Rudolph a pu affirmer que les tremblements marins se produisent à toutes les profondeurs océaniques, aussi bien sur les reliefs que sur les dépressions.

Il est utile de faire remarquer que ces phénomènes ne sont pas plus en relation directe et étroite avec le vulcanisme que les tremblements de terre.

**2. Observations à bord.** — Les vaisseaux ne sont pas, jusqu'à présent, munis d'instruments spéciaux pour l'étude des tremblements marins. C'est d'autant plus regrettable que le phénomène de transmission dans l'eau, fluide que l'on peut considérer comme isotrope, est beaucoup plus simple que dans la terre.

On sait, en effet, qu'un ébranlement, produit dans la croûte solide, donne naissance à des ondes longitudinales de compression et de dilatation et à des ondes transversales ; dans la mer, ce sont des ondes normales à vibrations longitudinales, l'absence des ondes transversales ou de distorsion rend le problème plus abordable.

Pour se rendre compte de la manière dont on peut l'étudier, il y a lieu de passer en revue les diverses sortes de manifestations observées, pour établir d'abord une échelle d'intensités et pouvoir demander aux capitaines de navires de bien vouloir répondre à un questionnaire proposé.

Le catalogue de Rudolph contient des relations venant de 320 vaisseaux jusqu'en 1894. De ces récits plus ou moins complets, on peut déduire que le phénomène se manifeste de manière très différente.

1. Il peut y avoir un léger tremblement, avec bruit qui ne se perçoit généralement qu'à l'intérieur du navire, évidemment difficile à distinguer au milieu des bruits de la mer. Les relations qui indiquent les phénomènes faibles sont peu nombreuses, car il est probable que seuls des navigateurs, qui auront éprouvé déjà des tremblements importants, seront à même de distinguer les faibles.

2. Le tremblement est assez fort pour réveiller l'équipage endormi. Aucun doute n'est possible dans ce cas.

3. Le navire entier tremble, comme si de grands tonneaux étaient roulés sur le pont. On entend aussi un bruit caractéristique analogue à un roulement de tonnerre.

4. Un très grand nombre de navires signalent l'analogie avec le tremblement qu'on éprouve quand on déroule la chaîne rapidement pour poser l'ancre.

5. Le tremblement est assez fort, comme si le bâtiment passait sur un fond raboteux.

Un très grand nombre de capitaines expriment dans leur rapport la véritable frayeur dont ils

ont été saisis. Ainsi le 25 janvier 1859 le capitaine Gales du bateau *Florence Nightingale* dit qu'aux environs du rocher Saint-Paul, il ressentit un fort séisme. Il commença par un bruit roulant comme un tonnerre lointain et dura environ quarante secondes. Le capitaine était habitué aux tremblements de terre ressentis sur les côtes Ouest de l'Amérique. Il assure n'en avoir jamais senti d'aussi fort. Les verres et les assiettes faisaient tellement de bruit qu'il crut trouver toute la vaisselle brisée. Beaucoup d'objets tombaient sur le sol et tout se passait comme si le bateau avait donné contre un écueil. Les vigies donnèrent l'alarme. Le capitaine se pencha au bord du navire pour voir l'état de la mer et se rendit compte qu'un tremblement venait de se produire.

Prenons au hasard dans le catalogue de Rudolph un exemple plus récent : sur le *Lake Ontario* le capitaine Oltman, le 26 juin 1893, croit avoir touché un banc de corail.

Le 1<sup>er</sup> mars 1888 le capitaine Crasso, du *Diadem*, subit un choc de douze à quinze secondes et croit avoir rencontré en mer une épave formidable.

6. Ebranlement intense susceptible de faire danser des objets légers ; beaucoup de procès-verbaux indiquent que la barre heurte la main du timonier.

7. L'ébranlement est si violent qu'il semble que la charpente va se briser ; il n'est pas possible de se tenir debout.

8. L'ébranlement produit des secousses dans la mâture. Nous avons vu tout au début un exemple de ce cas. Les mâts et les haubans faisaient entendre des craquements et les objets lourds

placés sur le pont étaient sérieusement ébranlés.

Nous arrivons maintenant à un degré du phénomène qui peut être dangereux pour le vaisseau. Les tremblements marins ont-ils causé beaucoup de dommages ? Nous exceptons naturellement les raz de marée, les grandes vagues que nous étudierons plus loin.

Voici quelques exemples du catalogue recueilli par Montessus de Ballore.

En 1797, aux environs de Manille un navire anglais qui se trouvait à onze lieues de l'épicentre de Manille éprouva un séisme avec pertes ; toutes les parties du vaisseau craquèrent, le grand mât s'enleva et retomba sur la membrure. On fut obligé de le soutenir avec des matériaux pour le ramener dans la baie.

Ce témoignage est très ancien, et l'auteur, M. de Ballore, fait remarquer qu'à cette époque, il n'y avait pas de compagnies d'assurances qui obligeaient les navires à se maintenir en bon état. Ils revenaient de leurs lointains voyages les membrures disloquées par les alternatives de haute et basse température.

Le 20 mars, la fausse quille du *Dallas* aurait sauté.

Le 23 juillet 1894, le schooner *Henriette* sur lest se trouvait à vingt-cinq milles au N. W. des îles Lofoten vers cinq heures du matin quand le navire sembla frappé par un objet inconnu. Pendant deux minutes on observa un ébranlement de tout le navire qui occasionna une voie d'eau. Il fallut l'abandonner à deux heures de l'après-midi avec sept pieds d'eau dans la cale. Le navire coula à sept heures du soir.

L'heure du choc coïncide avec un important

tremblement de terre de la Norvège septentrionale.

Voilà donc le seul exemple d'accident relevé dans le catalogue de Rudolph. Jusqu'à ce que des faits plus nombreux et plus certains nous soient rapportés, nous sommes encore en droit de douter de ces effets si surprenants au premier abord.

En général, le mouvement ressenti est vertical (sussultoire), car la surface épicerale est en général peut étendue et si le navire est dans la zone, les ondes l'attaquent de bas en haut.

Il peut arriver pourtant que le navire reçoive l'onde par une de ses extrémités, le mouvement le quitte alors par l'extrémité opposée. Cela a lieu pour des séismes intenses dont la surface pléistoseiste est très étendue.

Il est vraisemblable que lorsque les tremblements durent plusieurs minutes, ils sont dus à des successions de secousses.

Il faut d'ailleurs éviter de confondre les séismes avec des chocs d'autre origine dont voici un exemple :

« 6 janvier 1856, à 10 h. 30. A bord du *Fusilier* par 25° 23' N. 48° 15' W. Nous fûmes très surpris par un bruit sourd comme celui d'un tremblement de terre, le navire trembla et la garde, alarmée par le choc, monta sur le pont. Cela se répéta douze fois en deux ou trois minutes. Après vingt minutes, à notre grand étonnement, deux énormes baleines apparurent de dessous le navire, en faisant le tour et soufflant plusieurs fois, puis repassant sous lui et le frappant plusieurs fois aussi. Je crois qu'elles ont heurté contre la carcasse de fer, et le choc fut mieux senti qu'il ne

l'aurait été à bord d'un navire de bois... J'ai ressenti de forts tremblements de terre dans l'Amérique du Sud et le phénomène y ressemblait beaucoup comme bruit et sensation. Il est étrange que ces baleines n'aient pu être vues avant d'approcher le navire et disparurent de la même façon. »

Passons maintenant aux phénomènes accessoires qui accompagnent les tremblements marins :

1. Je ne cite que pour mémoire les effets sur les poissons. Des relations disent que les poissons effrayés ne savaient où se réfugier et que plusieurs même ont été lancés hors de l'eau.

Il y a vraisemblablement là une exagération. La composante verticale ne paraît pas assez forte pour cela. Ils ont dû sauter spontanément hors de l'eau.

Quelquefois des poissons sont blessés ; leur vessie natatoire est rompue par suite des rapides variations de la pression.

