

SEMAINE D'ÉTUDE
SUR LE
PROBLÈME DES MICROSÉISMES



PONTIFICIA
ACADEMIA
SCIENTIARVM

EX AEDIBVS ACADEMICIS IN CIVITATE VATICANA

MCMLII

SEMAINE D'ÉTUDE
SUR
LE PROBLÈME DES MICROSÉISMES



PONTIFICIA
ACADEMIA
SCIENTIARVM

EX AEDIBVS ACADEMICIS IN CIVITATE VATICANA

MCMLII

LE PROBLÈME DES MICROSÉISMES

En ce qui concerne les microséismes (m.s.) la recherche scientifique a donné origine à une multitude d'opinions divergentes, parfois contradictoires, de telle sorte qu'un auteur américain, L. M. MURPHY, n'a pas hésité à publier un mémoire, en 1940, sous le titre: *Microseisms, the Unknown*. D'autre part, les questions des m.s. intéressent plusieurs domaines des sciences et visent au but humanitaire de localiser la position des cyclones dans les océans.

L'Académie Pontificale des Sciences a eu donc toutes les conditions qui rendaient ces problèmes bien appropriés pour une « Semaine d'Étude » dont la présidence m'a été confiée par l'Académie même et dont ce Volume représente les Comptes-rendus.

Les interprétations sont particulièrement divergentes en ce qui concerne l'origine, les causes et le mécanisme de production des m.s.; et toutefois, même les conclusions antithétiques sont fondées sur des observations et des déductions indubitables. Voici des exemples bien connus.

L'ancienne hypothèse qui localise la naissance des m.s. dans les centres des cyclones qui traversent les océans, après avoir été affirmée (P. ALGUÉ, 1900; P. GHERZI, 1932) et mise en doute (école allemande), a été établie d'une façon définitive par RAMIREZ, GILMORE et les autres américains qui ont organisé une campagne spéciale d'étude pendant la guerre. Sur ce sujet il y aura l'importante communication de M.me LEHMANN.

Au contraire, le séismologue WIECHERT, un des fondateurs de la séismologie moderne, a localisé l'origine des vibrations de l'Europe continentale, désignées par le mot approprié de *Bodenunruhe*, sur les côtes et les récifs frappés par les vagues des tempêtes atlantiques. La justesse de cette idée, après avoir été soutenue ou contestée, a été démontrée au cours de recherches systématiques organisées pendant la guerre, sur lesquelles Mr. HARDTWIG a donné récemment quelques renseignements. Les météorologistes et les séismologues allemands, ne pouvant pas avoir les éléments

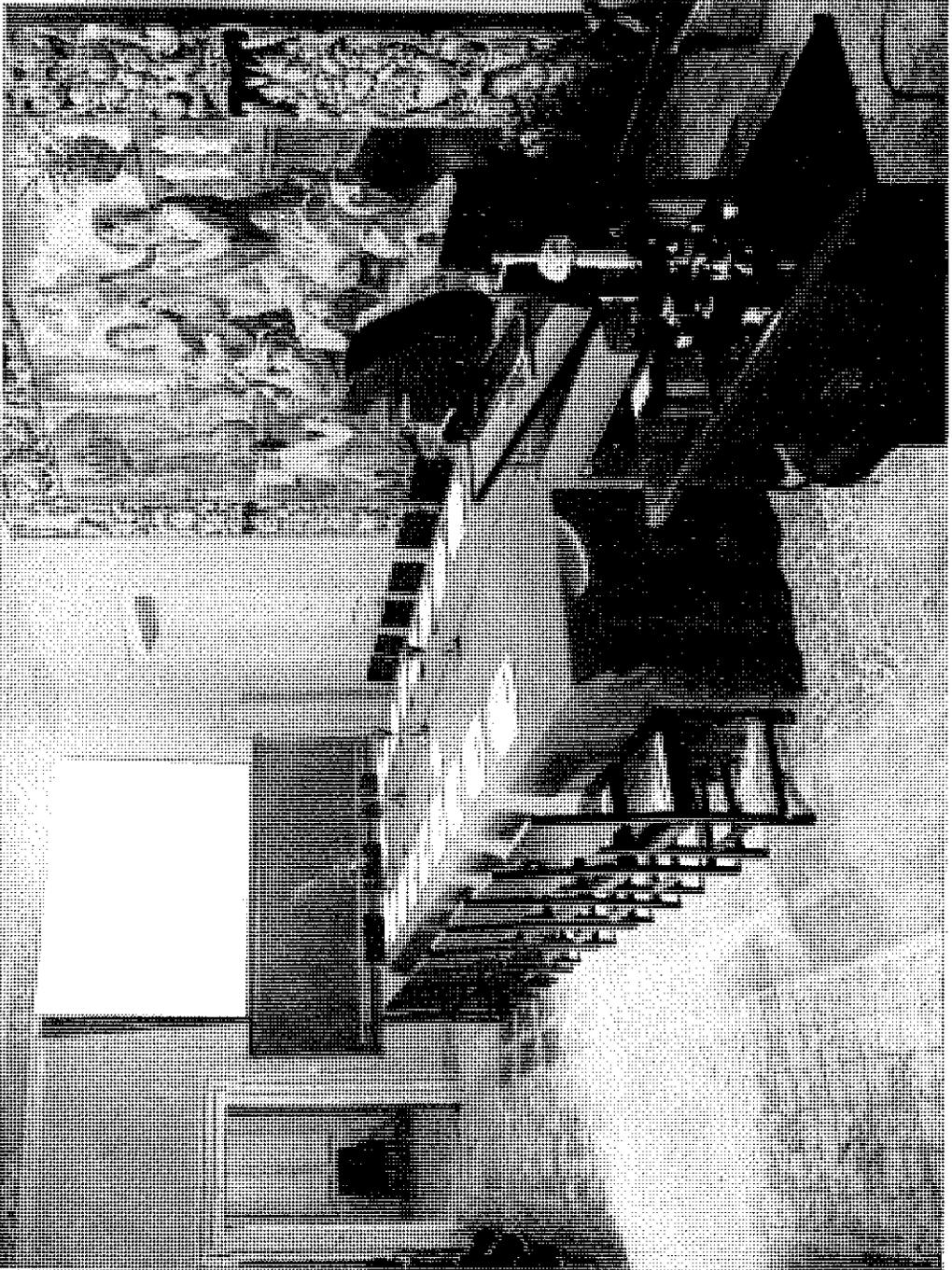
atmosphériques nécessaires, ont essayé de localiser la position des centres dépressionnaires océaniques dans l'hypothèse qu'ils soient les centres des m.s. Ce fut une déception. On localisait toujours l'origine des m.s. sur les côtes, non sur l'océan.

Une plus grande divergence s'est manifestée lorsqu'on a examiné les corrélations entre l'activité microsismique et la position des fronts froids ou chauds, les systèmes des vents et des vagues marines, la turbulence atmosphérique et les ondes microbarométriques. Même vis-à-vis de ces phénomènes les résultats sont en plein antagonisme, et toutefois ils sont basés sur des faits dignes de considération. La riche littérature sur ces questions est rappelée et discutée dans les communications de cette « Semaine d'Étude ».

Dans les chaos des opinions contradictoires on peut trouver une orientation si l'on remarque, suivant les idées avancées par MM. HARDTWIG, GIORGI et ROSINI, que les éléments météorologiques considérés dans ces études, à savoir les noyaux des cyclones, les fronts, les vents, les ondes marines et toutes les formes d'agitation de l'air et de la mer, sont associés dans un même système de dépression qui traverse la mer. Les caractéristiques des vibrations dépendent aussi des conditions géologiques, des dimensions et des positions des mers et présentent, en tout cas, des formes caractéristiques selon la région de leur origine, ce qui a été relevé par MM. CALOI, MORELLI et par d'autres observateurs.

Il est donc possible qu'un cyclone tropical, qui intéresse une zone restreinte et développe une grande énergie, produise dans son centre des vibrations sensibles, et seulement des actions secondaires par ses effets périphériques, tandis que les cyclones très larges, qui intéressent l'Europe, ne peuvent développer une énergie appréciable que sur les côtes où se brisent les vagues océaniques. En général, il est évident que la discrimination des actions exercées par des causes associées et simultanées est bien difficile et peut porter à des résultats différents selon les diverses régions considérées.

Voilà pourquoi on ne doit pas limiter la recherche à l'analyse des rapports entre l'activité microsismique et un seul élément atmosphérique ou marin; il faut prendre en considération tout l'ensemble des conditions qui peuvent être relevées sur les cartes synoptiques. Suivant cette méthode, MM. GIORGI et ROSINI ont étudié les m.s. enregistrés à Rome pendant l'année 1949; ils se sont limités aux m.s. d'origine méditerranéenne, carac-



térisés par des périodes inférieures à 4 secondes, ce qui a permis des déductions précises.

Les conclusions de ces recherches sont troublantes et donneront lieu certainement à d'intéressantes discussions, parce qu'elles affirment que les m.s. de la Méditerranée n'ont pas leur origine dans les centres de dépression, sur les fronts, ou dans les systèmes des vents et des vagues, mais qu'ils sont en correspondance avec les noyaux de tendance barométrique positive.

Après les questions de l'origine des m.s., il y a un autre groupe de problèmes d'une importance fondamentale.

Si l'on exclut les vibrations ayant un caractère local, excitées par le trafic humain ou par des causes naturelles, on remarque que l'activité microseismique sur les continents dérive de l'énergie atmosphérique transmise à la croûte terrestre à travers la masse des mers. Si une dépression passe de la mer au continent, l'agitation du sol diminue rapidement; et si elle intéresse seulement les continents, l'agitation reste bien limitée, ou du moins a des caractères tout à fait différents.

On a recherché la loi de transmission de l'énergie et ce problème a été étudié profondément au cours de ces dernières années. Particulièrement intéressante est la théorie publiée par F. PRESS et M. EWING en 1948, et en plus on a celle de Mr. HARDTWIG et la récente solution établie par LONGUET-HIGGINS et présentée à la « Semaine d'Etude » par M. STONELEY.

Enfin, l'état actuel des différents aspects des problèmes des microseismes est reproduit dans les « Conclusions » de la Semaine qui sont reportées au fond du volume.

FRANCESCO VERCELLI
Académicien Pontifical

LA SEMAINE D'ÉTUDE
SUR LE PROBLÈME DES MICROSÉISMES

Le but des « Semaines d'Etude » de l'Académie Pontificale des Sciences a été ainsi présenté par son Président, S. E. le Rcv. Père A. GEMELLI :

« Tandis qu'on fixait, après sa fondation, les travaux de l'Académie, un problème se présenta bien vite avec évidence : les sciences posent chaque jour des problèmes nouveaux qui donnent lieu d'ordinaire à divers essais de solution, souvent contradictoires. Il arrive ainsi constamment que parmi les représentants les plus autorisés d'une science et en particulier entre ceux qui se sont consacrés à l'étude d'une même question, on rencontre des opinions opposées. Pareilles divergences se maintiennent parfois pendant de longues périodes et constituent à la fois une grave difficulté pour l'enseignement des sciences, et fréquemment aussi un obstacle considérable à leur développement. D'ailleurs, l'expérience montre que les méthodes actuellement pratiquées dans la discussion des problèmes scientifiques, n'ont qu'une efficacité limitée au point de vue de l'établissement d'une unité de doctrine. Il serait hautement souhaitable de promouvoir tout ce qui pourrait favoriser une entente sur les points en discussion.

« Un procédé pareil semble devoir être particulièrement utile sous ce rapport : savoir établir des contacts personnels prolongés entre quelques représentants d'opinions différentes au sujet d'une question déterminée ».

Dans ce but, l'Académie Pontificale des Sciences a organisé, en 1948, la première « Semaine d'Etude » qui a été dédiée au « Problème biologique du Cancer ». Elle a été présidée par l'académicien pontifical, PIETRO RONDONI, et y ont participé personnellement 15 professeurs tandis que 3 autres ont envoyé des mémoires. Les comptes-rendus de la « Semaine d'Etude » ont été publiés dans le 7ème volumes des « Scripta Varia » de l'Académie; ils représentent un volume de 364 pages.

La « Semaine d'Etude » actuelle, deuxième de la série, a été dédiée au « Problème des Microsésimes » et a eu lieu du 19 au 26 novembre 1951; ainsi que la précédente, elle a tenu ses séances au siège de l'Académie Pontificale des Sciences, dans la « Casina Pio IV », dans les jardins du Vatican.

La présidence de cette « Semaine d'Etude » sur « Le Problème des Microséismes » a été confiée à l'académicien pontifical, S. E. le Prof. FRANCESCO VERCELLI, Directeur de l'Istituto Talassografico de Trieste, Directeur de l'Osservatorio Geofisico de Trieste et Président de l'Associazione Geofisica Italiana. L'organisation générale de la « Semaine » a été confiée au Chancelier de l'Académie Pontificale des Sciences, le Doct. PIETRO SALVIUCCI et l'organisation des travaux scientifiques au Secrétaire Général de la « Semaine », le Prof. GIORGIO RONCALI, de l'Université de Rome, Directeur de l'Ufficio Centrale di Meteorologia e di Ecologia Agraria.

Ont été invités à la réunion les savants qui suivent :

Prof. K. M. BATH, Professeur au Meteorological Institute de Uppsala (Suède); Prof. P. BERNARD, Chargé des Recherches du Centre National de la Recherche Scientifique, Membre du Comité National Français de Géophysique et Géodésie, Paris (France); Prof. P. CALOI, Directeur de l'Observatoire de l'Institut Italien National de Géophysique et Vice-président de l'Association Internationale de Séismologie et de Physique de l'intérieur de la terre, Roma (Italie); Prof. A. DUE ROJO, S. J., Directeur de l'Observatoire de Cartuja, Granada (Espagne); Prof. M. W. EWING, Professeur de Géophysique à Woods Hole Oceanographic Institution, New York (U.S.A.); S. E. Le Rev. Père E. GHERZI, S. J., Académicien pontifical, Directeur de Serviço Meteorologico de Macau, ex Directeur de l'Observatoire Météorologique et Séismique de Zi-Ka-Wei (Chine); Prof. M. GIORGI, Chef géophysicien de Istituto Nazionale di Geofisica et Secrétaire de Associazione Geofisica Italiana, Roma (Italie); Prof. HARDTWIG, Professeur de Géophysique à l'Université, Muenchen (Allemagne); Prof. W. HILLER, Directeur de Wuerttembergisch Erdbehebendienst de l'Université, et Professeur de Géophysique au Technische Hochschule, Stuttgart (Allemagne); Mlle le Prof. I. LEHMANN, Directrice de la Section séismique du Geodetic Institute, Kobenhaven (Danemark); Prof. J. M. LOPEZ DE AZCONA, Professeur de Géophysique à l'Institut de l'Université de Madrid et Secrétaire de l'Asociación de Física del Interior de la Tierra, Madrid (Espagne); Prof. J. B. MACELWANE, S. J., Professeur de Géophysique et Directeur du Department of Geophysics de l'Université, Sait Louis, Mo. (U.S.A.); Prof. H. J. MENZEL, Professeur au Geophysikalische Institut de l'Université, Hambourg (Allemagne); Prof. J. P. E. ROTHÉ, Directeur de l'Institut de Physique du Globe et Secrétaire général de l'Association

Internationale de Séismologie, Strasbourg (France); Prof. R. STONELEY, Professeur de Géophysique théorique à l'Université, Président de la International Association of Seismology, Cambridge (Angleterre).

Le règlement des « Semaines d'Étude » prescrit que le nombre des participants doit être rigoureusement limité, ce qui, à grand regret, a empêché d'inviter d'autres illustres savants. Tous les invités, à l'exception du Prof. HILLER qui n'a pas pu intervenir ont participé à la Réunion.

Ont aussi participé à la Réunion en qualité de secrétaires sténodactylographes polyglottes : M.me VALENTINE PRIOBRAIENSKI et M.elle MARIE PINO; en qualité de interprètes polyglottes : M.me HÉLÈNE LOTTI, M.elle la Comtesse KARINA CALVI DI COENZO, M.elle NICOLETTE COPPINI et le Dr. MAX FINOCCHI; en qualité de chargés du Service de Presse le Gr. Off. Dr. LOUIS TROMBETTI et le Dr. FRANCESCO SALVIUCCI; en qualité de technicien M. MAURO ERCOLE aidé par l'opérateur ANTOINE ALBERTINI.

Les savants participants ont pu faire des démonstrations techniques et des projections.

Les séances se tenaient deux fois par jour, le matin et l'après-midi, et chaque séance était présidée par un différent Participant à la réunion.

Le 20 novembre, le Président de l'Académie S. E. le Rev. Père A. GEMELLI a visité les travaux de la Semaine, et exprimé les salutations de l'Académie aux participants de la Réunion en disant :

« Je m'excuse d'avoir dérangé vos travaux mais je désire tout d'abord vous remercier pour le sacrifice que vous avez accompli en venant à Rome de vos Pays lointains pour participer à cette « Semaine d'Étude »; je me limite à souligner que l'Académie compte beaucoup sur ce qui doit être le fruit de cette « Semaine d'Étude ». Vous, Messieurs, qui êtes habitués aux congrès internationaux et qui savez comment l'on revient quelquefois d'un congrès international en se plaignant de n'avoir rien conclu tout en reconnaissant que les congrès servent à faire de précieuses rencontres et même à fonder des connaissances amicales, vous avez vu, Messieurs, qu'une méthode fort différente est suivie en cette « Semaine d'Étude »; méthode qui doit porter à un résultat fort différent lui aussi.

« Quel que soit le thème choisi par la « Semaine d'Étude », les hommes d'étude, invités de chaque partie du monde, académiciens ou savants, et qui ont apporté une contribution considérable à l'étude de la matière spéciale considérée, prennent place en complète tranquillité autour d'une table et en une liberté absolue, celle que doit avoir l'homme de science

lorsqu'il accomplit ses recherches : liberté absolue de discussion en exposant ses idées, ses propres théories, liberté dans l'échange réciproque d'idées et de doctrines. Peu importe que la « Semaine d'Étude » aboutisse à une conclusion déterminée. Il importe que la « Semaine d'Étude » ait fait le point sur une discussion, ce qui est quelques fois plus important que la solution même d'un problème, parce que, de retour chez eux, chacun dans son laboratoire respectif, les savants pourront reprendre la méditation et la recherche, qui seront plus fructueuses après l'échange approfondie d'idées avec les Collègues les plus illustres d'une branche scientifique. Ceci est encore plus utile lorsqu'il s'agit d'un sujet comme celui qui a été choisi pour cette « Semaine d'Étude ».

« Cette « Semaine d'Étude » est la deuxième de l'Académie Pontificale des Sciences; mais nous souhaitons et nous avons confiance que le Saint Père, ainsi qu'il nous laisse espérer, voudra avec son habituelle bienveillance et indulgence envers nous, continuer à nous manifester sa générosité aussi dans ce champ. Dans ces Réunions que nous souhaitons pouvoir envisager, dans les champs divers que l'Académie voudra choisir comme objet d'étude, d'autres hommes de chaque Pays se rencontreront, pour étudier, pour résoudre et peut-être même pour poser des problèmes déterminés.

« D'où la gratitude profonde que l'Académie éprouve pour tous les hommes d'étude qui collaborent en cette initiative; gratitude que nous exprimons mieux lorsque, en publiant les Comptes-rendus de cette Réunion et en les distribuant à travers le monde entier, aux personnes, aux savants, aux revues scientifiques que vous voudrez, Messieurs, nous indiquer, nous contribuerons à obtenir que le fruit de votre labeur puisse être connu, apprécié et évalué ».

Le Prof. RORNÉ, qui présidait en ce moment la séance, a ainsi répondu :

« Puisque j'occupe ce soir cette chaire de notre Réunion, je voudrais tout d'abord vous exprimer, Monsieur le Président, la gratitude de tous les Participants à cette « Semaine d'Étude » pour l'Académie Pontificale des Sciences.

« La possibilité de venir à Rome est, pour chacun de nous, le rêve que nous voyons se réaliser à l'occasion de cette « Semaine d'Étude ». Nous sommes venus ici dans le but de travailler sérieusement et, comme vous l'avez dit, Monsieur le Président, non seulement pour trouver des solutions aux problèmes qui nous intéressent, mais surtout pour une échange de vue qui nous sera précieuse lors de la poursuite de nos études

dans nos Observatoires. Nous appartenons à des Pays très divers; des Pays qui, il n'y a pas longtemps, se combattaient; mais sur le plan de la recherche scientifique, il n'y a pas de barrières.

« Nous apportons des conceptions différentes, toujours dans le but d'apporter nos efforts à la conquête de la vérité. Vous avez invoqué cette liberté qui préside à nos réunions. Ce mot est particulièrement cher à une oreille française; et je vous remercie de nous procurer ici à tous cette liberté d'étude et d'esprit, qui nous permettra, j'en suis sûr, d'atteindre de confortants résultats de cette « Semaine d'Étude ».

« Recevez, je vous en prie, Monsieur le Président, l'expression de notre respect et de notre profonde gratitude et nous prions de Vous rendre interprète de ces sentiments auprès du Souverain Pontife ».

Après quoi, S. E. le Prof. VERCELLI, président de la « Semaine d'Étude » à présenté tous les Participants au Président de l'Académie.

Le 21 novembre les participants à la « Semaine d'Étude » ont été invité à visiter l'Observatoire Sismique de Rocca di Papa.

Le 22 novembre tous les participants à la « Semaine d'Étude » ont été reçus en audience solennelle par le Saint Père.

Après l'audience a eu lieu, au siège de l'Académie Pontificale des Sciences, une Réunion extraordinaire de l'Académie à laquelle ont été invités les participants à la « Semaine d'Étude ».

Les travaux de la « Semaine d'Étude » ont été consigné dans les « Conclusions » qui ont précisé :

- Les points, sur lesquels un accord général a été réalisé;
- Les points, sur lesquels un accord n'a pas paru réalisable;
- Les raisons, pour lesquelles l'accord n'a pas pu être réalisé;
- Les suggestions relatives aux recherches paraissant les plus aptes à résoudre les difficultés.

Dans les pages qui suivent, après le compte-rendu de l'audience du Saint Père et le règlement de la « Semaine d'Étude », on a reporté les rapports originaux présentés à la Réunion, chacun suivi d'un résumé de la discussion qui l'a suivie. Les rapports sont reproduits dans l'ordre dans lequel ils ont été prononcés. En dernier lieu, on a reporté les « Conclusions » de la « Semaine d'Étude ».

L'AUDIENCE
ET LE DISCOURS DU SAINT-PÈRE

Le matin du 22 novembre, le Saint Père a accordé dans la Salle du Concistorio du Palais Apostolique Vatican, une audience solennelle à l'Académie Pontificale des Sciences à l'occasion de la « Semaine d'Etude » promue par l'Académie même. Ont participé aussi à l'audience de nombreux hauts personnages et des représentations.

Etaient présent Leurs Eminences les Cardinaux: TISSERANT, MICARA, PIZZARDO, académicien honoraire, ALOISI MASELLA, PIAZZA, FUMASONI BIONDI, CANALI et MERCATI.

De nombreux académiciens sont intervenus, et précisément Leurs Excellences: Rev. Père GEMELLI, Président, GIORDANI, SEVERI, AMALDI, ARMELLINI, BONINO, BOLDRINI, COLONNETTI, DE LA VALLÉ POUSSIN, GHERZI, GHIGI, DE BLASI, LEMAÎTRE, LOMBARDI, PIERANTONI, SOMIGLIANA, MICHOTTE, PETRISCH, PISTOLESI, RONDONI, TONIOLO, VERCELLI; les académiciens Surnuméraires GATTERER, ALBAREDA, SCHMIDT; l'académicien honoraire GALEAZZI-LISI, et le Chancelier de l'Académie Dr. PIETRO SALVIUCCI.

Parmi le groupe des académiciens assistaient les Participants à la « Semaine d'Etude » MM. les professeurs: BATH, BERNARD, CALOI, DUE ROJO, EWING, GIORGI, HARDIWIG, LEHMANN, LOPEZ DE AZCONA, MACELWANE, MENZEL, ROTHÉ, STONELEY et le Prof. RONCALI, Secrétaire Général de la « Semaine d'Etude ».

Ont aussi été notés les Exc. Rev. Monseigneurs MONTINI, CARINCI et EVREINOFF, de nombreux Ordinaires des Universités italiennes, parmi lesquels S. E. SEGNI, Ordinaire à l'Université de Sassari, Ministre de l'Instruction Publique d'Italie, et les Proff. CARDINALI, PONZO, MAROI et nombreux autres, et le Prof. CANTETTI pour l'Académie des « Lincei ». Ont aussi participé à l'audience S. E. le Prince D. CARLO PACELLI, le Comte ENRICO GALEAZZI et autres personnages de la Curie et de l'Etat de la Cité du Vatican.

Etaient présents du Corps Diplomatique Leurs Excellences les Ambassadeurs de Pologne, Irlande, Venezuela, Italie, Brésil, France, Belgique, République Dominicaine, Haiti, Portugal, Ecuador et Espagne; Leurs

Excellences les Ministres du S.O.M. de Malte, de Hollande, Uruguay, Indonésie, Libéria, Grande Bretagne, Autriche et Finlande; Messieurs les Chargé d'Affaire de Chine, Salvador, Chili, Egypte, Cuba et de la Principauté de Monaco; le Secrétaire de l'Ambassade d'Argentine, le Secrétaire de la Légation de San Marino et de nombreux autres Conseillers, Secrétaires et Conseillers Ecclésiastiques.

Le Saint Père, arrivé à 9,30 de Castel Gandolfo, a fait son entrée dans la salle à 10 heures, accompagné par sa Noble Antichambre avec S. E. Rev. Monseigneur CALLORI DI VIGNALE, Pro-Maitre de Chambre, et Leurs Excellences: Monseigneur Diego VENINI, Archevêque tit. de Adana, son Aumonier Secret, Pietro CANISIO VAN LIERDE son Sacriste et Monseigneurs TORALDO et NASALLI ROCCA DI CORNELIANO, Camériers Secrets Participants.

Une déferente manifestation d'hommage a accueilli l'arrivée du Saint Père.

Monté au trône, le Saint Père a adressé à l'assemblée le savant discours qui suit:

LES PREUVES DE L'EXISTENCE DE DIEU A LA LUMIÈRE DE LA SCIENCE MODERNE

C'est une heure de joie sereine, dont Nous remercions le Tout-Puisant, que Nous offre cette réunion de l'Académie Pontificale des Sciences, en même temps qu'elle Nous donne l'agréable occasion de Nous entretenir avec une élite d'éminents Cardinaux, d'illustres Diplomates, de Personnalités distinguées, et spécialement avec vous, Académiciens Pontificaux, bien dignes de la solennité de cette assemblée. Vous, en effet, qui scrutez et dévoilez les secrets de la nature, et enseignez aux hommes à en utiliser les forces pour leur bien, vous publiez, en même temps, avec le langage des chiffres, des formules, des découvertes, les ineffables harmonies du Dieu d'infinie sagesse.

En effet — quoi qu'on ait inconsidérément affirmé dans le passé — plus la vraie science progresse, et plus elle découvre Dieu, comme s'il attendait aux aguets derrière chaque porte qu'ouvre la science. Disons plus: de cette découverte progressive de Dieu, fruit des accroissements du savoir, l'homme de science n'est pas seul à bénéficier, quand il pense en philosophe — et comment pourrait-il s'en abstenir? Ils en tirent profit aussi, tous ceux qui participent aux nouvelles trouvailles ou en font l'objet de leurs considérations, à commencer par les vrais philosophes: car, prenant pour base de leur spéculation rationnelle des conquêtes scientifiques, ils en tirent une plus grande assurance dans leurs conclusions, de plus claires lumières pour dissiper d'éventuelles ombres, des secours plus convaincants pour donner aux difficultés et aux objections une réponse toujours plus satisfaisante.

NATURE ET FONDAMENTS DES PREUVES DE L'EXISTENCE DE DIEU

Ainsi stimulée et guidée, l'intelligence humaine affronte la démonstration de l'existence de Dieu, cette démonstration que la sagesse chrétienne trouve dans les arguments philosophiques éprouvés au cours des siècles par des géants du savoir, et qui vous est bien connue sous la forme des « cinq voies » que le Docteur Angélique, Saint Thomas, offre comme un rapide et sûr itinéraire de l'esprit vers Dieu. Arguments philosophiques, avons-Nous dit; mais non pour autant a priori, comme en fait grief un positivisme étroit et inconséquent. Ces arguments se fondent en effet sur des réalités concrètes, et garanties par les sens comme par la science, même s'ils tirent leur force démonstrative de la vigueur de la raison naturelle.

De la sorte, philosophie et sciences opèrent selon des processus et des méthodes analogues et conciliables, utilisant, dans des proportions diverses, éléments empiriques et éléments rationnels, et collaborant dans une harmonieuse unité, à la découverte du vrai.

Mais si l'expérience primitive des anciens put offrir à la raison des arguments suffisants pour la démonstration de l'existence de Dieu, aujourd'hui, l'élargissement et l'approfondissement du champ de cette même expérience font resplendir, plus éclatante et plus précise, la trace de l'Eternel dans le monde visible. On pourrait donc, semble-t-il, avec profit, réexaminer sur la base de nouvelles découvertes scientifiques les preuves classiques du Docteur Angélique, spécialement celles qui sont tirées du mouvement et de l'ordre de l'univers (S. Th. 1 p. q. 2 art. 3); autrement dit rechercher si et dans quelle mesure la connaissance plus profonde du macrocosme et du microcosme contribue à renforcer les arguments philosophiques; considérer ensuite si et jusqu'à quel point ils auraient été ébranlés, comme on l'entend dire parfois, du fait que la physique moderne a formulé de nouveaux principes fondamentaux, aboli ou modifié d'antiques concepts — dont le sens, dans le passé, était peut-être tenu pour stable et défini — comme par exemple ceux de temps, d'espace, de mouvement, de causalité, de substance, tous d'importance majeure pour la question qui nous occupe présentement. Ainsi, plus que d'une révision des preuves philosophiques, il s'agit ici d'un examen des bases physiques d'où ces arguments dérivent et Nous devront nécessairement, faute de temps, Nous limiter à quelques-unes d'entre elles. Aucune surprise n'est d'ailleurs à craindre: la science elle-même n'entend pas déborder les frontières de ce monde,



qui aujourd'hui comme hier, se présente avec les cinq « modes d'être d'où prend son essor et sa vigueur la démonstration philosophique de l'existence de Dieu.

DEUX NOTES CARACTÉRISTIQUES ESSENTIELLES DU COSMOS

De ces « modes d'être » du monde qui nous entoure, appréhendés avec une pénétration plus ou moins grande, mais une égale évidence, par l'esprit du philosophe et par l'intelligence commune, il en est deux que les sciences modernes ont merveilleusement sondés, vérifiés, et approfondis au-delà de toute attente: 1) la mutabilité des choses, y compris leur origine et leur fin; 2) l'ordre de finalité qui resplendit dans toutes les parties du cosmos. La contribution apportée ainsi par les sciences aux deux démonstrations philosophiques qui s'appuient sur elles et qui constituent la première et la cinquième voie, est très notable. A la première, la physique en particulier a apporté une mine inépuisable d'expériences, révélant le fait de la mutabilité jusque dans des profondeurs cachées de la nature où, avant notre époque, aucun esprit humain ne pouvait même en soupçonner l'existence et l'ampleur, et fournissant une multiplicité de faits empiriques qui sont d'un puissant secours pour le raisonnement philosophique. Nous disons secours car en revanche quant à la direction de ces transformations — attestée elle aussi par la physique moderne — elle nous semble dépasser la valeur d'une simple confirmation et atteindre presque à la structure et au degré d'une preuve physique en grande partie nouvelle et, pour beaucoup d'esprits, plus acceptable, plus persuasive et plus satisfaisante.

Avec une égale richesse, les sciences, surtout astronomique et biologique, ont fourni ces derniers temps à l'argument de l'ordre du monde un tel ensemble de connaissances et une vision, pour ainsi dire, si enivrante de l'unité de conception qui anime le cosmos et de la finalité qui en dirige le mouvement, que l'homme moderne goûte par avance cette joie que le Poète Dante imaginait dans le ciel émyrée, lorsqu'il vit comment en Dieu « est contenu — lié par l'amour en un volume — ce qui s'effeuille par l'univers » (Paradis, 33, 85-87).

Toutefois la Providence a voulu que la notion de Dieu, si essentielle à la vie de chaque homme, puisse se déduire facilement d'un simple regard jeté sur le monde, à tel point que n'en pas comprendre le langage est une folie (cfr. Sagesse 13, 1-2), et que d'autre part elle reçoive une confirmation de tout approfondissement et progrès des connaissances scientifiques.

Voulant donc donner ici une rapide esquisse du précieux service que les sciences modernes rendent à la démonstration de l'existence de Dieu, Nous Nous limiterons d'abord au fait des mutations, en en faisant surtout ressortir les caractères d'ampleur, d'étendue, et, pour ainsi dire, de totalité, que la physique moderne découvre dans le cosmos inanimé. Nous Nous arrêterons ensuite sur le sens de l'orientation de ces mutations, tel qu'il est également attesté. Ce sera comme prêter l'oreille à quelques accords du concert de l'immense univers, assez puissants toutefois pour chanter « la gloire de Celui par qui tout l'Univers se meut » (Paradis, I, 1).

A - La mutabilité du Cosmos. Le fait de la mutabilité.

a) Dans le macrocosme

*On est en droit de s'étonner à première vue en constatant que la connaissance du fait de la mutabilité a toujours gagné du terrain, dans le macrocosme et dans le microcosme, au fur et à mesure que les sciences progressaient, comme pour confirmer par de nouvelles preuves la théorie d'Héraclite: « tout s'écoule »: *panta rhei*. On le sait, l'expérience quotidienne elle-même révèle une prodigieuse quantité de transformations dans le monde, proche ou lointain, qui nous entoure, notamment les mouvements strictement locaux, sont aisément observables aussi les multiples changements physico-chimiques, tels que le changement de l'état physique de l'eau dans ses trois phases de vapeur, de liquide et de glace; les profonds effets chimiques obtenus par l'action du feu, déjà connus dès l'âge pré-historique; la désagrégation des roches et la corruption des corps végétaux et animaux. A cette commune expérience vint s'ajouter la science de la nature, qui enseigna à interpréter ces phénomènes, et d'autres semblables, comme processus de destruction ou de formation des substances des corps à partir de leurs éléments chimiques, c'est-à-dire de leurs parties les plus petites: les atomes. Allant même plus loin, elle rendit manifeste que cette mutabilité physico-chimique n'est en aucune façon limitée aux corps terrestres, selon la croyance des anciens, mais s'étend à tous les corps de notre système solaire et de l'immense univers, que le télescope, et mieux encore le spectroscopie, ont montrés formés des mêmes espèces d'atomes.*

b) Dans le microcosme

Contre l'indiscutable mutabilité de la nature, même inanimée, se dressait toutefois l'énigme du microcosme, encore inexploré. Il semblait, de

fait, que la matière inorganique, à la différence du monde animé, fut en un certain sens immuable. Ses plus petits éléments, les atomes, pouvaient bien s'unir entre eux selon les modes les plus divers, mais ils paraissaient jouir du privilège d'une éternelle stabilité et indestructibilité, puisqu'ils sortaient inchangés de n'importe quelle synthèse et analyse chimique. Il y a cent ans, on les croyait encore de simples, indivisibles et indestructibles particules élémentaires. On ne pensait autant des énergies et des forces matérielles du cosmos, surtout sur la base des lois fondamentales de la conservation de la masse et de l'énergie. Quelques savants se croyaient même autorisés à formuler au nom de leur science une fantastique philosophie moniste, dont le souvenir mesquin est lié, entre autres, au nom de Ernest Haeckel. Mais justement à son époque, vers la fin du siècle dernier, cette conception simpliste de l'atome fut elle aussi balayée par la science moderne. La connaissance croissante du système périodique des éléments chimiques, la découverte des radiations corpusculaires des éléments radioactifs, et de nombreux autres faits semblables ont montré que le microcosme de l'atome, aux dimensions de l'ordre du dix millionième de millimètre, est le théâtre de continuelles mutations, non moins que le macrocosme bien connu de tous.

Dans la sphère électronique

Le caractère de la mutabilité fut vérifié en premier lieu dans la sphère électronique. De la composition électronique de l'atome émanent des radiations de lumière et de chaleur, qui sont absorbées par le corps externe, en correspondance avec le niveau d'énergie des orbites électroniques. Dans les parties extérieures de cette sphère s'accomplit également l'ionisation de l'atome et la transformation de l'énergie dans la synthèse et dans l'analyse des combinaisons chimiques. On pouvait cependant encore supposer que ces transformations physico-chimiques laisseraient un refuge à la stabilité puisqu'elles n'atteignaient pas le noyau même de l'atome, siège de la masse et de la charge électrique positive qui assignent à l'atome sa place dans le système naturel des éléments, noyau où l'on pensait avoir trouvé le type même de l'absolument stable et de l'absolument invariable.

Et dans les noyau

Mais dès l'aube du nouveau siècle, l'observation des processus radioactifs, se référant, en dernière analyse, à une scission spontanée du noyau,

conduisait à exclure un tel mythe. Une fois donc vérifiée l'instabilité jusqu'en la retraite la plus profonde de la nature connue, un fait toutefois demeurait, qui laissait perplexe: il semblait que l'atome fût inattaquable au moins par les forces humaines, puisque en principe toutes les tentatives faites pour en accélérer ou en arrêter la naturelle désagrégation radioactive, ou encore pour scinder des noyaux non artifi, avait échoué. La première très modeste désagrégation d'un noyau (d'azote) remonte à peine à trente ans, et ce n'est que depuis peu d'années seulement qu'il a été possible, après d'immenses efforts, d'effectuer en quantité considérable des processus de formation et de décomposition des noyaux. Bien que ce résultat, qui, dans la mesure où il sert aux oeuvres de paix, est certainement à inscrire à l'actif de notre siècle, ne représente qu'un premier pas dans le domaine de la physique nucléaire pratique, toutefois il fournit une importante conclusion à la question qui nous occupe: les noyaux atomiques sont effectivement, dans une large mesure, plus fermes et plus stables que les compositions chimiques ordinaires, mais néanmoins ils sont eux aussi en principe soumis à des lois semblables de transformation, et donc muables.