2. Les renseignements sur les bruits perçus sont encore peu précis. Leur caractère semble les rapprocher des bruits qui accompagnent les tremblements de terre ;

3. On a observé des changements de coloration de l'eau. Ce phénomène ne peut être dû qu'à des éruptions de laves ;

4. Des sondages ont nettement montré dans des cas nombreux une élévation de température. C'est la preuve évidente de la proximité d'un volcan en fonctionnement. On a souvent fait de telles observations dans la région séismique de Daussy.

5. Quelquefois on signale des bouillonnements

à la surface de la mer et plus rarement des jets liquides comme il s'en produit lors des explosions des mines ou des torpilles. Dans ce cas, il y a des gaz dégagés qui ne peuvent guère provenir que d'éruptions.

Rudolph avait attribué une trop grande part à ces éruptions ; mais il serait tout aussi inexact d'en nier l'existence que leur attribuer la totalité des phénomènes marins.

C'est aux éruptions et mouvements sous-marins qu'il faut attribuer l'apparition des îles comme celle qui a surgi près de la côte d'Annam au large d'une localité (Phan-tiet) où des tremblements de terre venaient de se faire sentir (février 1923). Des bouillonnements sous-marins caractéristiques se produisaient dans le voisinage immédiat de l'île, tandis qu'un cratère émettait fréquemment des cendres et des vapeurs (voir p. 97).

Dans un grand nombre de relations de capitaines on trouve au contraire trace de l'étonnement des observateurs qui constatent qu'après le phénomène, la mer est restée calme comme elle l'était auparavant. Il doit bien en être ainsi quand on est en présence d'un tremblement marin éloigné ayant son origine dans un glissement d'une petite partie du fond, car on connaît l'ordre de grandeur des oscillations à terre ; en mer elles ne doivent pas être beaucoup plus grandes.

Ainsi en haute mer, il ne semble pas que le tremblement marin occasionne une agitation spéciale de la mer.

Au voisinage de la terre, il en est tout autrement ; là les navires sont agités quand la terre

tremble. Des vaisseaux ont été détruits dans des ports par des chocs qu'ils ont subis. Il se produit en outre au voisinage des côtes, des vagues d'un caractère spécial dont nous étudierons maintenant spécialement les caractères et que nous appellerons les *vagues séismiques*.

3. Raz de marée. — L'expression de *raz de marée* est généralement employée dans la presse, sur les écrans de cinémas et parfois dans des ouvrages scientifiques pour désigner des phénomènes qui, s'ils sont très voisins les uns des autres au point de vue des effets désastreux qu'ils produisent, se distinguent cependant entre eux tant par leur origine que par leurs caractères spécifiques.

Les effets communs sont bien connus : il se produit un soulèvement de la mer qui envahit le rivage sur des profondeurs plus ou moins grandes; les vagues prennent des hauteurs inaccoutumées, se succèdent à des intervalles de temps à peu près réguliers comme des ondes de longueurs données se suivant crête à crête; les digues sont arrachées, les cabanes de pêcheurs, les constructions du littoral, sont détruites et emportées; des embarcations, parfois des navires de fort tonnage, sont entraînés à l'intérieur des terres.

Mais l'intensité des phénomènes et leurs caractères diffèrent notablement suivant que leur origine est de nature météorologique ou séismologique; il va sans dire aussi que la configuration des côtes, la nature du fond, en un mot la géographie physique de la contrée, interviennent dans l'allure des faits observés si bien que seules,

à mon avis, des études simultanées et parallèles de *géographie* et de *géophysique* pourront en éclaircir la nature de manière définitive.

A. Lorsque les journaux ou les dépêches annoncent un *raz de marée* il convient d'examiner avec soin les séismogrammes des stations voisines, non seulement à l'heure indiquée, mais plusieurs heures auparavant, voire même la veille. Si aucun séisme de quelque importance n'a été inscrit, il s'agit uniquement d'une tempête au cours de laquelle les vagues ont pris une proportion inaccoutumée et se sont avancées sur la rive en dépassant la limite des marées les plus hautes. Mais deux cas peuvent alors se présenter :

a. Les séismogrammes n'indiquent pas d'agitation spéciale, l'aiguille reste sensiblement dans la position de zéro et le tracé est formé de lignes parallèles à peine ondulées. De plus l'irruption des vagues sur la rive a lieu d'une manière irrégulière : les ondes ne se suivent pas avec une période déterminée. On est conduit à attribuer à un phénomène purement météorologique, à l'action du vent, à une tempête venant du large, ces vagues qui ne relèvent nullement de la séismologie : ce sont des *lames de tempêtes*.

M. Giovanni Platania, le séismologue italien dont la compétence en matière de phénomènes marins est bien connue, a donné dans un de ses mémoires le nom de *pseudomaremoti* à ces phénomènes que l'on serait tenté d'attribuer à un tremblement de terre alors qu'ils sont dus à des effets météorologiques. Il cite comme exemples, les ondes du 13 au 14 mai 1903 à Palerme qui prirent une telle intensité qu'un navire brisa ses amarres dans le port.

b. Les séismogrammes indiquent une *agitation microséismique intense*. On appelle ainsi une sorte de halètement, de respiration du sol; l'aiguille indicatrice est continuellement soumise à un mouvement oscillatoire; il arrive que les inscriptions accusent des amplitudes périodiquement croissantes et décroissantes, comme dans les courbes des battements de diapason. Les périodes sont en général de 4 à 10 secondes. Ces mouvements ont été désignés sous des noms divers tels que mouvements pendulaires, oscillations pulsatoires, agitation du sol, etc. (L'expression *d'agitation microséismique* est celle qu'emploie le Bureau Central séismologique français.) Cette agitation continue plus ou moins intense a été l'objet d'études nombreuses, basées sur les idées directrices les plus variées.

On s'accorde actuellement à penser qu'elle est en rapport plus ou moins direct avec les dépressions atmosphériques ou avec le mouvement rythmique de vagues d'une mer agitée se brisant contre les falaises, les dépressions pouvant être toujours la cause primaire occasionnant les vagues de tempête.

Le dernier travail important qui ait paru sur ce sujet, intéressante étude d'ensemble de M. B. Gutenberg, contient une riche bibliographie de nombreux travaux parmi lesquels il convient de citer ceux de Wiechert, Somville, Hecker, Klotz, etc... Et malgré cette abondance d'études les résultats paraissent encore si incertains que la section de Séismologie de l'Union Géodésique et Géophysique internationale a cru bon de réunir une commission de l'agitation microséismique et a mis cette question à l'ordre du jour de ses

prochaines discussions. Il est un point qui, en tout cas, ressort nettement de la bibliographie et qu'il convient de retenir, c'est que parfois on constate l'existence de tempêtes, soit sur la Manche, soit sur l'Atlantique *sans que l'agitation microséismique prenne des proportions exceptionnelles*. Ce ne seraient donc pas à toutes les tempêtes, mais bien à des tempêtes *particulières* qu'il faudrait attribuer la cause première de l'agitation.

Dans la nuit du 8 au 9 janvier 1924, au moment du flux, il s'est produit sur les côtes de l'Atlantique, et surtout en Bretagne une incursion de la mer qui occasiona d'importants et de nombreux dégâts relatés par les journaux; beaucoup de barques furent brisées, des constructions furent détruites ou endommagées, des cabanes furent transportées à 100 mètres et nous nous trouvons bien ici en présence d'un phénomène marin destructeur *sans origine séismique*. Et en effet aucun séisme ne fut inscrit par les séismographes de Strasbourg ni par ceux des autres stations importantes. Mais les appareils très sensibles dont nous disposons à Strasbourg (Galitzine horizontaux à inscription photographique) nous ont fourni une des plus amples et des plus curieuses inscriptions qui aient été inscrites jusqu'à présent à la station où le mouvement est cependant particulièrement intense.