On a pu constater en même temps que de tels processus ont la plus grande importance dans l'économie de l'énergie des étoiles fixes. Au centre de notre soleil, par exemple, s'accomplit, selon Bethe, à une température d'environ vingt millions de degrés, une réaction en chaîne, en circuit fermé, dans laquelle quatre noyaux d'hydrogène sont condensés en un noyau d'hélium. L'énergie qui est ainsi libérée vient compenser la perte due à l'irradiation du soleil. Dans les laboratoires modernes de physique, on réussit également, moyennant le bombardement par des particules douées d'une énergie très élevée ou par des neutrons, à effectuer des transformations de noyaux, comme on peut le voir dans l'exemple de l'atome d'uranium. A ce sujet il faut d'ailleurs mentionner les effets de la radiation cosmique, qui peut scinder les atomes plus lourds, libérant ainsi assez souvent des essaims entiers de particules subatomiques.

Nous avons voulu citer seulement quelques exemples susceptibles cependant de mettre hors de doute la mutabilité indiscutable du monde inorganique, grand et petit: les mille transformations des formes d'énergie, spécialement dans les décompositions et combinaisons chimiques du macrocosme, et tout autant la mutabilité des atomes jusqu'à la particule subatomique de leurs noyaux.

L'éternellement immuable

Le savant d'aujourd'hui, pénétrant du regard l'intime de la nature plus profondément que son prédécesseur d'il y a cent ans, sait donc que la matière inorganique, pour ainsi dire dans sa moelle la plus secrète, est marquée par l'empreinte de la mutabilité, et que dès lors son être et sa subsistance exigent une réalité entièrement diverse et invariable par nature.

*Comme dans un tableau en clair-obscur les visages ressortent sur le fond sombre et n'obtiennent qu'ainsi leur plein effet plastique et vivant; de même l'image de l'éternellement immuable ressort, claire et splendide, du torrent qui emporte avec lui toutes les choses matérielles du macrocosme et du microcosme et les entraîne en un changement intrinsèque qui jamais ne cesse. Le savant, arrêté sur la rive de cet immense torrent, trouve le repos dans ce cri de vérité, par lequel Dieu se définit lui-même: « Je suis celui qui suit » (Ex. 3, 14), et que l'apôtre S. Jacques loue comme « *Patet luminum apud quem non est transmutatio neque vicissitudinis obumbratio* » (Iac. 1, 17).*

B - La direction des transformations.

a) Dans le macrocosme: la loi de l'entropie

Mais la science moderne n'a pas seulement élargi et approfondi nos connaissances sur la réalité et l'ampleur de la mutabilité du Cosmos; elle nous offre aussi de précieuses indications sur la direction suivant laquelle se réalisent les processus de la nature. Il y a encore cent ans, spécialement après la découverte de la loi de la conservation, on pensait que les processus naturels étaient réversibles et, de ce fait, selon les principes de la stricte causalité, ou mieux de la stricte détermination de la nature, on estimait possible un continuer renouvellement et rejuvenissement du cosmos; mais depuis, grâce à la loi de l'entropie, découverte par Rodolphe Clausius, on s'est rendu compte que les processus spontanés de la nature sont toujours accompagnés d'une diminution de l'énergie libre et utilisable: ce que dans un système matériel clos, doit conduire finalement à la cessation des processus à l'échelle macroscopique. Ce destin fatal, que seules des hypothèses parfois trop gratuites comme celle de la création continue supplétive, s'efforcent d'épargner à l'univers, mais qui ressort au contraire de l'expérience scientifique positive, postule éloquemment l'existence d'un Être nécessaire.

b) Dans le microcosme

Dans le microcosme, cette loi, statistique au fond, n'a pas d'application, et en outre, au temps où elle fut formulée, on ne connaissait presque rien de la structure et du comportement de l'atome. Toutefois de plus récentes recherches sur l'atome, et aussi le développement inattendu de l'astrophysique, ont rendu possibles dans ce domaine d'étonnantes découvertes. Le résultat, qui ne peut être que brièvement indiqué ici, est qu'un sens de direction est clairement assigné aussi au développement atomique et intra-atomique.

Pour illustrer ce fait, il suffira de recourir à l'exemple déjà mentionné du comportement des énergies solaires. La composition électronique des atomes dans la photosphère du soleil dégage à chaque seconde une gigantesque quantité d'énergie qui rayonne, sans en revenir, dans l'espace qui l'entoure. La perte est compensée, de l'intérieur du soleil par la formation d'hélium, à partir de l'hydrogène. L'énergie ainsi libérée provient de la masse des noyaux d'hydrogène qui, dans ce processus, se convertit pour une faible part (7 pour mille) en énergie équivalent. Le processus de compensation se déroule donc aux dépens de l'énergie qui originellement, dans les noyaux d'hydrogène, existe comme masse. Ainsi cette énergie, au cours de milliards d'années, lentement, mais irrémédiablement, se transforme en radiations. Une chose semblable se vérifie dans tous les processus radioactifs, soit naturels, soit artificiels. Ainsi donc, au coeur même du microcosme, nous rencontrons aussi une loi qui indique la direction de l'évolution et qui est analogue à la loi de l'entropie dans le macrocosme. La direction de l'évolution spontanée est déterminée du fait de la diminution de l'énergie utilisable dans la composition électronique et dans le noyau de l'atome, et on ne connaît pas encore jusqu'ici de processus qui pourraient composer ou annuler cette déperdition grâce à la formation spontanée de noyaux de haute valeur énergétique.

C - L'Univers et ses développements.

Dans l'avenir

Si donc l'homme de science, détachant son regard de l'état présent de l'Univers, le tourne vers l'avenir, même le plus lointain, il se voit obligé à reconnaître, dans le macrocosme comme dans le microcosme, le vieillissement du monde. Ainsi, même les quantités de noyaux atomiques appa-

remment inépuisables perdent, au cours de milliards d'années, de l'énergie utilisable et, pour parler en images, la matière s'achemine vers l'état d'un volcan éteint et scoriforme. Et l'on ne peut s'empêcher de penser que si le cosmos, aujourd'hui tout palpitant de rythmes et de vie, ne suffit pas, comme on l'a vu, à rendre raison de lui-même, encore moins sera-ce possible au cosmos sur lequel aura, peut-on dire, passé l'aile de la mort.

Et dans le passé

Qu'on tourne maintenant le regard vers le passé. A mesure qu'on recule, la matière se présente toujours plus riche d'énergie libre et théâtre de plus grands bouleversements cosmiques. Ainsi tout semble indiquer que l'univers matériel a pris, en des temps finis, un puissant élan initial, chargé comme il l'était d'une incroyable surabondance de réserves énergétiques en vertu desquelles, rapidement d'abord, puis avec une lenteur croissante, il a évolué vers l'état actuel.

Aussi deux questions se présentent-elles spontanément à l'esprit:

La science est-elle en mesure de dire quand ce puissant commencement du cosmos a eu lieu? Et quel était l'état initial, primitif, de l'univers?

Les plus excellents experts de la physique de l'atome, en collaboration avec les astronomes et les astrophysiciens, se sont efforcés de faire la lumière sur ces deux difficiles mais fort intéressants problèmes.

D - Le commencement dans le temps.

Tout d'abord, dans sa recherche pour citer quelques chiffres, sans autre prétention que d'exprimer un ordre de grandeur dans l'évaluation de l'aube de notre univers, c'est-à-dire de son commencement dans le temps, la science dispose de plusieurs voies, assez indépendantes l'une de l'autre, et pourtant convergentes; Nous les indiquons brièvement:

1) L'éloignement des nébuleuses spirales ou galaxies

L'examen de nombreuses nébuleuses spirales, exécuté en particulier par Edwin E. Hubble au Mount Wilson Observatory, amena à ce résultat significatif — quoique tempéré de réserves — que ces lointains systèmes de galaxies tendent à s'éloigner l'un de l'autre à une vitesse telle que l'intervalle entre deux de ces nébuleuses spirales double en 1300 millions d'années environ. Si l'on parcourt d'un regard rétrospectif le temps de ce processus de l'« Expanding Universe », on doit conclure qu'il y a de cela 1 à 10 mil-

liards d'années, la matière de toutes les nébuleuses spirales se trouvait comprimée dans un espace relativement restreint, quand commencèrent les processus cosmiques.

2) L'âge de la croûte solide de la terre

Pour calculer l'âge des substances originaires radioactives, des données très approximatives sont fournies par la transmutation de l'isotope de l'uranium 238 en un isotope de plomb (RaG), de l'uranium 235 en actinium D (AcD) et de l'isotope de thorium 232 en thorium D (ThD). La masse d'hélium qui se forme ainsi peut servir de contrôle. Par cette voie on arriverait à la conclusion que l'âge moyen des minéraux les plus anciens est au maximum de 5 milliards d'années.

3) L'âge des météorites

La méthode précédente, appliquée aux météorites, pour calculer leur âge, a donné environ le même chiffre de 5 milliards d'années: résultat qui acquiert une importance particulière, parce que les météorites ont une origine extérieure à notre terre et qu'ils sont les seuls exemplaires de corps célestes qui puissent être étudiés, avec les minéraux terrestres, dans les laboratoires scientifiques.

4) La stabilité des systèmes d'étoiles doubles et des amas d'étoiles

Les oscillations de la gravitation à l'intérieur de ces systèmes restreignent à nouveau leur stabilité — à l'instar du frottement des marées — dans les limites de 5 à 10 milliards d'années.

Si ces chiffres peuvent provoquer l'étonnement, ils n'apportent pas toutefois, même au plus simple des croyants, un concept nouveau et différent de celui que lui ont appris le premiers mots de la Genèse: « *In principio* », à savoir le concept de commencement des choses dans le temps. Ils donnent à ces mots une expression concrète et presque mathématique; en même temps il en jaillit un nouveau réconfort pour ceux qui partagent l'estime de l'Apôtre à l'égard de cette Ecriture divinement inspirée, qui est toujours utile « *ad docendum, ad arguendum, ad corripiendum, ad erudiendum* » (2. Tim. 3, 16).

E - L'état et la qualité de la matière originare.

C'est avec la même application et une égale liberté d'enquête et de vérification qu'après la question de l'âge du cosmos, les savants ont affronté, dans leur audacieux génie, l'autre question signalée plus haut, et certainement plus ardue, celle qui concerne l'état et la qualité de la matière primitive.

Selon les théories que l'on prend pour bases, les calculs ne diffèrent pas peu les uns des autres. Toutefois les hommes de science s'accordent à retenir que, outre la masse, la densité, la pression et la température doivent aussi avoir atteint des proportions absolument énormes, comme on peut le voir dans le récent travail de A. Unsöld, directeur de l'Observatoire de Kiel (Kernphysik und Kosmologie, dans Zeitschrift für Astrophysik, 24. B., 1948, pp. 278-305). C'est seulement dans ces conditions qu'on peut comprendre la formation des noyaux lourds et leur fréquence relative dans le système périodique des éléments.

D'autre part, l'esprit avide de vérité insiste avec raison pour demander comment la matière a jamais pu arriver à un semblable état, si inconcevable pour notre commune expérience d'aujourd'hui, et pour rechercher ce qui l'a précédé. En vain attendrait-on une réponse des sciences de la nature, qui déclarent au contraire loyalement se trouver devant une énigme insoluble. Il est bien vrai que ce serait trop exiger de la science comme telle; mais il est également certain que l'esprit humain versé dans la méditation philosophique pénètre plus profondément dans le problème.

On ne peut nier qu'un esprit, éclairé et enrichi par les connaissances scientifiques modernes, et qui envisage avec sérénité ce problème, est conduit à briser le cercle d'une matière totalement indépendante et autonome — parce que ou créée ou s'étant créée elle-même — et à remonter jusqu'à un Esprit créateur. Avec le même regard limpide et critique, dont il examine et juge les faits, il y entrevoit et reconnaît l'oeuvre de la Toute-Puissance créatrice, dont la vertu, suscitée par le puissant « fiat » prononcé il y a des milliards d'années par l'Esprit créateur, s'est déployée dans l'univers, appelant à l'existence, dans un geste de généreux amour, la matière débordante d'énergie. Il semble en vérité que la science d'aujourd'hui, remontant d'un trait des millions de siècles, ait réussi à se faire le témoin de ce « Fiat lux » initial, de cet instant où surgit du néant, avec la matière, un océan de lumière et de radiations, tandis que les particules des éléments chimiques se séparaient et s'assemblaient en millions de galaxies.

Il est certes vrai que les faits jusqu'ici constatés ne constituent pas un élément de preuve absolue en faveur de la création dans le temps, comme c'est le cas au contraire des arguments tirés de la métaphysique et de la révélation, pour ce qui concerne la simple création, et de la révélation seule, s'il s'agit de la création dans le temps. Les faits relatifs aux sciences de la nature, auxquels Nous Nous sommes référés, attendent encore de plus grandes recherches et confirmations, et les théories fondées sur eux ont besoin de nouveaux développements et de nouvelles preuves pour offrir une base sûre à une argumentation qui est, comme telle, hors des sphères propres des sciences de la nature.

Toutefois, il est remarquable que des savants modernes, versés dans l'étude de ces sciences estiment l'idée de la création de l'univers parfaitement conciliable avec leurs conceptions scientifiques et qu'ils y soient même plutôt conduits spontanément par leurs recherches, alors qu'il y a encore quelques dizaines d'années une telle « hypothèse » était repoussée comme absolument inconciliable avec l'état de la science. En 1911, le célèbre physicien Svante Arrhenius déclarait encore que « l'opinion que quelque chose puisse naître de rien est en contradiction avec l'état de la science, selon laquelle la matière est immuable » (Die Vorstellung vom Weltgebäude im Wandel der Zeiten, 1911, p. 362). De même, elle est de Plate cette affirmation: « La matière existe. Rien ne naît de rien; en conséquence la matière est éternelle. Nous ne pouvons admettre la création de la matière » (Ultramontane Weltschauung und moderne Lebenskunde, 1907, p. 55).

Combient différent, et plus fidèle reflet de visions immenses, est au contraire le langage d'un savant moderne de premier ordre, Sir Edmund Whittaker, Académicien Pontifical, quand il traite des recherches, dont Nous parlions plus haut, sur l'âge du monde: « Ces différents calculs convergent vers la conclusion qu'il y eut une époque, il y a 10^9 ou 10^{10} années, avant laquelle le cosmos, s'il existait, existait sous une forme totalement différente de tout ce qui nous est connu: aussi cette époque représente-t-elle l'ultime limite de la science. Nous pouvons peut-être sans impropriété nous référer à elle comme à la création. Elle fournit un arrière-plan en harmonie avec la vision du monde, suggérée par l'évidence géologique, selon laquelle tout organisme existant sur la terre a eu un commencement dans le temps. Si ce résultat devait être confirmé par des recherches ultérieures, il pourrait bien se faire qu'il soit considéré comme la plus importante découverte de

notre époque, puisqu'il représente un changement fondamental dans la conception scientifique de l'univers, semblable à celui qui résulta, il y a quatre siècles, de l'oeuvre de Copernic » (Space and Spirit, 1946, 118-119).

CONCLUSION

Quelle est donc l'importance de la science moderne vis à vis de la preuve de l'existence de Dieu tirée de la mutabilité du cosmos? Grâce à des investigations précises et détaillées dans le macrocosme, elle a élargi et approfondi considérablement les bases d'expérience sur lesquelles se fonde l'argument et d'où l'on conclut à l'existence d'un « Ens a se » immuable par nature. En outre, elle a suivi le cours et la direction des développements cosmiques, et, comme elle en a entrevu le terme fatal, de même a-t-elle indiqué que leur commencement se situe il y a quelque cinq milliards d'années: elle confirmait ainsi, avec le caractère concret propre aux preuves physiques, la contingence de l'univers et la déduction fondée que vers cette époque le cosmos est sorti de la main du Créateur.

Ainsi, création dans le temps; et pour cela un Créateur; et par conséquent Dieu! Le voici donc — encore qu'implicite et imparfait — le mot que Nous demandions à la science et que la présente génération humaine attend d'elle. C'est le mot qui surgit de la considération mûre et sereine d'un seul aspect de l'univers, à savoir de la mutabilité; mais il suffit déjà pour que l'humanité entière, sommet et expression rationnelle du macrocosme et du microcosme, prenant conscience de son sublime Auteur, se sente sa chose, dans l'espace et dans le temps, et tombant à genoux devant sa souveraine Majesté, commence à en invoquer le nom: Rerum, Deum, tenax vigor — immotus in te permanens, — lucis diurnae tempora — successibus determinans (de l'Hymne de None).

La connaissance de Dieu, unique créateur, commune à beaucoup de savants modernes, est certainement l'extrême limite à laquelle peut arriver la raison naturelle; mais elle ne constitue pas, comme vous le savez bien, l'ultime frontière de la vérité. De ce même Créateur, que la science rencontre sur son chemin, la philosophie, et plus encore la révélation — collaborant harmonieusement parce que toutes trois instruments de la vérité et rayons d'un même soleil — contemplant la substance, dévoilent les contours, décrivent les traits. Par dessus tout, la révélation en rend la présence comme immédiate, vivifiante, pleine d'amour: c'est celle que le simple

croyant et le savant expérimentent dans l'intime de leur coeur, quand ils répètent avec assurance les concises paroles de l'antique Symbole des Apôtres: Credo in Deum, Patrem Omnipotentem, Creatorem caeli et terrae!

Aujourd'hui, après tant de siècles de civilisation — parce que siècles de religion — il ne s'agit plus de découvrir Dieu pour la première fois: il importe bien plutôt de le connaître comme Père, de le révéler comme Législateur, de le craindre comme Juge; il est urgent, pour le salut des nations, qu'elles en adorent le Fils plein d'amour, Rédempteur des hommes, et qu'elles se plient aux suaves impulsions de l'Esprit, fécond Sanctificateur des âmes.

Cette persuasion, à laquelle la science fournit ses premiers éléments, est couronnée par la foi: celle-ci pourra en vérité, si elle est toujours plus enracinée dans la conscience des peuples, apporter un facteur fondamental de progrès au déroulement de la civilisation.

C'est une vision du tout — du présent comme de l'avenir, de la matière comme de l'esprit, du temps comme de l'éternité — qui, illuminant les esprits, épargnera aux hommes d'aujourd'hui une longue nuit de tempête.

Cette foi, elle Nous fait en ce moment élever vers Celui que Nous venons d'appeler Vigor, Immotus et Pater, cette fervente supplication pour tous ses fils, confiés à Notre garde: Largire lumen vespere - quo vita nusquam decidat (l. c.): lumière pour la vie du temps, lumière pour la vie de l'éternité.

Le discours terminé, le Souverain Pontife donnait la Bénédiction Apostolique. La Bénédiction et la très noble Allocution ont été accueillies par un vibrant témoignage d'admiration et de gratitude.

Après la Bénédiction Apostolique, le Président de l'Accadémie Pontificale des Sciences, S. E. le Rev. Père AGOSTINO GEMELLI, O.F.M., soumettait humblement ces paroles de gratitude envers le Souverain Pontife :

« Très Saint Père,

« Nous avons écouté votre parole non seulement avec vénération mais aussi avec admiration, par le fait que depuis le jour où vous êtes monté sur le trône de Saint Pierre vous ne vous êtes jamais épargné de la fatigue en accueillant toutes les occasions pour accomplir l'oeuvre si importante que Dieu vous a confiée d'enseigner et d'instruire. Vous donnez à tous les hommes, hommes du peuple, hommes qui exercent les professions les plus diverses, aux savants qui viennent à Rome pour des raisons d'étude et vous rendent hommage, la parole qu'ils attendent de vous et qui prouve que vous vous intéressez à chaque problème, l'étudiant, de sorte que dans tous les champs vous donnez un règlement de vie à vos fils. Bien des fois ce sont des foules innombrables qui se serrent autour de votre trône, ainsi qu'il arriva l'année dernière lorsque vous annonciâtes au monde entier le mystère très doux de l'Assomption au Ciel de la Mère de Dieu. Et ces foules quittent Rome en portant dans le coeur l'image du Père Commun et gardant dans l'esprit vos enseignements si hauts. Aujourd'hui c'est le tour d'une petite phalange d'hommes, dont certains sont venus des parties lointaines du monde, qui sont tous consacrés par leur vie à l'étude des sciences; vous nous avez parlé, à nous aussi, nous donnant un enseignement précieux pour nos intelligences. Comme fils, comme homme de science, comme hommes qui cherchent la Vérité, nous vous sommes profondément reconnaissants. Nous retournerons tous à nos études sévères, à l'enseignement, à la profession, réconfortés par la persuasion qu'il ne peut y avoir de désaccord entre la Science et la Foi, parce que la Vérité est une et Dieu

même, par miséricorde infinie, la révèle aux hommes, soit à travers les connaissances surnaturelles, soit à travers l'étude de l'homme et de la nature.

« Très Saint Père, nous vous sommes profondément reconnaissants pour avoir donné à l'Académie Pontificale des Sciences la possibilité de réunir encore une fois, en une « Semaine d'Etude », des hommes extrêmement qualifiés dans le but d'examiner en profondeur un sujet; cette fois-ci on étudie les microséismes, c'est à dire, les ondes superficielles, dues à de différentes impulsions (cyclone, source froide, noyau de tendance barométrique positive) qui agissent sur la mer, se propageant à la terre ferme et dont les participants à la Réunion se proposent de sonder l'origine, les causes, la propagation. Les « Semaines d'Etude » promues par notre Académie sont toutes caractéristiques, typiques et fécondes en fruits. Tandis que les Académies nationales réunissent leurs membres plusieurs fois l'an, notre Académie peut réunir annuellement outre nos académiciens, d'illustres savants venant de chaque partie du monde et ceci grâce à votre générosité, afin que, en portant le fruit de leurs études autour d'un sujet d'intérêt particulier sur lequel leur attention a été retenue, ils puissent contribuer au progrès de ce que vous avez nommées, par une si heureuse expression les « scienze conoscitive ».

« Ces « Semaines d'Etudes », qui se déroulent en une atmosphère de pleine liberté scientifique mais aussi de toute réserve, permettent des évaluations décisives pour le progrès de la connaissance d'un problème. Le fait que le souvenir de la précédente « Semaine d'Etude » sur le Problème biologique du Cancer soit encore vivant dans le monde des biologistes par les conclusions auxquelles elle est arrivée, et qui sont consignées dans un volume de Actes, en est témoin.

« Très Saint Père, vous nous avez donné la charge de chercher la vérité, d'étendre les connaissances humaines; cette caractéristique du devoir qui nous a été confié sert à démontrer, à tous ceux qui ne le croiraient pas encore, combien l'accord des hommes de science qui en union d'intention et de volonté honnête consacrent leur vie aux intérêts suprêmes de l'esprit, est fécond. Encore une fois, l'Eglise Catholique est, par votre entremise, promotrice du progrès scientifique. Il faut aussi observer que l'actuelle « Semaine d'Etude » sur « Le Problème des Microséismes » aborde une question scientifique qui a aussi une grande valeur humanitaire: la défense de la vie humaine à travers la possibilité connexe de prévoir les cy-

clones; le malheur qui s'est abattu ces jours derniers sur une région laborieuse de l'Italie démontre combien peut faire l'homme de science même dans des situations et des circonstances différentes.

« Mais ce n'est guère ce côté pratique qui doit nous encourager à poursuivre notre activité.

« Ce qui intéresse essentiellement c'est la possibilité de la libre recherche scientifique, même si elle doit paraître — d'un point de vue concret — presque stérile en pratique, parce que ce n'est que là où l'intelligence humaine est laissée non seulement libre mais est poussée et aidée à approfondir sa propre connaissance, qu'il existe la possibilité pour l'homme de s'élever et observer et admirer l'oeuvre du Créateur.

« Très Saint Père! qu'il me soit permis de vous remercier de ce que, même au milieu de si nombreuses préoccupations, vous avez voulu nous donner le témoignage de votre encouragement et de votre bonté. Nous tâcherons d'y correspondre en nous engageant pour la réalisation de ce que vous attendez de nous. Si le nombre de ceux qui accusent l'Eglise catholique d'obscurantisme est vaste, votre auguste parole, votre enseignement, votre présence, votre aide et votre encouragement à faire et à faire toujours d'avantage sont la réponse éloquente des faits, qui ne peut pas être ignorée par les hommes honnêtes.

« Je conclus, en implorant votre Bénédiction Apostolique sur nous tous, sur nos études, sur tout ce qui est cher à notre coeur.

« Dans un monde bouleversé et troublé, nous nous retournons tous vers le Siège Apostolique comme vers l'étoile qui dirige les pas de notre vie; nous nous retournons vers vous qui, en votre qualité de Vicaire du Christ, avez des paroles de justice et de paix.

« Vous, Très Saint Père, comme le doux Christ sur la terre, vous seul pouvez parmi les hommes répéter et vous approprier les paroles de Jérémie que nous lisons en ces jours dans l'introit de la Messe: « J'ai des pensées de paix et non point d'affliction; vous m'invocerez et je vous exaucerai; je vous reconduirai de votre exil, vous rassemblant de tous les lieux ». Nous vous écoutons, Très Saint Père, nous vous suivons, et principalement, nous vous aimons ».

Quittant le trône, le Saint Père s'entretenait affablement, d'abord avec les Eminent Cardinaux, ensuite avec Leurs Excellences les Académiciens et les illustres Professeurs participant à la « Semaine d'Etude ».

Sa Sainteté accueillit aussi l'hommage dévoué du Corps Diplomatique et des autres Personnages.

L'audience solennelle se terminait par de nouveaux témoignages de gratitude et d'admiration, pour le savant enseignement donné par le vénéré Chef de l'Eglise.

Le Saint Père regagnait Castel Gandolfo à 12,30.

* * *

Après l'audience Pontificale, une séance extraordinaire se déroulait au siège de l'Académie, présidée par S. E. le Rév. Père A. GEMELLI.

Comme premier acte, le Président proposait à l'Assemblée un témoignage de reconnaissance dévouée envers le Saint Père pour son allocution vénérée. L'Assemblée, debout, payait un nouvel et solennel tribut de dévotion envers Sa Sainteté.

Tous les participants à la « Semaine d'Etude » étaient présents.

LES «SEMAINES D'ÉTUDE»
ET LEUR RÈGLEMENT

Lorsque l'Académie Pontificale des Sciences fut fondée en 1936 par le Saint-Père Pie XI, de vénérée mémoire, dans son « Motu Proprio » du 28 octobre 1936 « In multis solaciis », cette création suscita dans les milieux scientifiques un mouvement général de sympathie et d'admiration. Cette institution unique au monde, qui groupait en une même assemblée des représentants de toutes les Nations civilisées, était appelée en effet à de hautes destinées dans le développement de la pensée scientifique.

D'autre part, cette oeuvre de coopération fut accueillie avec un véritable soulagement par tous ceux que plongeait dans le désarroi le plus profond la période d'après-guerre 1914-1918. On voyait en effet, s'alterer profondément les caractères d'objectivité et de désintéressement propres au travail scientifique, et s'affirmer même une tendance à asservir la science à des fins pragmatiques.

Tout au contraire, dans l'immortel « Motu Proprio » du 28 octobre 1936, le Pape Pie XI proclamait solennellement la dignité de la recherche de la vérité pour elle-même et, élevant sa pensée au-dessus de toute préoccupation utilitaire, affirmait qu'il ne demandait rien d'autre aux nouveaux « Académiciens Pontificaux » que de se consacrer avec une ferveur toujours plus grande au progrès de la science et, par là, au culte de la vérité : « C'est Notre souhait ardent et Notre ferme espérance : que par cet Institut, à la fois Notre et leur, les « Académiciens Pontificaux » contribuent toujours plus et mieux au progrès des sciences. Nous ne leur demandons pas autre chose ; car en ce dessein généreux et ce noble labeur consiste le service, qu'en faveur de la vérité, nous attendons de leur part » (*).

La consécration pratique de cette pensée, par la nomination d'un certain nombre de non-catholiques parmi les nouveaux Académiciens Pontificaux a fait une profonde impression sur beaucoup d'esprits, comme l'ont

(*) « Nobis autem in votis expectationeque est, fore ut « Pontificii Académici » vel per hoc Nostrum summe studiorum Institutum, ad scientiarum progressionem fovendam amplius excelsiusque procedant; ac nihil praeterea aliud petimus, quando quidem hoc eximio proposito praeclaroque labore famulatus illenititur servientium veritati, quem ab iisdem postulamus ».

montré les réactions de la presse internationale de l'époque et de nombreux témoignages individuels d'hommes de science et des plus grands savants du monde.

Pour toutes ces raisons, la fondation de l'Académie Pontificale des Sciences a été hautement appréciée dans le monde scientifique et y a fait naître de grands espoirs quant aux possibilités d'action d'une institution si opportune.

Le Saint-Père Pie XII, qui avait collaboré avec son Prédécesseur au projet et à la fondation de l'Académie et qui l'avait représenté comme Légat personnel lors de l'inauguration solennelle, ne s'est pas borné à maintenir à son égard ses sentiments de haute estime par sa présence à de solennelles séances académiques où il daigna prononcer des discours d'une haute portée scientifique, il a tenu en outre à lui donner un nouveau témoignage de son auguste satisfaction en donnant à ses membres le titre d'Excellence, par le Bref Apostolique du 25 novembre 1940.

* * *

Les sciences posent chaque jour des problèmes nouveaux qui donnent lieu d'ordinaire à divers essais de solution, souvent contradictoires. Il arrive ainsi constamment que parmi les représentants les plus autorisés d'une science, et en particulier parmi ceux qui se sont consacrés à l'étude d'une même question, on rencontre des opinions opposées. Pareilles divergences se maintiennent parfois durant de longues périodes et constituent à la fois une grave difficulté pour l'enseignement des sciences, et fréquemment aussi un obstacle considérable.

Par ailleurs, l'expérience montre que les méthodes actuellement pratiquées dans la discussion des problèmes scientifiques, n'ont qu'une efficacité limitée au point de vue de l'établissement d'une unité de doctrine.

Il serait dès lors hautement souhaitable de promouvoir tout ce qui pourrait favoriser un accord sur les points en discussion.

Un procédé semble devoir être particulièrement utile sous ce rapport; savoir l'établissement de contacts personnels prolongés entre quelques représentants d'opinions différentes au sujet d'une question déterminée.

Et, en effet, le contact personnel des hommes de science constitue, sans aucun doute, le moyen le plus efficace de résoudre les controverses scientifiques.

Dans ce but, l'Académie Pontificale des Sciences, a décidé d'organiser de pareilles rencontres scientifiques. L'organisation de ces rencontres qu'on a appelées « Semaine d'étude » a été établie de la manière suivante.

RÈGLEMENT DES « SEMAINES D'ÉTUDE »

1. - L'Académie invite quelques illustres savants, parmi ceux qui, ayant étudié spécialement une question déterminée, sont arrivés à des conclusions différentes, à se rencontrer à Rome, à son siège, la « Casina di Pio IV », à l'intérieur de l'Etat de la Cité du Vatican, afin d'y procéder en commun, en dehors de toute autre préoccupation, à un examen général de toutes les données du problème.

2. - Le but essentiel de ces discussions sera de chercher à formuler de façon précise les raisons qui sont à la base de la divergence des opinions. Les savants conviés aux réunions s'engageraient d'avance à concentrer leurs efforts dans cette direction.

3. - Un examen critique de ces raisons aboutira soit à un accord sur une solution déterminée, soit à la constatation que, dans l'état actuel des connaissances, il est impossible, d'établir une unité de doctrine au sujet du problème envisagé.

Dans ce dernier cas, les savants invités auront pour tâche :

a) de préciser les motifs pour lesquels un accord s'avère présentement irréalisable;

b) de définir le genre de recherches qu'il serait souhaitable d'entreprendre en vue de résoudre la question.

4. - L'invitation ne sera adressée par l'Académie qu'à un très petit nombre de représentants de chaque science : ceux-ci seront choisis parmi des personnalités étrangères à l'Académie auxquels se joindront, dans la discussion, les Académiciens versés dans la même discipline. Cette invitation, de plus, ne se rapportera qu'à l'étude d'une question déterminée, pour chaque science.

5. - Les discussions auront un caractère strictement privé : elles prendront la forme de conversations particulières, sans autre assistance que celle de quelques membres de l'Académie Pontificale des Sciences particulièrement compétents dans la matière.

Des interprètes polyglottes, des sténographes, des rapporteurs, etc., seront mis à la disposition des savants réunis.

6. - Les conclusions de ces discussions seront publiées sous la forme

d'une Note collective (à laquelle pourront éventuellement être jointes des annotations individuelles), mentionnant:

- a) les points sur lesquels un accord aurait été réalisé;
- b) les points sur lesquels un accord n'aurait pas paru réalisable;
- c) les raisons pour lesquelles l'accord n'aurait pu être réalisé;
- d) des suggestions relativement aux recherches paraissant les plus aptes à résoudre les difficultés.

7. - Les conclusions seront aussitôt imprimées et communiquées, par les soins de l'Académie Pontificale des Sciences, à tous les centres scientifiques qu'elles seraient de nature à intéresser.

8. - Tous les frais du voyage et du séjour à Rome des personnalités invitées seront à la charge de l'Académie Pontificale des Sciences.

L'Académie se fera un plaisir d'offrir la même hospitalité aux épouses des savants invités, à l'exclusion toutefois des frais de voyage.

TRAVAUX SCIENTIFIQUES

THE PERIOD OF THE GROUP-MICROSEISMS

E. GHERZI

In an article, sent in 1924 to the International Geophysical Union, meeting in Rome, we rejected the theory, according to which the group-microseisms were caused by the breaking of the waves. We proposed an atmospheric action of the storm, as the physical cause of these small tremors and, in the meantime, we asked that their period of 4 to 6 and sometimes 8 seconds, should be studied and explained.

The first part of our request has now been generally accepted and seismographs are being installed for checking the position and the movement of tropical storms.

The second part, namely the question of the period of these microseisms, as far as we know, has not yet been thoroughly studied and explained. We think that this part of the phenomenon is very important and its explanation might help to better understand the thermodynamic process, which builds up and sustains these tremendous tropical cyclones.

In a very simplified and almost candid way, we quite agree, we accepted the period of the group-microseisms, as being grossly that of the atmospheric disturbance itself, transmitted through the water as sound wave, without considering the possibly modifying reaction of the water layer, with the type of its bottom, taken as one single physical factor. Having that way considered the cyclone, so to speak, as a vibrating column, we have reached conclusions, quite striking and useful. Namely we found the upper level where

a plane could usually safely fly above storm; this level was located about 3 km above the surface of the earth. Such an assumption was at first rejected by meteorologists, although we could quote the pilots who had realised the feat. Now-a-days the USA Air force planes, who go out over the ocean hunting for the typhoons, have accepted as « the penetration level » for entering into the centre, of the storm this 3 km level (12.000ft or 700Mb), which since 1935 we had indicated to the China Coast Air lines.

Another very practical and consistent result obtained with our explanation of the period of the group-microseisms is that engineers now know they should avoid, in the vibrations of the high and slender structures, any resonance to a period of 4 to 6 seconds, this period being that of the cyclones squalls. High buildings, chimneys and wireless masts (f. i. those 70m high of the coral island of Pratas), built accordingly have stood safely, many times, the onslaught of typhoons, Other similar constructions NOT built according to our advice, always went down, during the storm (Wireless stations in the Philippines and in Guam).

We dare to state that such good results not obtained by other means, show that so the very candid acceptance of the period shown by the group-microseisms as being mostly that of the typhoon itself has, at least partly, a sound thermodynamic foundation.

We will now quote some physical facts which seem interesting in this study of the typical period of the group-microseisms.

It is a well known fact, deserving more attention from the seismologists, that seismographs not damped, having a proper period from 5 to 30s., all register these group microseisms as showing these period of 4 to 6 seconds. Contrary may seismographs, damped or not damped with a proper period of less than 4s. f. i. our Wilip-Galitzine vertical component of 2,5s. period, register these group-microseisms as if they had a period of 2 seconds, more or less.

Such a physical behaviour of the seismographs of different proper period, damped or undamped, must have a physical foundation in the phenomenon itself.

The proper oscillations of the seismograph do not beat with the microseisms themselves. As long as the period of the seismographs is superior to 5 seconds, the group-microseisms are faithfully

registered. If the period is shorter than 4s. we feel the seismograph is not registering properly the microseisms we are considering. That is a reason for which we would not like to use seismographs of a period of around 2 seconds, for trying to locate cyclones in tripartite stations. We think this practice could give wrong bearings, since, when a cyclone is close to the coast, we believe that the waves breaking on the rocky beaches would cause also microseisms having a 2s. period.

We might nevertheless be too much affirmative, since our experience, while at the Zikawei Observatory, concerned only one 2s. vertical component of the Willip-Galitzine type, critically damped.

Let us now consider the phenomenon itself of « beating » and see if we can admit that these groups of microseisms are the result of different types of vibrations, existing at the same time in the cyclonic atmospheric trouble, which is the cause of these tremors.

As we stated before, we think that the group-microseisms are the consequence of atmospheric vibrations, transmitted as sound waves across the ocean to the bottom of the sea.

So much so that only in the coming discussions we shall have to consider the theory which states that the oscillations of the atmospheric trouble, traversing the water of the ocean, will, owing to the ocean and bottom totum, produce oscillations of the period so well known... a period which would change in function of the depth of the water and the type of the bottom, both factors acting together also as a found pipe. We add only that since our experience in Zikawei has shown that typhoons far away, and over deep ocean (2000m or more) and typhoons close to the China coast over shallow water (100 to possibly 200m depth) give rise to group-microseisms quite similar in period, differing only in the amplitude of the waves, but not in their periods, we did not give up our old idea.

If we are right « beats » or a similar phenomenon can be produced by two trains of oscillations, either of a same period but slightly out of phase gradually getting into resonance, or by two steady trains of oscillations, having almost the same period. Their harmonics could also have some effect, perhaps!

Anyhow these different trains of oscillations should be sustain-

ed for some time to produce the series of sinusoidal waves of the group-microseisms, having a same period and gradually increasing and decreasing in amplitude. We notice at once that the real group microseisms do not always have the exact same period for each one of the composing waves. Most of the time they have, even with an increasing amplitude and so they are not pendular oscillations.

Now do these two types of oscillations exist in the atmospheric trouble?

To say the truth, the vibrations, caused on the ground by the cyclone, seem so erratic that one could rather compare this turmoil of the storm, with what in radio is called « the receiver's noise » a quite disordinated sequel of oscillations of different period. We cannot have this random noise of the radio receivers beating with any superimposed regular sinusoidal oscillations and produce « beats ».

The same remark applies to the « clutter » phenomenon of radars. It cannot be made to beat with superimposed regular oscillations.

But suppose that in the typhoon columns there are at least two trains of oscillations, slightly different in period or similar but out of phase, gradually getting into resonance. How can we check that and limit their number to only two?

Anyhow, in every case, two or a number of mutually interfering oscillations trains, we should admit that in the simplest case, one, the main type of oscillations, should remain continuously, or almost so, the same and let the other trains of oscillations gradually, either change of phase, if having the same period as the main oscillations trains, or, if not, gradually change their own period, in order that at times they would beat with the main steady type of oscillations and cause the group-microseisms.

We should even from time to time, if different varying oscillations trains are playing around the main type of oscillations, get what in radio is called the « intermediate frequency beat », which should show then as a quite regular series of oscillations, all sinusoidal, but all also of the same amplitude. Why this phenomenon, which is quite a possibility in this supposed multiple existence of

simultaneous and different type of oscillations, should never be registered by seismographs?

Of course, as there seems to be often present, every minute a rather regular break in the sequel of the groups, one could calculate and find out how chance works. But even in such case of regular breaks, why the number of the waves composing each group should vary so much... from 3 to sometimes 12 or even 20?

We dare to add that as these group-microseisms are quite similar to the waves trains of the *Maximae* of an earthquake record, one should also ask if these *Maximae* are not also « beats », produced by different ground's oscillations... either of a similar period but out of phase or of an almost similar frequency.

We do not think that seismologists would agree on such a definition of the *Maximae* waves.

To be exact we have to admit that, sometimes, the group-microseisms show a modulation, namely they are showing their peculiar aspect, f. i. superimposed over longer waves, caused by cold.

In our case this usually happens when a late season typhoon is reaching high latitudes. But this is not what is called a « beating » phenomenon. We have two distinct types of oscillations superimposed one over the other. — Sometimes also, as we have already mentioned, when a typhoon is nearing a rocky coast, the seismographs register these group-microseisms intermingled with 2 seconds period wavelets, caused, as we said, by the breaking of the waves.

So much so that we feel one has to admit that this consideration of « beats », as the explanation of the microseisms, which we are discussing, is really too complicated and not necessarily corresponding to reality. Mathematical possibilities are infinite: physical facts are... complicate, of course... but not necessarily as a mathematician would perhaps like them to be.

Having expressed our objections to the « beats » theory we come back to our assertion that there are in the cyclone body, sometimes, though irregularly in the succession of time, bodily oscillations of the major part of the disturbance, which compress the ocean surface as a sound wave of a huge pipe would do.

To make clearer our idea about the production of these « pan-tings » of the storm we give first a description of the body of the cyclone as it has been recently proposed as a tentative one... of course, by the members of the USA Hurricane, project, in 1949. Grosly, but fundamentally we dare to say, it confirms our old proposition of 1936.

The cyclone chimney would be like an inverted cone, which terminates as « warm core » at 12.000ft. more or less. At that height there is « the steering level » namely another type of air mass with a horizontally flowing stream, composed of the same Maritime air mass in which, as we think, and as some modern meteorologists also partly admit, the typhoon developed, from a large thundery formation into a spiralling atmospheric disturbance.

Above this « steering line » level there is another cone, with the base on that line. It is called the « cold core » and there, broken CuNi still float in high levels (20.000 to 30.000 ft).

So, over the ocean surface, we have a powerful convection chimney in which the warm air is pushing upward, with intermittent accelerations, according to the quantity of latent heat liberated by the condensations.

This convection by itself would rise to very high levels, 8 to 12 km as thunderstorms clouds do, until *the* inside temperature would be equal to the temperature of the outside air. But in our case at about 12.000 ft. there is a penetration, into the storm by a layer of denser air, several thousand ft. thick, flowing rapidly and horizontally. This layer cuts, so to say the head of the typhoon and tends to crush the rising convection air. What kind of oscillations should be produced by the shearing and compressing action of the steering air layer, on the rising convection air? Could not this interaction of two air streams produce vibrations in the cyclone body and cause these group-microseisms about which we speak? — At a first glance something of that kind should happen.

In the theory of the existence of two oscillations trains, of the kind discussed, when speaking of « beats », one could say that one of these two types of trains of oscillations, due to beat from time to time, belongs to the horizontal flow of the upper steering layer and the second to the reaction of the rising convective air.

We confess that we prefer to admit rather a resultant series of vibrations, caused, of course, by the two air streams but without intermittent « beats ».

We find more satisfactory to Visualize these resultant oscillations as having the period that a sound type vibration should show, according to the temperature, the density and the height of air column.

That, as we already stated, is how we found that the turbulent part of the cyclone should end at a level of about 3 km (700Mb), at least over our oceans. And so it was found to be.

Besides, as a meteorologist, we always thought of those clouds undulations, so well known to all, which are produced by the interaction of two air layers, flowing horizontally one over the other.

If such a resonance, between the action of the two air streams should suddenly fail to exist, that would explain the breaks in the undulated cloud series, and in our case, in the sequel of the groups microseisms just as well. There would be, so to say, from time to time, a kind a of microseismic « fading ».

To resume what we have said, we still admit that the periods of the groups microseisms are original periods of the condensations and compressions caused, as sound waves in the body of the cyclone, by the interaction of the vertical and horizontal flow of the convection air and of the steering layer. These waves will be transmitted, without too much modification, through the lower layers of the cyclone to the ocean surface, and through this, to the sea bottom.

The mathematical difficulties raised against this transfer of energy seem to have been solved, and we all know that in the « sonar » technique for locating submerged objects, sound (ultrasonic .. for our ears ..) waves are generated and transmitted.

Those who state that the energy transferred to the sea bottom, being in fact a variation of pressures, forces of the second order, would be too small to produce such remarkable series of Rayleigh waves, seem to forget that when these variations happen to be in phase, over a large area, their energy should become physically important.

We add a final consideration about the typical periods spectrum of the group-microseisms.

When a typhoon was present over the Chinese waters, just close

to ZiKaWei we have always registered the same periods in the microseisms (not of course the same amplitudes) as when the same typhoon had been located hundreds of miles to the E of our observatory, over the Pacific Ocean.

This seems to us to show that the kind of periods of the oscillations, composing the group-microseisms, cannot be the result of a selective action on a great number of different period oscillations originally present in the cyclone, due to their travel through an earth's surface, with elastic-viscous properties.

If this elastic-viscous action were acting, one should also explain why it does not produce a similar regulating action on the short period vibrations produced by a distant typhoon striking the China coast and travelling over land. Why these regular groups of microseisms with their typical 4 to 6 seconds periods should disappear at once although high winds are still blowing and high sea waves are still pounding on the rocky coasts.

We will end this short paper with the following words of Sir Ed. Appleton, the well known Ionospheric expert. (General Assembly of the International Radio Research Union. Zurich 11th. of Sept. 1950).

As we have not the English text we will give the official French translation.

« Ceux qui inventent sont des ingénieurs et des hommes de science qui ne sont pas contents d'admettre que quelque chose est impossible. Ils se réjouissent de détruire des modèles et sont tout disposés à tenter des expériences qui ne semblent avoir aucun sens d'après les lois et les traditions, mais en ont d'après leur intuition sur la façon dont les choses pourraient se comporter. En travail expérimental c'est une excellente chose d'abandonner parfois les sentiers battus et d'errer dans les bois. C'est une bonne chose de tenter de temps en temps une folle expérience ».

Possibly, the explanation we have proposed for solving the question of the periods of the group-microseisms, belongs to this class of « follies ».

DISCUSSION

LEHMANN — Nous avons les mêmes ondes dans les régions extra-tropicales. Est-ce que vous croyez pouvoir les considérer de la même façon?

GHERZI — L'observation de Madame est juste. J'admets aussi que les dépressions extra-tropicales doivent soulever des m.s. en groupes et nous en avons en Chine.

M. Gutenberg avait combattu jadis mon idée, en m'écrivant que les dépressions extra-tropicales en Europe produisaient des m.s. J'ai répondu que cela était juste aussi en Extrême Orient parce que ces dépressions ne perdent pas d'énergie en traversant le continent. Les typhons au contraire perdent de l'énergie en traversant les continents; quand un typhon aborde la terre, les groupes disparaissent.

Très souvent dès qu'un cyclone tropical arrive sur l'île de Formose, les m.s. finissent. J'ai utilisé ce fait de la disparition des m.s. pour signaler que le typhon avait disparu, et pour dire aux bateaux qu'il n'y avait plus de danger.

Dans les tempêtes extra-tropicales, on a un front chaud et un front froid. Dans les typhons, tout le monde admet qu'il n'y a pas de véritables fronts. On a parlé de convergence, de vents mais la température et l'humidité tout autour et dans la zone centrale sont homogènes. Il n'y a pas de fronts. C'est pourquoi je dis que les fronts ne peuvent pas produire les groupes de m.s. 4 ou 6 séc., parce que s'ils les produisaient on ne pourrait pas faire la constatation ci dessus, au sujet de cyclones tropicaux qui m'ont pas des fronts mais bien de nombreuse m.s. en groupes.

Donc je suis d'accord que les dépressions extratropicales, elles aussi, doivent causer ces mouvements, même sur terre et surtout sur mer.

MACELWANE — Je ferai observer que nous avons fait absolument la même expérience. Nous avons constaté dans les tempêtes sur l'océan que les phénomènes disparaissent lorsque la tempête tropicale, en se déplaçant, se trouvait au dessus du sol. Et en tout cas, si les phénomènes m.s. ne disparaissaient pas totalement, vraiment leur amplitude ne méritait presque aucune attention.

GHERZI — Il y a bien des groupes, mais ils ne sont pas de la même amplitude; lorsque les dépressions extratropicales passent au dessus des continents en plus des vibration purement atmosphériques, dues aux troubles atmosphériques il y a aussi des vibrations produites par l'inégalité du sol; et on peut même observer des interférences. Les oscillations atmosphériques, sont beaucoup plus claires sur la mer, car il n'y a pas d'hétérogénéité de friction sur la surface.

Toutefois sur mer, des vagues venant de divers côtes, avec des périodes semblables (mousson) peuvent produire entr'elles des battements.

MENZEL — Il y a aussi cet exemple, d'un typhon, qui a été illustré dans le *Bulletin of American Meteorological Society*.

STONELEY — Je voudrais savoir comment l'air chaud humide peut monter à l'intérieur de la colonne du typhon, comment cet air y pénètre. Je comprends qu'il peut monter, parce qu'il n'y a pas de stabilité lorsque l'air a pénétré dans la zone du typhon; mais je voudrais savoir quel est le mécanisme de cette ascension.

GHERZI — Le typhon, ou la tempête tropicale, ce qui est la même chose, est formé, d'après notre théorie, qui semble être la plus généralement admise dans la masse d'air homogène du Pacifique, dans la zone qui s'appelle doldrum à 6-15 degrés de latitude nord, là où il y a des îles. Là où il n'y a pas d'îles, par ex. à l'E. et à l'O. de l'Amérique du sud, dans l'Atlantique, il n'y a pas de tempêtes de ce genre. Fait à bien remarquer.

Sur ces îles, dans le Golfe du Mexique, le Pacifique, les Carolines, les Iles Marshall etc.; durant de longs mois il y a des orages dans l'après midi. Ces zones orageuses entraînées sur l'océan, par le mouvement E-W de l'anticyclone du Pacifique, peuvent se développer en cyclones tropicaux,

a cause de la force de Coriolis qui donnera à ces zones orageuses en mouvement, une rotation cyclonique.

Dans le déplacement de ces anticyclones maritimes le même isobare peut avancer de 4000 Km. en 24 h.

En Extrême Orient, nous avons facilement 2000 ou 3000 Km. de déplacement du même isobare. Cette augmentation de pression est certainement produite par un mouvement de l'air dans cette masse. Cette masse en se déplaçant, peut produire, dans le niveau supérieur un courant de déplacements, qui arracheront ces convolutions formées sur les îles pour les transporter sur la mer.

Si la zone orageuse est très étendue, comme elle est transportée par la masse d'air anticyclonique sur l'océan, où la situation de surface est homogène, elle commencera à tourner à cause de la rotation terrestre; et ceci sera le commencement du typhon. Le typhon est entraîné par le courant supérieur, qui fait un appel d'air dans la cheminée du cyclone. L'air entre dedans par la surface. Si l'air qui entre dedans, à cause de la position géographique où est arrivé le typhon ne peut plus sortir par le haut, on n'a pas suffisamment d'humidité et de température, le typhon se remplira ou même se transformera en une dépression extratropicale.

J'ai connu un pilote américain, qui est entré dans un typhon. Il était de l'« American Air Force ». Il m'a dit qu'il avait pu y pénétrer en montant seulement jusqu'à 9000 pieds, c.à.d. 3 Km. : où l'air était stratifié. Au dehors, la température était de 8° C, à l'intérieur, elle était de 18° C, à la même cote d'altitude. Il faudrait demander à l'« Air Force » et aux autres organisations aéronautiques de publier les valeurs qu'elles ont observées. Je n'ai pas d'autres données. C'est la seule que j'ai pu avoir.

Cet entraînement du typhon par la couche supérieure de la masse d'air anticyclonique produit des oscillations dans le corps supérieur du cyclon avec je croirais, une période de 4-6. Cette période est elle vraiment celle des oscillations du typhon dans les spirales d'air convectionnel luttent continuellement contre la couche d'air plus dense anticyclonique qui le conduit horizontalement par le haut?

Je le crois et il est frappant que cette considération m'ait permis de trouver à quel niveau on pourrait faire passer les avions au dessus des typhons. S'il n'y avait pas quelque chose de vrai, dans cette théorie on n'aurait pu obtenir cette importante donnée.

MACELWANE — Il serait intéressant de faire passer un avion à travers cette ligne en ayant des instruments de bord qui permettent de déterminer la pression et aussi des accéléromètres; parce que de cette façon on pourrait distinguer les variations qui ne sont pas obligatoires, qui sont accidentelles et les variations qui sont vraiment liées à ces conditions atmosphériques.

GHERZI — Ce fait se vérifie dans l'ouest de la Chine, où il y a des déplacements des anticyclones du Thibet, qui du haut plateau descendent sur la région du SW de la Chine où règne l'air tropical. Des avions allemands de la Eurasia Corporation, ayant la possibilité de monter à 5 m. par seconde ne pouvaient plus monter mais descendaient avec une houle. Cela signifie qu'il y avait des ondulations produites dans l'air tropical, comprimé par l'air froid tibétain.

Le phénomène de cet air froid qui tombe sur l'air chaud et produit des ondulations, est un peu semblable à la théorie que je propose pour la formation des microséismes à groupes.

D'ailleurs de semblables ondulations se forment aussi entre deux masses d'air qui passent l'une sur l'autre.

BATH — Si j'ai bien compris, c'est le même phénomène qui s'observe dans l'intérieur des typhons tropicaux et là où il y a des perturbations extratropicales. Est-ce bien cela que vous vouliez dire?

GHERZI — Je suis d'accord.

BATH — On a observé que l'origine des microséismes est souvent localisée à la région où l'on trouve les vents les plus forts. Cette région est située proche à la centre d'une cyclone tropicale, tandis que, quand il s'agit de perturbations extratropicales, la région des vents les plus forts est très étendue jusqu'à des distances très grandes de la centre de la dépression.

GHERZI — Nous pouvons tous être d'accord sur cette affirmation. Cependant quant à la question des fronts, soulevée par M. le prof. BATH il y a un point à noter. Il faut faire attention aux mots. Le mot « front » dans le langage usuel semble indiquer une tempête. S'il n'y a pas de tempête

on a simplement deux masses d'air l'une sur l'autre. Une situation horizontale ne peut pas être appelée un front; on l'appelle une discontinuité. Le phénomène du front sans tempête existe aussi, et cette situation atmosphérique produit des microséismes qui ne sont pas des microséismes à groupes.

Donc le fait qu'il y a un front ne signifie pas que des microséismes à groupes seront produits. Il faut aussi qu'il y ait une situation atmosphérique cyclonique.

MACELWANE — Je crois qu'il y a un exemple éloquent. Si on fait passer un courant d'eau douce au dessus d'un courant d'eau salée, si vous commencez à drainer au dessous vous produirez des ondes sur la surface de l'eau salée. C'est un parallèle qui me semble vraiment très acceptable.

Je voudrais savoir si on peut détecter ces oscillations à l'aide des ballons pilotes; c'est à dire si on peut constater leur présence par un mouvement d'ascension verticale, avec des instruments de mesure, des enregistrements bien entendu.

GHERZI — Nous n'avons pas eu l'occasion d'observer des ballons pilotes, étant donné que lorsque le typhon existe, il n'y a pas moyen de les lancer. La U. S. Air Force aurait fait ces observations avec des appareils radar placés à bord des avions. Je ne sais pas si d'autres ont pu faire des observations de ce genre.

VERCELLI — Nous avons fait des expériences avec la Bora. Mais la Bora est un vent descendant; les ballons pilotes au lieu de monter, descendaient vers la mer et même, descendaient avec une forte inclinaison. Il était impossible de les faire monter.

Est-ce que le mouvement des oscillations est aussi à l'extérieur des fronts?

GHERZI — Non; et la même chose se vérifie dans les orages. Vous savez qu'à 500 m., à côté des Cu Ni il n'y a pas de turbulence et les avions profitent de cette situation pour passer. Par conséquent on n'observe pas ces oscillations en dehors du corps du typhon. Un typhon est comme un gyroscope. On a écrit un gyroscope entraîné sur une surface qui bouge, doit osciller verticalement.

STONELEY — Je suis d'accord que c'est un problème intéressant et je voudrais savoir comment ces oscillations verticales ne deviennent pas continues et pourquoi elles ne s'amortissent pas.

GHERZI — On pourrait considérer qu'elle ne s'amortissent pas étant donné que le gyroscope continue d'être entraîné sur la surface mouvante.

GIORGI — Il me semble que le mécanisme trouvé par le Père GHERZI sur la génération des microséismes par les ondes atmosphériques de la part des typhons, est à peu près pareille à celle que nous avons trouvée sous notre latitude dans les perturbations extratropicales, et précisément sur la génération des microséismes et dans les zones où la pression tend à augmenter, en supposant que cette pression tend à augmenter par superposition de masses d'air plus denses sur masses d'air moins denses avec un mécanisme analogue à celui imaginé par le Père GHERZI. En effet, comme je le dirai dans la communication que je présenterai avec le Docteur ROSINI, ces m.s. se produisent dans les zones où la pression tend à augmenter; ces zones suivent généralement le front, mais elles le suivent quelquefois à distance; et en effet elles peuvent se présenter en noyaux de tendance, sans qu'il y ait un front, comme dans le cas du Père GHERZI.

GHERZI — J'ai constaté un phénomène semblable pendant un temps orageux très lourd; en bas, à la surface, jusqu'à 4-500 m. il y avait de l'air maritime chaud humide et au dessus, de l'air polaire, sibérien. Le barographe enregistrait des ondulations microbarométriques. Avec mon Galitzin très sensible j'ai pu avoir des tracés simultanés, semblables à ceux du barographe.

ROTHÉ — Quelle était la période?

GHERZI — La période était d'environ une minute. Pour ces études il vaut mieux que les géophysiciens recherchent des situations très claires, même si elles sont peu nombreuses; cela sera mieux que d'en avoir beaucoup qui ne soient pas sûres. J'ai eu deux ou trois cas dans des situations orageuses très prononcées.

Le microbarographe montrait ces oscillations; et le Galitzin vertical en

même temps, enregistrait ces compressions et ces dilatations dans l'espace d'une minute environ.

STONELEY — Je suis d'accord sur votre point de vue, c.a.d. qu'il convient aux physiciens d'étudier des cas qui peuvent être même peu nombreux, mais clairs; parce que de cette façon on obtient de meilleurs résultats.

Il me semble, du point de vue mathématique qu'il serait intéressant, par ex., d'étudier le typhon, lorsqu'il a prit la terre de déterminer la distribution et la vitesse de la diminution de son énergie.

GHERZI — J'ai essayé de calculer combien d'argent il faudrait pour créer un typhon. J'ai eu un grand succès à Shanghai, qui est une ville d'affaires et on sait exactement comment on doit dépenser l'argent.

Nous avons eu un cas excellent, dans un typhon qui est venu se combler sur la plaine de Shanghai et nous avons essayé de calculer le coût du typhon. Nous avons calculé combien de chaleur avait été libérée par la pluie; et ensuite, combien de pétrole, d'essence, il aurait fallu, pour avoir la même quantité de chaleur. On a trouvé des millions de dollars et cela a beaucoup intéressé les gens de Shanghai.

Au moment où le typhon est sur terre, ces microséismes à groupes cessent tout de suite. Or les vagues continuent à être très fortes; les microséismes enregistrés sont alors irréguliers et d'un période d'environ 2 sec.

Quand le typhon aborde la terre, il s'étend en forme d'ellipse. Il y a encore parfois comme un centre cyclonique, très difficile à fixer. Il serait très bien, comme le dit M. STONELEY, d'étudier le typhon dans cette situation.

Il y aussi un phénomène, qui est important dans le typhon. C'est le pompage, qui correspond à des condensations dans le corps du cyclone.

Il y a parfois dans la trace du baromètre, beaucoup de ces oscillations d'une période de une, deux, trois, quatre, six minutes. Certaines courbes de typhons en ont plus, d'autres moins.

Il est aussi remarquable que la chute en V du baromètre dans un typhon commence généralement à 1000 mb.

Un jour, sur le SS. « Conte Verde » nous avons gardé à bord cette pression, de 1000 millibar et nous sommes passé sans dégâts entre deux typhons. Il faut que le bateau puisse marcher à 15 noeuds pour suivre cette

ligne de pression constante. Il y a sûrement une loi thermodynamique qui pourrait donner une explication de ce phénomène; et c'est un problème que les mathématiciens pourraient être appelés à résoudre.

EWING — Je voudrais savoir s'il n'y a pas de publications sur les relations entre mouvement barométriques et ceux du sol.

GHERZI — Je ne connais pas de travaux qui aient été publiés spécialement sur ce sujet. J'ai publié dans une « Note de Séismologie » un court article avec graphique, qui traite de cette question.

CALOI — J'en ai un exemplaire, que je peux mettre à la disposition de ceux qui le désirent.

ROTHÉ — Est-ce qu'on peut savoir si ces oscillations se montrent seulement sur les composantes verticales?

GHERZI — Je dois dire que ma composante verticale Galitzine était meilleure que l'horizontale qui était un Wiechert.

MACELWANE — Nous avons observé un phénomène identique et nous avons un sismographe qui enregistre. Nous avons publié une brochure dans laquelle nous soutenions la théorie qu'il ne s'agissait pas d'un mouvement terrestre, mais d'un mouvement microséismique, c. a. d. un enregistrement d'oscillations élastiques de l'air.

GHERZI — Il paraît, qu'à St. Petersburg Mr. GALITZINE a fait des observations en mettant les séismographes dans le vide; et je crois que l'« Istituto di Geofisica » de Rome, qui est si bien outillé, pourrait aussi faire ces observations.

CALOI — Nous enregistrons souvent de ces ondes longues, de une à deux minutes, mais irrégulières, souvent elles sont liées au vent. Mais, en plus de celles là il y en a d'autres qui ne sont pas mystérieuses; et je dirai qu'elles ont un caractère strictement local, relatif au milieu qui entoure l'instrument parce qu'il suffit de la plus petite variation de température pour qu'elles cessent immédiatement.

C'est une recherche qui est encore en cours. Il y a des difficultés à surmonter; mais il est hors de doute que la chose soit du plus grand intérêt et ne s'explique pas avec les vues ordinaires.

VERCELLI — Elles sont locales?

CALOI — Oui, elles sont très locales. Je pense qu'elles sont liées à des effets thermiques.

BERNARD — Ces ondes sont dues à des mouvements de convection de l'air à l'intérieur de la cage des sismographes. (§ « Annales de Géophysique », vol. 3, n. 1, p. 96 [1947]).

CALOI — Pas toujours. Certainement elles sont liées à un effet thermique; mais nous voyons que le comportement est différent selon qu'on arrive à la même température en bas ou en haut.

VERCELLI — Oui cela change. Le refroidissement trouble beaucoup plus que le réchauffement.

GHERZI — Sur le sismographe j'avais placé un thermographe. Celui-ci a montré, qu'il n'y avait pas de variation de température supérieure à un demi degré centigrade.

MACELWANE — Je trouve qu'il y a beaucoup de différences et de difficultés, si nous voulons isoler les phénomènes, surtout que nous avons à faire à des mouvements de masses d'air. Nous avons fait une expérience avec des microbarographes; nous en avons placé un sur le sol et l'autre dans le sous-sol qui était isolé et n'avait pas d'ouvertures extérieures. La seule différence observée a été que les vibrations rapides ont été amorties, tandis que nous n'avons eu aucune différence en ce qui concerne les vibrations normales et les vibrations lentes.

GIORGI — Il semble que ces oscillations d'environ 1/2 minute, 1 minute, se manifestent seulement dans les instruments enregistreurs électromagnétiques et elles sont plus instrumentales qu'ambiantes. Il est probable qu'on doit rechercher la cause ou dans les fils de la suspension ou dans une

cause de nature thermique ou encore dans les aimants, qui présentent un point critique pour certaines températures.

VERCELLI — M. CALOI se souviendra qu'à Trieste nous avons des appareils Alan, qui étaient très troublés lorsque la température baissait pendant l'hiver. Nous avons changé les soches; avant ils étaient en calcaire et nous les avons mis en bois. Ce fut beaucoup mieux. La température ne produisit plus de troubles.

CALOI — Nous aussi nous avons essayé. La perturbation ne disparaît pas. J'ai essayé aussi d'enlever les aimants, mais sans résultat. J'ai observé que les instruments enregistrent ces perturbations quand ils sont très près des limites de la stabilité. Ce qui signifie que c'est un effet très faible. Il se manifeste surtout sur le Galitzine de notre construction, qui ont des périodes d'environ 24 secondes, c'e qui les rapproche des limites de stabilité. Peut-être est ce un effet analogue au mouvement par cellules, comme cela se vérifie aussi dans la haute atmosphère.

A notre point de vue, leur genèse n'est pas du tout éclaircie.

GERZI — Je me suis demandé si les courants telluriques ne pouvaient pas avoir une influence. En effet, nous avons vu à Hong-Kong que les traces seismographiques étaient troublées et j'ai suggéré d'isoler du sol l'instrument pour éliminer ce dérangement. Je me demande si ces courants ne jouent pas un rôle important dans les perturbations qu'on observe dans les enregistrements galvanométriques.

ROTHÉ — À Strasbourg, ces ondes de période d'une minute sont attribuées au vent agissant soit sur les bâtiments, soit sur les arbres du jardin, à côté de l'observatoire. Je montrerai dans ma communication des exemples de ces enregistrements d'une période d'une minute, au cours de la tempête que j'ai essayé d'étudier. La corrélation instrumentale entre l'anémomètre et le seismographe Galitzine est tout à fait bonne.

GERZI — Dans mon cas, il n'y avait pas de vent. Le temps était juste à la veille d'un orage, très déprimant.

MACELWANE — Nous avons eu des variations du point zéro, et nous avons pu observer que ces variations pouvaient être éliminées s'il y avait un contrôle parfait de la température et de l'humidité. En effet, chaque fois que ce contrôle était suspendu, nous assistions de nouveau aux phénomènes de déplacement du point zéro.

ETUDE DU MOUVEMENT MICROSEISMIQUE A STRASBOURG

PAR J. P. ROTHÉ

INTRODUCTION — Je me propose dans une première partie de rappeler les conclusions auxquelles sont arrivés les chercheurs qui se sont préoccupés de l'étude de l'agitation microséismique à Strasbourg; j'examinerai ensuite, dans une deuxième partie quelles nouvelles conclusions on peut tirer de l'étude détaillée d'une tempête microséismique particulièrement caractéristique.

I.

LES TRAVAUX DE J. LACOSTE À STRASBOURG

Le mouvement microséismique est particulièrement fort à Strasbourg, en raison sans doute de la situation particulière de cette ville, placée au centre du fossé rhénan, au dessus d'une épaisse couche de graviers quaternaires. Aussi ce mouvement apparaît aux yeux des moins avertis et le Président Poincaré, visitant notre station sismologique et voyant s'inscrire cette perpétuelle agitation, s'écriait: « mais c'est le halètement de la Terre! ». Il était donc naturel que depuis de longues années les sismologues de Strasbourg cherchent à étudier les causes de ce mouvement.

Influence du sous-sol de la station — Un premier point auquel je m'arrêterai un instant concerne donc l'influence du sous-sol de la

station et je voudrais rappeler la démonstration qu'en a effectué M. Lacoste, alors maître de conférences à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

Depuis longtemps déjà on savait que l'amplification microsismique enregistrée variait avec les stations d'observation. On pouvait invoquer tout d'abord une mise au point plus ou moins bonne des appareils et surtout une distance plus ou moins grande du foyer de perturbation. Cette dernière raison ne saurait être retenue: les observations de De Bilt et de Strasbourg indiquent d'ordinaire les mêmes valeurs de l'agitation, et se trouvent pourtant à des distances différentes du foyer.

Il y avait donc lieu de faire appel à une cause d'ordre géologique, une amplification sédimentaire particulière à chaque observatoire, amplification variable suivant la nature et l'épaisseur des couches sur lesquelles fonctionnent les sismographes.

Dans ce but, dès l'hiver 1930-1931, J. Lacoste a eu l'idée d'installer une station volante en diverses localités voisines de Strasbourg et sur des couches géologiques différentes. Il n'a pu malheureusement opérer qu'avec une seule composante: il a choisi la direction N-S, direction privilégiée en Alsace. Les résultats obtenus (fig. 1) sont groupés ci-dessous, la station volante ayant été installée successivement à Sainte Marie-aux-Mines, à Saverne, à Phalsbourg et à Bouxwiller.

1) Sainte Marie-aux-Mines, sur *micaschiste* et *gneiss*:

$$\frac{\text{Amplitude Strasbourg}}{\text{Amplitude Sainte Marie}} = 2,6$$

2) Saverne, sur *grès vosgien*, non loin du bord de la grande faille vosgienne:

$$\frac{\text{Amplitude Strasbourg}}{\text{Amplitude Saverne}} = 1,8$$

3) Phalsbourg, plateau lorrain, sous-sol grès vosgien:

$$\frac{\text{Amplitude Strasbourg}}{\text{Amplitude Phalsbourg}} = 1,55$$

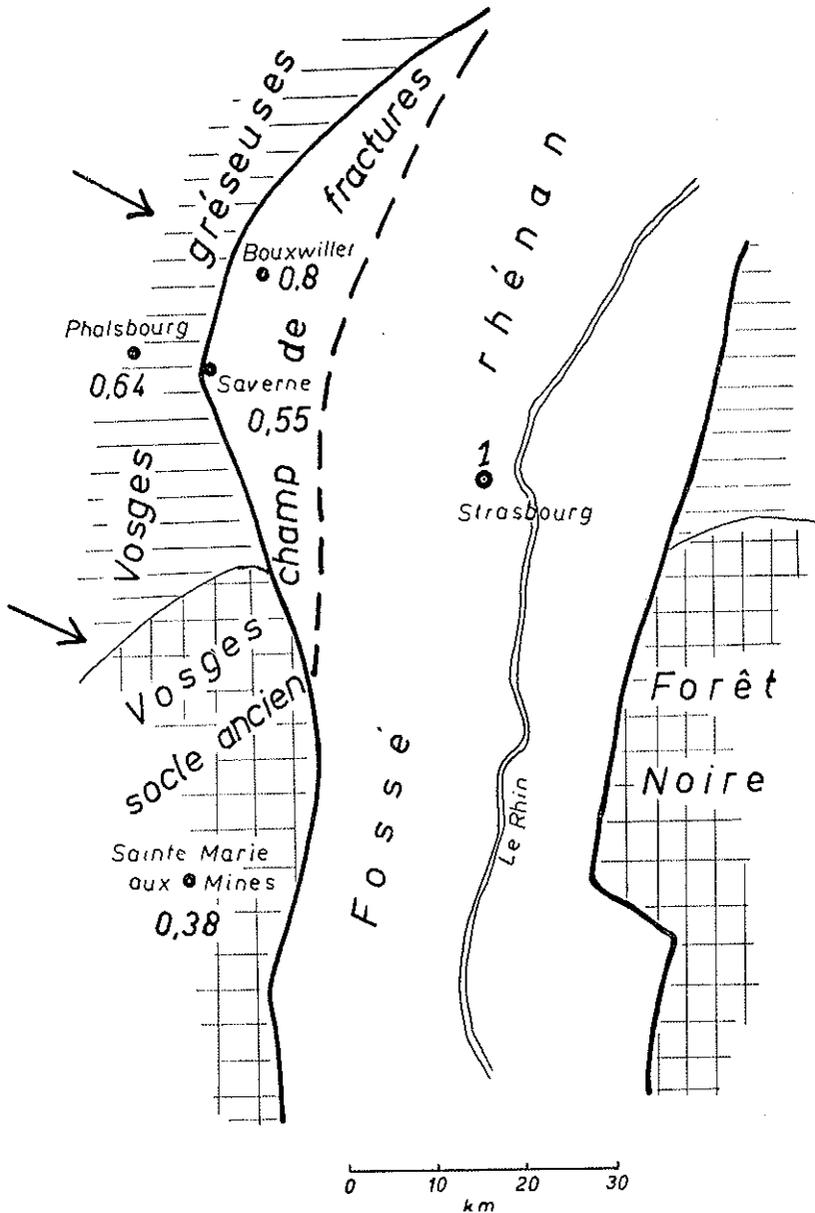


FIG. 1

Variation de l'amplitude de l'agitation microsismique avec la structure géologique du sous-sol des stations (J. LACOSTE).

- 4) Bouxwiller, sur un champ de fractures; sous-sol jurassique moyen reposant sur la série complète du Lias:

$$\frac{\text{Amplitude Strasbourg}}{\text{Amplitude Bouxwiller}} = 1,25$$

On constate ainsi, que lorsqu'on s'avance vers la plaine d'Alsace, l'agitation microsismique grandit et tend à se rapprocher de celle de Strasbourg.

Il faut aussi signaler que les rapports ci-dessus varient avec la période. C'est ainsi que pour Bouxwiller on a trouvé les valeurs suivantes:

Période T (secondes):	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8	8,5	et 9
Rapport $\frac{\text{Strasbourg}}{\text{Bouxwiller}}$	1,13	1,18	1,21	1,24	1,25	1,29	1,31	1,35	

À Sainte Marie-aux-Mines les mêmes rapports varient de 2,3 à 2,7; à Saverne de 1,6 à 1,9.

Donc à Strasbourg, la composante nord s'exagère à mesure que croît la période.

On vient de voir combien est modifiée la composante de l'agitation microsismique avec la nature du sol sur lequel reposent les appareils: celle de Strasbourg a 135 m. de gravier au-dessous d'elle, De Bilt est située sur du sable diluvien, Kew sur de l'argille superposée à un sous-sol calcaire, Uccle sur du calcaire, Stuttgart sur une épaisse couche de marne dure: dans cette dernière station l'agitation reste très faible.

Recherches des causes météorologiques — Je ne parlerai pas ici des recherches faites à Strasbourg sur les variations diurnes et annuelles du mouvement microsismique. Par contre j'insisterai sur la recherche des causes météorologiques pouvant expliquer l'agitation.

D'après J Lacoste l'étude des anomalies du mouvement microsismique à Strasbourg montre que les grandes agitations sont en relation avec la marche rapide de profonds noyaux de baisse barométrique (—20 à —25 millibars en 24 heures) se déplaçant sur les mers baignant l'Europe occidentale. Des noyaux de variation sur le

continent européen laissent l'agitation à sa valeur normale. Les anomalies par excès s'exagèrent surtout en hiver, c'est à cette époque aussi que les différences de température entre l'air tropical et l'air polaire sont les plus marquées: le front polaire est alors très net, les masses d'air froides très puissantes, les discontinuités très vives, d'où une plus grande turbulence dynamique sur ces surfaces, une plus grande énergie des cyclones, une plus grande vitesse de translation.

J. Lacoste écrivait encore: Il n'est pas douteux que l'agitation microséismique s'exagère à Strasbourg lorsque des noyaux de variation barométrique négatifs parcourent les mers voisines; elle retrouve sa valeur normale lorsque les noyaux négatifs sont en marche sur les continents; elle devient anormale par défaut, si les hautes pressions existent sur le N-W de l'Europe et particulièrement si elles englobent aussi la France.

La recherche de la position des centres de noyaux de variations négatives au moment où s'enregistrent à Strasbourg les mouvements microséismiques de grande amplitude avait permis à J. Lacoste de mettre en évidence les faits suivants:

D'une manière générale, dès que la perturbation venant de l'Atlantique s'approche des côtes occidentales françaises ou anglaises, le mouvement à Strasbourg s'amplifie; il passe par un maximum au moment où la perturbation est située sur l'une des 4 zones qui sont par ordre d'importance ou de fréquence (fig. 2):

1) sur la Mer du Nord et sur une méridienne comprise entre 0° et 5° Est;

2) sur les côtes SW de l'Irlande, à l'entrée de la Manche, au voisinage de la Bretagne vers le 50° parallèle entre 5° et 10° de longitude Ouest;

3) à l'entrée de la Baltique, vers 55° N, 15° E;

4) sur le Golfe de Gascogne.

Un même noyau de baisse peut passer successivement sur plusieurs des zones indiquées; particulièrement s'il va de l'Ouest de l'Irlande à la Belgique, l'agitation subira des fluctuations évidentes tenant au fait que le maximum de perturbation est tantôt sur mer, tantôt sur terre.