M. Ruellan, professeur au lycée de Quimper, a publié une série de témoignages intéressants qu'il a recueillis sur place en Bretagne et qui tous tendent à prouver que ce soulèvement de la mer est dû ici à des *causes météorologiques* parmi lesquelles il faut toujours finalement

remonter à l'existence d'une *dépression atmosphérique particulièrement profonde*. Tel est le récit du capitaine Rio de Lorient qui, profitant de l'accalmie de la tempête, venait de quitter la Cornouaille anglaise pour se rendre en Bretagne, et qui dans la nuit du 9 vers 2 à 3 heures vit un nuage sombre à l'horizon qui bientôt s'enfla comme dans un typhon et c'est alors que la mer se souleva en lames monstrueuses, véritables montagnes d'eau. « Cette houle fantastique venait de l'Ouest, alors que les vents soufflaient nord-est.... mais chose curieuse, pas de paquets de mer. L'Océan nous enlevait à des hauteurs démesurées, mais nous renvoyait seulement des nuages d'écume. »

Comme M. Ruellan, je pense que le gradient de la dépression est la cause première du gonflement. L'amplitude du mouvement oscillatoire peut d'ailleurs s'expliquer par des phénomènes d'interférence entre des courants contraires (voir ci-dessus) et aussi par des phénomènes de *résonance* auxquels, à mon avis, on n'attribue pas une importance suffisante quand il s'agit de phénomènes naturels. Quel que soit le mécanisme par lequel le gonflement de la mer et son mouvement prirent naissance, nous nous trouvons dans un cas où l'agitation microséismique a été particulièrement intense.

Qu'il me soit permis de faire à ce sujet une hypothèse que je n'ai pas trouvée encore dans la copieuse bibliographie. Il me semble que cette hypothèse rend compte des *exceptions* et qu'elle est d'accord avec *tous* les faits qui présentent au contraire un *caractère de certitude* : 1° l'agitation microséismique est en rapport avec l'agita-

tion de la mer, mais plus particulièrement en des points privilégiés tels que golfe de Gascogne, Manche et Mer du Nord; 2° l'agitation est aussi en rapport avec les dépressions qui règnent sur l'Europe, mais il semble que des types particuliers de dépressions, par exemple celles dont le centre est au golfe de Gascogne et dont les isobares, parallèles entre elles, suivent un gradient croissant vers le plateau russe sont plus efficaces que d'autres, au moins pour la station de Strasbourg.

Les faits certains peuvent se résumer ainsi : l'agitation est en rapport avec des types de temps qui amèneraient des tempêtes en des points plus favorables.

L'hypothèse que je propose consiste à admettre qu'en *ces points privilégiés se trouvent des compartiments de l'écorce terrestre plus aptes à entrer en vibrations.*

On a vu au chapitre II la théorie des géosynclinaux, de leur enfoncement progressif, de l'affaissement de certaines couches dans le magma. Si l'on admet d'une manière générale des phénomènes de ce genre, ne peut-on aussi admettre avec autant de vraisemblance qu'il existe dans les fonds sous-marins des parties plus ou moins stables, celles-là précisément où pourront se produire plus tard non plus des affaissements progressifs, mais les affaissements brusques dont l'existence est indiscutable et dont il sera parlé dans les paragraphes suivants. S'il existe de telles couches instables il n'est pas téméraire de penser que les gonflements de la mer comme celui du 9 janvier, s'ils se produisent dans leur voisinage, pourront entraîner leur vibration et

produire par suite ce phénomène intense d'agitation microséismique.

Celle-ci s'expliquerait donc par les vibrations de parties privilégiées de l'écorce qui se transmettraient comme tous les autres trachyséismes et l'on voit combien il serait important d'en mesurer la vitesse de propagation que l'on ignore encore actuellement. Cette hypothèse, d'accord avec les faits d'observation énumérés ci-dessus, explique aussi les exceptions : elle rend compte du fait que, tous les types de dépressions, toutes les tempêtes ne sont pas aptes à produire une violente agitation parce qu'il faut que le mouvement de la mer prenne naissance là où une partie de l'écorce terrestre pourra suivre son mouvement d'oscillation par *vibrations forcées*, ou encore entrer en vibration *par choc*.

Elle rend aussi compte du fait que certaines stations accusent le mouvement mieux que d'autres, parce qu'un tel mouvement est superficiel et intéresse surtout les couches géologiques, sédiments, granites, roches basiques où les vitesses et les absorptions diffèrent.

Cette hypothèse, bien que plus compliquée, paraît aussi plus conforme aux faits que celle qui consiste à attribuer l'agitation au choc répété des vagues contre les falaises. Comme l'a fait remarquer M. Somville, on comprendrait mal dans ce cas la propagation dans le sol, avec une période sensiblement constante, d'ondes dues au choc répété des *brisants* ou d'une *forte houle*.

Où se trouveraient ces régions instables privilégiées ? Il faut à mon avis les chercher dans les facies semblables à ceux où l'on constate les grands effondrements, c'est-à-dire sur les pentes

abruptes des grands Océans et au voisinage des côtes, tel le fond du golfe de Gascogne et ceux qui se trouvent entre l'Islande et la Norvège. Or ce sont précisément les tempêtes dans ces parages qui sembleraient amorcer dans les stations européennes l'agitation la plus intense. On pourrait appeler ces sortes de raz de marée des *ondes de dépression*.

B. Ce ne sont pas seulement des tremblements de terre où des éruptions qui peuvent se produire sous l'Océan, mais de véritables effondrements avec une importante variation de niveau : un grand volume est ainsi subitement offert à l'eau au fond de la mer et il en résulte que les eaux de surface sont mises en mouvement, arrivant de toutes parts en courants puissants pour converger vers le point d'affaissement.

a. Si ce point se trouve à une distance moyenne de la côte, il arrive que *la mer va d'abord se retirer de cette côte* et je pense comme Hobbs que ce retrait est caractéristique du raz de marée proprement dit : dans l'Amérique du Sud on est habitué à ce recul de la mer et.... « au cri de 'El mare se retira, les populations effrayées et instruites par une expérience séculaire s'enfuient précipitamment (Montessus de Ballore) ». Le 1<sup>er</sup> novembre 1755 eut lieu à Lisbonne le tremblement de terre si souvent cité dans les ouvrages. La mer dut se retirer d'abord au moins en partie, car les récits disent qu'une haute lame se précipita dans le port, *complètement à sec*, et vint envahir la baie qui protégeait la ville, mais imparfaitement car cette vague de fond acheva de détruire les quelques maisons encore debout et le lit du Tage fut lui-même soulevé à grande

distance. Nous reviendrons plus loin sur quelques circonstances de ce raz de marée ancien qui me paraissent particulièrement intéressantes. M. Jean Van de Putte vient de donner dans une publication récente une claire interprétation de ces phénomènes conforme aux idées de Hobbs et indique même une intéressante expérience permettant de les imiter au laboratoire.

En même temps qu'un courant arrive ainsi d'une côte voisine, d'autres courants convergent de toutes les directions et il peut arriver que non seulement le vide soit comblé, mais qu'il y ait accumulation; les eaux du large refluent alors vers la côte formant d'énormes vagues, de 20 à 30 mètres ou parfois davantage, détruisant tout sur leur passage: c'est *la vague de recul*. Il peut se produire des oscillations, la mer se retirant et refluant à plusieurs reprises.

*b.* Si l'effondrement a lieu tout près du rivage, il peut se faire que les courants venant du large poussent une vague envahissante avant que le retrait ait pu se manifester. Le raz de marée commence par l'apport des eaux du large et ainsi s'explique le fait, sujet d'étonnement pour les géophysiciens, que le phénomène commence tantôt par un retrait de la mer, tantôt par un envahissement; c'est dans des soulèvements ou des affaissements que l'on en cherchait autrefois l'interprétation.

Où se produiront les raz de marée? Évidemment dans les régions où les effondrements sont à craindre, dans les régions de fosses d'effondrement, sur des talus des océans, au voisinage de côtes où les *isobathes* présentent un fort gradient, c'est-à-dire là où les lignes de grande profondeur

sont très voisines de la côte ; cela a lieu au Chili, le long de la Cordillère des Andes d'où partent les vagues classiques, désignées souvent sous le nom de « vagues d'Arica », pour rappeler le terrible phénomène du 13 août 1868, décrit par Hochstetter. L'expression de « vagues de fond » ou de « lames de fond » est aussi fréquemment employée ; elle a l'avantage de faire image et d'indiquer immédiatement l'origine de ces ondes. Cela a lieu au Japon où ces vagues sont bien connues sous le nom de *Tsunamis* : celles du 15 juin 1896 firent officiellement 30000 victimes dans la province de Kamihishi sur une étendue de côtes de 700 milles.