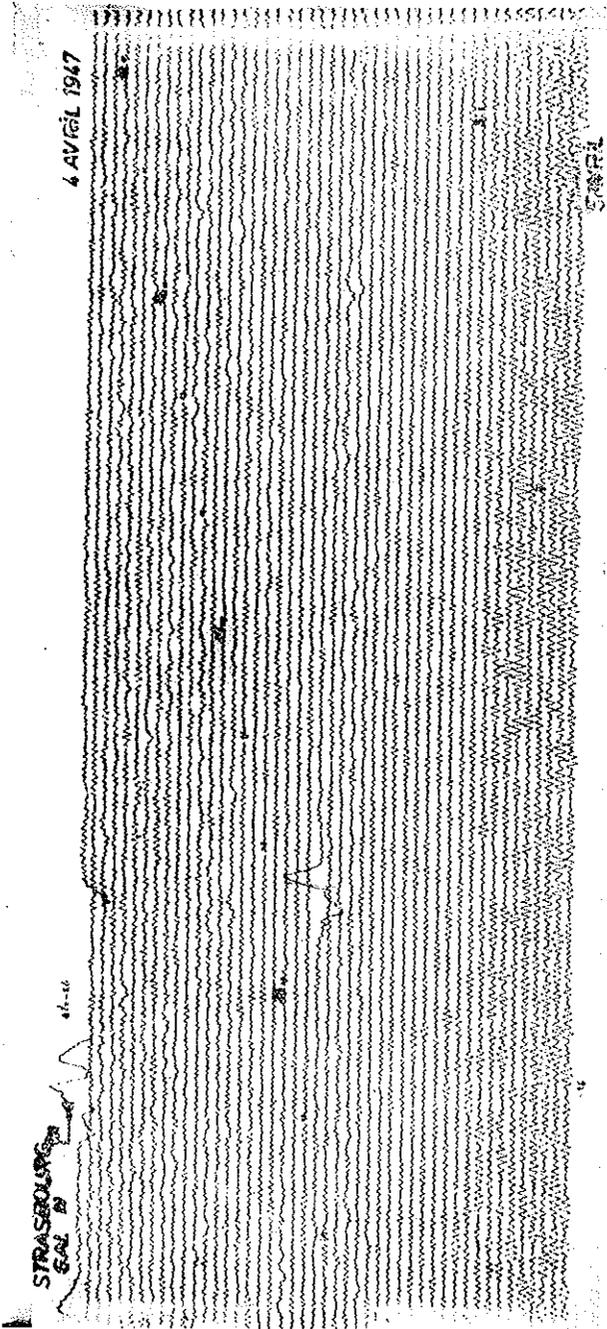


FIG. 2-A
Inscription sur Galitzone N-S à Strasbourg de la tempête microsismique du 5-7 Avril 1947.

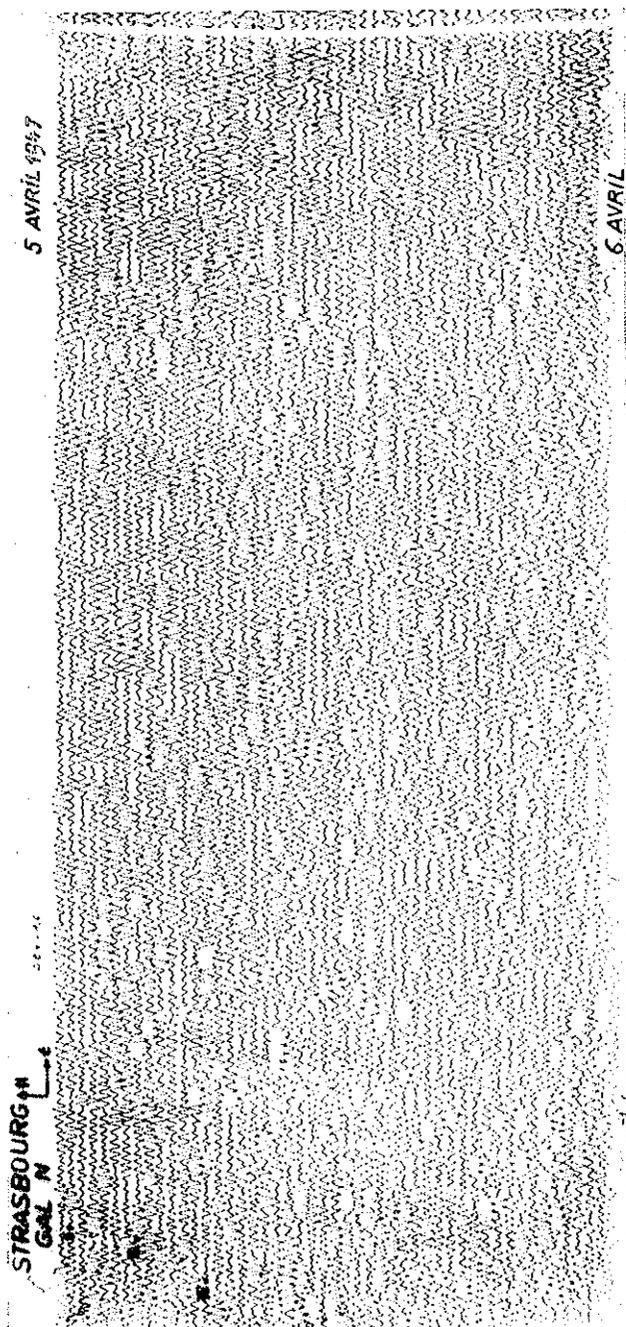
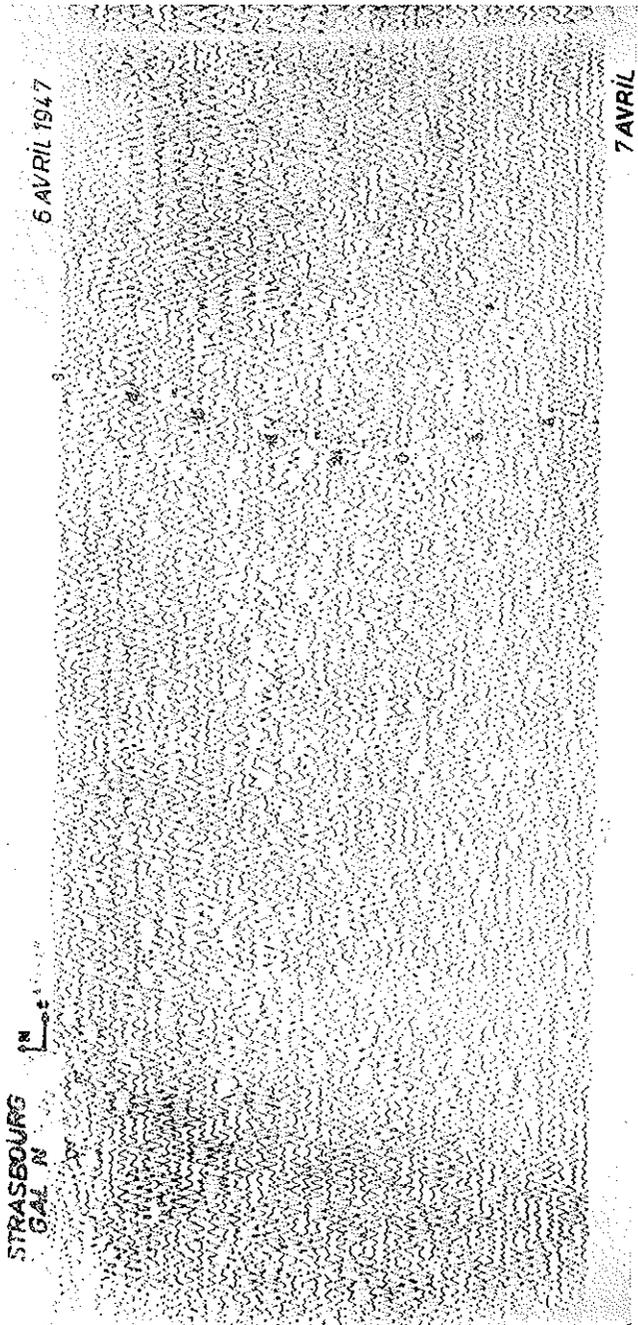


FIG. 2-B

Inscription sur Galitzine N-S à Strasbourg de la tempête microseismique du 5-7 Avril 1947.

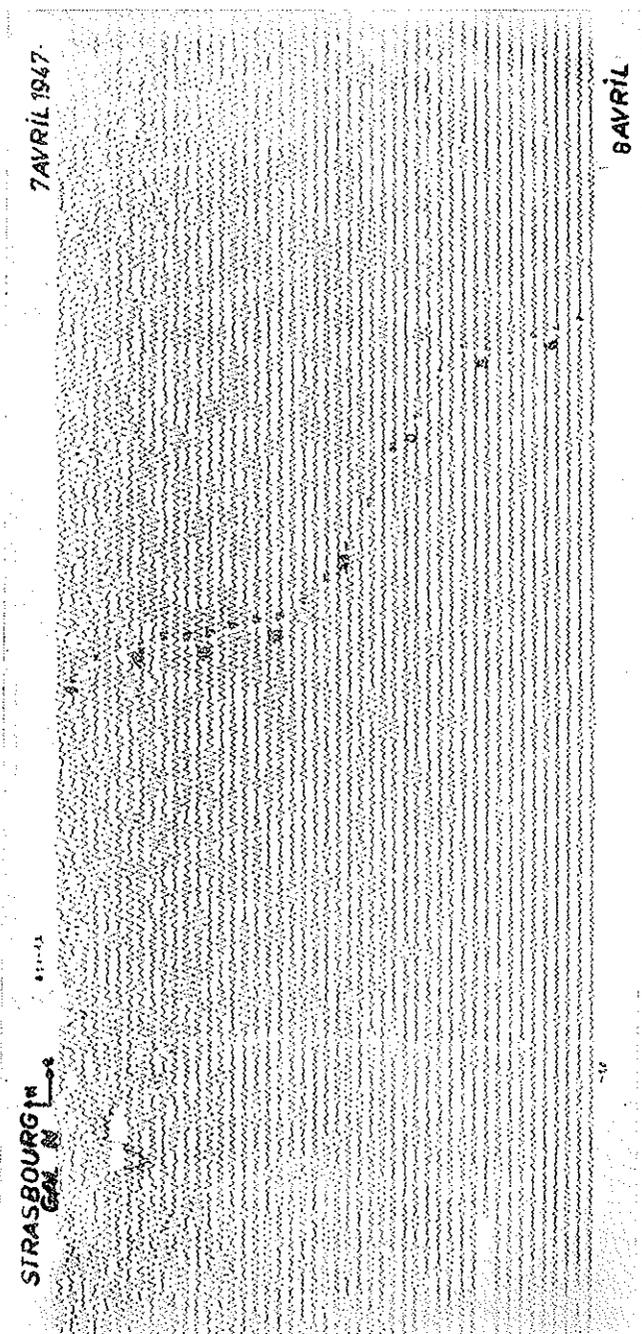
(suite)



(suite)

FIG. 2-C

Inscription sur Galitzine N-S à Strasbourg de la tempête microséismique du 5-7 Avril 1947.



(suite)

FIG. 2-D
Inscription sur Galitzine N-S à Strasbourg de la tempête microseismique du 5-7 Avril 1947.

M. Lacoste avait été surpris du fait que de très forts mouvements microséismiques s'enregistrent à Strasbourg alors même que les noyaux de plus grande baisse suivent des trajets à des latitudes élevées et il fût ainsi amené à considérer, non seulement le centre du noyau, mais encore toute la surface de discontinuité sur laquelle la turbulence dynamique est la plus intense, c'est à dire la zone frontale. En cherchant les positions des fronts qui correspondent aux maximums des mouvements microséismiques on les trouve sur des zones qui correspondent à celles que nous rappelions tout à l'heure.

« Ainsi, écrivait M. Lacoste, la cause de l'agitation microséismique dépend de troubles atmosphériques subcontinentaux ou sub-maritimes complexes, phénomènes variables avec le temps et doués de mouvements de translation plus ou moins rapides et dans des directions variables, phénomènes pouvant s'exagérer ou s'atténuer. Toutes ces circonstances laissent prévoir les difficultés que présente l'étude d'une pareille agitation, elles justifient les pénibles recherches faites, les longues statistiques établies, les nombreuses hypothèses proposées. Impossible donc de prévoir un foyer fixe, un épïcêtre unique et certain, déterminable, comme dans le cas des séismes, par des données instrumentales. Il ne peut être question que de larges zones de turbulence au-dessous desquelles le sol entre en vibration.

Les ondes ainsi créées se propagent au loin fort probablement par le même mécanisme que les ondes séismiques et suivant leur distance de parcours atteignent les couches de différentes profondeurs. La faible énergie qu'elles transportent laisse prévoir aussi une absorption avec la distance. Les stations sud-européennes ou situées au centre des vastes continents seront généralement moins perturbées par des foyers sis sur les mers du Nord ».

Enfin dans un ordre d'idée différent, il n'est peut-être pas inutile de rappeler la coïncidence qu'avait signalée M. Lacoste entre des agitations microséismiques anormales en Europe occidentale, en particulier à Strasbourg et le déclenchement de séismes en Bretagne. De profondes variations de pression atmosphérique ont déjà été invoquées par différents auteurs pour expliquer le déclenchement de certains grands séismes: il est possible qu'il y ait ici un phénomène comparable (trigger-effect).

On voit que notre collègue strasbourgeois, guidé par les beaux travaux du R. P. Gherzi auquel il rendait hommage dans ses premières publications, avait porté son attention sur plusieurs des grands problèmes intéressant l'agitation microséismique. Il avait conclu à l'importance des *noyaux de baisse barométrique* (sans préciser exactement ce qu'il entendait par là) passant par certaines régions océaniques privilégiées et aussi à l'importance des fronts (sans préciser la nature — chaude ou froide — de ces fronts).

BIBLIOGRAPHIE

- J. LACOSTE, *Le mouvement microséismique à Strasbourg en 1926 et ses relations avec les perturbations atmosphériques*, « Comptes Rendus du Congrès des Sociétés Savantes en 1927 », Sciences, Paris, 1929, pp. 126-134.
- *Dix années d'observations sur les mouvements microséismiques à Strasbourg*. Publ. du Bur. central séismol. intern. », Série A, Travaux scientifique, fasc. 7, 1932, pp. 16-35.
- *Observations sur le mouvement microséismique à Strasbourg au cours des années 1930-31-32*, *ibid.*, fasc. 10, 1934, pp. 45-48.
- *Etude d'une agitation microséismique anormale 13 novembre 1930*, *ibid.*, fasc. 10, 1934, pp. 49-53.
- *A propos de travaux récents sur les ondes microséismiques*. Ann. de Physique du Globe de la France d'Outre-Mer, N. 19, février 1937, pp. 5-10.

II.

LA TEMPÊTE MICROSÉISMIQUE D'AVRIL 1947

La tempête microséismique d'avril 1947 (fig. 2) avait immédiatement attiré mon attention et était devenue l'exemple classique que je présente à mes étudiants dans mon enseignement de séismologie. J'ai donc pensé qu'il serait intéressant d'étudier avec quelques détails cette tempête et d'essayer de rechercher si cet exemple confirme l'une ou l'autre des hypothèses formulées quant à l'origine du mouvement microséismique.

J'ai d'abord eu à ma disposition les tableaux publiés par l'U. S.

Coast and Geodetic Survey et qui contiennent les dépouillements faits de 6 en 6 heures dans les différents observatoires (I).

Le tableau 1 rassemble les dépouillements des composantes horizontales dans un certain nombre de stations caractéristiques: (Ottawa, Reykjavik, De Bilt, Uccle, Paris, Strasbourg, Stuttgart, Zürich, Bâle, Helsinki, Uppsala, Tortosa, Cartuja).

Ce tableau montre que la tempête microsismique que nous avons cherché à étudier se situe entre le 5 et le 7 avril; cette tempête est encadrée par des périodes beaucoup plus calmes qui permettent de l'isoler nettement.

J'ai ensuite procédé au dépouillement heure par heure des diagrammes des stations de De Bilt, Scoresby Sund, Strasbourg, Stuttgart, Uccle et Rome pour la période la plus intéressante du 3 au 8 avril 1947. Les chiffres bruts représentant en valeur relative l'agitation microsismique horaire sont obtenus en faisant la somme des amplitudes doubles (mesurées en millimètres) des 4 trains d'ondes les plus caractéristiques observés au cours des 10 minutes précédant et suivant chaque heure.

Les résultats numériques sont reportés dans le tableau II et représentés en graphique (fig. 3) pour les 4 stations du Scoresby Sund, De Bilt, Rome et Strasbourg. On voit immédiatement que les courbes sont très analogues et principalement à partir du 5 à 0 h. au moment où commence la tempête microsismique proprement dite. L'agitation microsismique a donc pour ces différentes stations, une même cause. L'agitation, après avoir présenté un premier maximum le 5 vers 12-14 heures, reste très forte, passe par un deuxième maximum le 6 vers 16 heures et décroît ensuite rapidement.

La partie gauche du graphique fait ressortir des discordances entre l'agitation inscrite à Strasbourg et De Bilt d'une part, à Rome et au Scoresby Sund d'autre part. Par ailleurs, l'examen de la partie droite du graphique (8 au 9 avril) montre que l'agitation microséis-

(1) En compulsant ces tableaux on est frappé de la diversité des notations utilisées, certaines stations notant l'amplitude du mouvement microsismique en millimètres, d'autres en microns, d'autres encore en dixième de microns. La question de l'unification des notations employées pour la mesure de l'agitation microsismique a déjà été évoquée à l'Assemblée Générale de l'Association Internationale de Séismologie à Bruxelles en 1951. Je propose que les participants à la semaine d'études formulent une proposition très ferme relative à cette unification.

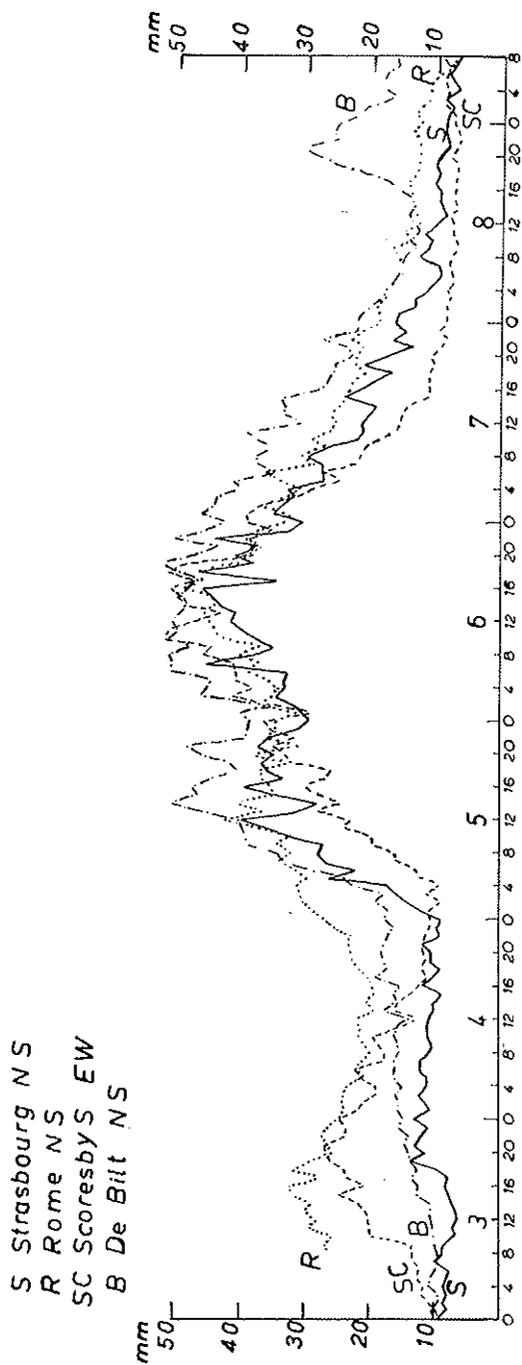


FIG. 3

Variation (en valeur relative) de l'agitation microseismique du 4 au 9 Avril 1947 d'après les enregistrements aux stations de De Bilt, Scoresby-Sund, Rome et Strasbourg.

mique augmente à nouveau, mais dans *la seule station de De Bilt* (voir fig. 10); nous chercherons à préciser les causes de ces divergences en étudiant l'évolution de la situation météorologique pendant cette période.

La figure 4 indique clairement que la méthode de dépouillement utilisée, appliquée à l'étude des deux composantes horizontales du mouvement, fournit des résultats très comparables. La figure est relative à la station du Scoresby Sund.

Amplitude maxima du mouvement du sol

Les grandissements des appareils utilisés sont indiqués dans le tableau III.

J'ai cherché à mesurer l'amplitude des trains d'ondes les plus importants et j'ai calculé la valeur absolue du mouvement du sol (en microns) aux différentes stations. Toutes ces mesures se rapportent à la journée du 6 avril. Les heures sont indiquées entre parenthèses.

- Strasbourg, Gal. NS: 13,5 (12 h. 33); 15 (13 h. 18); 15 (15 h. 45); 14 (17 h. 25).
- Strasbourg, Gal. EW: 8,5 (9 h. 38); 9,4 (12 h. 58); 8,5 (15 h. 38).
- Rome, NS: 3,3 (16 h. 15); 4,2 (18 h. 33).
- Rome, EW: 3,4 (12 h. 55); 3,7 (16 h. 53).
- Stuttgart, NS: 2,4 (9 h. 17); 2,6 (15 h. 27); 2,6 (18 h. 20).
- Stuttgart, EW: 3,6 (9 h. 27); 2,8 (10 h. 30); 3,0 (23 h. 25).
- Uccle, NS: 6,4 (11 h. 50); 5,9 (14 h. 10); 6,1 (14 h. 55); 5,1 (19 h. 23); 7,2 (20 h. 16).
- Uccle, EW: 5,7 (11 h. 52); 5,2 (18 h. 40); 5,2 (19 h. 25).
- De Bilt, NS: 17,8 (10 h. 10); 21,2 (15 h. 45); 20,0 (19 h. 45); 17,7 (01 h. 07) (1e 7).
- De Bilt, EW: 23,2 (12 h. 33); 24,4 (17 h. 44); 23,6 (19 h. 05); 28,8 (19 h. 21).
- Paris, Wichert NS: 13,0 (6 h. 58); 12,7 (7 h. 55); 13,0 (15 h. 50); 12,7 (18 h. 08).
- Paris, Wiechert EW: 10,5 (9 h. 57); 10,5 (12 h. 18); 9,4 (18 h. 18).
- Scoresby Sund NS: 9,0 (8 h. 02); 8,5 (16 h. 53).
- Scoresby Sund EW: 8,0 (11 h. 03).

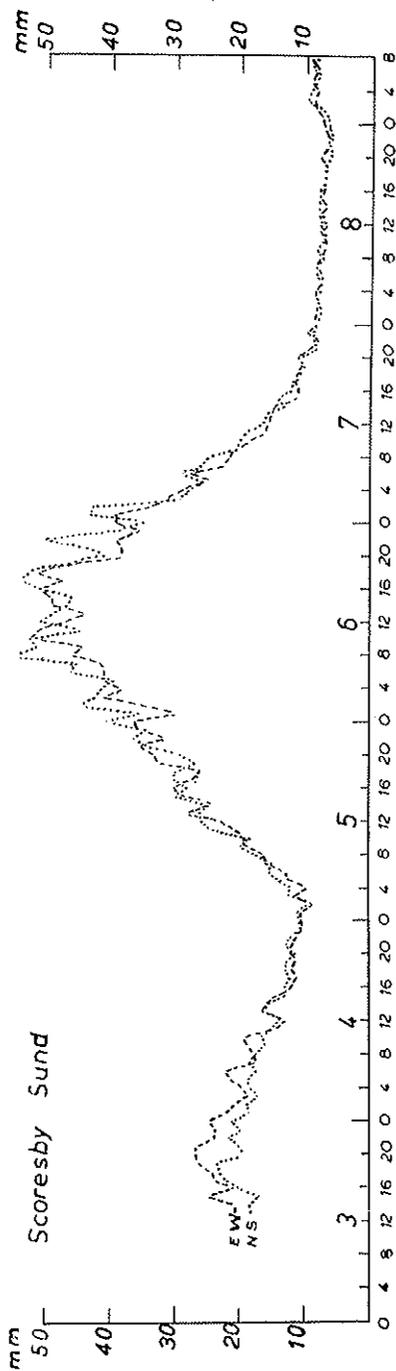


FIG. 4

Comparaison de l'agitation microséismique inscrite sur les deux composantes horizontales à la station du Scoresby entre le 4 et le 9 Avril 1947.

Les plus fortes amplitudes sont observées à la station de De Bilt, puis à celles de Paris et de Strasbourg; les amplitudes restent relativement plus faibles à Uccle, Stuttgart et Rome. Les amplitudes décroissent avec la distance et il est naturel de rechercher la cause du mouvement au Nord de De Bilt.

Le tableau suivant indique les distances des stations aux deux points A et B situés sur la trajectoire de la dépression D 8 dont il sera question plus loin.

	A (56° N, 32° W)	B (61° N, 0°)
De Bilt	2500	1000
Uccle	2500	1100
Paris	2500	1300
Stuttgart	3000	1400
Strasbourg	2900	1400
Scoresby Sund	1700	1500
Rome	3600	2200

Il n'est pas possible, bien entendu, de suivre et de comparer directement les mêmes trains d'ondes aux différentes stations.

Début de l'agitation

J'avais espéré pouvoir déterminer au moins approximativement le début de l'agitation anormale en chaque station. Sans pouvoir utiliser la mesure au curvimètre préconisée par M. Bernard j'ai déterminé l'amplitude maximum de 2 en 2 minutes pendant les premières heures de la journée du 5 avril. Les valeurs sont très irrégulières et ne montrent pas de variation brusque permettant de déterminer, à quelques minutes près, le début de l'agitation. Au fur et à mesure que la source de l'agitation se rapproche du continent européen l'amplitude augmente régulièrement, peut-être d'abord plus vite à Strasbourg et à Kew qu'à De Bilt et Stuttgart.

Période des groupes de microséismes

Pendant la tempête principale la période des trains d'ondes est dans toutes les stations comprise entre 7 et 8 secondes, autre argument en faveur d'une cause commune.

A Strasbourg la période reste, du 5 au 7, voisine de 7s0, atteignant 7s5 à 8s0 dans l'après-midi du 6 (au moment du maximum d'agitation) et s'abaissant à 6s5 le 7, diminuant ensuite jusqu'à 5s5 le 8 au matin. Le 8, l'agitation reste faible parfois irrégulière avec une période de l'ordre de 5s2 à 5s5.

A Scoresby Sund la période des groupes de microséismes reste constamment comprise entre 6s0 et 7s0 du 3 au 7; ensuite l'agitation diminue beaucoup et la période est comprise entre 5s5 et 6s0 (fig. 5).

A De Bilt, alors que, comme dans les autres stations la période des trains d'ondes de la tempête principale est voisine de 7 secondes, la reprise d'agitation microséismique dans la soirée du 8 se fait, au contraire avec une période beaucoup plus faible, comprise entre 4s0 et 4s5.

A Rome enfin le phénomène est plus complexe: le 3 les périodes restent voisines de 4 secondes; le 4 et le 5 (jusqu'à midi) les courbes présentent un aspect irrégulier qui est sans doute dû à l'interférence de mouvements microséismiques d'origine différente, l'un de période 3s5 à 4s0, probablement d'origine méditerranéenne et l'autre de période comprise entre 6 et 7 s. Les groupes deviennent très réguliers à partir du 5 à 17 heures: à partir de ce moment et jusqu'au 7 au matin la période reste comprise entre 6s6 et 7s5, voisine en général de 7s0; elle décroît le 7, passant de 6s0 le matin à 5s6 le soir (fig. 6).

Le tableau IV contient pour les quatre stations ci-dessus et pour chaque heure les valeurs moyennes des périodes ainsi que les amplitudes simples du mouvement du sol, évaluées en microns, calculées à partir des 4 valeurs dont la somme figure pour chaque heure au tableau II.

Recherche de l'origine du mouvement: situation météorologique (fig. 7)

Pour essayer de rechercher les causes de cette agitation microséismique, il convient d'abord de faire un examen détaillé de la situation météorologique du 1er au 10 avril d'après le Bulletin quotidien d'Études de l'Office National Météorologique.

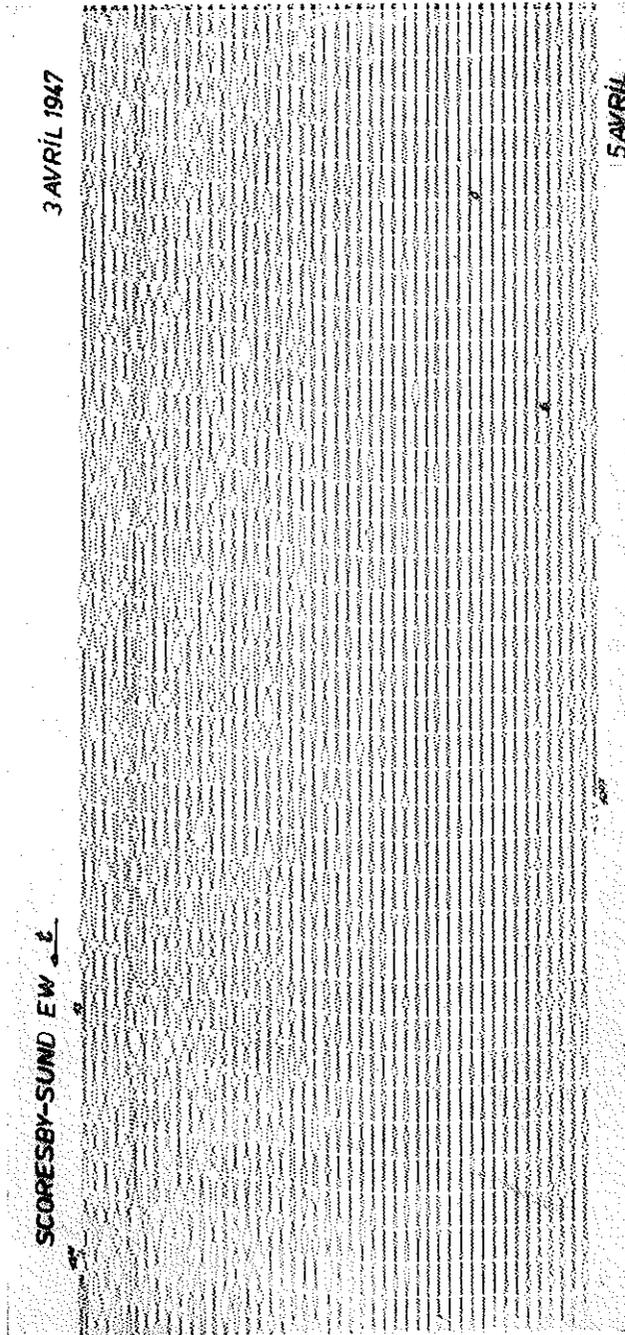
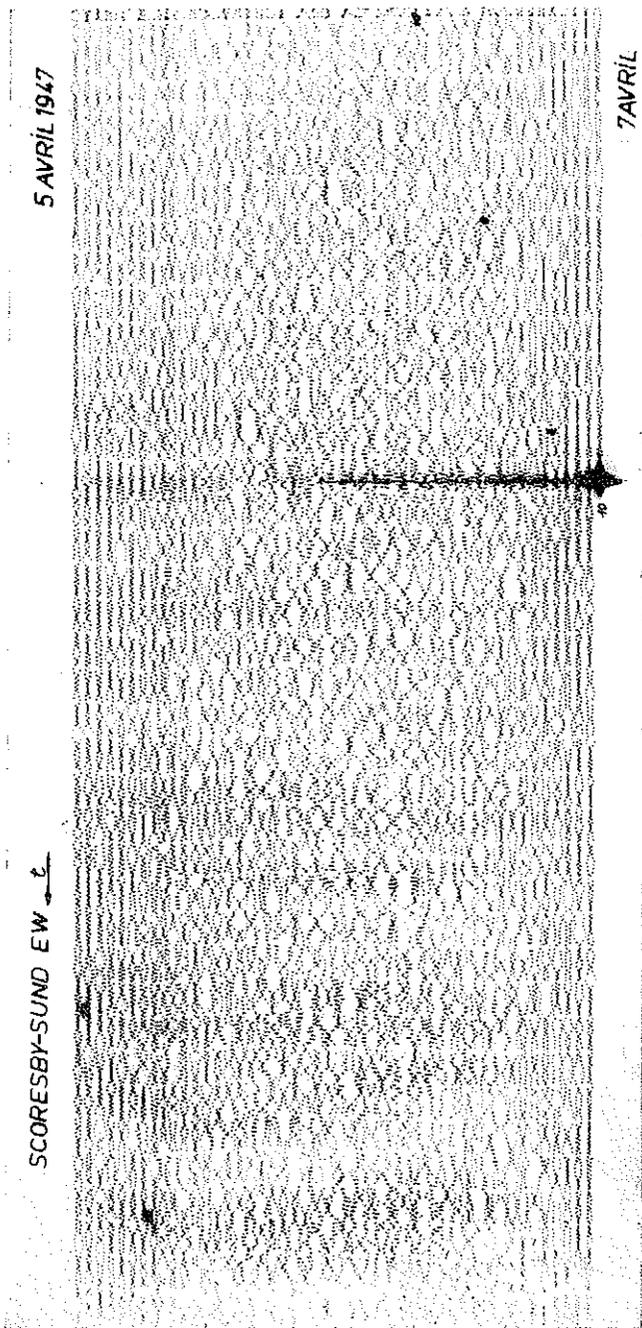


Fig. 5-A
Inscription sur Galitzine EW au Scoresby-Sund de la tempête microsismique du 5-7 Avril 1947.



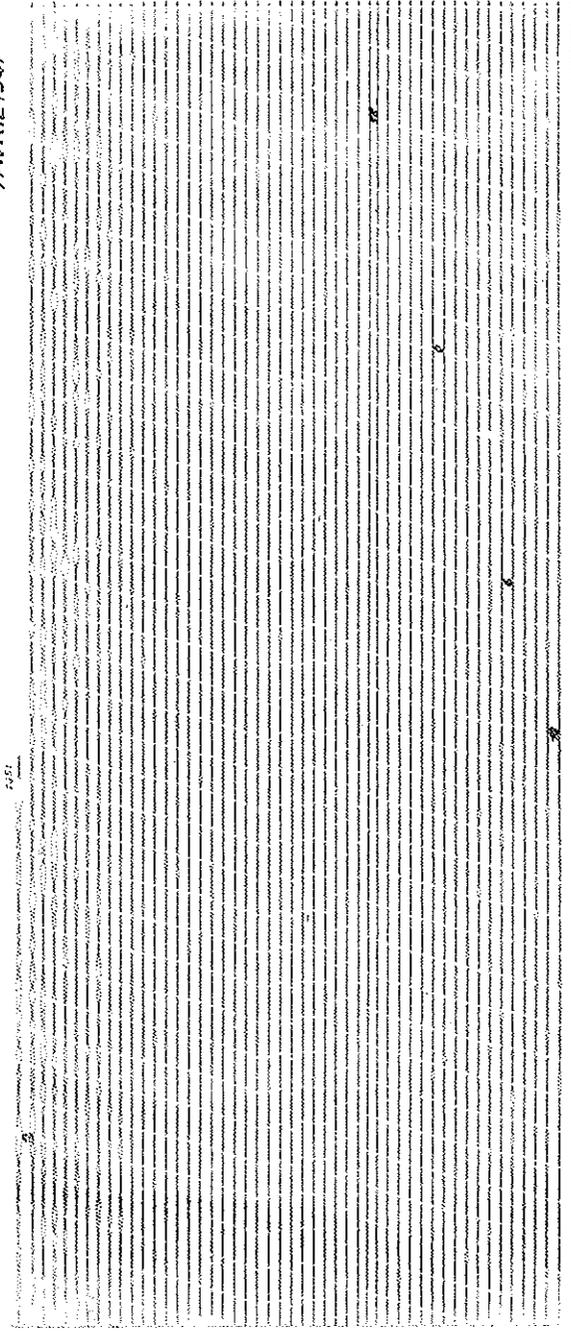
(suite)

FIG. 5-B

Inscription sur Galitzine EW au Scoresby-Sund de la tempête microséismique du 5-7 Avril 1947.

SCORESBY-SUND EW 

7 AVRIL 1967



(suite)

FIG. 5-C
Inscription sur Gaitzine EW au Scoresby-Sund de la tempête microseismique du 5-7 Avril 1967.

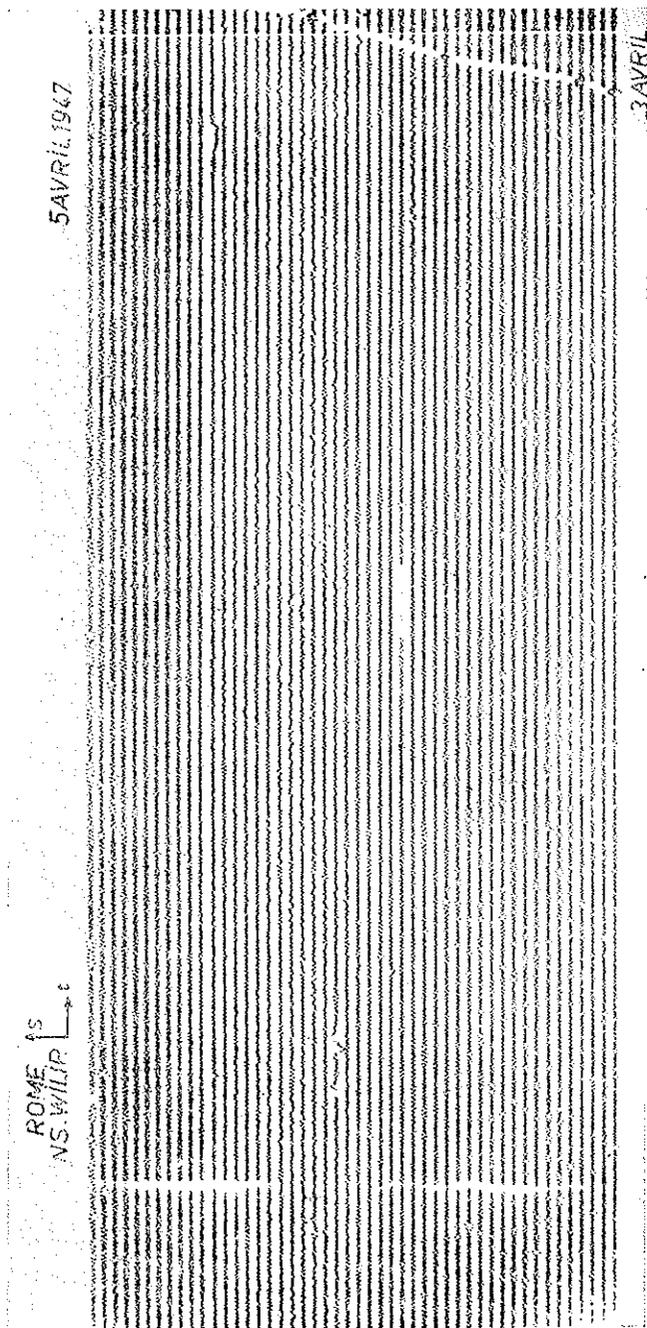
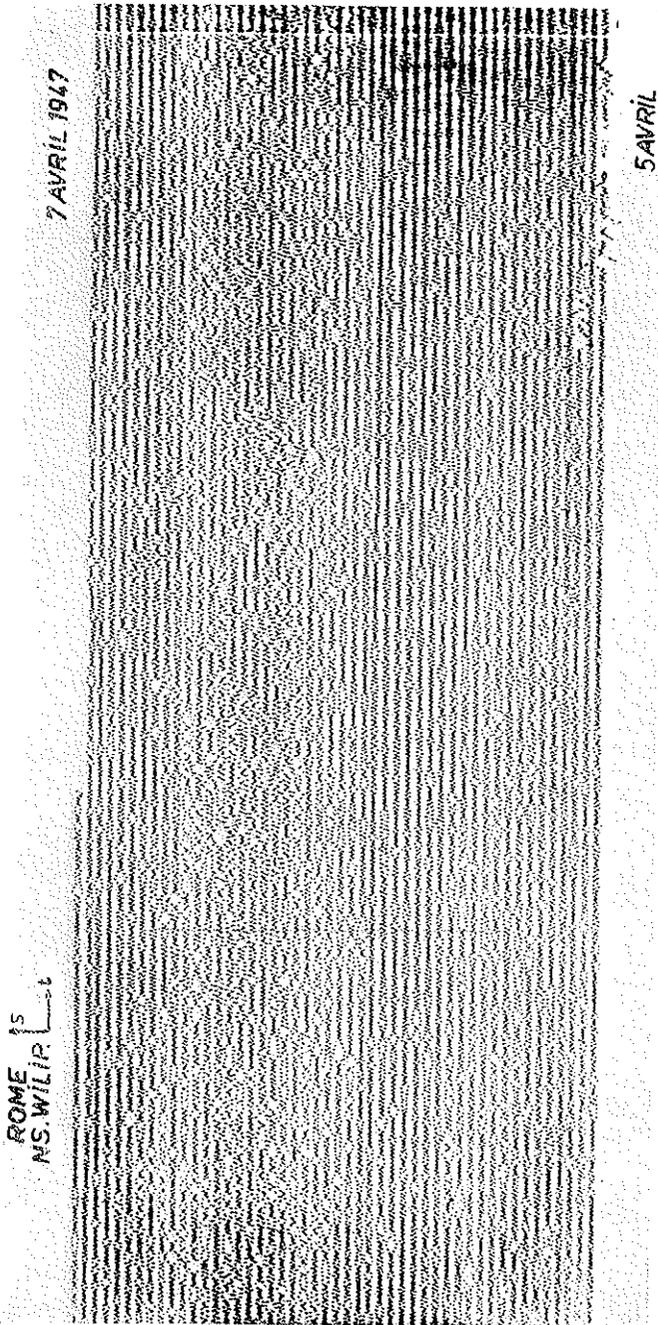


Fig. 6-A

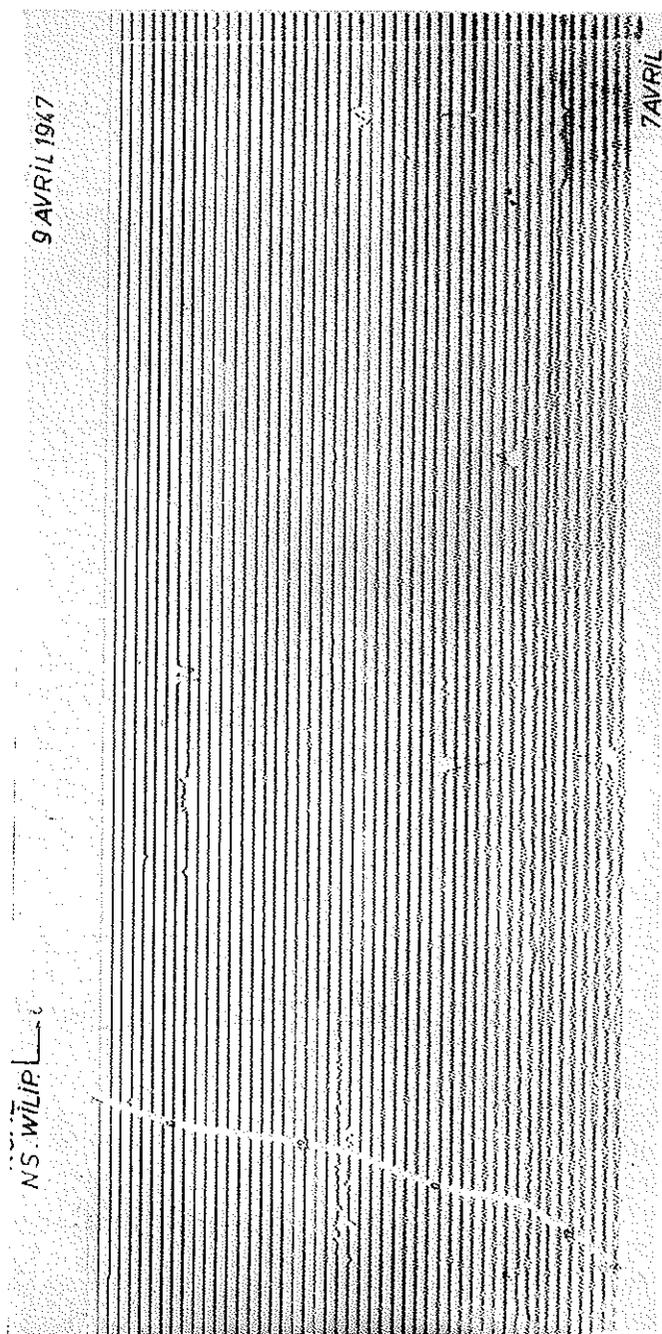
Inscription sur Galtzine Wilip N-S à Rome de la tempête microsismique du 5-7 Avril 1947. On notera le caractère très irrégulier de l'inscription les 4 et 5 Avril.



(suite)

FIG. 6-B

Inscription sur Galitzine Wilip N-S à Rome de la tempête microsismique du 5-7 Avril 1947.



(suite)

FIG. 6-C

Inscription sur Galitzine Wilip N-S à Rome de la tempête microseismique du 5-7 Avril 1947.

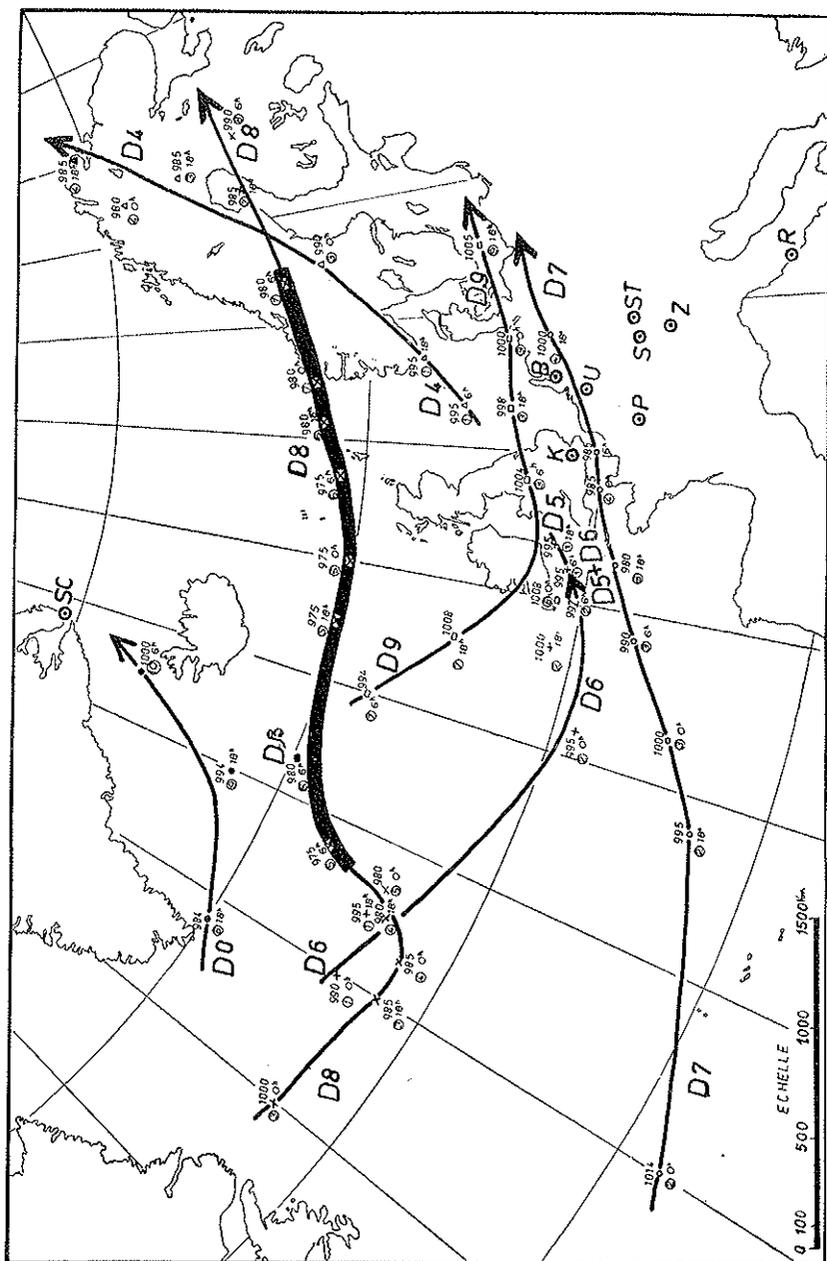


FIG. 7

Trajectoires des principales dépressions du 1er au 10 Avril 1947: position des centres dépressionnaires chaque jour à
 o L, 6 h, et 18 h, et valeur des minima de pression.

Le 1^{er} avril l'ensemble de l'Europe et de l'Atlantique est couvert par une vaste zone dépressionnaire présentant 4 centres :

- D'₄ 994 mbs (Leningrad)
- D''₄ 994 » (Mer du Nord à l'W du Danemark)
- D₅ 994 » (Mer d'Irlande)
- D₆ 985 » (Atlantique vers 55° N, 38° W)

La zone anticyclonique est rejetée au Sud des Açores vers 30° N, 40° W.

Une dépression secondaire (1004 mb) centrée sur l'Italie du Sud est en voie de comblement.

Le 2 avril à 6 heures la dépression D'₄ s'avance vers l'Est sur le nord de la Russie en se comblant (997,5 mb); la dépression D''₄ s'avance lentement vers le Nord-Est, le 2 à 6 heures elle est au Sud d'Oslo (994 mb); la dépression D₅ est également en voie de comblement sur place sur la mer d'Irlande (997,5 mb) où elle est rejointe dans la journée du 2 par la dépression D₆ qui à 0 heure était centrée vers 49° N, 18° W. Ces 2 dépressions se comblent lentement (1000 mb à 18 heures); sur l'Europe occidentale les variations de pression en 24 heures restent faibles. Cependant un nouvel élément est apparu à 0 heure: une dépression D₇ s'est formée dans l'anticyclone subtropical vers 38° N, 40° W et s'avance très rapidement vers l'ENE en se creusant; à 18 heures cette dépression est au NE des Açores vers 43 5 N, 21 5 W et la carte des tendances montre une vaste zone de baisse (—II à —III) s'étendant sur l'Atlantique de la Bretagne au large du Maroc.

Le 3, la dépression D''₄, dédoublée, est sur la Scandinavie (990 mb) où elle s'est légèrement creusée; cette dépression traverse toute la Scandinavie dans la journée du 3 en continuant à se creuser légèrement et atteint le 4 la Finlande (980 mb, 69° N, 22° E).

L'élément dominant de la journée du 3 est la progression rapide de la dépression D₇ qui se creuse fortement; le 3 à 18 heures son centre est sur la pointe de la Bretagne (979 mb), elle est largement occluse et traverse la France au cours des 24 heures, accompagnée d'une zone étroite de fortes pluies et suivie d'une traine extrêmement

vigoureuse comportant de nombreux grains. Les vents variables en direction, soufflent en tempête dans un rayon de 500 à 600 Km autour du centre de la dépression. La carte des tendances traduit l'avance rapide de cette dépression: à 18 heures le noyau de baisse (—V) est sur la Manche à l'Ouest du Cotentin.

Les cartes du 3 font encore apparaître un nouvel élément, encore peu important, mais qui va jouer le rôle capital dans la tempête microséismique des jours suivants; c'est la dépression D_8 qui apparaît à 0 heure au voisinage de Terre Neuve (52° N, 50° W, 1000 mb) et qui, à 18 heures, s'est avancé vers l'Est sur l'Atlantique en se creusant (985 mb, 53° N, 40° W).

Le 4, l'Europe occidentale est encore sous l'influence de la dépression D_7 dont le centre est sur la Manche centrale à 6 heures (985 mb). Les vents continuent à souffler en tempête le matin dans un rayon de 500 à 600 Km autour du centre; l'après-midi la dépression est devenue continentale et en voie de comblement sur l'Allemagne du Nord. Un fort noyau de hausse (+VI) couvre toute l'Europe occidentale.

Pendant ce temps, la dépression D_8 continue lentement sa marche vers l'Est (à 6 heures: 52° N, 37° W, 984 mb., à 18 heures: 54° N, 35° W, 980 mb). Sur la carte des variations de pression en 24 heures à 18 heures le 4, la zone de baisse commence à devenir visible sur l'Atlantique au large des côtes européennes.

Le 5 à 0 heures, il est important de préciser la situation météorologique car l'agitation microséismique va augmenter rapidement aux premières heures de cette journée. A ce moment, la dépression D_7 s'est comblée sur l'Allemagne du Nord (1004 mb); une autre dépression 990 mb se trouve toujours sur la région de Mourmansk dans le nord de la Scandinavie, mais le principal centre d'action est désormais constitué par la dépression D_8 qui continuant à s'avancer vers l'Est est alors située vers 54° N, 33° W (980 mb). A 6 heures, la dépression s'est creusée (<985 mb) et s'étend largement vers l'Est: le noyau de baisse (—VI) est situé entre l'Irlande et l'Islande; à 18 heures ce noyau atteint la Mer du Nord, la pression a baissé de 30 millibars en 24 heures à Stornoway dans les Hébrides et le centre de la dépression se trouve vers 60° N, 15° W. La dépression s'est

encore creusée (975 mb). Au contraire l'anticyclone des latitudes moyennes s'est avancé sur la France et l'Europe centrale (1031 millibars à Strasbourg et Stuttgart, 1025 millibars à Rome). Le gradient barométrique est donc considérable et les vents soufflent en tempête sur les côtes de la Manche.

Le 6 avril la dépression D_8 continue son mouvement. A 6 heures son centre a dépassé les Ferøe ($61^{\circ},5$ N, 4° W, 975 mb), à 18 heures il approche des côtes de Norvège (vers $62^{\circ},5$ N, 1° E, 980 mb). La carte des tendances montre le profond noyau de baisse situé à 6 heures sur la Suède et à 18 heures dans la partie nord du golfe de Botnie. La pression remonte assez rapidement à l'arrière de la dépression sans qu'un noyau de hausse bien net soit visible.

Le 7 avril à 0 heure, le centre de la dépression D_8 touche les côtes de Norvège (62° N, 5° E, 980 mb), à 18 heures sur les Alpes scandinaves (62° N, 8° E, 980 mb), à 18 heures sur le Nord de la Baltique (64° N, 23° E, 985 mb). Une dépression secondaire, Φ accompagné d'un front froid, se trouve à l'arrière de la dépression principale au Sud de l'Islande (995 mb, 58° N, 20° W à 6 h; 1008 mb, 55° N, 14° W à 18 heures).

La carte des tendances montre à l'arrière de la dépression principale, un important noyau de hausse qui est à 6 heures au nord de l'Ecosse et à 18 heures entre les Shetland et la Norvège.

Le 8 la dépression principale D_8 s'est éloignée sur la Russie du Nord en se comblant légèrement. Par contre le front froid Φ_1 s'est développé sur l'Ouest de l'Irlande et une petite dépression D^9 s'est formée (à 0 h., 1008 mb, 51° N, 10° W). Cette dépression traverse l'Angleterre le 8 au matin (à 6 h., 1004 mb, 53° N, 3° W) et est centrée à 18 heures sur la Mer du Nord au voisinage des Pays-Bas (998 mb, 54° N, 3° E).

La carte des tendances montre à l'avant de cette dépression un noyau de baisse très creux (—V) mais très étroit qui, à 6 heures sur l'Ecosse, est à 18 heures sur le Danemark et l'Allemagne du Nord. Une nouvelle dépression atlantique D_6 est à la pointe Sud du Groënland (60° N, 42° W, 984 mb).

Le 9, la hausse est générale sur l'Europe; à 0 h la dépression D³ est sur la région de Hambourg (1005 mb). A 18 heures, un important noyau de hausse (+VI sur l'Allemagne du Nord) couvre toute l'Europe, un vaste anticyclone s'étend des Açores à la Mer du Nord. La dépression D₀ a progressé vers le NE à 18 heures (62° N, 30° W, 995 mb) et un noyau de baisse (—III) est localisé sur l'Islande.

Enfin le 10 cette dépression D₀ est rejetée au nord de l'Islande où elle se comble (67° N, 25° W, 1000 mb). Toute l'Europe est couverte par une zone anticyclonique dont le centre (1000 mb) est à 18 heures sur le Pas de Calais.

CONCLUSIONS

Si nous comparons la marche des principales dépressions que nous venons de décrire et la variation de l'agitation microsismique nous pouvons dégager les faits suivants:

Pour toutes les stations la tempête microsismique principale est liée essentiellement à la progression du centre de la dépression D₈ sur l'Atlantique oriental et la Mer du Nord (fig. 7).

La marche de l'agitation microsismique est presque identique aux différentes stations: Rome, comme Strasbourg et De Bilt, montrent un premier maximum vers 12-14 heures le 5, un minimum relatif vers 0-2 heures le 6 et un deuxième maximum le 6 vers 16-18 heures. Le minimum relatif pourrait être dû à un effet d'écran des îles Britanniques?

L'agitation décroît rapidement à partir du 7 à 0 heures, c'est à dire à partir du moment où le centre de la dépression D₀ devient *continental*; tout en diminuant sans cesse, l'agitation reste cependant encore sensible toute la journée du 7; faut-il voir là une action des vagues probablement grosses encore sur les côtes bordant la Mer du Nord, faute de renseignements précis, il est difficile de l'affirmer.

On peut se demander si c'est le centre de la dépression ou si c'est au contraire un noyau de baisse ou de hausse qui joue le rôle

principal. Un noyau profond de baisse occupe à l'avant de D_8 les positions successives suivantes :

le 5 à 06 h.	57° N,	14° W	(—VI)
à 18 h.	58° N,	0°	(—VI)
le 6 à 06 h.	60° N,	15° E	(—VI)
à 18 h.	60° N,	25° E	(—III)

Ainsi le 6 à 18 heures, cet important noyau de baisse s'est déjà beaucoup affaibli et se trouve sur la Finlande, et au moment où l'agitation passe par son maximum la carte des tendances (carte No 9 du Bulletin d'Études) ne montre *aucun autre noyau* net ni de hausse ni de baisse (fig. 8). Il y a là un fait important qui ne confirme pas par conséquent, l'influence attribuée par certains auteurs aux noyaux de baisse (définis dans leur sens strict comme étant les noyaux visibles sur les cartes de tendances, c'est à dire les cartes indiquant la valeur des variations barométriques en 3 heures). Inversement l'important noyau de hausse visible sur la carte du 7 (fig. 9) correspond à une rapide diminution de l'agitation.

Par ailleurs le front froid indiqué sur les cartes est peu vigoureux, il a balayé le 5 et le 6 les régions situées au sud de la trajectoire de la dépression D_8 mais son rôle exact est difficile à préciser et est sans doute peu important. On sait d'ailleurs combien le tracé exact des fronts, souvent mal définis entre masses d'air à températures voisines, est difficile à faire surtout sur les vastes régions océaniques où les observations météorologiques font défaut. Ce manque d'observations météorologiques est une des causes qui empêchent de trouver une explication facile à l'agitation microsismique et on peut dire que, inversement, c'est justement la solution du problème de l'agitation microsismique qui permettra de suppléer au manque d'observations météorologiques sur les océans.

La grande concordance entre l'allure des courbes de l'agitation aux différentes stations, en particulier au Scoresby Sund comme à Rome, incline à penser que c'est la position du centre de la dépression D_8 qui joue le rôle principal dans l'origine de la tempête microsismique. On notera enfin que la dépression D_8 est la plus profonde de toutes celles qui apparaissent pendant la période étudiée: *un creux*

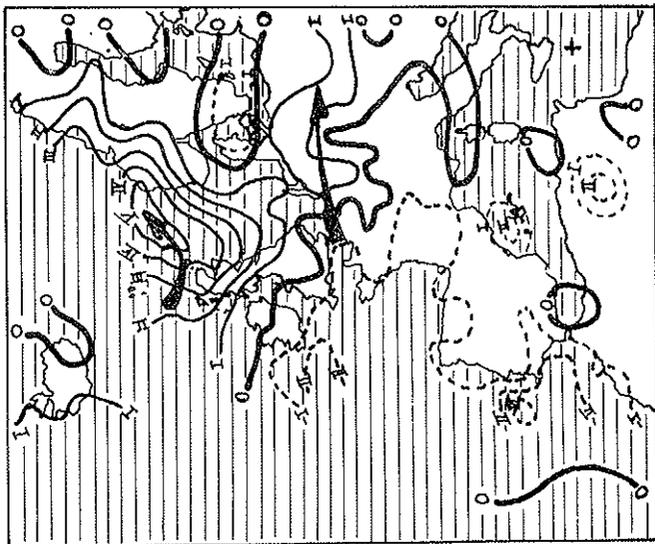


FIG. 9

Carte des tendances le 7 Avril 1947 à 18 heures
(d'après le Bulletin quotidien d'Etudes de l'O.N.M.,
Paris).

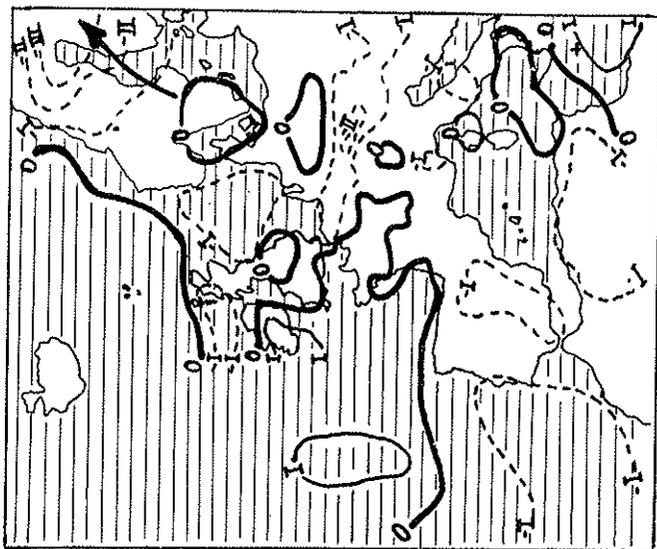


FIG. 8

Carte des tendances (variation barométrique en
3 heures) le 6 Avril 1947 à 18 heures (d'après le
Bulletin quotidien d'Etudes de l'O.N.M., Paris).

voisin ou inférieur à 970 millibars est sans doute nécessaire pour engendrer une agitation microsismique importante.

Le graphique montre encore d'autres faits intéressants: le 8 l'agitation reprend à De Bilt à partir de 12 heures et passe par un maximum vers 21 heures. C'est le moment où la dépression D₉ passe au voisinage même de cette station; la dépression n'est pas très profonde (1000 mb), son action est faible et ne s'inscrit qu'à la station la plus voisine sans qu'elle soit perceptible à Strasbourg et Rome et à fortiori au Scoresby Sund. La période de ce mouvement microsismique local est seulement de l'ordre de 4 secondes, bien plus faible par conséquent que la période des groupes de microsismes constituant la tempête du 5 au 7 (fig. 10).

Il est remarquable également que le passage de la dépression D₇ (985 à 990 mb), pourtant rapide et active, ne se traduise par aucune agitation anormale ni à Strasbourg ni à De Bilt: à partir du moment où il aborde la Bretagne le 3 au soir, *le centre de cette dépression restera presque tout le temps continental*. Seul le vent violent accompagnant ce cyclone se fera sentir par un mouvement microsismique à grande période (voisine de 1 minute) bien net à Uccle en particulier du 4 à 0 h. au 5 à 1 h., sans presque aucun mouvement microsismique proprement dit.

L'étude de cette période, au premier abord assez complexe au point de vue météorologique, conduit donc à chercher l'origine de l'importante augmentation de l'agitation microsismique qui s'est produite du 5 au 7 avril au centre d'une dépression très creuse, inférieure à 970 millibars, et en déplacement rapide d'Ouest en Est sur l'Atlantique et le nord de la Mer du Nord.

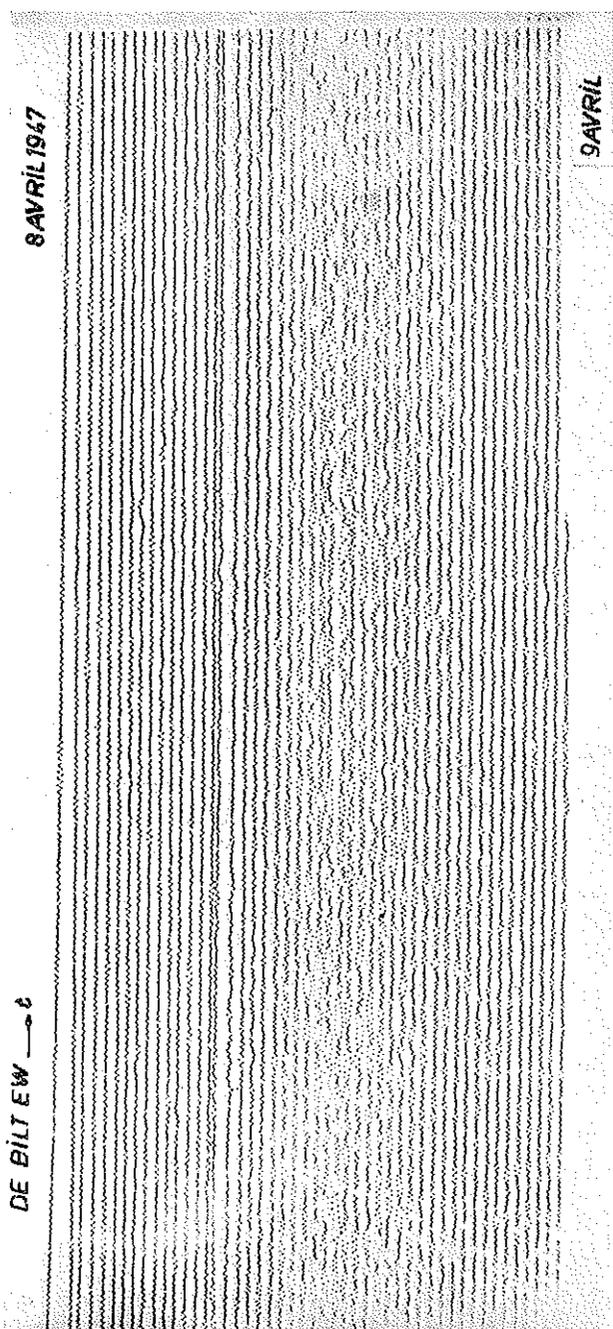


FIG. 10

Passage de la dépression D 9 au voisinage de la station de De Bilt (inscription sur Galitzine E-W).

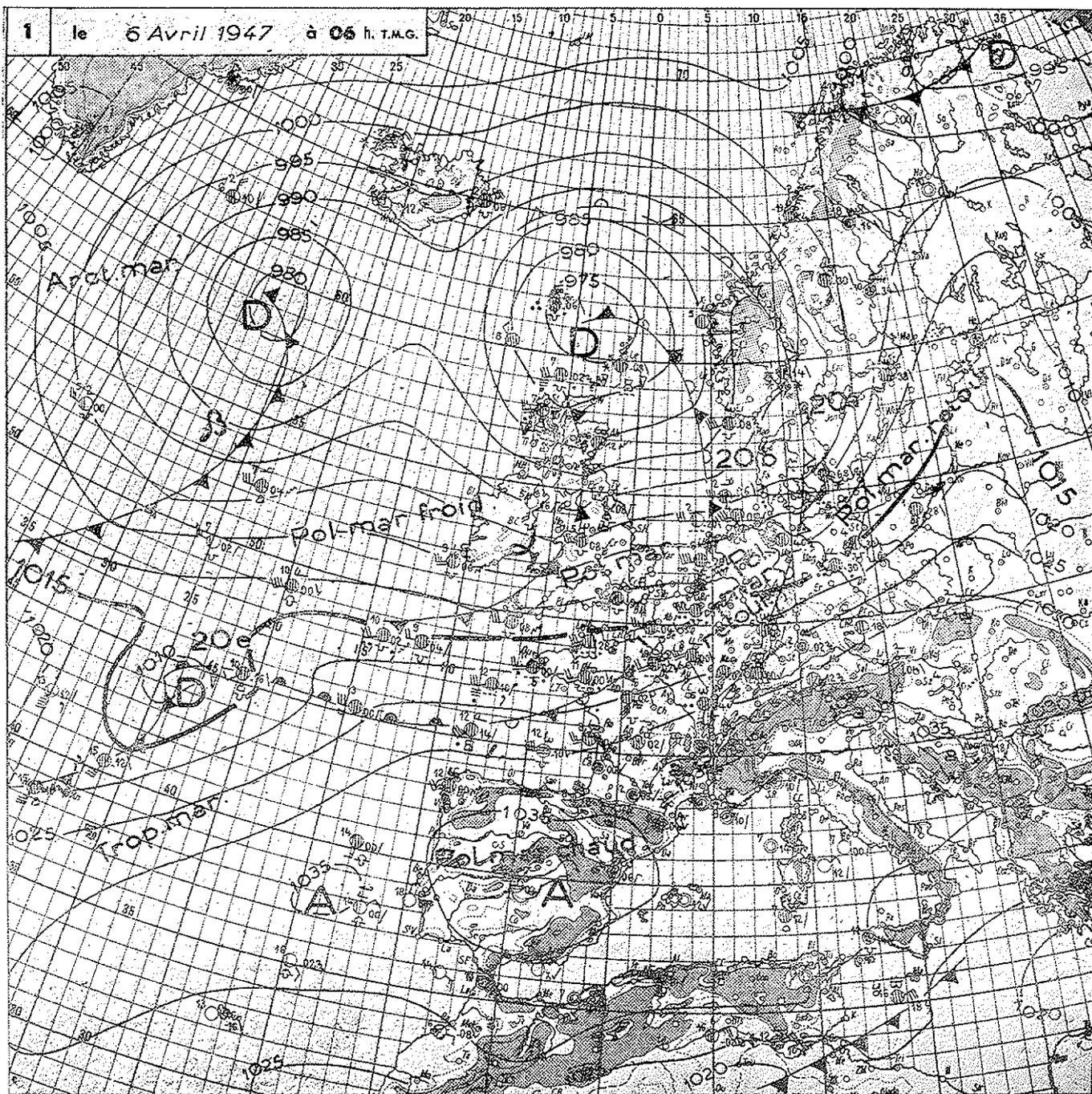


FIG. 11

Carte meteorologique du 6 Avril 1947 à 6 heures.

TABLEAU I. - Composantes EW

(Valeurs internationales pour la période du 30 mars au 12 avril 1947)

		Ottova	Rejksavik	Deblit	Uccle	Paris	Strasbourg	Stuttbart	Bale	Uppsala	Tortosa	Cartuja
30	0	14	0.1	20	10	1.0	2.0	0.8	9	02	0.7	58
	6	14	0.4	38	19	1.3	2.6	1.2	13	02	0.7	44
	12	14	0.4	37	11	1.7	4.1	0.9	17	03	0.8	36
	18	—	0.5	37	13	1.9	3.0	1.0	19	03	0.9	40
31	0	—	0.4	33	10	1.3	3.1	1.0	14	—	0.7	38
	6	11	0.3	34	8	1.8	1.9	1.0	13	—	0.5	42
	12	10	0.2	28	14	1.2	3.3	0.8	11	—	0.4	44
	18	10	0.2	27	10	1.3	2.4	0.8	12	—	0.3	36
1	0	10	0.1	22	8	0.7	2.8	0.7	9	02	0.3	42
	6	09	0.2	28	8	0.7	2.0	0.6	10	02	0.3	44
	12	10	0.2	22	7	0.7	2.2	0.6	12	02	0.5	40
	18	09	0.1	19	6	0.8	1.9	0.6	12	01	0.5	22
2	0	10	0.1	19	8	0.6	1.5	0.6	10	01	0.4	18
	6	10	0.0	17	(4)	t. d. t.	1.7	(0.5)	10	01	0.7	19
	12	09	0.1	13	2	0.4	2.3	0.5	10	01	0.5	15
	18	09	0.2	12	2	0.8	2.1	0.5	9	01	0.5	16
3	0	09	0.2	10	2	0.5	1.9	0.5	9	01	0.4	25
	6	08	0.2	14	(3)	0.5	1.8	0.4	11	03	0.5	22
	12	11	0.2	15	5	0.7	1.9	0.4	11	03	0.6	18
	18	11	0.2	20	6	1.0	3.1	0.8	16	03	0.8	45
4	0	12	0.1	20	7	1.2	2.6	1.0	20	04	0.8	46
	6	10	0.1	25	8	1.6	3.2	0.8	23	04	0.8	44
	12	08	0.2	27	7	1.5	3.2	0.7	20	05	0.6	21
	18	—	0.1	30	6	1.3	3.3	0.8	20	03	0.5	26
5	0	—	0.2	26	8	1.2	3.2	0.9	18	03	0.5	19
	6	—	0.2	52	25	2.5	5.1	1.6	20	02	0.6	20
	12	—	0.4	70	18	4.1	5.5	1.7	23	02	1.0	22
	18	10	0.6	66	31	3.3	7.9	2.0	26	03	1.1	28
6	0	10	0.7	72	26	3.5	5.1	2.0	27	03	1.0	23
	6	10	1.0	62	32	3.8	6.9	2.0	28	03	0.8	22
	12	09	1.0	70	34	4.0	8.1	2.6	27	03	1.0	42
	18	09	1.0	70	26	4.0	9.2	2.6	30	03	0.8	44
7	0	10	0.7	77	27	4.8	5.3	2.0	31	05	0.9	26
	6	08	0.4	50	35	4.0	5.5	1.6	30	04	0.9	42
	12	09	0.1	70	11	2.7	4.9	1.3	18	04	0.6	24
	18	11	0.2	46	10	1.9	3.7	0.9	28	04	0.4	18
8	0	11	0.2	35	11	1.8	3.1	0.9	24	04	0.5	19
	6	11	0.1	27	6	1.1	2.8	0.7	15	03	0.4	21
	12	11	0.0	30	5	1.1	2.6	0.5	14	02	0.3	22
	18	12	0.1	30	9	0.8	1.6	0.5	16	04	0.4	16

(Suite Tab. I.)

		Ottawa	Rejksavik	Debit	Uccie	Paris	Strasbourg	Stuttgart	Bale	Uppsala	Tortosa	Cartusa
9	0	11	0.1	37	6	0.6	2.3	0.5	11	03	0.2	17
	6	10	0.1	33	5	0.4	2.0	0.4	11	01	0.3	25
	12	09	0.1	19	4	0.3	1.4	0.5	10	01	0.3	23
	18	10	0.1	10	2	0.2	1.5	0.4	9	00	0.4	24
10	0	09	0.0	7	3	0.2	1.2	0.4	8	00	0.3	16
	6	09	0.1	8	3	0.3	1.4	0.3	8	00	0.3	23
	12	09	0.1	10	4	0.3	1.2	0.3	10	00	0.4	22
	18	10	0.1	10	6	0.4	1.4	0.3	10	00	0.5	17
11	0	09	0.0	8	5	0.4	1.4	0.3	9	00	0.2	22
	6	09	0.0	9	3	0.5	1.2	0.3	10	00	0.3	18
	12	09	0.1	18	4	0.5	1.2	0.3	9	00	0.3	15
	16	10	0.2	12	3	0.5	1.2	0.3	9	01	0.2	22
12	0	09	0.2	8	4	0.3	1.3	0.3	10	01	0.3	24
	6	09	0.2	9	4	0.3	1.2	0.3	8	02	0.2	16
	12	08	0.2	10	4	0.3	1.3	0.3	8	02	0.2	18
	18	09	0.1	12	6	0.2	1.3	0.3	7	02	0.2	20

TABLEAU I-B - Composantes NS

(Valeurs internationales pour la période du 30 mars au 12 avril 1947)

		Ottawa	Debit	Uccie	Strasbourg	Stuttgart	Zurich	Helsinki	Tortosa	Cartusa
30	0	12	16	8	4.3	0.8	4	01	1.3	80
	6	13	21	10	5.3	1.1	5	01	1.3	96
	12	11	26	18	4.6	0.9	5	01	1.3	76
	18	12	40	15	5.7	1.0	6	01	1.1	85
31	0	13	32	21	4.4	1.0	4	01	0.9	86
	6	12	24	14	4.6	1.0	5	01	0.8	84
	12	10	22	14	4.3	0.9	4	01	0.7	78
	18	10	16	8	3.7	0.8	3	01	0.6	80
1	0	10	19	8	3.2	0.7	4	01	0.5	78
	6	08	16	6	3.4	0.6	3	01	0.4	82
	12	09	13	9	2.5	0.5	3	01	0.9	86
	18	08	12	8	2.7	0.6	5	01	0.9	76
2	0	09	17	8	2.9	0.6	4	01	0.7	82
	6	09	12	4	2.5	(0.5)	5	01	0.7	86
	12	07	11	5	2.9	0.4	4	01	0.7	60
	18	07	10	5	2.4	0.5	5	01	0.7	63

(Suite Tab. I-B).