Quelles sont les lois qui régissent ces vagues d'effondrement ? Elles dépendent des conditions de leur formation, des dimensions de la partie de l'Océan intéressée, de sa forme, c'est-à-dire de la géographie sous-marine. C'est une sorte de vibration par choc où l'eau prend une période et un régime d'oscillations qui dépendent de la configuration de la région, et dont la vitesse semble voisine de celle du flot (voir plus loin).

Leurs effets sur le rivage dépendent de la pente de celui-ci ; en remontant des pentes douces elles peuvent entraîner de gros navires à l'intérieur des terres et, en redescendant, former une vague immense comme celle d'Arica du 13 août 1868 qui se fit sentir en Nouvelle-Zélande ; au contraire des côtes abruptes, des falaises peuvent amortir les vagues de recul ainsi que des presque îles qui entourent les baies et les protègent.

Peut-on baser l'hypothèse d'un effondrement sur des faits positifs ? La rupture des câbles télégraphiques qui accompagne très fréquemment les raz de marée, la façon dont la rupture s'est faite

par tension, chaque brin s'amincissant en pointe d'aiguille, apporte en faveur de cette hypothèse une preuve décisive. L'endroit où la rupture s'est faite, le changement de niveau du câble montre d'une manière certaine l'origine du raz de marée dû à un *effondrement*.

La littérature italienne est particulièrement riche à ce point de vue. La catastrophe de Sicile et Calabre du 28 décembre 1908 fut accompagnée d'un raz de marée désastreux. Tous les câbles du détroit de Messine furent rompus. De plus le câble de Milazzo-Lipari à 31 kilomètres en deçà de Milazzo et à une profondeur de 1143 mètres fut également brisé et, fait curieux, au même endroit que lors du séisme de 1905.

Le 31 janvier 1906, lors du séisme de la Colombie et de l'Équateur, les deux câbles de l'Océan Pacifique allant l'un vers le sud, l'autre vers le nord, furent rompus. On constata sur le câble américain dix-huit points de rupture dont le plus au nord se trouvait à 310 lieues marines de Panama.

La vitesse de propagation des vagues de fond est faible. Les travaux à la fois les plus anciens et les plus classiques sur ces vagues sont ceux de Hochstetter sur le tremblement de terre d'Arica.

Il fut ressenti, d'après Rudolph, par de nombreux vaisseaux dans l'Océan Pacifique. Il se produisit une énorme vague qui mit dix-neuf heures pour arriver à la Nouvelle-Zélande. La vitesse de propagation serait celle du flot ordinaire de la marée luni-solaire.

Les mêmes observations ont été faites par Geinitz sur le tremblement de terre d'Iquique du 9 mai 1877.

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

Les deux auteurs précédents admettent, comme nous l'avons fait plus haut, sous forme un peu différente, que la vague provient d'une sorte d'excitation par choc qui, s'il est suffisamment violent, peut faire entrer l'eau de l'Océan en vibration.

Hochstetter a tracé les courbes *homoséistes* horaires de ces vagues, c'est-à-dire le lieu des points atteints aux différentes heures. La comparaison avec les courbes de la marée luni-solaire ou les courbes du flot de Whewell entre Arica et la Nouvelle-Zélande, montre une identité presque parfaite et l'on est par suite conduit par cette identité des vitesses de propagation, à admettre l'identité des masses en mouvement et à supposer que toute la profondeur de l'Océan est intéressée dans le phénomène alors que dans les tempêtes, au contraire, les vagues n'affectent qu'une faible épaisseur de la mer.

Hochstetter estime entre 200 et 250 milles marins la distance de crête à crête des vagues du 13-16 août 1868 suivant les trajets parcourus. Les vagues de fond ne se propageant qu'à la vitesse d'environ 550 kilomètres à l'heure, il est possible de prévenir télégraphiquement de leur arrivée les régions vers lesquelles elles se dirigent. Lors du tremblement de terre du 11 novembre 1922, accompagné d'un raz de marée sur toute l'étendue de la côte du Chili, le gouvernement français d'Océanie se préoccupa de l'éventualité des vagues de fond dès qu'il eut connaissance du séisme chilien. Des dépêches furent échangées entre les divers établissements indiquant la possibilité de l'arrivée des vagues dont la direction de propagation paraissait être dirigée

vers les îles Hawaï. La propagation ne s'est fait sentir que jusqu'aux îles Marquises qui furent atteintes 11 ou 12 heures après le tremblement de terre. C'est à Nouka-Hiva (îles Marquises) que la lame de fond fut observée à la hauteur de 4 mètres; les oscillations se succédèrent pendant plusieurs heures, mais n'occasionnèrent que peu de dégâts. En Nouvelle-Zélande, comme Mr. Williams, expert du gouvernement, l'avait prévu, les effets furent encore plus affaiblis à cause de la grande distance. Les vagues ne s'élevèrent qu'à la hauteur des grandes marées. Le long de la côte chilienne le retrait fut considérable et il se forma des déchirures où d'énormes masses liquides furent englouties en provoquant des courants énormes. Au nord de Valparaiso le raz de marée occasionna d'importants ravages parmi les navires de petit tonnage et les constructions situées le long du rivage; à Antofagasta les navires et les appontements furent détruits.

Les embarcations en pleine mer ne se rendent pas toujours compte du passage des vagues de fond dont la propagation a des directions privilégiées.

Ainsi les pêcheurs japonais qui rentraient dans leurs ports le 15 juin 1896 virent avec effroi, au voisinage de la côte la mer couverte d'épaves; ce fut là pour eux le premier avertissement du désastre qui les privait de leurs familles et de leurs cabanes emportées.

Ce phénomène n'est malheureusement pas isolé.

Les Jishin Nendaiki, anciens calendriers séismiques du Japon, relatent à plusieurs reprises des tsunamis qui auraient fait 100.000 victimes. Le vapeur *Taranaki* qui se trouvait en pleine mer à

9 heures et demie de marche de l'île Chatam n'avait rien ressenti des vagues séismiques qui dévastèrent l'île le 14 août 1868 ; mais en approchant il traversa une mer boueuse et troublée, couverte de débris de navires, de planches, poutres, arbres, épaves de toutes sortes.

C. Les recherches séismiques ne conduisent pas toujours à un épïcêtre très voisin de l'endroit où le raz de marée s'est fait sentir, et il peut même arriver que, au moins dans les stations séismologiques éloignées, on ne trouve pas d'inscriptions de séismes.

a. L'effondrement a pu être une conséquence du séisme et s'être produit à quelque distance du foyer et quelque temps après. Le 11 novembre 1922 lors du tremblement dont il a déjà été question, il s'est produit au Chili une série de phénomènes destructifs sur toute la longueur de la côte et des raz de marée violents se sont fait sentir. L'épïcêtre (abstraction faite de la profondeur du foyer déterminée tant par les données des stations américaines qu'européennes) se place dans la région nord du Chili, au sud du lac de Titicaca. Le 3 février 1923, un raz de marée destructif se produisait à Hawaï. Le nombre des victimes fut heureusement faible, une dizaine seulement, mais il y eut de grands ravages et les pertes s'élevèrent à plusieurs millions de dollars. La ville de Hild-Bay fut en partie détruite ; rien ne fut observé ni au Japon, ni aux Philippines, mais seulement dans l'île de Guam (archipel Marianes). On ne trouve pourtant pas ce jour-là, dans les catalogues, de foyer séismique dans les environs d'Hawaï. C'est au sud du Kamtchatka, près des îles Aléoutiennes, que se produisit un impor-

tant tremblement de terre inscrit dans le monde entier et qui donna lieu à des échanges de télégrammes entre les observatoires et le Bureau central séismologique de Strasbourg.

Dans le Pacifique où se trouvent des géosynclinaux, il y a de nombreuses et vastes régions d'effondrements. S'est-il produit un affaissement dans le voisinage d'Hawaï sans émission d'ondes séismiques, ou bien cet effondrement a-t-il été une conséquence du séisme dont le foyer est beaucoup plus au nord, ou bien encore s'est-il produit près des Aléoutiennes mêmes un affaissement qui donna lieu aux « vagues de fond » dans les conditions indiquées dans le paragraphe précédent, se dirigeant vers Hawaï, comme s'y dirigent souvent les vagues de fond du Chili? Je me décide plus volontiers pour cette dernière hypothèse parce que le séisme du 3 février 1923 est un des plus importants que nous ayons inscrits : il s'est produit en mer et la formation des vagues de fond s'explique aisément par le mécanisme exposé au paragraphe précédent.

b. Si l'on a connaissance des vagues de fond sans que des séismes aient été signalés, cela peut tenir à ce que l'effondrement, dans ce cas sorte de *glissement*, n'a pas produit d'ondes élastiques se propageant au loin et que seuls des séismographes sur place eussent fourni une inscription.

Il est pourtant facile de distinguer ce cas de celui des vagues d'origine météorologique avec lequel on pourrait le confondre parce que dans ce dernier cas les séismographes indiquent une forte agitation microséismique qui ferait défaut en cas de simple glissement.

Il est à peine besoin d'ajouter que certains phé-

nomènes volcaniques peuvent entraîner des raz de marée et des vagues de fond, mais c'est toujours par le mécanisme d'affaissement. Tel est le cas de la célèbre explosion du Krakatoa du 28 août 1863 qui correspond à l'affaissement de la plus grande partie de l'île et dont les vagues furent ressenties jusque dans la Manche. L'explosion avait d'ailleurs été précédée d'éruptions et d'affaissements successifs.

Ce phénomène classique a surtout été étudié par Verbeck et Wharton.

A Merak, il y aurait eu des traces laissées par les vagues sur les collines à 38 mètres de hauteur. Mais elles ont sans doute monté plus haut qu'ailleurs parce qu'elles étaient serrées entre un chenal étroit et l'île de Java. Il y eut officiellement 36 380 victimes.

Dans la baie de Peper les fuyards ne furent sauvés qu'à 26 mètres de hauteur.

De nombreuses discussions se sont produites sur l'origine de ces vagues du Krakatoa; les uns ont admissiblement l'effondrement d'une grande partie de l'île, d'autres une brusque irruption d'eau dans la cavité ouverte par le volcan, d'où véritable explosion.

On peut en tout cas éliminer l'hypothèse d'un tremblement de terre proprement dit. Mais il y a eu trois grandes explosions comme l'indique le manomètre de l'usine à gaz de Batavia, suivies de trois grandes vagues comme le montrent les marégrammes. Ces vagues se succédèrent à deux heures d'intervalle, ce qui correspond à 148 kilomètres de distance. Il est impossible de tirer des conclusions certaines, ni des observations, ni des marégrammes du monde entier.

## RÉFÉRENCES

- BUFFON. Œuvres. t. I, 1835.
- E. RUDOLPH. Über submarine Erdbeben und Eruptionen, *Beiträge zur Geophysik*, t. II et III, 1894-1898.
- GIOVANNI PLATANIA. *Bolletino della Societa sismologica Italiana*, vol. XII-XVI; XXIII, 1907-1921.
- B. GUTENBERG. Untersuchungen über die Bodenunruhe mit Perioden von  $4^s$ - $10^s$  in Europa. Strasbourg, 1921.
- W. H. HOBBS. Earthquakes. An Introduction to Geology.
- JEAN VAN DE PUTTE. Etude sur l'origine des tremblements de terre, raz de marée et éruptions volcaniques. Chap. x, Larcier, Bruxelles, 1924.
- B. MONTESSUS DE BALLORE. La science séismologique. Chap. VII, Armand Colin, Paris, 1907.
- HOCHSTETTER Die Erdbebenfluth im Pazifischen Ozean vom 13-16 August 1868 und die mittleren Tiefen dieses Ozeans. *Sitzungsberichte d. K. Ak. d. Wiss. mat. naturwiss.* cl. 1869, LIX.
- E. ROTHÉ. Notes sur les séismes en mer. *Annales hydrographiques*, 3<sup>o</sup> série, 1919-1920.
- Les raz de marée. *Revue générale des sciences pures et appliquées*, 35<sup>o</sup> année, 1924.





## ANNEXE

*relative aux radiotélégrammes séismiques  
dits « Seismo » et aux communications radiotéléphoniques  
à l'usage des auditeurs de T. S. F.*

En 1921 le bureau central de Strasbourg, grâce au concours de M. le général Ferrié, a organisé une transmission rapide des nouvelles séismiques par télégraphie sans fil. Tous les matins un radiotélégramme est adressé de Strasbourg à la tour Eiffel et radiodiffusé par Paris.

Le télégramme est chiffré d'après un code établi par le bureau. Des nations étrangères ayant suivi la France dans cette voie de la radiodiffusion, et d'autre part des progrès ayant été accomplis dans la connaissance des ondes séismiques, il est devenu nécessaire de compliquer le code d'émission. Une entente internationale a permis d'établir de nouvelles règles qui figurent ci-dessous sous le nom de code séismologique international.

Les heures actuelles de trafic relatives aux seismos figurent dans le tableau ci-contre (p. 246).

Les modifications à cet horaire sont portées à la connaissance du public par la voie des journaux de T. S. F.

Un historique de la question a paru dans Q. S. T. et Radioélectricité Française, septembre 1929, n° 66, pp. 25-31. Voir aussi ce livre : Introduction p. XXXI.

## TOUR EIFFEL

| HEURES<br>T. M. G. | NATURE<br>des émissions.   | FRÉ-<br>QUENCES<br>en<br>kilocycles. | LONGUEUR<br>d'onde. | SYSTÈME<br>d'émission. | ANTENNE              | OBSERVATIONS                  |
|--------------------|--|--------------------------------------|---------------------|------------------------|----------------------|-------------------------------|
| 07 25 à 08 45      | Météo collectif Europe occi-<br>dentale suivi en cas de<br>séisme de <i>Séismo Arling-<br/>ton</i> .   | 41,67<br>9 230,76                    | 7.200<br>32,50      | Lampes.<br>d°          | G. A.<br>(grande.)   |                               |
| 08 30 à 08 45      | Trafic avec <i>Strasbourg</i> pour<br>réception du Séismo Stras-<br>bourg.   | 207,50                               | 1.445,80            | d°                     | M. A.                |                               |
| 12 00 à 12 25      | <i>Téléphonie</i> . Prévisions mé-<br>téorologiques. Bulletin as-<br>trophysique et géophysique<br>contenant en clair des nou-<br>velles séismiques. | 207,50                               | 1.445,80            | d°                     | M. A.                |                               |
| 13 25 à 14 45      | Météo collectif Europe oc-<br>cidentale. <i>Séismo Stras-<br/>bourg</i> .  | 41,67<br>9.230,76                    | 7.200<br>32,50      | d°                     | G. A.                |                               |
| 18 35 à 19 35      | Météo collectif Europe occi-<br>dentale. <i>Séismo Strasbourg</i><br>sur 32 <sup>m</sup> ,50 seulement.  | 66,37<br>9.230,76                    | 4.520,00<br>32,50   |                        | F. Y. O.<br>F. L. J. | Lyon-La-Doua.<br>Fort d'Issy. |

# CODE SÉISMOLOGIQUE INTERNATIONAL

pour la transmission des coordonnées de l'épicentre  
et des données relatives à une ou plusieurs  
stations quand les coordonnées  
de l'épicentre figurent dans le télégramme.