		Ottawa	Debit	Uccle	Strasbourg	Stuttgart	Zurich	Heisink	Tortosa	Cartusa
3	0	08	8	6	2.9	0.4	4	01	0.6	62
	6	07	9	(4)	2.6	0.4	4	01	0.6	64
	12	10	12	6	2.4	0.4	5	01	0.6	42
	18	09	15	6	3.6	0.8	9	02	0.9	64
4	0	10	17	9	3.4	0.9	10	02	0.9	40
	6	08	23	10	4.6	0.8	10	02	0.9	66
	12	07	13	10	3.6	0.8	10	02	0.7	39
	18	10	20	12	2.7	0.7	7	02	0.6	38
5	0	07	22	11	3.7	0.8	8	02	0.6	42
	6	09	30	18	8.1	1.4	10	02	0.6	45
	12	08	45	41	10.8	1.7	10	03	0.9	58
	18	09	47	45	8.3	2.2	12	02	1.1	62
6	0	10	47	44	9.1	2.2	11	02	1.2	64
	6	10	63	56	7.5	2.0	12	05	1.1	60
	12	10	62	64	7.9	1.8	15	04	0.9	56
	18	09	62	47	13.5	2.5	10	02	0.8	64
7	0	08	45	24	7.2	1.8	11	02	0.7	66
	6	08	44	38	6.8	1.6	10	03	0.5	40
	12	09	42	25	5.7	1.4	10	02	0.7	58
	18	10	30	17	7.1	0.8	9	02	0.6	65
8	0	09	25	16	6.6	0.8	8	02	0.5	60
	6	10	18	10	4.0	0.6	7	01	0.4	38
	12	10	18	8	2.9	0.5	8	00	0.3	38
	18	10	26	6	2.9	0.5	6	00	0.2	20
9	0	10	27	8	2.9	0.5	4	00	0.2	22
	6	09	21	3	2.6	0.5	3	00	0.2	18
	12	08	12	(3)	1.6	0.5	3	00	0.2	20
	18	08	7	2	1.5	0.4	2	00	0.3	24
10	0	07	5	1	1.3	0.4	2	00	0.2	26
	6	07	3	2	1.3	0.3	3	00	0.3	16
	12	07	6	2	2.0	0.3	2	00	0.4	13
	18	Q	8	(4)	2.1	0.3	3	00	0.4	24
11	0	09	5	3	2.1	0.3	2	00	0.2	24
	6	09	9	6	1.4	0.3	3	00	0.2	18
	12	08	7	5	2.2	0.3	3	00	0.2	16
	18	08	6	6	1.6	0.3	3	00	0.2	22
12	0	07	3	2	1.4	0.3	2	01	0.1	25
	6	07	6	4	1.2	0.3	3	01	0.1	20
	12	07	5	3	1.3	0.3	3	01	0.1	22
	18	08	7	2	1.5	0.3	3	01	0.1	24

TABLEAU II. — *Amplitudes en mm.*

(somme de 4 doubles amplitudes)

Jour	Heure	Scoresby-Sund		De Bilt	Strasbourg		Stuttgart		Rome	
		N	E	N	N	E	N	E	N	E
3 IV	0	8,0	9,4	4,8	7,6	4,8	3,6	4,2	—	—
	1	8,3	9,6	5,2	6,9	5,2	3,5	3,6	—	—
	2	8,6	10,8	4,7	9,8	5,7	3,1	3,5	—	—
	3	8,9	12,0	4,7	6,6	4,9	3,4	3,5	—	—
	4	7,8	11,6	5,5	7,5	4,3	3,7	3,9	—	—
	5	8,9	12,5	5,1	7,2	3,9	3,6	3,8	—	—
	6	9,9	12,3	5,0	7,7	4,7	3,3	3,9	—	—
	7	11,0	13,3	4,6	7,8	4,3	3,2	3,6	—	—
	8	10,2	13,5	4,7	8,8	4,4	3,7	3,6	17,3	17,6
	9	8,5	13,5	4,9	8,5	4,3	3,8	3,8	17,9	17,7
	10	11,4	19,6	—	7,0	5,1	3,7	3,9	17,0	17,6
	11	(11,8)	—	—	7,1	4,7	3,2	4,3	19,4	18,2
	12	(15,0)	—	5,2	6,5	4,9	4,0	4,4	18,6	19,5
	13	18,3	20,5	5,4	6,7	4,9	4,0	3,9	19,9	21,1
	14	18,4	21,6	5,2	7,3	4,8	4,7	3,7	19,2	19,2
	15	16,8	24,6	6,4	7,6	6,1	5,1	4,5	21,4	20,3
	16	20,2	20,7	6,2	8,3	6,2	5,5	5,4	21,5	17,7
	17	22,2	23,5	6,7	7,9	6,8	5,0	5,2	18,2	18,5
	18	23,0	24,0	6,3	9,8	7,0	5,8	4,5	21,2	20,0
	19	23,1	26,2	6,8	13,6	7,7	5,4	7,2	19,5	19,6
	20	18,8	26,8	7,0	11,6	8,7	7,8	6,8	17,2	18,1
	21	20,3	26,8	7,3	13,2	7,6	6,8	6,7	17,6	18,2
	22	21,7	23,7	6,9	11,8	8,3	6,3	6,2	18,3	15,6
23	10,9	23,6	7,8	10,9	8,8	6,9	7,5	17,6	17,0	
4 IV	0	21,2	24,6	7,2	13,1	8,7	6,9	8,1	16,6	16,0
	1	18,4	22,1	7,8	10,6	8,2	7,4	6,1	16,0	14,3
	2	18,8	20,9	—	11,6	7,8	6,1	6,8	16,1	13,9
	3	17,1	18,7	8,0	12,4	9,4	7,6	7,1	16,0	13,3
	4	18,5	19,3	7,5	11,0	10,4	6,3	6,4	15,6	15,5
	5	18,6	21,3	8,2	11,2	9,8	7,2	7,3	13,9	12,8
	6	17,4	22,0	8,0	12,3	9,7	7,5	7,1	14,7	13,8
	7	18,4	17,5	8,1	12,3	8,5	6,8	7,0	14,0	12,8
	8	17,5	17,6	7,6	10,7	(8,2)	6,4	7,3	13,2	13,9
	9	16,0	18,7	7,8	10,5	8,8	6,2	6,4	13,9	13,3
	10	16,3	19,5	8,1	11,1	8,0	5,9	4,8	14,5	13,9
	11	14,6	14,7	8,0	11,2	8,2	6,4	4,7	14,3	13,1
	12	13,7	12,5	7,1	11,0	7,5	6,1	6,4	15,0	12,9
	13	16,4	16,2	9,0	10,2	6,6	5,3	5,3	12,8	11,9
	14	15,1	15,8	7,9	10,3	6,5	5,0	5,1	13,6	13,8
	15	12,8	13,5	8,1	9,0	7,7	5,2	6,7	12,9	13,5
	16	12,8	11,9	7,7	11,8	7,5	6,5	7,0	13,1	11,8
	17	12,2	11,2	9,5	10,6	7,0	5,4	5,2	13,5	12,6
	18	12,7	11,9	8,7	9,1	8,0	5,4	5,5	14,4	13,2
19	12,6	11,3	9,0	10,6	6,8	6,1	6,1	15,1	13,3	

(Suite Tab. II.)

Jour	Heure	Scoresby-Sunt		De Bill	Strasbourg		Stuttgart		Rome	
		N	E	N	N	E	N	E	N	E
4 IV	20	11,0	11,7	9,1	10,8	5,9	4,9	4,3	15,3	13,7
	21	12,7	11,9	8,8	11,7	7,1	4,3	4,0	15,6	13,5
	22	11,9	11,3	8,6	9,2	7,0	4,1	4,0	15,3	14,7
	23	10,1	10,5	8,0	9,7	7,6	4,9	4,5	16,9	16,1
5 IV	0	10,6	10,5	8,9	9,1	7,7	5,3	6,2	18,0	16,2
	1	10,7	10,8	8,5	12,4	8,2	6,0	6,0	19,1	17,1
	2	8,6	8,7	9,6	14,2	7,7	5,4	6,7	20,2	18,7
	3	12,4	11,4	8,9	16,0	10,5	7,6	7,8	20,4	19,0
	4	12,0	9,4	11,3	17,1	11,3	8,1	9,9	20,7	20,8
	5	14,2	12,5	12,0	26,5	16,8	8,8	10,9	19,7	21,4
	6	15,2	12,8	14,4	22,0	14,5	12,0	14,2	21,0	20,8
	7	14,9	16,0	16,7	27,0	16,0	11,3	14,5	22,7	23,2
	8	17,8	16,0	17,1	28,2	15,3	12,2	16,6	21,3	23,5
	9	19,7	19,1	19,4	27,2	19,1	12,8	17,0	22,9	22,7
	10	18,3	19,1	19,6	32,8	20,3	17,0	14,9	21,6	21,6
	11	24,1	24,0	18,1	35,4	19,9	14,6	15,0	24,8	24,1
	12	25,6	23,0	20,0	40,0	22,4	13,9	16,3	28,4	24,1
	13	25,8	28,0	22,7	31,6	21,3	14,8	16,7	24,2	26,1
	14	24,6	24,0	25,3	28,2	23,3	13,6	17,8	27,2	24,4
	15	30,3	28,1	23,2	34,5	21,4	15,8	16,8	23,0	26,8
	16	27,8	29,9	23,6	39,5	23,3	15,3	18,7	23,6	21,8
	17	30,0	26,9	22,2	33,2	19,8	13,8	17,3	24,4	25,6
	18	29,7	25,8	20,1	35,7	26,3	15,3	17,2	24,9	25,7
	19	26,8	32,2	20,9	36,6	23,8	14,4	15,6	21,6	23,6
	20	29,0	33,1	23,0	23,0	18,6	13,9	17,4	25,9	25,6
	21	33,0	35,3	24,2	24,2	19,5	13,2	12,8	20,6	25,2
	22	36,2	31,4	19,6	19,6	22,5	11,0	14,0	23,9	23,7
23	34,2	35,3	19,3	13,3	18,0	12,8	12,4	23,1	24,1	
6 IV	0	40,8	36,4	19,2	19,2	18,7	15,4	13,8	23,2	23,2
	1	35,5	29,1	22,7	22,7	20,2	13,8	17,7	20,8	23,1
	2	44,9	35,0	17,6	17,6	22,0	14,5	15,5	24,8	21,6
	3	42,1	41,2	23,2	23,2	17,5	12,0	15,7	23,3	23,2
	4	41,2	38,0	22,6	22,6	18,6	16,0	15,7	22,9	27,9
	5	39,4	40,7	22,2	22,2	19,1	15,2	16,6	23,8	25,9
	6	46,3	40,7	25,5	25,5	20,8	13,4	17,5	25,9	23,3
	7	45,3	41,1	25,4	25,4	24,2	13,0	19,8	24,7	25,7
	8	54,9	45,7	25,5	25,5	23,9	14,1	17,1	26,8	26,0
	9	51,5	44,3	23,9	23,9	24,2	15,9	20,7	24,8	27,0
	10	52,4	52,1	25,9	25,9	26,0	17,5	17,9	28,5	27,0
	11	44,7	51,0	24,9	24,9	27,7	17,7	19,5	29,3	29,9
	12	50,9	47,0	25,3	25,3	27,0	17,7	16,9	29,9	30,4
	13	48,0	43,4	24,8	24,8	31,2	16,8	22,8	30,6	26,8
	14	46,6	48,8	24,2	24,2	30,4	17,5	22,9	29,4	28,4
	15	45,6	49,1	24,9	24,9	26,6	16,4	22,5	29,5	30,6
	16	50,3	51,0	29,0	29,0	25,4	16,2	16,4	32,5	31,2
	17	53,9	47,0	23,3	23,3	23,0	16,7	20,2	30,5	30,0
18	52,6	51,3	25,3	47,5	30,1	16,7	20,5	30,9	29,0	

(Suite Tab. II.)

Jour	Heure	Scores-by Sund		De Bilt	Strasbourg		Stuttgart		Rome	
		N	E	N	N	E	N	E	N	E
6 IV	19	46,7	48,0	26,5	38,0	26,0	18,5	19,0	26,8	27,9
	20	40,7	38,2	23,6	41,0	25,9	16,3	16,2	25,9	28,5
	21	43,6	38,1	21,8	37,0	21,5	15,1	17,5	24,5	25,0
	22	50,8	38,6	25,4	44,5	26,0	14,4	16,1	26,3	28,3
	23	38,2	35,2	23,0	32,5	21,6	13,8	16,9	24,8	22,8
7 IV	0	34,5	39,0	21,2	29,8	21,9	14,7	14,8	22,1	21,1
	1	43,1	39,1	23,1	35,0	20,8	—	19,0	21,5	23,8
	2	42,7	41,9	22,1	33,8	19,1	—	17,0	24,7	25,7
	3	29,2	31,1	21,9	31,9	22,3	—	16,8	21,7	21,7
	4	27,8	28,8	20,0	32,6	19,9	—	14,5	20,6	21,8
	5	25,5	24,3	20,6	27,2	21,3	—	14,0	22,9	22,4
	6	29,0	27,6	17,5	27,5	18,2	—	15,0	24,1	22,4
	7	25,7	22,2	18,8	27,8	17,6	—	16,8	19,2	21,9
	8	24,9	21,6	18,9	29,6	18,3	—	12,1	20,5	20,0
	9	20,3	20,9	17,6	26,9	16,7	—	13,1	18,0	22,6
	10	19,8	17,2	18,9	22,2	16,2	—	12,2	19,4	16,2
	11	18,7	16,0	19,7	21,2	15,4	—	9,6	12,5	17,4
	12	16,4	15,5	15,4	21,4	16,5	—	11,0	12,4	16,8
	13	15,8	15,2	16,7	20,5	12,6	—	10,7	10,1	17,6
	14	13,1	14,2	16,6	19,3	12,2	—	9,5	11,6	16,6
	15	14,0	11,2	17,0	24,4	13,8	—	9,7	10,4	16,1
	16	12,0	10,9	13,9	20,9	16,7	—	8,2	9,2	15,5
	17	11,9	11,2	13,3	19,7	12,9	—	7,5	8,6	15,3
	18	10,6	10,9	12,9	16,8	13,2	—	7,8	8,3	13,8
	19	10,0	10,2	12,7	19,7	16,7	—	8,3	8,5	15,0
	20	11,0	10,9	11,5	17,5	9,5	—	6,4	8,1	12,9
	21	8,2	9,4	11,9	13,1	9,1	—	8,1	6,9	14,1
	22	8,5	8,1	13,8	16,7	10,1	—	8,0	8,3	15,4
23	8,8	9,5	11,0	14,6	8,7	—	7,6	7,6	14,2	
8 IV	0	8,2	8,5	11,1	16,3	9,1	7,9	8,0	12,5	9,7
	1	7,9	8,1	10,8	10,8	7,8	6,5	8,2	12,5	11,7
	2	7,9	8,2	10,1	13,1	7,4	5,7	6,5	12,7	10,2
	3	8,1	7,9	9,1	13,3	6,8	4,5	6,2	12,3	11,2
	4	7,8	8,4	8,8	11,3	6,7	5,2	7,0	12,2	11,6
	5	7,8	7,5	8,4	10,1	7,8	4,3	5,4	11,2	10,5
	6	8,2	7,5	7,9	9,2	7,2	4,6	5,0	10,3	10,1
	7	7,8	8,1	7,7	9,6	6,2	4,4	5,0	10,3	11,7
	8	7,4	7,8	7,7	12,7	7,4	4,4	4,8	10,7	9,7
	9	8,3	1,0	6,4	11,2	6,9	4,7	4,6	11,1	9,9
	10	7,5	6,9	7,0	10,8	5,4	4,0	4,2	9,4	9,6
	11	7,2	5,8	6,3	11,9	6,4	3,8	3,8	10,0	9,0
	12	7,6	7,6	6,6	9,8	5,8	4,3	3,6	8,4	8,8
	13	7,5	7,6	7,2	8,5	6,3	3,8	4,0	8,9	9,4
	14	8,1	7,1	7,8	9,1	5,4	3,5	3,9	9,0	—
	15	7,8	7,5	6,9	9,7	5,5	3,9	3,3	9,0	—
	16	7,9	7,3	8,2	9,5	5,9	3,0	3,2	9,5	—
17	7,4	7,2	8,6	10,4	5,5	4,0	3,4	9,6	—	

(Suite Tab. II.)

Jour	Heure	Scoresby-Sund		De Bilt	Strasbourg		Stuttgart		Rome	
		N	E	N	N	E	N	E	N	E
8 IV	18	7,2	7,0	10,7	9,9	5,4	2,7	3,4	8,6	—
	19	7,1	6,8	12,5	10,3	4,7	3,6	3,4	8,5	—
	20	6,5	7,9	14,1	9,6	5,4	3,4	3,6	8,3	—
	21	6,3	6,7	15,3	8,4	4,8	3,7	4,1	8,3	—
	22	6,8	6,4	12,7	8,3	5,2	3,5	3,3	8,6	—
	23	6,2	6,9	13,0	8,7	5,7	3,3	4,1	9,1	—
9 IV	0	6,6	7,5	12,7	8,8	6,1	3,3	4,2	8,3	—
	1	6,8	7,5	11,1	8,2	4,4	2,8	3,2	8,8	—
	2	8,0	8,6	10,7	7,9	4,6	3,4	3,1	8,2	—
	3	10,1	8,6	7,9	8,8	3,8	2,8	2,7	7,2	—
	4	9,5	8,4	9,1	6,9	3,5	2,8	2,6	7,5	—
	5	8,6	9,0	9,3	7,6	3,7	2,6	2,5	7,3	—
	6	8,3	8,6	9,1	8,2	3,6	2,1	2,2	6,2	—
	7	9,3	8,3	8,1	7,1	3,9	2,5	2,6	5,4	—
	8	8,2	9,0	8,2	6,7	(3,5)	2,2	2,4	—	—

TABLEAU III. — *Grandissements*

	Périodes (Ts)				
	4s.	5s.	6s.	7s.	8s.
Rome (Wilip E)	1216	1368	1392	1339	1258
Rome (Wilip N)	1241	1314	1322	1273	1193
Stuttgart (Z, N, E)	1050	1175	1240	1260	1240
Scoresby Sund (Galitzine N) . . .	860	985	1075	1090	1070
Scoresby Sund (Galitzine E) . . .	840	950	1030	1060	1055
Strasbourg (Galitzine Z)	458	558	630	665	656
Uccle (Galitzine NS)	424	515	597	667	730
Uccle (Galitzine EW)	396	480	554	618	673
Strasbourg (Galitzine E)	354	426	490	544	589
Strasbourg (Galitzine N)	314	378	435	483	524
Strasbourg (Wiechert N)	271	285	294	292	274
Paris (Wiechert N, E)	237	248	263	276	293
Strasbourg (Wiechert E)	200	212	221	223	212
De Bilt (Galitzine H)	148	179	208	233	254

TABLEAU IV. — *Amplitudes (simples) en microns et périodes du mouvement du sol du 3 au 9 avril 1947.*

Date	Heure (TMG)	Scoresby EN		De Bilt NS		Strasbourg NS		Rome NS	
		A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)
3 IV	0	1,1	6,2	2,7	6,6	2,1	6,3	—	—
	1	1,1	6,8	2,8	7,0	1,9	6,4	—	—
	2	1,3	6,3	2,6	6,6	2,1	6,7	—	—
	3	1,4	6,3	2,6	6,5	1,8	6,2	—	—
	4	1,4	6,8	3,2	6,2	2,1	6,4	—	—
	5	1,5	6,7	2,8	6,8	2,0	6,2	—	—
	6	1,5	6,6	2,8	6,7	2,1	6,7	—	—
	7	1,6	6,5	2,6	6,4	2,2	6,1	—	—
	8	1,6	6,7	2,7	6,4	3,5	6,2	1,7	3,9
	9	1,6	6,7	2,7	6,8	2,5	5,8	1,7	4,3
	10	2,3	6,6	—	—	2,0	6,2	1,7	3,9
	11	—	—	—	—	2,0	6,4	1,9	4,1
	12	—	—	3,0	6,4	1,8	6,4	1,8	4,2
	13	2,4	6,8	3,0	6,5	1,8	6,5	2,0	4,2
	14	2,5	7,1	2,9	6,7	2,0	6,7	1,9	4,1
	15	2,9	7,2	3,5	6,8	2,2	5,9	2,1	4,0
	16	2,4	6,9	3,5	6,4	2,3	6,2	2,1	4,4
	17	2,8	7,2	3,6	7,2	2,3	6,0	1,8	3,9
	18	2,8	7,2	3,5	6,7	2,7	6,3	2,1	4,4
	19	3,1	7,2	3,7	6,8	3,8	6,4	1,9	4,2
	20	3,2	6,8	3,9	6,5	3,4	5,9	1,7	4,1
	21	3,2	7,0	3,9	7,2	3,8	6,0	1,7	4,3
	22	2,8	6,8	3,9	6,6	3,4	5,9	1,8	4,4
23	2,8	7,2	4,2	6,9	3,2	5,9	1,7	4,6	
4 IV	0	2,9	7,0	3,7	7,1	3,8	6,0	1,6	4,2
	1	2,6	6,8	4,1	7,1	3,1	5,9	1,5	5,4 *
	2	2,5	6,7	—	—	3,5	5,6	1,5	5,4
	3	2,2	6,7	4,5	6,5	3,5	6,4	1,5	6,0
	4	2,3	6,7	4,1	6,9	3,1	6,2	1,5	5,7
	5	2,5	6,8	4,7	6,2	3,2	6,0	1,3	6,1
	6	2,6	6,7	4,5	6,5	3,6	6,0	1,4	6,9
	7	2,1	6,5	4,5	6,6	3,6	5,9	1,3	6,5
	8	2,1	6,7	4,3	6,5	3,0	6,1	1,3	6,5
	9	2,2	6,6	4,4	6,5	2,8	6,7	1,3	6,7
	10	2,3	6,6	4,6	6,4	3,1	6,1	1,4	6,4
	11	1,8	6,4	4,6	6,3	3,1	6,2	1,3	6,4
	12	1,5	6,7	4,0	6,5	3,1	6,4	1,5	6,8
	13	1,9	6,5	5,4	6,0	2,9	6,2	1,2	6,8
	14	1,9	6,5	4,4	6,6	2,9	6,2	1,3	6,2
	15	1,6	6,3	4,5	6,6	2,7	5,7	1,2	6,0
16	1,4	6,6	4,4	6,3	3,2	6,5	1,2	6,0	

* A Rome du 4 à 1h au 5 à 12h superposition d'ondes à périodes différentes.

(Suite Tab. IV)

Date	Heure (TMG)	Scoresby EW		De Bitt NS		Strasbourg NS		Rome NS	
		A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)
4 VI	17	1,3	6,4	5,6	6,1	3,0	6,2	1,3	6,1
	18	1,4	6,4	5,0	5,7	2,6	6,0	1,4	6,4
	19	1,4	6,2	5,0	6,5	3,0	6,4	1,5	6,3
	20	1,4	6,0	5,4	6,1	2,9	6,5	1,5	6,2
	21	1,4	6,2	5,1	6,2	3,3	6,3	1,5	5,8
	22	1,3	6,5	5,5	5,6	2,8	5,6	1,5	5,2
	23	1,3	6,0	4,4	6,8	2,9	5,7	1,7	4,1
5 IV	0	1,3	6,2	5,2	6,1	2,5	6,3	1,8	4,3
	1	1,3	6,2	5,4	5,6	3,6	6,0	1,9	3,7
	2	1,0	6,2	5,7	6,1	4,0	6,3	2,0	4,2
	3	1,4	6,4	5,2	6,2	4,3	6,6	2,0	4,2
	4	1,1	7,1	6,2	6,7	4,8	6,4	2,0	5,6
	5	1,5	7,2	6,7	6,6	7,4	6,4	1,9	5,2
	6	1,5	7,6	7,8	6,9	5,7	6,8	2,0	6,1
	7	1,9	7,4	9,2	6,7	6,7	7,5	2,1	6,0
	8	1,9	7,3	8,9	7,3	7,3	(7,0)	2,1	6,7
	9	2,2	7,2	10,6	6,7	7,1	7,2	2,2	6,8
	10	2,2	7,0	10,8	6,8	8,2	7,5	2,1	6,9
	11	2,8	7,4	9,6	7,1	8,8	7,4	2,4	6,8
	12	2,7	7,2	10,6	7,2	9,6	7,7	2,8	7,0
	13	3,3	6,8	12,0	7,1	7,9	7,3	2,4	7,1
14	2,8	7,2	13,4	7,1	7,1	7,3	2,7	7,0	
6 IV	0	4,3	7,2	10,3	7,0	7,6	6,9	2,3	6,7
	1	3,4	7,1	12,2	6,9	7,9	7,0	2,0	6,6
	2	4,1	7,1	9,5	6,9	8,1	7,2	2,4	6,6
	3	5,8	7,4	12,5	7,0	9,1	7,0	2,3	7,0
	4	4,5	7,2	12,2	7,0	8,6	7,0	2,2	6,8
	5	4,8	7,3	11,5	7,3	8,6	6,9	2,3	6,8
	6	4,8	7,2	13,7	7,0	8,2	7,5	2,5	6,9
	7	4,8	7,2	13,2	7,3	11,3	7,5	2,4	7,1
	8	5,4	7,5	13,5	7,1	9,2	7,7	2,6	6,9
	9	5,2	7,4	12,9	6,9	8,6	7,6	2,5	7,5
	10	6,1	7,1	13,4	7,3	9,1	8,0	2,9	7,5
	11	6,0	7,2	12,4	7,8	10,0	7,5	2,8	6,8
	12	5,6	7,5	13,1	7,4	10,0	7,7	3,0	7,3
	13	5,1	7,3	12,7	7,5	9,9	7,9	3,0	7,2
14	5,8	7,2	12,6	7,3	10,3	7,9	3,0	7,9	

(Suite Tab. IV)

Date	Heure (TMG)	Scoresby EW		De Bilt NS		Strasbourg NS		Rome NS	
		A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)
6 IV	15	5,8	7,1	12,0	8,3	10,6	8,1	3,0	7,8
	16	6,0	7,2	14,8	7,6	11,0	8,1	3,3	7,5
	17	5,6	7,2	11,4	8,0	8,3	8,1	3,2	7,8
	18	6,1	7,0	12,9	7,5	10,7	8,3	3,1	7,7
	19	5,7	7,4	13,5	7,6	9,5	7,5	2,7	7,4
	20	4,5	7,3	12,7	6,9	10,3	7,6	2,5	7,0
	21	4,5	7,2	11,5	7,2	8,9	7,8	2,4	6,7
	22	4,6	7,1	13,7	7,0	10,7	7,8	2,6	6,9
	23	4,2	7,5	12,8	6,6	7,8	7,7	2,4	7,0
7 IV	0	4,6	6,9	12,1	6,4	7,4	7,6	2,1	6,8
	1	4,6	7,0	13,0	6,6	8,7	7,6	2,1	6,8
	2	4,9	7,2	12,0	7,0	8,8	7,2	2,4	6,7
	3	3,7	7,2	12,2	6,5	8,0	7,3	2,1	6,6
	4	3,4	6,6	10,6	7,1	8,1	7,6	2,0	6,7
	5	2,9	7,0	11,7	6,4	7,1	7,0	2,2	6,3
	6	3,3	6,7	9,4	6,9	7,2	7,0	2,3	6,4
	7	2,6	6,7	10,5	6,6	7,2	6,8	1,8	6,4
	8	2,6	6,3	10,0	7,1	7,7	7,2	2,0	6,6
	9	2,5	6,4	9,9	6,6	7,0	6,8	1,7	6,4
	10	2,0	6,5	10,8	6,4	5,8	7,0	1,8	5,8
	11	1,9	6,5	11,0	6,6	5,7	6,5	1,6	6,1
	12	1,9	6,4	8,6	6,5	5,6	6,9	1,6	5,8
	13	1,8	6,4	9,0	6,9	5,5	6,6	1,7	6,0
	14	1,7	6,3	9,8	6,1	5,0	6,8	1,6	6,2
15	1,4	6,1	10,3	5,9	6,8	6,4	1,5	5,9	
16	1,3	6,3	7,8	6,5	5,8	6,2	1,5	6,0	
17	1,3	6,4	7,7	6,2	5,5	6,2	1,4	5,7	
18	1,3	6,5	8,4	5,5	4,4	6,8	1,3	5,9	
19	1,2	6,1	7,6	6,0	5,5	6,4	1,4	5,6	
20	1,3	6,4	7,6	5,4	4,9	6,2	1,2	5,5	
21	1,1	6,4	7,8	5,4	3,7	6,2	1,3	5,6	
22	1,0	6,4	8,3	6,0	4,7	6,3	1,5	6,0	
23	1,1	6,2	9,6	5,4	4,2	6,0	1,3	5,8	
8 IV	0	1,0	5,9	7,3	5,4	4,7	5,8	1,2	5,7
	1	1,0	6,0	7,1	5,4	3,0	6,1	1,2	5,5
	2	1,0	6,1	6,8	5,3	3,8	6,0	1,2	5,7
	3	1,0	6,1	5,7	5,7	3,9	5,8	1,2	5,7
	4	1,0	6,3	5,5	5,7	3,0	6,7	1,2	5,6
	5	0,9	6,2	5,3	5,7	3,0	5,7	1,1	5,4
	6	0,9	5,8	5,1	5,6	2,8	5,7	1,0	5,4
	7	1,0	6,4	4,9	5,6	2,9	5,5	1,0	5,5
	8	0,9	6,0	5,1	5,3	3,8	5,5	1,0	5,0
	9	0,9	6,1	4,3	5,2	3,3	5,5	1,1	5,3
	10	0,8	6,1	5,1	4,8	3,2	5,7	0,9	6,0
	11	1,0	5,8	4,3	5,2	3,3	6,1	1,0	5,8
12	0,9	6,1	4,5	5,2	2,9	5,6	0,8	5,1	

(Suite Tab. IV)

Date	Heure (MGT)	Scoresby EW		De Bilt NS		Strasbourg NS		Rome NS	
		A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)	A (μ)	T (s)
8 IV	13	1,0	6,0	5,0	5,1	2,5	5,8	0,9	5,4
	14	0,8	6,1	4,4	5,5	2,7	5,6	0,9	5,9
	15	0,9	6,2	4,2	6,0	2,8	5,8	0,9	5,4
	16	0,9	6,2	4,9	6,0	3,0	5,2	0,9	5,4
	17	0,9	6,1	5,5	5,6	3,1	5,6	0,9	5,5
	18	0,8	6,1	4,5	5,3	2,9	5,8	0,8	5,8
	19	0,8	6,0	9,7	4,5	3,1	5,5	0,8	5,6
	20	1,0	5,9	12,0	4,0	2,9	5,7	0,8	5,6
	21	0,8	5,9	12,1	4,4	2,6	5,4	0,8	5,4
	22	0,8	5,6	10,1	4,3	2,6	5,4	0,8	4,9
	23	0,8	6,3	10,1	4,5	3,0	4,9	0,9	5,2
9 IV	0	0,9	5,7	10,2	4,3	2,6	5,8	0,8	5,0
	1	0,9	6,1	9,1	4,2	2,5	5,3	0,8	4,7
	2	1,0	6,2	9,0	4,1	2,4	5,4	0,8	5,1
	3	1,0	6,1	6,6	4,1	2,6	5,5	0,7	5,0
	4	1,0	6,1	7,5	4,2	2,0	5,9	0,7	5,0
	5	1,1	6,1	7,8	4,1	2,3	5,7	0,7	5,2
	6	1,0	6,1	7,6	4,1	2,7	5,1	0,6	5,6
	7	1,0	6,0	6,8	4,1	2,1	5,6	0,5	5,6
8	1,1	5,7	6,9	(4,0)	2,0	5,2	—	—	

DISCUSSION

Le President GHERZI — Je remercie beaucoup M. ROTHÉ pour la description de sur ce cas typique; qui apparait un peu compliqué.

Comme je l'ai dit, la cause principale des tempêtes c'est la dépression barométrique des cyclones et elle est liée au noyau de la dépression, puisque les cartes des tendances au moment du maximum d'agitation dans toutes les stations ne montrent plus rien. Le texte que vous avez lu semblait parler des fronts.

ROTHÉ — Au début de cet exposé j'ai voulu rappeler ce que M. LACOSTE avait écrit. Car il a été un précurseur dans ces questions. Ensuite, j'ai voulu analyser un exemple qui est en faveur de la théorie qui situe l'origine du mouvement microsismique au centre d'une dépression profonde.

GHERZI — Par conséquent, il n'y a pas d'action de front. En effet, dans les typhons il n'y a pas de front et cependant on a des m.s. a groupes qui sont les signes d'un typhon.

ROTHÉ — A quelle distance du typhon obteniez-vous vos enregistrements?

GHERZI — A 500 kilomètres. Souvent, pour des typhons violents, à plus de 1000 kilomètres.

ROTHÉ — Nos enregistrements ont été obtenue à des distances de 1.500 à 2.000 kilomètres. Je crois que la concordance remarquable de la courbe de Scoresby Sund avec celles des autres stations de l'Europe ne peut pas s'expliquer par l'action d'un front froid sur l'Europe. La station dont je parle est dans une région tout à fait différente.

HARDTWIG — Je voudrais aussi vous communiquer certaines expériences, et observations que j'ai faites avec le prof. HILLER à Stuttgart, pendant la guerre. Nous avons fait l'observation que le maximum de l'amplitude des mouvement microséismiques s'observait lorsqu'il y avait un vent qui soufflait perpendiculairement à la côte. Nous avons pu remarquer qu'on les observe aussi lorsque les isobares ont également cette situation perpendiculaire à la côte.

Nos observations confirment ces faits, mais nous avons aussi pu constater que, comme d'habitude le vent est en retard sur les isobares, le maximum se produit un peu après que cette disposition est réalisée.

Nous avons eu l'expérience d'un cyclone qui était passé depuis longtemps, il n'était plus sur la mer, mais déjà en Norvège et l'avait même dépassée. Mais l'instant où il y avait la plus grande perturbation, correspondait au moment où le vent soufflait en direction perpendiculaire à la côte; en l'espèce la péninsule scandinave.

ROTHÉ — Dans l'exemple que j'ai étudié l'agitation m.s. n'a pas présenté un maximum très net, car la courbe est étalée et l'agitation dure deux jours, tout le temps où le noyau dépressionnaire est sur l'Atlantique du Nord et sur la mer du Nord. Il y a seulement un petit maximum au moment où la dépression aborde la côte de Norvège.

GHERZI — Quand nous avons quelque coup de mousson d'une vitesse de 90-100 km./h., nous n'avons pas de production de groupes sur le séismographe; tandis que lorsque nous avons un typhon et même lorsque ce typhon avait une direction parallèle à la côte, les groupes de m.s. avaient lieu.

Par conséquent, il ne me semble pas que la direction du vent perpendiculaire à la côte soit une condition indispensable pour que le phénomène m.s. se produise.

HARDTWIG — Il me semble qu'il y a ici deux phénomènes différents. L'un, c'est le phénomène des m.s. liés aux typhons. C'est un phénomène de latitude. Dans l'autre cas, il y a les cyclones de nos régions et il est possible qu'il y ait des origines différentes pour les m.s.

GHERZI — La mousson qui donne des vents aussi forts que certains typhons, ne produit pas de véritables m.s. en groupes. Aux Indes, avec les moussons du sud-ouest, il n'y a aucun groupe produit et le vent est très fort.

Dans l'hypothèse du prof. HARDTWIG, le vent par lui même est un faiseur d'ondes; s'il se trouve avec des états atmosphériques anticycloniques, il ne produit pas de groupes; s'il se trouve avec des états atmosphériques cycloniques, il y a des groupes.

Mais peut on attribuer cela au vent lui-même? Je ne le sais pas. Puisque dans un cas (moussons très forts) il n'y a pas de m.s. tandis que dans l'autre cas, il y en a.

HARDTWIG — Ce n'est pas le vent qui produit les m.s., mais les vagues qui sont produites par le vent et qui déferlent contre la côte et ce sont les vagues qui causent les m.s. Dans le cas que nous avons étudié à Stuttgart, la côte de la Norvège était la région d'origine; et nous avons observé que toujours, quand les vents soufflaient contre la côte perpendiculairement, il y avait le maximum de m.s.

GHERZI — Je répondrai: les mauvais temps avec fortes vagues en Europe, sont tous cycloniques; les mauvais temps avec fortes vagues en Extrême Orient, sont ou cycloniques ou anticycloniques. Les vents forts anticycloniques n'existent pas en Europe. Chez nous, en Extrême Orient, ils existent avec de grandes vagues et ne donnent pas de groupes m.s. Donc, on peut conclure qu'aux Indes et Extrême Orient, avec des vents très forts, avec fortes vagues, qui se brisent sur la côte on n'a pas de groupes. En Europe, on ne peut pas faire la distinction. Les grosses vagues n'existent qu'avec temps cyclonique. Si vous aviez en Europe temps anticyclonique avec fortes vagues et m.s. alors la théorie serait peut être juste. Mais, comme en Europe il n'y a pas de temps anticyclonique avec fortes vagues, on n'a de fortes vagues qu'avec temps cyclonique. A cause de cela, on doit le reconnaître, on ne peut pas tirer une conclusion générale.

CALOI — Je fais observer qu'en ce qui concerne la haute Adriatique il y a des jours de bora anticyclonique dans lesquels on enregistre des m.s. d'une allure tout à fait régulière, non groupés. Il y a des jours, au con-

traire, où la Bora est cyclonique; on constate alors des groupes caractéristiques, mais attribués au pompage, non à la bora.

Le vent anticyclonique détermine des m.s. d'une allure régulière, non par impulsion, mais par groupes, comme je le dirai quand viendra mon tour d'exposer ma communication. Je suis donc d'accord avec le Père GHERZI à ce sujet.

BATH — J'avais lu le très intéressant article de M. HARDTWIG dans *Ann. di geofisica*. Réellement, les résultats que nous avons atteints chez nous concordent d'une façon remarquable avec les résultats obtenus par M. HARDTWIG.

Toutefois, notre interprétation des phénomènes n'est pas pareille: nous ne considérons pas qu'il soit possible d'expliquer l'origine des perturbations m.s. exclusivement par l'effet côtier, parce que très souvent aussi l'effet cyclonique entre en jeu.

Il y a eu un cyclone entre la Norvège et le Groenland; et en Norvège c'est un effet côtier qui était l'origine des m.s., tandis qu'au Groenland ce sont les effets cycloniques qui entrent en jeu et ce, sont eux qui étaient la cause qu'on y avait observée.

GHERZI — Je suis absolument d'accord avec le dernier orateur, en ce sens qu'il y a deux causes pour les m.s., à savoir le fait de la houle contre la côte, et les conditions cycloniques, ces dernières étant presque toujours à l'origine des groupes.

HARDTWIG — Dans d'autres recherches sur les m.s., nous avons observé que des m.s. très importants existent presque toujours simultanément avec des conditions cycloniques; et que ces conditions cycloniques exercent une influence sur l'amplitude des ondes.

Mais en deuxième lieu, je trouve que nous ne devrions pas seulement considérer comme important le maximum de l'amplitude, pour les caractéristiques de ce phénomène; mais considérer aussi la rapidité d'augmentation des amplitudes, parce qu'il est très probable qu'elle exerce aussi une influence importante sur les phénomènes et leurs conséquences.