## Cas de deux stations.

Il y a dix groupes comprenant chacun cinq chiffres formés de lettres et trois mots :

SEISMO  $e_1 e_2 e_3 e_4 e_5$  STATION (1)  $d_1 d_2 a_1 a_2 p_1 p_2 h_1 h_2 m_1 m_2$   
 $s_1 s_2 t_1 t_2 t_3$   $X_1 X_2 X_3 X_4 X_5$  STATION (2)  $d'_1 d'_2 a'_1 a'_2 p'_1$   
 $p'_2 h'_1 h'_2 m'_1 m'_2$   $s'_1 s'_2 t'_1 t'_2 t'_3$   $X'_1 X'_2 X'_3 X'_4 X'_5$   $Y_1 Y_2 Y_3 Y_4 Y_5$

|                       |  |
|-----------------------|--|
| SEISMO                | Ce mot précède toutes les dépêches sismiques.  |
| $e_1 e_2 e_3 e_4 e_5$ | Coordonnées de l'épicentre.  |
| Station 1             | Nom de la première station dont les données sont transmises.   |
| $d_1 d_2$             | Quantième du mois.   |
| $a_1 a_2$             | Azimut divisé par 4.   |
| $p_1 p_2$             | Nature et netteté des phases.  |
| $h_1 h_2$             | Heure en T. M. G. de la première phase.<br>L'addition de 30 ou 60 permet d'indiquer la nature de la première onde. |
| $m_1 m_2$             | Minute de la première phase.   |
| $s_1 s_2$             | Seconde de la première phase.  |
| $t_1 t_2 t_3$         | Intervalle entre les phases.   |
| $X_1 X_2 X_3 X_4$     | Groupe de contrôle horizontal pour l'épicentre et les groupes de la première station.                              |
| $X_5$                 | Unités de $(X_1 + X_2 + X_3 + X_4)$ .  |
| Station 2             | Nom de la seconde station dont les données sont transmises.  |
| $d'_1 d'_2$           | Quantième du mois.   |
| $a'_1 a'_2$           | Azimut divisé par 4.   |

LE TREMBLEMENT DE TERRE

|                       |   |
|-----------------------|---|
| $p'_1 p'_2$           | Nature et netteté des phases.   |
| $h'_1 h'_2$           | Heure en T. M. G. de la première phase.<br>L'addition de 30 ou 60 permet d'indiquer la nature de la première onde.  |
| $m'_1 m'_2$           | Minute de la première phase.  |
| $s'_1 s'_2$           | Seconde de la première phase.   |
| $t'_1 t'_2 t'_3$      | Intervalle entre les phases.  |
| $X'_1 X'_2 X'_3 X'_4$ | Groupe de contrôle horizontal pour les groupes de la deuxième station.  |
| $X'_5$                | Peut être utilisé pour désigner soit le caractère du tremblement de terre, soit son type de profondeur. Sa destination n'a pas encore été fixée d'une manière définitive. Lorsqu'il n'est pas employé dans un but défini, on le remplace par (o). |
| $Y_1 Y_2 Y_3 Y_4 Y_5$ | Groupe de contrôle général.   |

TABLEAUX EXPLICATIFS

$e_1 e_2 e_3 e_4 e_5$ . — Code de l'épicentre. (Voir chap. VI, p. 173.)

$e_1 e_2$  est la latitude de l'épicentre, Nord ou Sud.

$e_3 e_4 e_5$  est la longitude de l'épicentre augmenté de 200, 400, 600 ou 800 conformément aux règles suivantes :

Ainsi :

|  |                       |
|--|-----------------------|
| Pour lat. N et long. E, on ajoute 200. | De 200 à 379, N et E. |
| — S — E. — 400.                        | De 400 à 579, S et E. |
| — S — W, — 600.                        | De 600 à 779, S et W. |
| — N — W, — 800.                        | De 800 à 979, N et W. |

Schéma :

Exemples :

|   |              |              |                         |
|---|--------------|--------------|-------------------------|
|   | N            |              | 01201 = 1° N — 1° E.    |
| W | de 800 à 979 | de 200 à 379 | 36520 = 36° S — 120° E. |
|   | de 600 à 779 | de 400 à 579 | 01779 = 1° S — 179° W.  |
|   | S            | E            | 03977 = 3° S — 120° W.  |

(La longitude se compte de 0 à 180° E ou W, et non de 0 à 360°).

$a_1 a_2$ . — Azimut de l'épicentre à partir de la station.  
(Voir p. 175.)

Ces chiffres multipliés par 4 fournissent le nombre de degrés de l'azimut en tournant du Nord vers l'Est, les chiffres utilisés sont compris entre 0 et 89.

Exemple : 47 représente  $188^\circ$  E. à partir du Nord. On inscrit 99 lorsque l'azimut n'est pas connu.

$p_1 p_2$ . — Nature et netteté des phases. (Voir p. 151.)

Ces chiffres diminués de 0, 25, 50 ou 75 correspondent aux combinaisons de phases offertes dans le tableau suivant :

0 à 24 veut dire 1<sup>re</sup> phase nette (impetus),  
2<sup>o</sup> phase nette (impetus) ( $i - i$ );  
25 à 49 — 1<sup>re</sup> phase nette (impetus),  
2<sup>o</sup> phase floue (emersio) ( $i - e$ );  
50 à 74 — 1<sup>re</sup> phase floue (emersio),  
2<sup>o</sup> phase nette (impetus) ( $e - i$ );  
75 à 99 — 1<sup>re</sup> phase floue (emersio),  
2<sup>o</sup> phase floue (emersio) ( $e - e$ ).

|                                    |                                |   |
|------------------------------------|--------------------------------|---|
| 00 P — $\overline{P}$              | 06 P — $\overline{PR_1}$       | 12 P' — PS                                    |
| 01 P — $\overline{S}$              | 07 P — $\overline{S_c P_c S}$  | 13 P' — $\overline{SR_1}$                     |
| 02 $\overline{P}$ — $\overline{S}$ | 08 P — PS                      | 14 $\overline{PR_1}$ — $\overline{S_c P_c S}$ |
| 03 P — $R_s \overline{S}$          | 09 P — $\overline{SR_1}$       | 15 $\overline{PR_1}$ — S                      |
| 04 P — $R_s^2 \overline{S}$        | 10 P' — $\overline{PR_1}$      | 16 $\overline{PR_1}$ — PS                     |
| 05 P — S                           | 11 P' — $\overline{S_c P_c S}$ | 17 $\overline{PR_1}$ — $\overline{SR_1}$      |
| 18 $\overline{S_c P_c S}$ — PS     | 19 $\overline{S_c P_c S}$ — SR |   |

Se reporter au chapitre v où l'on trouvera des explications sur la plupart de ces phases P, S,  $\overline{P}$ ,  $\overline{S}$ ,  $\overline{PR_1}$ ,  $\overline{SR_1}$  etc. Quelques phases nouvellement envisagées dans la science telles que  $\overline{S_c P_c S}$  correspondent à des complications introduites par le noyau terrestre [ $c$  première lettre de core (noyau) ou cœur]. P' se substitue à P pour certains tremblements de terre éloignés.

## LE TREMBLEMENT DE TERRE

Exemples :  $55 = eP - iS.$   
 $37 = iP' - ePS.$   
 $92 = ePR_1 - eSR_1.$   
 $2 = i\bar{P} - i\bar{S}.$

$h_1 h_2.$  — *Heure T. M. G. de la première phase et nature de la première onde.* (Voir p. 107.)

On ajoute à l'heure, s'il y a lieu, 30 ou 60 lorsqu'on veut indiquer que l'onde initiale correspond à une compression ou respectivement à une dilatation. On dit qu'il y a compression quand le mouvement initial du sol dans le sens vertical est dirigé vers le haut; il y a dilatation dans le cas contraire. Ces deux cas sont différenciés par le séismographe vertical. (Voir pp. 139-140.)

L'intervalle 0 — 23 indique un type d'onde indéterminé.  
 — 30 — 53 — une onde de compression.  
 — 60 — 83 — une onde de dilatation.

Exemples : 18 = type indéterminé à 18 heures.  
 42 = onde de compression à 12 heures.  
 75 = onde de dilatation à 15 heures.

$t_1 t_2 t_3.$  — *Intervalle entre les phases.* (Voir p. 173.)

Si l'intervalle est supérieur à 999 secondes, on n'inscrit que les trois derniers chiffres.

Exemples : Pour 1 237 secondes, on écrit 237.

$X_1 X_2 X_3 X_4 X_5$  — *Groupe de contrôle horizontal pour l'épicentre et la première station.*

Unités de  $(e_1 + e_2 + e_3 + e_4 + e_5) = X_1.$   
 Unités de  $(d_1 + d_2 + a_1 + a_2 + p_1) = X_2.$   
 Unités de  $(p_2 + h_1 + h_2 + m_1 + m_2) = X_3.$   
 Unités de  $(s_1 + s_2 + t_1 + t_2 + t_3) = X_4.$   
 Unités de  $(X_1 + X_2 + X_3 + X_4) = X_5.$

$X'X'X'X'.$  — *Groupe de contrôle horizontal pour la seconde station.*

Unités de  $(d'_1 + d'_2 + a'_1 + a'_2 + p'_1) = X'_1.$   
 Unités de  $(p'_2 + h'_1 + h'_2 + m'_1 + m'_2) = X'_2.$

Unités de  $(s'_1 + s'_2 + t'_1 + t'_2 + t'_3) = X'_3$ .

Unités de  $(X'_1 + X'_2 + X'_3) = X'_4$ .

Avec la relation supplémentaire  $0 = X'_5$ .

$X'_5$  peut être utilisé pour désigner soit :

- A. Le caractère du tremblement de terre : 1. léger;  
2. d'intensité moyenne; 3. violent.  
B. Un tremblement de terre à foyer profond. (Voir  
pp. 4 et 10.)

Son emploi n'est pas encore fixé définitivement. On insère le chiffre (0) lorsqu'il n'est pas utilisé dans un but précis.

$Y_1 Y_2 Y_3 Y_4 Y_5$  — *Groupe de contrôle général (dans le sens vertical).*

|           |        |        |        |        |        |
|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|
|           | $e_1$  | $e_2$  | $e_3$  | $e_4$  | $e_5$  |
|           | $d'_1$ | $d'_2$ | $a_1$  | $a_2$  | $p'_1$ |
|           | $p'_2$ | $h_1$  | $h_2$  | $m_1$  | $m_2$  |
|           | $s_1$  | $s_2$  | $t_1$  | $t_2$  | $t_3$  |
|           | $X_1$  | $X_2$  | $X_3$  | $X_4$  | $X_5$  |
| Unités de | $d'_1$ | $d'_2$ | $a'_1$ | $a'_2$ | $p'_1$ |
|           | $p'_2$ | $h_1$  | $h_2$  | $m'_1$ | $m'_2$ |
|           | $s'_1$ | $s'_2$ | $t'_1$ | $t'_2$ | $t'_3$ |
|           | $X'_1$ | $X'_2$ | $X'_3$ | $X'_4$ | $X'_5$ |
|           | $Y_1$  | $Y_2$  | $Y_3$  | $Y_4$  | $Y_5$  |

### *Cas de plusieurs stations.*

Il suffit d'ajouter les données des stations additionnelles après celles de la deuxième, en les inscrivant de la même manière que celles-ci d'après les règles ci-dessus. Des groupes de contrôle additionnels ( $X''_1, X''_2, X''_3, X''_4, X''_5 - X'''_1, X'''_2, X'''_3, X'''_4, X'''_5$  etc.) devront figurer pour toutes les stations additionnelles.

Exemple :

SEISMO 34671 GEORGETOWN 27443 04523  
08570 10405 HONOLULU 27285 81525 32774  
41380 34156

LE TREMBLEMENT DE TERRE

Epicentre : latitude  $34^{\circ}$  S., longitude  $71^{\circ}$  W.

Georgetown : Quantième du mois, 27.

Azimut  $176^{\circ}$ .

$iP$  et  $eS$ .

$iP$  de compression.

$iP$  :  $15^{\text{h}}23^{\text{m}}08^{\text{s}}$ .

Intervalle : 570 secondes.

Honolulu : Quantième du mois, 27.

Azimut  $112^{\circ}$ .

$eP$  et  $iPS$ .

$eP$  :  $15^{\text{h}}25^{\text{m}}32^{\text{s}}$ .

Intervalle : 774 secondes.

Remarque. — Il n'y a pas eu d'erreur dans la transmission; les groupes de contrôle vérifient l'exactitude.

*Cas où les coordonnées de l'épicentre ne sont pas transmises et où la transmission ne comporte que les données d'une seule station (l'émettrice).*

Dans ce cas le groupe  $e_1e_2e_3e_4e_5$  fait défaut et le groupe des X est immédiatement suivi de celui des Y.

On a donc

|                   |                   |                   |                   |
|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| SEISMO            | STATION           | $d_1d_2a_1a_2p_1$ | $p_2h_1h_2m_1m_2$ |
| $s_1s_2t_1t_2t_3$ | $X_1X_2X_3X_4X_5$ | $Y_1Y_2Y_3Y_4Y_5$ |                   |

Les tableaux explicatifs sont les mêmes que précédemment avec les seules modifications suivantes : Station. Nom de la station qui transmet la dépêche, par exemple Strasbourg.

$X_1X_2X_3X_4$ . — *Groupe de contrôle horizontal.*

Unités de  $(d_1 + d_2 + a_1 + a_2 + p_1) = X_1$ .

Unités de  $(p_2 + h_1 + h_2 + m_1 + m_2) = X_2$ .

Unités de  $(s_1 + s_2 + t_1 + t_2 + t_3) = X_3$ .

Unités de  $(X_1 + X_2 + X_3) = X_4$ .

Avec la relation supplémentaire  $0 = X_5$ ,

à utiliser pour indiquer le caractère du séisme ou la profondeur du foyer. Voir ci-dessus.

$Y_1 Y_2 Y_3 Y_4 Y_5$  — Groupe de contrôle général.

|           |       |       |       |       |       |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Unités de | $d_1$ | $d_2$ | $a_1$ | $a_2$ | $p_1$ |
|           | $p_2$ | $h_1$ | $h_2$ | $m_1$ | $m_2$ |
|           | $s_1$ | $s_2$ | $t_1$ | $t_2$ | $t_3$ |
|           | $X_1$ | $X_2$ | $X_3$ | $X_4$ | $X_5$ |
|           | $Y_1$ | $Y_2$ | $Y_3$ | $Y_4$ | $Y_5$ |

Voir : *Bulletin de l'Union géodésique et géophysique internationale. Section de séismologie. Travaux scientifiques. Fascicule 7.*

Exemple :

SEISMO HONOLULU 27285 81825 32774 41380  
71754.

= le 27<sup>e</sup> jour du mois.

azimut 112°

eP et iPS,

eP : 15<sup>h</sup>25<sup>m</sup>32<sup>s</sup>,

Intervalle 774 secondes.

Remarque. — Il y a eu dans la transmission une erreur, car le deuxième groupe donne comme chiffre des unités de la somme 4 au lieu de 1. Il y a donc trois unités de trop dans l'un des chiffres. Le groupe final (contrôle vertical) permet de dire que c'est le troisième chiffre qui est faux. On lira donc 15 au lieu de 18 et la dépêche exacte se lira :

27285 81525 32774 41380 71754



# TABLE DES MATIÈRES

---

|                       |   |
|-----------------------|---|
| PRÉFACE. . . . .      | 1 |
| INTRODUCTION. . . . . | 1 |

## CHAPITRE PREMIER

### ETUDE MACROSÉISMIQUE

#### OBSERVATION DES TREMBLEMENTS DE TERRE

|   |    |
|---|----|
| 1. Isoséistes. Surface pléistoséiste. . . . .   | 3  |
| 2. Foyer : hypocentre, épicentre . . . . .  | 4  |
| 3. Echelles d'intensité . . . . .   | 4  |
| 4. Forme des isoséistes et constitution du sol. . . . .                                   | 9  |
| 5. Mesure absolue de l'intensité. . . . .   | 10 |
| 6. Direction des secousses . . . . .  | 13 |
| 7. Secousses prémonitoires et répliques. — Prévion des<br>tremblements de terre . . . . . | 20 |
| 8. Phénomènes divers qui accompagnent les tremblements<br>de terre . . . . .              | 22 |
| 9. Courbes isosphygmiques. Séismicité d'une contrée. . . . .                              | 26 |