MENZEL — Aux stations de Hambourg et de Koenigsberg, nous n'avons pas toujours observé que le maximum d'agitation m.s. coïncidait avec

l'importance de la houle contre les côtes, en Norvège. Par conséquent, au moins pour ce qui concerne ces deux stations, ce phénomène de déferlement sur les côtes doit être considéré comme secondaire. Et il faudrait chercher d'autres causes directes pour ces m.s.; dans ce cas peut-être la théorie de DEACON serait acceptable.

STONELEY — Je suis d'accord avec ce que vient de dire M. HARDTWIG sur l'importance d'un vent qui souffle en droite ligne face à une côte, pour l'origine des m.s.; mais je crois tout de même que nous devrions considérer cette direction et ce phénomène du vent, comme une condition optimum pour la création d'ondes stationnaires. Je suis aussi d'accord avec ce qu'a dit M. BATH, qu'il n'est pas nécessaire de vouloir trouver seulement une seule cause de m.s.; parce que nous avons pu déjà observer qu'il y a des causes et des conditions qui se trouvent dans différents lieux et qui peuvent être à l'origine d'un même m.s.

HARDTWIG — Il me semble que tant que nous n'aurons pas en Europe de station tripartite bien aménagée, nous ne pourrions jamais arriver à déterminer exactement les causes et les origines des m.s. Seule une telle station, pourrait nous permettre de délimiter avec une exactitude et une précision suffisantes la source ou le lieu d'origine de tous les m.s. Cette station devrait être construite dans une localité particulièrement appropriée pour le but que nous poursuivons. Jusqu'au moment où cette station pourra fonctionner, nous devons toujours prendre en considération les m.s. de différentes origines, à savoir: les m.s. causés par le déferlement sur les côtes, et les m.s. causés par des conditions cycloniques.

Nous devons insister sur la nécessité d'avoir des stations telles que je le dis plus haut, si nous voulons arriver à des résultats vraiment positifs: il faut qu'une station tripartite soit construite en Europe, pour poursuivre cette recherche.

MENZEL — Bien que je ne puisse pas du tout contredire cet argument, je voudrais quand même signaler que pour certains m.s. on peut déterminer même aujourd'hui, leur origine avec les moyens et les instruments dont nous disposons. Dans mon rapport, j'ai décrit précisément une méthode qui, à ma grande surprise, m'a permis de déterminer le lieu d'origine des m.s.

Je suis certain que mon rapport provoquera des contradictions et des discussions. Néanmoins, dès à présent je me permets de vous signaler que toutes les fois que j'ai étudié l'origine des m.s. avec cette méthode, j'ai constaté qu'elle n'indiquait jamais directement des déferlements de vagues contre la côte norvégienne, mais plutôt une perturbation entre cette côte et l'Islande. Et pas une seule fois j'ai pu déterminer le lieu d'origine comme étant la côte norvégienne elle-même.

RORHÉ — Nous regrettons que M. HILLER ne soit pas ici, car il a présenté l'année dernière une note sur la détermination de la direction des m.s., d'après l'observation d'une seule station. C'est la méthode qui consiste à utiliser des ondes de Rayleigh inscrites sur un jeu de trois instruments ayant exactement les mêmes constantes; on a par conséquent la possibilité de comparer directement les trois enregistrements. M. HILLER a donné des exemples de détermination de la direction de l'origine des m.s. dans une note publiée dans *Beitr. zur Geophysik*, 1950.

Par conséquent, il y a évidemment déjà une petite possibilité de faire une détermination du foyer du mouvement microséismique.

J'ai essayé d'appliquer cette méthode sur les enregistrements d'avril 1947; il est cependant très difficile de trouver ces ondes de Rayleigh suffisamment pures pour qu'on puisse calculer la direction de la source.

LE PRÉSIDENT dit que M.me LEHMANN vient de lui déclarer que son rapport concerne précisément la question dont nous nous occupons maintenant. Il conseille par conséquent d'interrompre la discussion, pour la reprendre demain matin, après l'exposé du rapport de Mme LEHMANN.

STONELEY — Puis-je me permettre de poser quelques questions à M. le Rapporteur?

Je le prierais de nous donner des renseignements sur la période des ondes observées; ces ondes commencent-elles avec de longues périodes? Cette période diminue-t-elle ensuite ou reste-t-elle constante? Quelles sont les caractéristiques des périodes?

RORHÉ — Comme je l'avais dit tout à l'heure, la tempête m.s. principale, celle du 5 au 7 Avril, a eu une période qui est proche, toujours

très proche, de 7 sec. et elle commence par des ondes de 6,5 sec.; ensuite, la période se maintient pendant longtemps à 7 sec. et atteint un maximum de 7,5 sec. A la fin la période reste voisin de en 7 sec., tandis que la petite dépression du 8 avril se manifeste par des périodes de 4 sec., enregistrées seulement à DE BILT.

Sur l'enregistrement de Rome, il y a au début, le 3 et le 4 avril une perturbation de plus courte période, d'origine certainement méditerranéenne et qui a donné des interférences avec la grande tempête m.s. jusqu'à ce que soit établi le régime de 7 sec. correspondant à la tempête principale.

GIORGI — Il me semble que l'affirmation de M. Rothé sur la corrélation entre l'activité m.s. et les cyclones au dessus de l'Atlantique, ne peut être démontrée d'une façon absolument positive. Certes, le prof. CALOI avait pu établir que cette corrélation était vraiment réelle; et à l'assemblée de l'U.G.G.I. à Oslo nous avons présenté une communication à ce sujet. Mais après j'ai dû abandonner cette idée, parce que très souvent nos résultats d'observation sur l'activité m.s., sont en relation avec les perturbations et les turbulences sur la Méditerranée. Nous croyons qu'il est possible que les m.s. d'origine atlantique aient la même cause: on voit des tendances barométriques positives qui suivent de très près ce qui se manifeste dans la mer Méditerranée, où les phénomènes, toutefois, ont un aspect beaucoup plus compliqué, vu la grande complication météorologique. Nous sommes en train d'étudier ce phénomène dans ce sens avec référence particulière aux m.s. d'origine atlantique.

VERCELLI — Etant donné que j'ai une communication sur cet argument on pourra discuter à ce moment là.

ROTHÉ — Je réponds simplement que dans l'exemple que j'ai analysé le noyau de hausse est invisible sur la carte des tendances au moment où il y a l'agitation m.s. maximum.

GHERZI — Je peux aussi remarquer que lorsque nous avons une invasion de couches très épaisses d'air sibérien, nous ne constatons pas la présence de groupes.

HARDTWIG — Il faut insister sur l'importance que peuvent avoir les vents qui battent contre les côtes, dont l'influence est très sensible en Norvège surtout en ce qui concerne les grands m.s.

MACELWANE répond que sur les côtes de l'Amérique, où ils ont leur station, il n'y a pratiquement pas de vent contre les côtes qui accompagnent de m.s. le vent souffle de la côte, non contre la côte donc il n'y a pas déferlement des vagues.

BATH — Dit qu'il est une différence remarquable entre les ressources instrumentales utilisés pour l'exploration des m.s. en Amérique et en Europe. Il est nécessaire d'établir en Europe ainsi que dans des autres parties du globe des instruments spécialement désignés pour l'étude des m.s., par exemple des stations tripartites.

Je crois qu'il est une différence microsismique entre des côtes ouest et est. L'air polaire, qui est d'une grande importance pour des m.s., souffle contre une côte ouest mais il ne souffle pas contre une côte est.

MACELWANE — La station tripartite qui a été établie à Pasadena correspondait à ce vœu.

HARDTWIG — Je voudrais adresser une question au Père MACELWANE, une question qui concerne une de ces cartes qu'il nous a montrées et qui indique la route suivie par un cyclone qui a traversé la Floride. Sur cette carte, on ne voit qu'une seule station. Je voudrais savoir comment il a été possible de tracer avec une semblable précision la trajectoire de ce cyclone. Je me demande si ces observations n'ont pas été faites au commencement des investigations.

MACELWANE — En effet, c'était au commencement des recherches qui ont été organisées par la marine américaine sur les m.s.

HARDTWIG — Je voudrais savoir comment il est possible avec une seule station non seulement de déterminer l'endroit d'origine, mais aussi la direction de l'onde.

MACELWANE — Les petits cercles qui étaient à la fin de la ligne indiquant la direction n'étaient pas l'endroit d'origine, mais c'était le temps. Par conséquent, cela n'a aucune signification dans ce sens là.

ROTHÉ — Le tracé du cyclone qui a été fait sur la carte est effectué d'après les renseignements météorologiques, si j'ai bien compris.

MACELWANE — Ce sont des observations faites en avion.

GHERZI — Je désire savoir quel est le type d'ondes dont on s'est servi.

MACELWANE — Il s'agit des ondes de Rayleigh, mais seulement lorsqu'il y avait un seul système, c.à.d. une situation qui était claire, sans perturbations et qu'il n'y avait pas d'autres ondes que celles qu'on était en train d'observer.

On a fait des observations d'ondes parallèles perpendiculaires et verticales. On obtenait les ondes verticales et horizontales parallèles, et les ondes horizontales perpendiculaires étaient à peu près inexistante. Cela se produit en présence d'une situation simple, et tout semble indiquer qu'il s'agissait des ondes de Rayleigh.

LEHMANN — Il y avait un seul cas, avec une seule source, pas d'ondes qui venaient de différentes directions?

MACELWANE — On a cherché à tenir compte de la vitesse effective des ondes qui passent à travers les trois stations, étant donné que cette vitesse varie. Tout de même, nous avons formulé une hypothèse et nous pouvons assurer qu'il ne s'agit pas seulement d'un front d'onde, mais de plusieurs fronts combinés.

GHERZI — Je voudrais demander si on a fait des observations dans la profondeur de la terre, par ex. dans des mines.

MACELWANE — On a fait des observations, mais la réduction de l'amplitude est très peu prononcée.

On devait s'attendre à ce résultat étant donné que la profondeur des mines est vraiment insignifiante si on la compare avec la longueur des ondes.

GHERZI — Y avait-il un dédoublement des ondes, lorsqu'elles atteignent une fracture?

MACELWANE — Nous n'avons pas encore de résultats à considérer comme positifs à 100%. La seule chose observée c'est une diminution d'amplitude des ondes, lorsqu'elles s'approchent de ces zones.

STONELEY — Je crois que seulement les m.s. de période très courte peuvent subir une réduction sensible dans les mines et que pour les plus grandes périodes la diminution d'amplitude seront insensible.

MACELWANE — Il serait très opportun, pour ceux qui peuvent avoir des mines à leur disposition, d'étudier l'influence de la profondeur sur des m.s. à période très brève, par ex. la période d'un tiers de seconde, dont je m'occuperai dans un rapport que je vous présenterais dans une séance ultérieure.

BATH — Il me semble que cette diminution de l'amplitude avec la profondeur, a déjà été étudiée par les japonais et il y a des publications sur ce sujet. Ils avaient à leur disposition une mine de profondeur de 700 m. Ils ont pu observer une diminution d'amplitude des ondes ayant une période inférieure à 3 sec. Mais on n'a pu observer aucune influence de la profondeur sur les ondes dont la période était supérieure à 3 sec.

ON THE MICROSEISMIC MOVEMENT RECORDED IN GREENLAND AND ITS RELATION TO ATMOSPHERIC DISTURBANCES

I. LEHMANN

When the microseismic movement as recorded in Greenland is compared with that at Kobenhavn the difference is striking. First there are in the winter months the violent microseismic storms sometimes rising very suddenly and growing very much stronger than any that are recorded at Kobenhavn, and then, as a contrast, hardly any microseismic disturbance during the summer. And, winter and summer, the waves recorded are mostly rather regular, though varying in amplitude, while at Kobenhavn they are often quite irregular.

The excessive microseismic storms will be due to serious atmospheric disturbances and therefore it should not be difficult to establish a relationship. The Greenland microseisms have always seemed an attractive field of study, but actually it could not be approached with much hope of success until in later years, because the meteorological data available were not adequate. However, during and after the war a number of modern meteorological stations were established in Greenland and, although the observations are still sparsely distributed over the extended country, they allow a moderately good determination of the more pronounced atmospheric disturbances.

It has been found possible to relate microseismic disturbance to such phenomena as cyclones, the passage of cold fronts and surf.

It will be shown in the following that a relationship exists between microseismic storms as experienced in Greenland and cyclones.

a cyclone practically always being present when there is a strong storm, and in such a position as to make it likely that, in one way or another, it is responsible for it.

The way in which atmospheric disturbance is transformed into microseismic movement will not be dealt with here, but nevertheless attention is drawn to the fact that, when this question is considered, a distinction has to be made between tropical and extra-tropical cyclones. In a tropical cyclone the barometric gradient close to the centre is very steep with the result that the agitation set up there is excessive. The wind and the waves reach enormous heights and a kind of pumping as described by E. Gherzi in his early paper « Etudes sur les microséismes » (1) may be set up. I may be allowed to refer also to Jack London's description of the occurrence during the passage of a typhoon in his tale: *The pearls of Parlay*.

Nothing similar is likely to occur in an extra-tropical cyclone where, normally, the gradient nowhere is very steep. There may be quite an extended area of equal pressure in its central part. The centre, therefore, cannot be expected to act as the source of microseisms in the same way as in a tropical cyclone.

But, all in all, the cyclone represents a great amount of energy which partly is transferred to the sea where sea-waves are set up and partly to the surface layers, the uppermost being the sea, in which sound waves are generated. The generation of waves of both kinds probably takes place over an extended area. Close to the source they will be irregular. We know the sea-waves to become uniform, though rising and falling in amplitude, at a considerable distance from the source, and the same thing evidently happens to the ground waves.

A cyclone is set up where a sector of warm air advances, and a front, representing great energy advances with the cyclone. It has been shown by Dr. Bath that the passage of cold fronts over the coast of Norway are responsible for most of the microseismic movement set up on the Scandinavian peninsula (2).

There are hardly any passages of cold fronts over the coasts of Greenland except, possibly, in the extreme south. Warm sectors

(1) Observatoire de Zi-Ka-Wei. Note de séismologie no. 5, 1924.

(2) M. BATH: *An investigation of the Uppsala microseisms*. Uppsala 1949.

coming from the south mostly advance in a north-easterly direction and move across the seas east of Greenland with the fronts well away to the east. When warm sectors advance in the Baffin Bay the fronts may come in against the coast, but here they are stopped and do not go inland, because the altitude of the Ice Cap, 2000 m - 3000 m, is about as great as the total vertical extension of the air masses. Cold air currents going south from the Polar regions are bent westwards. Therefore those advancing west of Greenland are bent away from the coast. Those advancing on the eastern side may follow the coast. The fronts, however, will rarely be turned in against the coast, but will as they advance be more or less perpendicular to it. However, the outburst of cold air will be due to the presence of low pressure areas over the Greenland and Norwegian Seas or over the Scandinavian peninsula, and the cyclonic action often connected with them will cause the cold air masses to advance eastwards, over against the Norwegian coast (the cold fronts of M. Bath).

During the winter and spring months the greater part of the east coast of Greenland is shielded from the sea by fast ice that from some way south of Scoresby-Sund and northwards may extend far at sea. Round the southern part there is less ice and on the west coast, the northern part excepted, it is often broken up by storms. In addition to the fast ice there is a drift of heavy pack ice coming south from the Polar region. The drift begins in the autumn. It reaches Scoresby-Sund in October and Cap Farewell at the end of January. It turns round to the western side where it sometimes goes far north. Fig. 1 is an illustration of the nature of this so-called Polar pack. Where it advances it bars the coast.

This is mentioned in order to point out that surf on the coast is not likely to be a very important factor in generating microseisms in Greenland. On the east coast north of Scoresby-Sund surf rarely occurs except in a few summer months because of the fast ice, and if on the other coasts there is no fast ice, there is often an extended belt of pack ice greatly damping the sea waves and the surf. However, observations on these extended and sparsely inhabited coasts are few and not always dependable and do not always make it possible to say whether or not on a definite occasion there has been any

surf. This part it plays in the generation of the Greenland microseisms may possibly have to be concluded from the nature of the microseisms themselves when they have been studied more closely elsewhere.

There are two seismological stations in Greenland, Scoresby-Sund on the east coast at $70^{\circ} 1/2$ northern latitude and Ivigtut in



FIG. 1.

Polar pack at the East coast of Greenland.

(From E. Riis-Carstensen: *Farvandede omkring Grønland*, Grønlandshøgen 1. København 1950).

the southwest, at 61° N. They are marked on the map of fig. 2. Both stations have been recording since 1928. At Scoresby-Sund recording was suspended from the summer of 1944 to the autumn of 1946.

As mentioned already, before the war meteorological observations in Greenland were few and hardly sufficient for our purpose, and no study of microseisms could therefore be attempted by means of data previous to Sept. 1946 when Scoresby-Sund resumed recording. Since that time microseisms have been measured regularly at Scoresby-Sund while this has been impossible at Ivigtut, where it is the busy wireless operator who attends to the station.

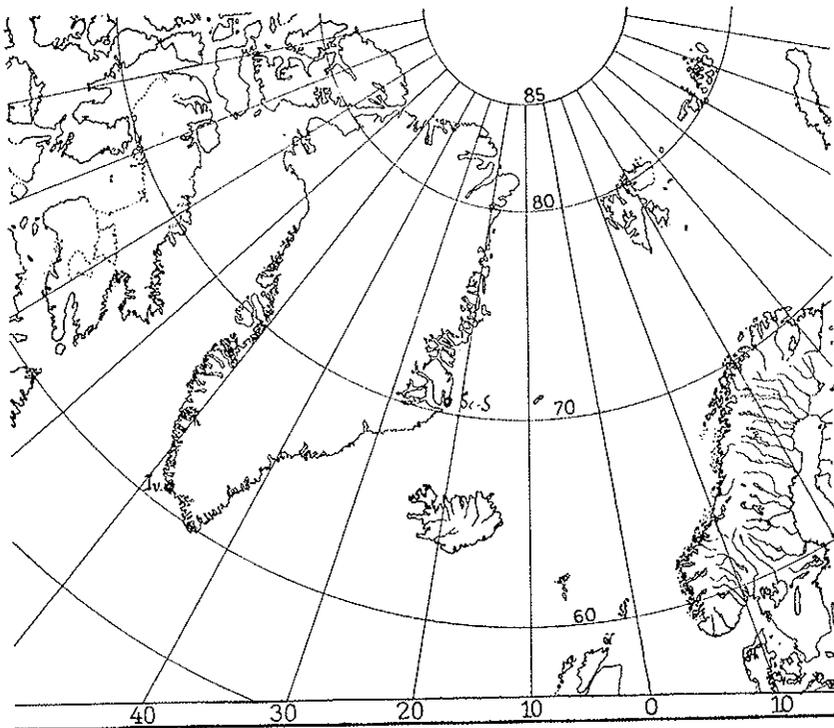


FIG. 2.

Greenland.

Scoresby-Sund has Galitzin Wilip instruments, 3 components. The horizontal components have a period of about 11s.9 and a maximum amplification of about 1000 for waves of a period of about 7s. For waves of period 5s-9s, those most frequently occurring in microseisms during the winter, the amplification does not vary much. The vertical component has a somewhat smaller period, not always very well determined, because it varies strongly with the zero position. The maximum magnification is smaller than that of the horizontal instruments.

Since September 1950 a short period vertical Grenet instrument is recording at Scoresby-Sund. It has a maximum magnification of about 10,000 for a ground period of 1s.

Ivigut has standard Wiechert instruments, the 1000 kg horizontal seismograph and 1300 kg vertical one. The proper periods of the horizontal components are about 9s.8. The static magnification is 180 for the N component and 220 for the E component. The dynamical magnification has its maximum for a period somewhat smaller than the proper period of the instruments and does not vary greatly for waves of period 5s - 9s. The vertical seismograph has a proper period of about 5s and the static magnification 190. The dynamical magnification is greatest for waves of period 4s - 5s and it decreases rather strongly when the period increases beyond 5s.

It seems necessary to mention that during later years the Ivigut constants have not been determined very often and not always immediately before and after an adjustment of the instruments with the consequence that it is not always known what values they had on a definite occasion. It was in particular the friction that varied; it seems as if it has often been too great in the N component and therefore its records were not used.

When the constants are known the ground amplitude may be evaluated. Usually approximate values are determined on the assumption that the motion is simple harmonic. When trace amplitudes measured on the Kobenhavn Galitzin-Wilip and Wiechert records were compared it was found that in a train of waves of nearly constant amplitude and period the ratio of corresponding amplitudes varied a great deal. This is undoubtedly due to the variable character of the friction of the mechanically recording instruments. When maximum amplitudes were taken, as they usually are when microseisms are measured, the ratio varied still more. This shows that an evaluation of the ground amplitude on the above assumption will have great uncertainty especially if records from mechanically recording instruments are used. The values given in the following have been roughly determined and are intended only to give an idea of the order of their magnitude. 5 was an approximate mean value of the ratio of corresponding horizontal trace amplitudes at Kobenhavn and since the Galitzin and Wiechert E component instruments in Greenland have approximately the same constants as those at Kobenhavn, the Ivigut amplitudes were multiplied by 5 in order to make them comparable with those measured at Scoresby-Sund.

The two stations both stand on gneiss and therefore the amplitudes as recorded are the standard amplitudes of Lee and need no reduction to be comparable.

Routine measurements at Scoresby-Sund were made at 0h, 6h, 12h and 18h GMT. 10 min. around the whole hour were considered, the train of waves of greatest amplitude was taken and its mean amplitude determined. The corresponding mean value of the period was determined.

The Ivigtut microseisms recorded from October 1946 to March 1947 were measured in Copenhagen in the same way. In fig. 3 the variation of the Scoresby-Sund and Ivigtut microseisms in this period is shown, but here double trace amplitudes are used, and Ivigtut measurements have not been multiplied by 5. Full lines and dotted lines show the variation of the N and E component amplitudes respectively. There were no Ivigtut records from Dec. 6. to Jan. 3. Vertical lines in gaps of the Scoresby-Sund curves indicate that the amplitudes were too large to be measurable.

Actually larger microseisms seem to be recorded at Ivigtut than at Scoresby-Sund, but the largest microseismic waves recorded at Scoresby-Sund are not measurable because the traces of succeeding lines overlap. A swing of double amplitude exceeding about 15 mm can rarely be picked out with much certainty, and since the magnification for the waves of the usually occurring periods is slightly less than 1000, this means that a (single) ground amplitude exceeding about 8 μ cannot be determined. At Ivigtut measurement becomes difficult when the amplitude exceeds 10 mm, but an amplitude of 17 mm has been measured with certainty and greater amplitudes are believed to have been recorded. This is to say that amplitudes of at least 40 μ occur.

The period of the recorded microseismic waves vary. In the late spring and the summer months when the amplitude is small the period as recorded on the long period instruments mostly varies between 4s and 5s; sometimes it is slightly smaller than 4s and at times it is greater than 5s. During the months when the microseisms are large, the period usually varies between 5s and 7s. It may be smaller, and longer periods also occur. Periods greater than 9s have not been measured.

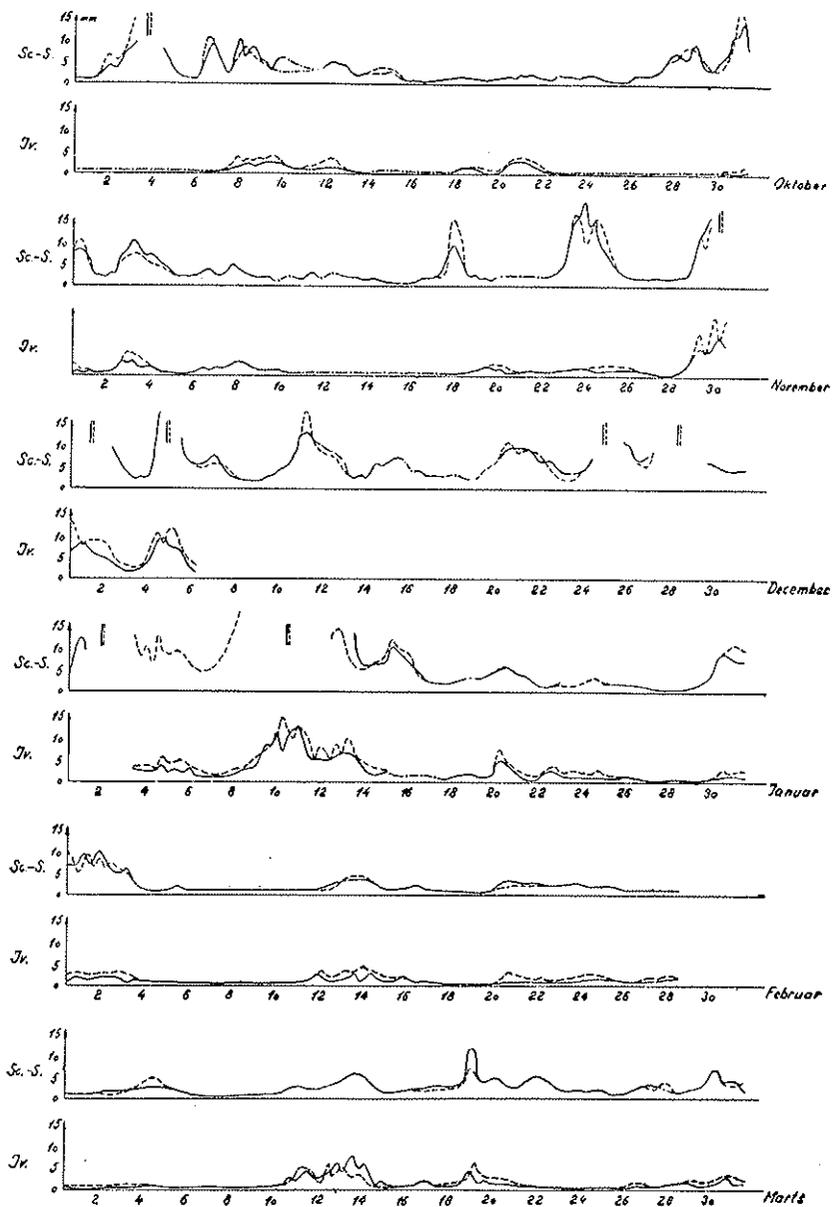


FIG. 3.

Amplitudes of microseismic movement recorded in Greenland 1946-47.

The short period instrument habitually records 3s $\frac{1}{2}$ and 4s periods at all times of the year and also quite small waves of smaller period down to about 1s.

The fact that the periods are long in the season of strong microseismic activity seems explainable on the theory of Press and Ewing (1). The deepness of the sea and the nature of the sea bottom should be important factors in determining the period. Other things equal microseisms generated over deep seas should have longer periods than those generated over shallower waters. And during the winter the microseismic waves generated by violent atmospheric disturbances over the deep seas are dominant whereas during the summer the smaller movement generated nearer the coast becomes observable.

It will be of importance to take account of the period that dominates in microseisms generated in different regions and of the deepness of the sea.

The extended seas surrounding Greenland naturally have not been explored in detail, but a great deal of depth measurements has been made, and the chart of fig. 4 shows the results that have been arrived at. A comparatively shallow belt stretches west and east of Iceland, but south of Iceland great depths are soon reached. North-east and northwest of Jan Mayen we have the greatest depths, over 3000 m.

In the microseismic storms we usually have trains of regular waves of great amplitude with small irregular movement in between. In a train of waves the period of individual waves is well defined. Sometimes it is practically constant, but often it varies somewhat. Mean values can usually be determined with an accuracy of about $\frac{1}{2}$ sec. The variation of amplitudes is very great, and it is quite irregular, seemingly undominated by any law, groups of large oscillations of varying amplitude arriving at varying intervals. Also groups of large oscillations occur now in one component record, now in another, the direction of the ground movement evidently shifting continually. This, by the way, does not mean that the direction of

(1) F. PRESS and M. EWING: *A theory of microseisms with geologic applications*. Transactions Amer. Geoph. Union. 29, 2, 1948.

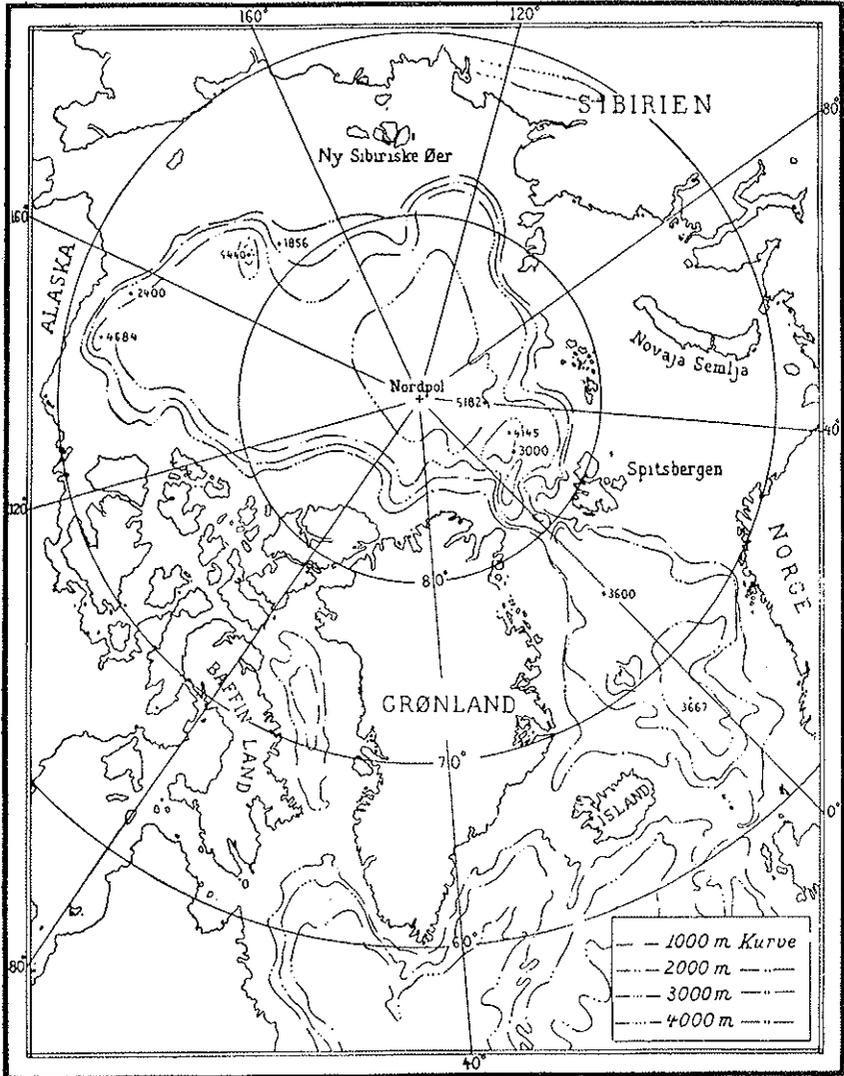


FIG. 4.

Depth of the seas surrounding Greenland.

(From E. Riis-Carstensen: *Farvandet omkring Grønland. Grønlandsbogen* 1 København 1956)

approach varies. It is sometimes interpreted that way, but it is done on the unverified assumption that the particles move in the vertical plane of approach.

It is habitual to characterise the strength of the movement by means of the maximum amplitudes observed, or, if not the actual maxima, then the mean of the amplitudes in a group of maximum amplitude. It is doubtful whether this practise leads to the desired result when Greenland microseisms are concerned. I have noticed, for instance, that sometimes the movement is unmistakeably stronger in one horizontal component record than in the other one, and yet the maxima of the amplitudes are the same. Also the groups of large amplitudes in some microseismic storms occur with considerable intervals, whereas in others the large movement is much more compact, so to speak, representing much greater energy. It seems difficult, however, to find a better way of characterising the strength of the movement.

I examined all the Greenland records for 1947-1951, picking out the storms, but I found afterwards that the weather charts available for 1947 and 1948 were not quite satisfactory and I therefore concentrated on the years 1949-1951.

The microseisms in Scoresby-Sund had, as mentioned previously, been measured beforehand, but some of the storms I measured in greater detail, and H. Knudsen measured the storms occurring from the autumn of 1950 to that of 1951 in detail and plotted the amplitude variation, as will be seen later. Some Ivigtut storms were also measured, but not to great detail.

When the weather-charts are examined it is apparent that in a general way the microseisms depend on the weather. During the winter months there are mostly extended storms over the seas surrounding Greenland and storms are frequent also in the autumn and spring, whereas in the summer there is often a stable high over Greenland and the weather is calm.

When it is attempted to find how the particular microseismic disturbance depends on atmospheric disturbance it is seen that a cyclone is practically always present when there is a microseismic storm, and, as said already, in such a position as to make it plausible that

in one way or another it is responsible for it. The impression that cyclones are responsible obtains greater confirmation when Ivigtut and Scoresby-Sund records are compared. The distance between the stations is 14° , great enough for microseismic movement having the same source to be of very different strength at the two stations. Often one of the stations records a considerable microseismic storm that is not traceable at the other one.

Cyclones sometimes travel great distances, and if in advancing they come close first to one of the stations and then to the other one microseismic storms rise and die down accordingly.

It happened on 1951, Jan. 16.-20. On the 15. a cyclone with central pressure 972 mb. was centred E of New Foundland. On the 16. it travelled north and passed Cap Farewel at some distance to the east. On the 17. it reached Iceland and at 12h had crossed to the east coast and deepened to 968 mb. It continued eastwards.

On the 16., when the cyclone was approaching from the south, the microseismic movement increased at Ivigtut, and already at 5h had maximum double amplitudes of about 4 mm, corresponding to a ground amplitude (single) of about 10μ . It is seen in fig. 5 how quickly the amplitude increases at first; after 4 or 5 hours it remains almost constant. Especially in the Z record groups of oscillations of large amplitude are conspicuous. Most of the movement is much smaller and, as remarked previously, it seems doubtful that the strength of the movement can be said to be characterized when maximum amplitudes are given. The period of the movement varies somewhat. It is about 6s with a tendency to be greater in the horizontal component records and smaller in the vertical one.

On the 17. from about 9h when the centre of the cyclone moves in over Iceland the microseismic disturbance at Ivigtut dies down quickly.

At Scoresby-Sund there is some increase of microseismic movement in the morning of the 16; in the afternoon maximum amplitudes are about 3μ . Later the movement decreases somewhat. On the 17. at about 11h it becomes very irregular and then starts to increase as seen in fig. 6; a few hours later rather large, regular groups of oscillations dominate. While the period of the preceding small mo-



FIG. 5.
1951 January 15-16. Iwigut E and Z records.

There are rarely deep depressions west of Greenland in the Davies Strait or Baffin Bay. I have not been able to relate any of the microseismic storms considered to atmospheric disturbances west of Greenland, the extreme south-west excepted. Therefore the western seas are not included.

We shall begin with the third region.

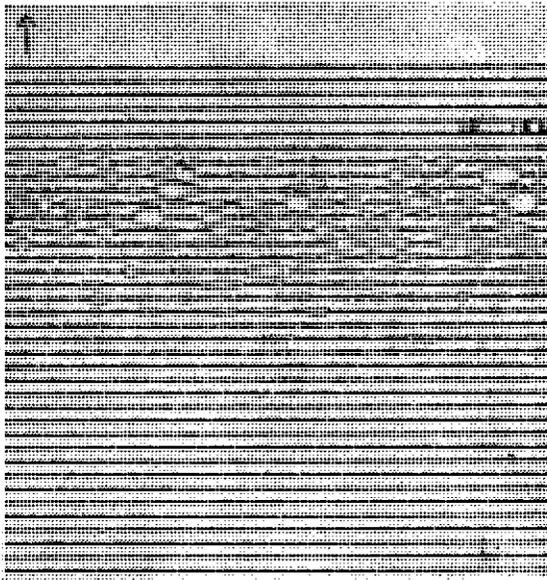


FIG. 7.

1949 May 13. Scoresby-Sund E record.

Cyclones crossing it often come from around Iceland and go east or north-east, at a distance from the Greenland coast great enough for the storm not to affect it. If they produce a microseismic storm it may be concluded that the waves are generated at sea.

During the winter months the weather situation is often complex. In the spring it is likely to be more simple, and when on 1949, May 13. a cyclone moved north from Iceland there was no other atmospheric disturbance to account for the small microseismic storm recorded at Scoresby-Sund. Fig. 7 shows a cross-section of the E record. The

storm did not affect the Greenland coast. Besides, at this time of the year there is fast ice outside the coast so that surf could not occur.

I wish to draw attention to the peculiarity of the record, the gentle rise and fall of the amplitude of the groups. The period is very nearly constant, $5s \frac{1}{2}$ or slightly greater. The ground amplitude does not exceed 5μ .

According to the Danish weather chart the depression is deepest, 981 mb. at 18h, and at that time the centre is increasing its distance from Scoresby-Sund, moving E.

The microseisms begin to record about this time and reach their maximum 3 hours later. The Danish weather chart may not be quite correct for there are only few observations to go by, and there is actually a divergence between it and the London Meteorological Office Weather Report. However, there seems to be no doubt that the microseismic storm does not reach its maximum when the distance to the centre of the cyclone is smallest, but when it is already increasing. This would be easily understood if surf were responsible, but since in this case it is not and we have to assume that the microseisms are generated at sea, an explanation does not so readily present itself. It seems possible that, actually, the depression deepens while increasing its distance from Scoresby-Sund. There are so few observations that the central pressure cannot be determined with much certainty. It is also possible, and perhaps even likely, that the microseisms are not generated in the central part of the cyclone or symmetrically around it; they are possibly generated chiefly on its right hand side behind the cold front where the turbulence is greatest.

Kobenhavn is at a greater distance from the cyclone all the time, but a small microseismic movement is also set up there. It starts a few hours later than at Scoresby-Sund and does not develop so abruptly. In fact, it increases very slowly as seen in fig. 8. Groups similar to those at Scoresby-Sund are not formed, the movement is much more even. At Uppsala there is also a faint microseismic movement; is it difficult to decide where it begins, but it increases to maximum value at about the same time as that at Kobenhavn.