## CHAPITRE II

### LA CONSTITUTION DE LA TERRE

#### LES PHÉNOMÈNES OROGÉNIQUES ET LA CAUSE DES TREMBLEMENTS DE TERRE

|   |    |
|---|----|
| 1. Constitution de la terre . . . . .     | 29 |
| 2. La lithosphère. . . . .                | 30 |
| 3. Pyrosphère . . . . .                   | 31 |
| 4. Barysphère . . . . .                   | 33 |
| 5. Formation du relief terrestre. . . . . | 36 |

## TABLE DES MATIÈRES

|  |    |
|--|----|
| 6. Géosynclinaux . . . . .   | 36 |
| 7. Mouvements orogéniques . . . . .  | 37 |
| 8. Théorie de la contraction. . . . .  | 39 |
| 9. Théorie de l'isostasie . . . . .  | 41 |
| 10. Théorie de l'expansion . . . . .   | 42 |
| 11. Lois de Montessus de Ballore . . . . .   | 42 |
| 12. Tremblements de terre et volcans. . . . .  | 46 |
| 13. Action de l'eau . . . . .  | 50 |
| 14. Circonstances communes aux tremblements de terre et<br>aux éruptions . . . . .                                 | 54 |
| 15. La théorie des marées internes. . . . .  | 55 |
| 16. Evolution de la théorie des marées internes. . . . .   | 61 |
| 17. Rapports des tremblements de terre avec les phénomènes<br>météorologiques et le magnétisme terrestre . . . . . | 65 |

## CHAPITRE III

### CLASSIFICATION ET EXEMPLES

|  |    |
|--|----|
| 1. Classification actuelle des tremblements de terre . . . . . | 68 |
| 2. Exemples de Montessus de Ballore . . . . .                  | 70 |

### EXEMPLES DE TREMBLEMENTS DE TERRE RÉCENTS

|  |    |
|--|----|
| 3. Séisme du Kan-Sou (16 décembre 1920) . . . . .            | 75 |
| 4. Séisme du Japon (1 <sup>er</sup> septembre 1923). . . . . | 84 |
| 5. Tremblement de terre de l'Annam de 1924 . . . . .         | 97 |

## CHAPITRE IV

### ÉTUDE MICROSEÏSMIQUE

### INSCRIPTIONS DES TREMBLEMENTS DE TERRE

|   |     |
|---|-----|
| 1. Séismoscopes avertisseurs . . . . .                  | 101 |
| 2. Principe des séismographes . . . . .                 | 101 |
| 3. Amortissement . . . . .                              | 106 |
| 4. Inscription . . . . .                                | 106 |
| 5. Inscription de l'heure . . . . .                     | 107 |
| 6. Frottement de la plume sur le noir de fumée. . . . . | 107 |
| 7. Inscription optique . . . . .                        | 108 |

### SÉISMOGRAPHES HORIZONTAUX

|  |     |
|--|-----|
| 8. Emploi de pendules suspendus verticalement. . . . . | 109 |
| 9. Emploi de pendules horizontaux . . . . .            | 110 |

## TABLE DES MATIÈRES

|   |     |
|---|-----|
| 10. Description sommaire des pendules horizontaux actuellement en usage . . . . . | 116 |
| 11. Agrandissement. . . . .   | 119 |
| 12. Pendules horizontaux lourds à inscription mécanique. . . . .                  | 120 |
| 13. Pendule Mainka. . . . .   | 121 |
| 14. Types S O M du Bureau central sismologique français . . . . .                 | 124 |
| 15. Mesures de l'agrandissement. . . . .  | 126 |
| 16. Pendule astatique de Wiechert. . . . .  | 127 |
| 17. Mesure de l'agrandissement statique . . . . .                                 | 131 |
| 18. Mesure de l'agrandissement dynamique. . . . .                                 | 132 |
| 19. Détermination de $v$ . . . . .  | 135 |
| 20. Vérifications expérimentales à la table d'essais . . . . .                    | 137 |
| 21. Sismographes pour les mouvements verticaux du sol. . . . .                    | 139 |
| 22. Pendules Galitzine à inscription galvanométrique. . . . .                     | 141 |

## CHAPITRE V

### LA TRAJECTOIRE DES ONDES SÉISMQUES ET LES PHASES DES TREMBLEMENTS DE TERRE

|  |     |
|--|-----|
| 1. Ondes longitudinales . . . . .  | 144 |
| 2. Ondes transversales. . . . .  | 153 |
| 3. Autres phases. . . . .  | 156 |
| 4. Détermination de la profondeur du foyer par la réflexion des ondes. . . . .         | 159 |
| 5. Propagation des ondes à courte distance. Tremblements de terre rapprochés . . . . . | 159 |
| 6. Ondes superficielles ou longues ondes. . . . .                                      | 163 |
| 7. Ondes superficielles W à longs trajets . . . . .                                    | 167 |
| 8. Variation d'énergie des ondes superficielles. . . . .                               | 169 |

## CHAPITRE VI

### DÉTERMINATION DES ÉPICENTRES

|   |     |
|---|-----|
| 1. Première méthode. — Utilisation des phases S et P. . . . .   | 173 |
| 2. Cas où on connaît la distance $\Delta$ , à une station, l'heure d'arrivée des P à cette station et à une autre . . . . . | 179 |
| 3. Usage de cartes spéciales. . . . .   | 180 |
| 4. Usage des mappemondes. . . . .   | 182 |
| 5. Deuxième méthode — Utilisation des heures d'arrivée des ondes P en diverses stations (trois au minimum) . . . . .        | 183 |
| 6. Usage des projections stéréographiques. . . . .  | 186 |
| 7. Vérification des différentes phases d'un sismogramme. . . . .  | 191 |

*TABLE DES MATIÈRES*

CHAPITRE VII

**LES PROPRIÉTÉS ÉLASTIQUES  
DES DIFFÉRENTES COUCHES INTERNES ET LES  
TREMBLEMENTS ARTIFICIELS**

|   |     |
|---|-----|
| 1. Vitesse de propagation . . . . .               | 194 |
| 2. Mesure des coefficients d'élasticité . . . . . | 202 |
| 3. Explosion d'Oppau . . . . .                    | 207 |
| 4. Explosion de la Courtine . . . . .             | 210 |

CHAPITRE VIII

**LES SÉISMES EN MER, LES RAZ DE MARÉE  
ET L'AGITATION MICROSÉISMIQUE**

|                                 |     |
|---------------------------------|-----|
| 1. Les séismes en mer . . . . . | 215 |
| 2. Observations à bord. . . . . | 220 |
| 3. Raz de marée . . . . .       | 227 |

---

ANNEXE relative aux radiotélégrammes séismiques dits « séismo »  
et aux communications radiotéléphoniques à l'usage des  
auditeurs de T. S. F. . . . . 245

LIBRAIRIE FÉLIX ALCAN

**NOUVELLE COLLECTION SCIENTIFIQUE**

Publiée sous la direction de M. EMILE BOREL

**DERNIÈRES NOUVEAUTÉS**

**G. BRUHAT**

Professeur à la Faculté des Sciences de Paris

**LE SOLEIL**

Un volume in-16, avec planches . . . . . 20 fr.

---

**CH. NICOLLE**

Directeur de l'Institut Pasteur de Tunis  
Prix Nobel de Médecine

**NAISSANCE, VIE ET MORT  
DES MALADIES INFECTIEUSES**

Un volume in-16 . . . . . 15 fr.

---

**C. STÖRMER**

**DE L'ESPACE A L'ATOME**

Un volume in-16 . . . . . 15 fr.

---

**A. BOUTARIC**

Professeur à la Faculté des Sciences de Dijon

**LES COLLOÏDES  
ET L'ÉTAT COLLOÏDAL**

Un volume in-16 . . . . . 18 fr.

---

**D<sup>r</sup> A. LABBÉ**

**LE CONFLIT TRANSFORMISTE**

Un volume in-16 . . . . . 15 fr.

---

IMP. E. DURAND, 16, RUE SÉGUIER, PARIS