The cyclone increases its distance to Kobenhavn and Uppsala as it advances, and therefore the later arrival at these two stations indi-

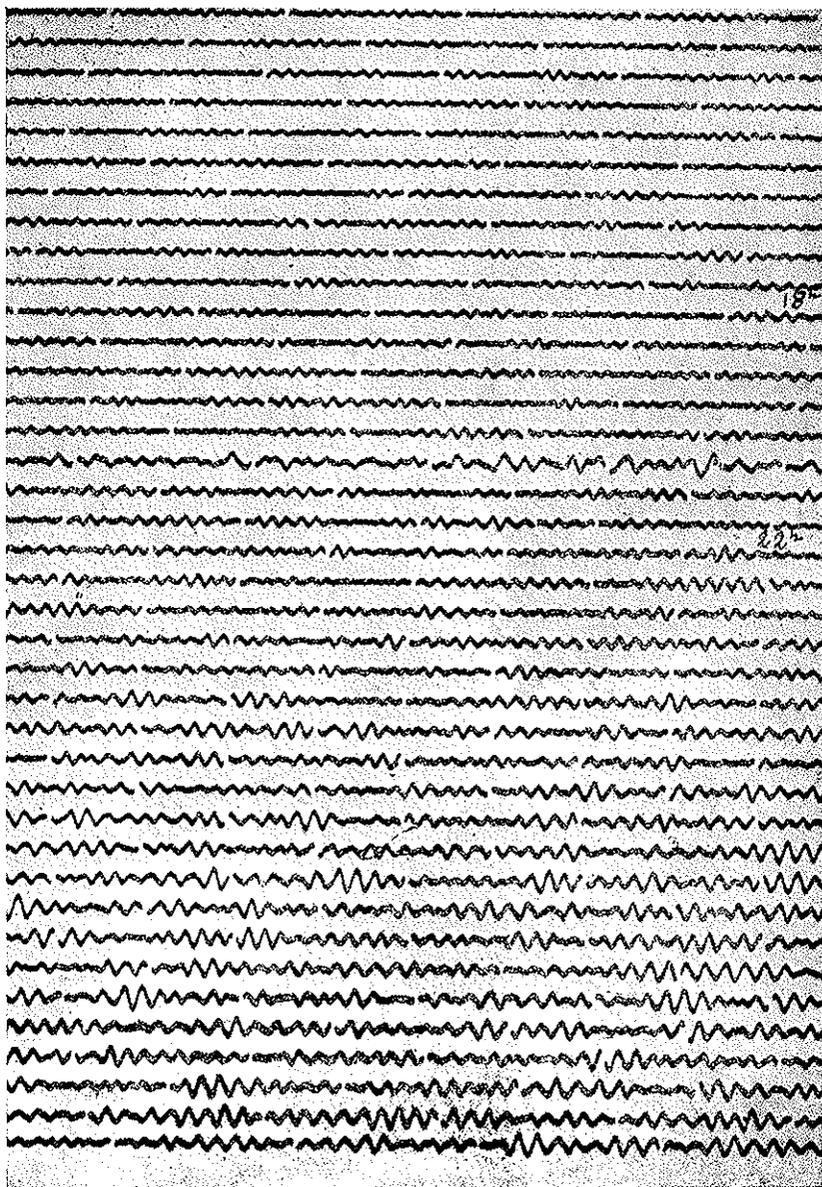


FIG. 8.

1949 May 13-14. København N record.

cates that the microseismic movement has not the same origin as that at Scoresby-Sund. While the group microseisms recorded at Scoresby-Sund are likely to be set up at sea, it seems more probable that the Scandinavian microseisms are due to coast effect in accordance with

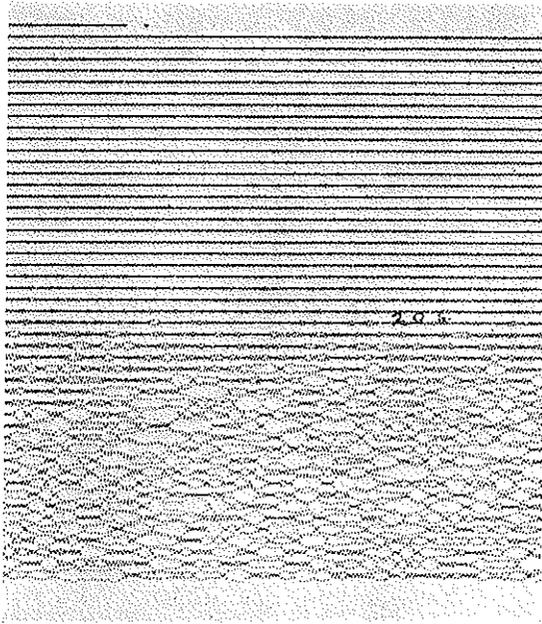


FIG. 9.

1950 March 25-26, Scoresby-Sund N record.

the findings of M. Bath. Actually a cold front comes in against the Norwegian coast in the evening of the 13.

The microseismic movement set up in Scandinavia is not transmitted to Scoresby-Sund where pure, regular group microseisms continue until the movement dies down.

There was another similar, but slightly stronger microseismic storm at Scoresby-Sund on 1950, March 25. The microseisms are quite small when at about 20th a storm develops very quickly. The movement is similar in appearance to that on 1949, May 13. (see

fig. 9). The largest movement occurs between 2h and 15h on the 26. It rises to a maximum of about 7μ . The period is $5s \frac{1}{2} - 6s$.

On the 25. at 12h a small cyclone, with a central pressure of 992 mb., is centred over Iceland. It moves north-east very quickly; at 18h it is at the height of Scoresby-Sund and has deepened to 985 mb. It advances in a north-easterly direction and deepens. When on the 27. it has reached Spitsbergen, it has deepened to 960 mb.

The storm does not affect the coast of Greenland and there are no other complications. There seems to be no doubt that the microseismic storm is due to the cyclone and that the movement is set up at sea, but, as on 1949, May 13., the microseismic storm does not develop until the centre of the cyclone is increasing its distance from Scoresby-Sund. In this case, however, the depression is known to deepen while the cyclone increases its distance from the station.

At Kobenhavn the microseismic movement is small on the 25., but early on the 26. it starts to increase quite slowly (see fig. 10). Maximum amplitude (about 2μ) is reached at about 14h and there is very little further increase on the 26.

There is no other atmospheric disturbance to account for the Kobenhavn microseisms than the one on the northern seas. But the microseisms appear later and reach their maximum much later than those at Scoresby-Sund. As on 1949, May 13. there is a time-difference, but here it is much greater, and there can be no doubt that the generating factors are different. The cold front that comes in against the Norwegian coast about midday on the 26. may well be responsible for the Kobenhavn microseisms while those at Scoresby-Sund in all probability were generated at sea by the cyclone.

On various other occasions microseismic storms occur at Scoresby-Sund when cyclones travel up north-east or east from Iceland, but usually the microseismic movement is rather strong beforehand. Therefore they do not develop so clearly and the movement is less regular owing to interference of wave trains from other sources. However, the relation to a definite cyclone is often unmistakable and in view of the results arrived at above it seems likely that much of the movement observed is set up directly by the cyclone, at sea.

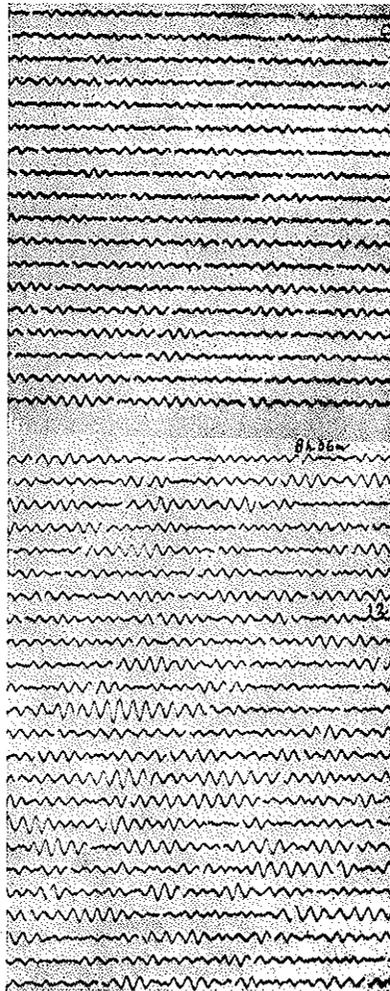


FIG. 10.

1950 March 25-26. København N record.

On 1950, March 16. oh a cyclone is centred west of Ireland. It advances in a north - northeasterly direction, quickly at first, and it is at the height of Iceland in the evening. It moves on in the same direction. The central pressure is about 970 mb.

On the 16. at about 14h the microseisms at Scoresby-Sund begin to increase slightly and from about 23h the increase is somewhat stronger. On the 17. at about 4h group microseisms appear, but maximum amplitudes are not reached until at about 20h when the centre of the cyclone is at the height of Scoresby-Sund.

On 1950, Oct. 8.-10. a microseismic storm occurred at Scoresby-Sund, and the amplitudes varied as shown in fig. 11. A cyclone cen-

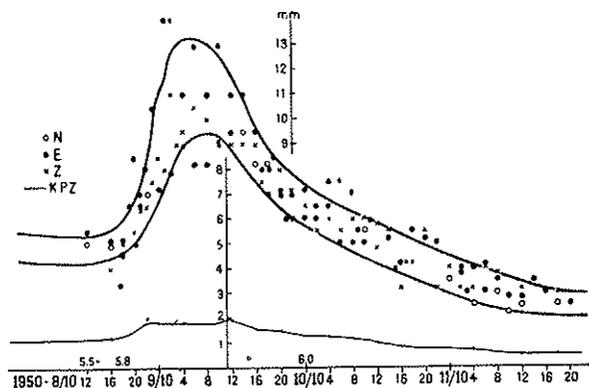


FIG. 11.

tred SE of Iceland and with a deep central depression, 964 mb., moves north and is at the height of northern Iceland at 0h on the 8. It is east of Jan Mayen at about 12h and stays there about, deepening at first to 956 mb. and then filling up slowly.

The microseismic storm begins before the preceding one has subsided. There is a sharp increase of amplitudes at about 18h, some hours after the centre of the cyclone has reached the height of Scoresby-Sund.

There are other microseismic storms due to cyclones north of Iceland on 1949, Oct. 1.-4. and 1949, April 18.-22. The former continues long after the cyclone has moved eastwards over Norway and Finland and makes it plausible that a second, undetected cyclone has developed. The latter storm lasts for a long time, the cyclone becoming stationary northeast of Jan Mayen.

A very strong microseismic storm develops at Scoresby-Sund on 1949, Jan. 5-6. as seen in fig. 12, when a deep depression (about 965 mb), the centre of an extended cyclone, moves northeast from Iceland. An increase in the microseismic movement begins already when the centre of the cyclone is south of Iceland, and it continues

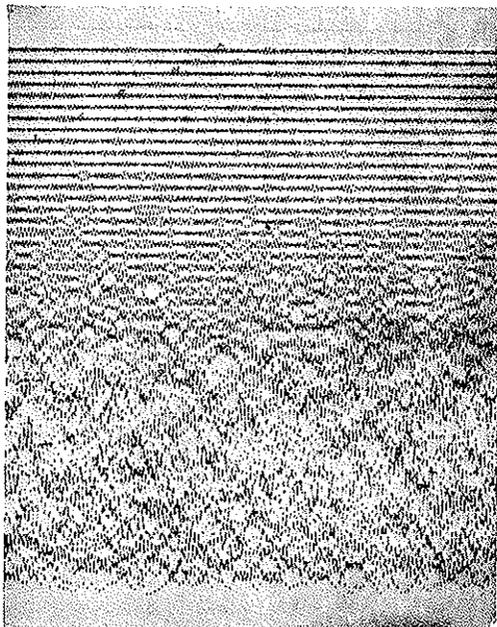


FIG. 12.

1949 January 5-6 Scoresby-Sund E record.

when it has passed over Iceland and moves on in a north-easterly direction; but the largest movement does not set in until on the 6. at about 0h when the depression has deepened to 963 mb. and at this time has reached the height of Scoresby-Sund. Then the movement is too strong for the amplitudes to be measurable. It continues very strong for about 24 hours and then decreases slowly.

The cyclone is so extended that it meets the Greenland coast on a long stretch, but except on the 5. there is no strong wind on the coast. Also, at this time of the year there will undoubtedly be fast

ice along the coast and far at sea. The microseismic storm, therefore, is likely to be generated chiefly at sea.

We have found that all the microseismic storms so far spoken of were related to cyclones, but we cannot conclude that cyclones always produce microseismic movement of any strength. Actually on one instance it was found that a cyclone, seemingly deep enough and near enough did not set up microseisms at Scoresby-Sund.

It was on 1949, March 22. when a cyclone with central pressure 975 mb. came closer to Scoresby-Sund than any of those mentioned in the preceding. Its gradient is low, but whether this is the explanation cannot be said, since it is not known how the strength of a microseismic storm depends on the distance of the cyclone, its depression, gradient and other characteristics.

We shall consider next microseismic storms set up at Ivigtut by cyclones centred south of Iceland.

One of these storms occurred on 1948, Dec. 13-14. Microseismic movement having a period of about 8s begins to appear on the 13. at about 11h. It increases quickly; at 18h the maximum amplitude is about 10 μ and it now remains approximately constant, until on the 14. at 9h it begins to decrease.

On the 13. at 6h a cyclone of central pressure 1005 mb. is centred about 2° ½ south of Iceland. It deepens to 970 mb. and at 12h is centred about 4° further south. On the 13. and 14. it goes a little northwards again. On the 15. at 0h it is east of Iceland and beginning to fill up.

Movement of comparatively long period seems to be characteristic of the microseisms generated by cyclones south of Iceland.

In the strong storm recorded at Ivigtut 1950, Febr. 7.-10. the period is 7s-7s ½. In fig. 13 we see a cross-section of the Z and E records of Febr. 7.-8. when the storm is rising. There are groups of oscillations of large amplitude, up to about 30 μ . Large movement continues until the evening of the 8. and then decreases slowly.

From early on Febr. 7. until the 10. the centre of a cyclone is situated from 5° to 2°'s south of Iceland. The central pressure varies, but on the 7. it is as deep as 958 mb.

The storm reached the Greenland coast, and on the 7. there is an easterly and north-easterly wind across the Denmark Strait.

The microseisms are not such pure group microseisms as those recorded at Scoresby-Sund, e.g. on 1949, May 13., but groups of large regular oscillations dominate. It seems likely that the movement is generated chiefly at sea, but a coast effect may be responsible for a movement large enough to disturb the regularity of the waves.

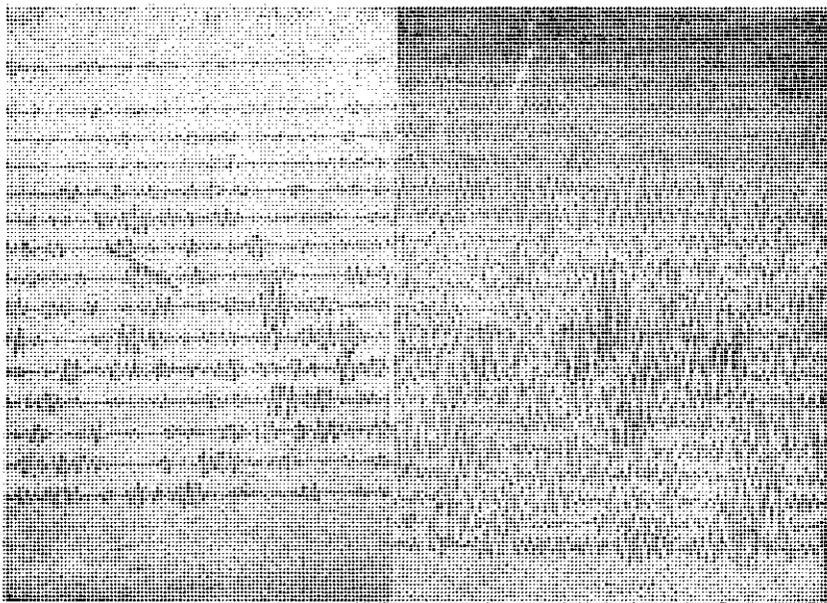


FIG. 13.

1950 February 7 8. Ivigtut Z and E records.

The coast of Iceland of course is affected. Whether or not microseisms generated there are transmitted to Greenland cannot be said.

When examining the Kobenhavn records of 1951, Sept. 11.-12. (fig. 14) I noticed that on the morning of the 12. the small microseismic movement was exceptionally regular and the period long, about $7s \frac{1}{2}$. Looking at the weather chart I found no other centre of disturbance than a cyclone south of Iceland at about 60° N and 25° W. The central pressure was 965 mb. It was nearly stationary on the 12. and the 13. On the 14. it began to fill up. The long pe-

riod microseismic movement continued at Kobenhavn so long as the deep depression was maintained.

At Ivigtut long period movement begins to appear on the 10. at about 16h. Its amplitude increases on the 11. from about 4h and again from 14h; the microseismic movement is quite large on the record from the 11. to the 12. and somewhat smaller from the 12. to the 13. It then decreases. The period is between 7s and 8s, as

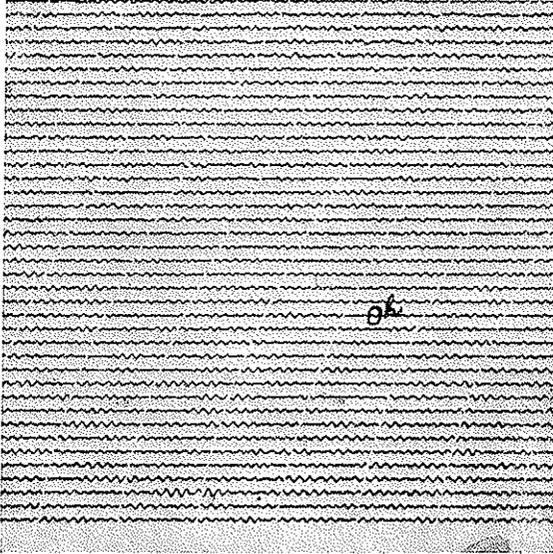


FIG. 14.

1951 September 11-12. København N record.

also in other microseismic storms having their centres south of Iceland and recorded at Ivigtut.

Scoresby-Sund records have not been received at Kobenhavn, but the station reports long-period microseismic movement during the same days.

There are other instances of microseismic movement of long period when cyclones are centred south of Iceland.

The strongest microseismic storms observed at the two stations occur at Ivigtut when a cyclone centred on a deep depression comes

close to the southern coasts of Greenland. It usually comes from the south. Sometimes it becomes stationary close to the coast and dies down, but more often its path is bent and it advances eastwards or east-northeast towards Iceland.

On 1948, Dec. 25. the centre of a cyclone (976 mb.) comes very close to Cap Farewell moving up from the south. The maximum amplitude of the storm recorded at Ivigtut is about 17 μ .

On 1949, Febr. 11. and Nov. 22.-27. cyclones also come in against the southern coasts and strong microseismic storms develop.

One of the strongest microseismic storms occur at Ivigtut on 1949, Nov. 2.-4. In the horizontal component records the largest swings are not easily distinguished since the traces of successive lines overlap, but amplitudes of about 40 μ have been measured. However, it is seen in the Z component record (fig. 15) that very large amplitudes occur only sporadically, in groups, and it is obvious that no very useful measure of the energy is obtained when maximum amplitudes are taken. The microseismic movement is transmitted to Scoresby-Sund where a smaller storm is observed.

On Nov. 1. a cyclone moves up from the south and on the 2. oh the centre is about 2° southwest of Ivigtut. At 6h it is close to Cap Farewell and it now moves quickly towards Iceland; it is close to the west-coast on the 3. at 12h. The central pressure is 958 mb. until Iceland is reached; it then increases somewhat.

The microseisms start to increase at Scoresby-Sund as well as at Ivigtut in the early morning of the 2. and in the afternoon the movement is very large at both stations, too large to be measurable on the horizontal component records. While the movement is still small enough to be measurable, trace amplitudes at Ivigtut are about double those at Scoresby-Sund, ground amplitudes thus about 10 times as big. At Ivigtut the movement begins to decrease earlier than at Scoresby-Sund in good accord with the fact that the cyclone moves away from Ivigtut and closer to Scoresby-Sund. However, at Ivigtut the largest movement is not recorded when the cyclone is nearest to the station, but when it is on the eastern side of Greenland, halfway to Iceland. Where the record of fig. 15 begins the cyclone is already well away to the east.

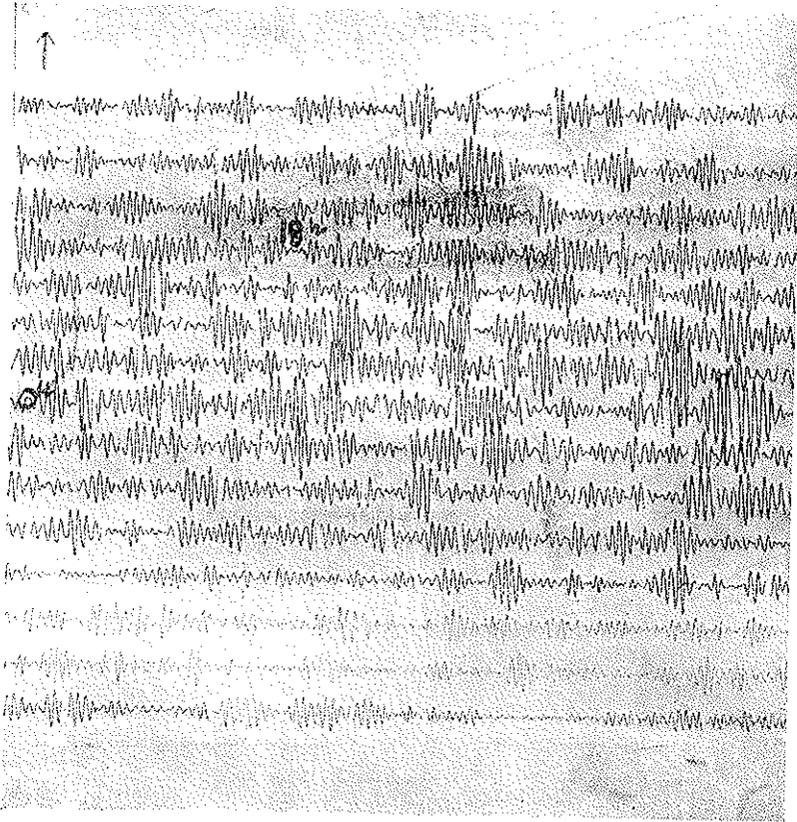


FIG. 15.

1949, November 2-3. Ivigtut Z record.

The period of the microseismic waves are at Ivigtut at first 5s, but before the largest amplitudes are reached it has increased to about 6s. Later the period varies more and is between 6s and 7s, also when the amplitude is decreasing. At Scoresby-Sund the period is also 5s at first, then the waves become less regular and a 6s period is dominating before the largest movement begins. Later a 7s period also appears.

On 1950, Nov. 7.-8. there was a cyclone the centre of which followed approximately the same path as that of 1949, Nov. 2.-3. On

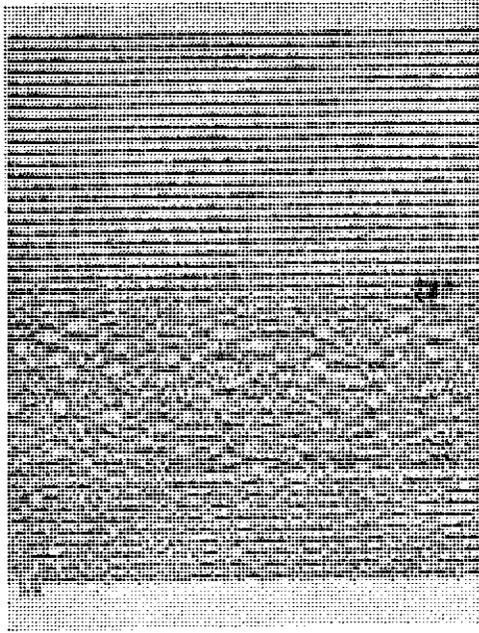


FIG. 16.

1950 November 6-8 Scoresby-Sund N record.

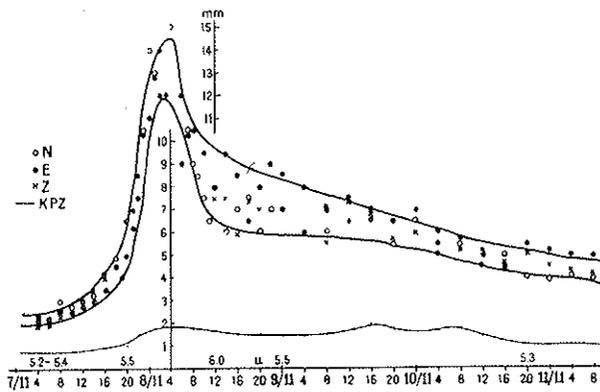


FIG. 17.

the 7. at oh the centre was south-west of Cap Farewell and the pressure 975 mb. It deepened east of Greenland and in the morning of the 8. the pressure was 948 mb. Later in the day the centre moved in over Iceland.

Ivigut microseisms began to increase in the morning of the 7. The waves were rather regular, the period about $5s \frac{1}{2}$. A stronger increase began at about 20h and the largest movement with maximum amplitudes of about 20μ was recorded in the early morning of the 8. The period was then about $6s \frac{1}{2}$, the movement still rather regular. The Scoresby-Sund amplitudes varied in very much the same way, the strong increase and the largest movement occurring practically at the same time as at Ivigut (see figs. 16 and 17), but the maximum amplitude was much smaller, about 8μ , in spite of the fact that the centre of the cyclone was closer to Scoresby-Sund than to Ivigut at the time when it was recorded.

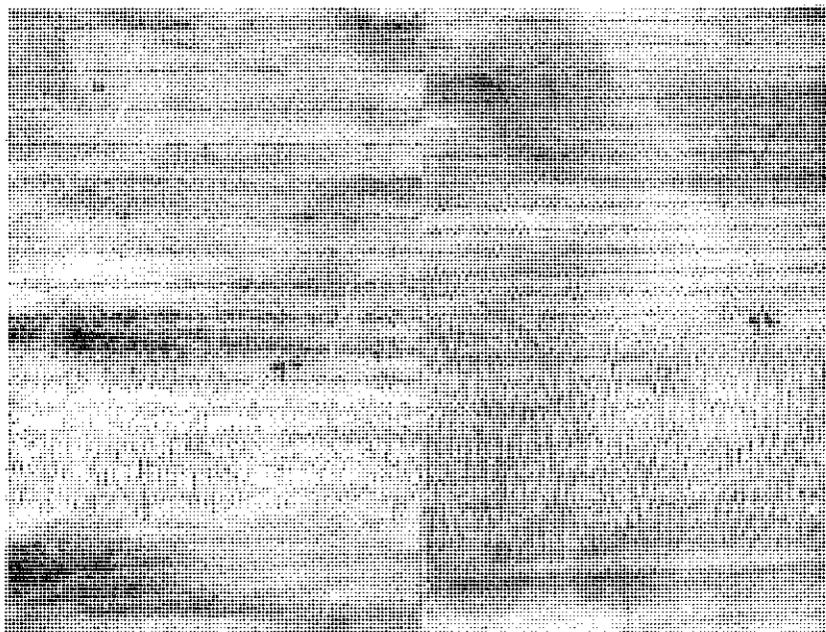


FIG. 18

1949, January 15 16. Ivigut. Z and E records.

On 1949, Jan. 15. a cyclone comes close to Cap Farewell and moves on following a path not very different from the two preceding ones. The central pressure was 970 mb.

A microseismic storm develops at Ivigtut as seen in fig. 18. At about 9h when the large movement begins the centre of the cyclone is east of Greenland, half-way to Iceland. While the storm is rising the period of the regular groups of oscillations is about 5s $\frac{1}{2}$. The later, large oscillations have a period of about 7s.

Again on 1951, Jan. 9.-10. we have a cyclone coming up from the south towards Cap Farewell, but it goes off in an easterly direction further south than those already spoken of. Later it goes south-east instead of advancing towards Iceland. The central pressure is 967 mb. on the 9. at 18h when it is south of Cap Farewell, and about 953 mb. on the 10.

Microseisms at Scoresby-Sund vary as seen in fig. 19. They begin to increase several hours after the cyclone has deepened and when it is a long way east of Cap Farewell. At Ivigtut the microseismic movement begins to increase at about the same time and the largest amplitudes are recorded between 19h and 24h when the centre of the cyclone is still further off. They are about 30 μ , while maximum amplitudes recorded at Scoresby-Sund a little later are only about 8 μ . On the 10. there is a north-easterly storm on the south-east coast.

Mention shall be made of one more large microseismic storm due to a cyclone coming up to the southern coast of Greenland and passing on over the sea to the east. It occurred on 1951, Jan. 28.-30. The large movement recorded by the Ivigtut E component seismograph from the 28. 17h to the 29. 17h is seen in fig. 20. Maximum amplitudes are about 35 μ .

At Scoresby-Sund a microseismic storm is also set up. The amplitudes vary as seen in fig. 21; they reach a maximum of about 7 μ . The many points below the lower one of the upper curves mark amplitudes measured on the Galitzin-Wilip Z component record. Possibly the instrument has not functioned well.

There is not always ice on the southern coast of Greenland to prevent or damp surf or other coast effect, and a cyclone passing is likely to produce strong wind. In fact, on some of the occasions con-



FIG. 19.

1951 January 28-29 Ivigtut E record.

sidered there is known to have been storms directed more or less perpendicularly to the southern coast lines, and some microseismic movement may be generated by surf. But surf does not always occur when a cyclone passes by, and it must be assumed that the big microseismic storms are generated mainly at sea.

The microseismic waves recorded during the passage of cyclones over the waters near the southern part of Greenland are not quite so regular as those recorded at Scoresby-Sund when distant cyclones as

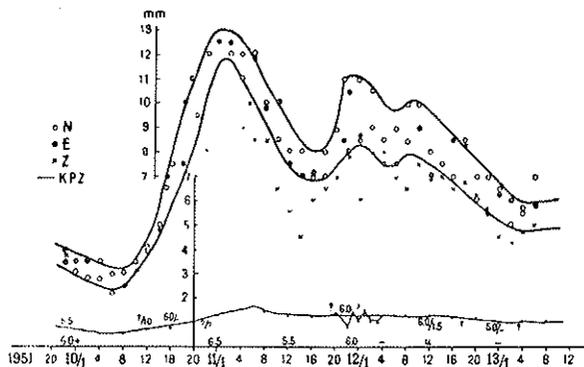


FIG. 20.

e.g. the one of 1949, May 13. (p. 15) cross the seas to the east. The amplitudes do not vary in quite the same characteristic way, and in the dominant groups the period of individual waves varies more. Coast effect may sometimes be responsible for a movement that disturbs the regularity of the waves set up at sea, but it must also be

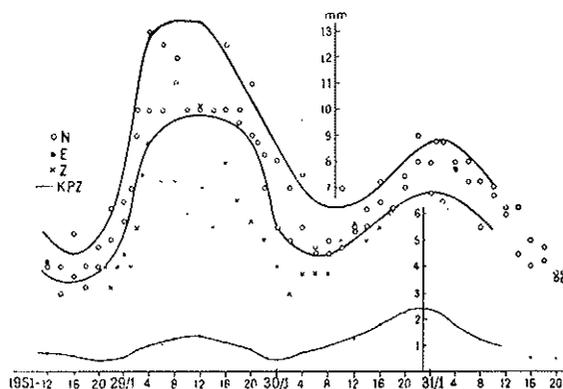


FIG. 21.

supposed that these are not all of the same period. It is evidently the superposition of waves of slightly different period that causes the wave pattern to become less regular. The dominant waves usually have a period of about 5s when the cyclones are close to the south coast. When it moves away to the east the average period increases, but individual periods vary somewhat. On the assumption that the period is a function of the depth of the sea, smaller periods will occur when the cyclone is over shallow coastal waters and longer varying periods when it moves across deep sea of varying depth.

It happens that two distinct periods are clearly discernible as in the records of the storm that developed at Ivigtut on 1951, Jan. 23. when a cyclone moved swiftly from south-west of Cap Farewell up into the Denmark Strait. The movement recorded by the horizontal seismograph was irregular, but there was a dominant period of 7s. The vertical seismograph recorded more regular groups of oscillations with maximum amplitudes that were unusually large as compared with those on the horizontals and a period of 5s. Evidently waves of both periods were present, and the difference between the proper periods of the instruments made them select different ones.

At Scoresby-Sund the Grenet short-period seismograph is capable of distinguishing waves of a period shorter than those recorded by the long-period instruments. It happened e.g. on 1950, Dec. 7. that a storm of short duration was recorded on the instruments of both types, but on the Grenet seismograph dominant waves of a 4s period were clearly recorded (see fig. 22) while on the others the movement was irregular and the dominant period longer. The storm occurred while a cyclone moved quickly eastwards from Cap Nord in Iceland. It is probably because it crossed shallow waters that waves of short period were generated.

It was not found possible to examine all the Grenet records received in Copenhagen in the autumn of 1951 and use them for this study, but a superficial inspection shows that often there is not much increase of the microseismic movement as recorded by the Grenet instrument when a storm due to a distant cyclone is recorded by the long-period ones. (See e.g. figs. 11, 17, 19). On the other hand a small short-period « storm » may be recorded without much increase of long-period microseisms taking place.

This is illustrated in figs. 23 and 24. On 1950, Nov. 29 a « storm » of short duration was recorded on the Grenet seismograph; the period of the dominant groups is 4s. There is a small simultaneous increase in the microseisms as recorded by the long-period instru-

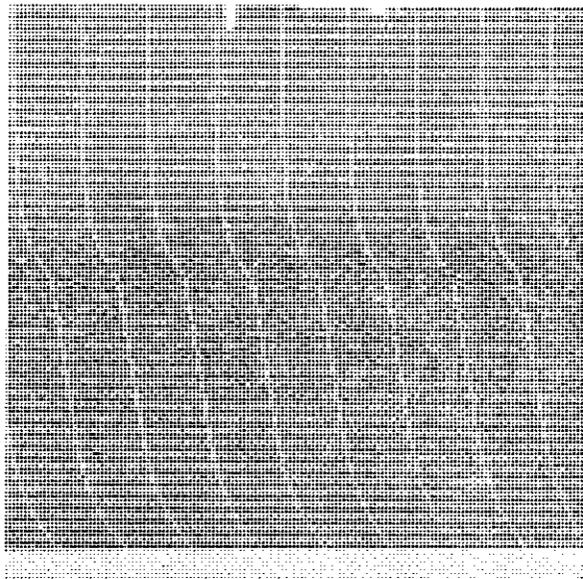


FIG. 22.

1950, December 7-8 Scoresby-Sund Grenet record.

ments, but shortly afterwards they begin to record a storm, and now the period of the dominant groups of waves is 6s.

There is a cyclone centred not very far from Scoresby-Sund to the east when the small storm occurs. It is when the cyclone is receding and deepening that the storm on the long-period instruments is recorded.

It is strongly indicated by observations both at Ivigtut and at Scoresby-Sund that microseismic movement of comparatively short period occurs when cyclones move across coastal regions. When they move across deep seas waves of longer period are generated. The period is not always the same; there is some indication of a regional dependance, periods observed in microseismic storms set up by cy-

clones south of Iceland being longer than those observed in other storms. The sea bottom slopes down steeply south of Iceland to considerable depth, but the areas of the cyclones are large and they all extend over seas of variable depth. Therefore it cannot be said whe-

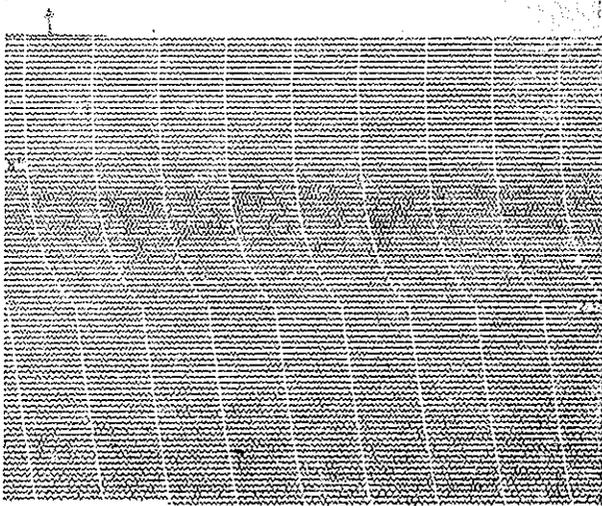


FIG. 23.

1950 November 29. Scoresdby - Sund. Grenet record

ther the fact that the periods are longer are due to their being generated over sea of greater depth or whether other factors are active.

We have seen that the microseismic storms at Ivigtut due to cyclones coming up from the south towards the southern coasts of Greenland and then moving off to the east do not increase strongly and reach maximum intensity until the cyclone is east of Greenland over deep sea where the period of the waves also increases. There is thus a simultaneous increase of amplitude and period, but there will not be a simultaneous decrease, if the decrease of amplitude is due to the cyclone's receding over deep sea.

The fact that at Ivigtut the microseismic storm rises to greatest strength when the cyclone to which it is related has moved away

to the east may seem explainable on the assumption that the waves are generated by surf, since this would develop with some delay. If, however, the waves are generated at sea, we have to assume that the cyclone, or at least the mechanism by which microseismic waves are generated, is intensified when it comes east of Greenland. Cy-

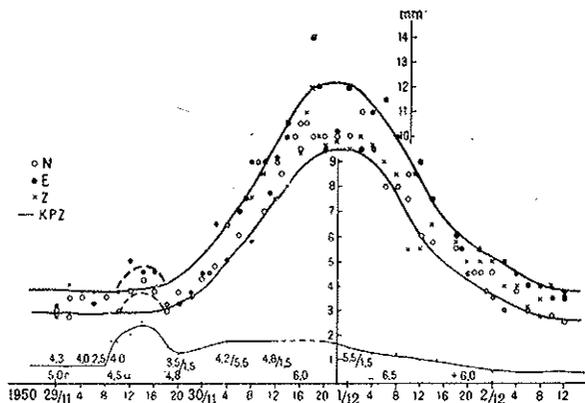


FIG. 24.

clones coming in against the coast rarely move across the country because not very far inland it rises to great height, over 2000 m. In some cases they become stationary and soon die out, but as a rule they move round the coast, sometimes in both directions, splitting up, but more often to the east as in our examples. It is conceivable that their activity is damped when they are close to the coast and that they revive when again they are free of it, on the open sea.

There is one example which shows that there may be some truth in this explanation. The first cyclone considered (p. 84) came up from the south well away to the east of Greenland. Its path was not bent; it moved straight north, and microseisms at Ivigtut increased when it came closer to the station and decreased when the distance increased.

We have seen in some of our examples that a microseismic storm develops at Scoresby-Sund as well as at Ivigtut when a cyclone moves across the sea east of the southern part of Greenland and that

maximum intensity occurs at about the same time in spite of the fact that the cyclone increases its distance to Ivigtut and approaches Scoresby-Sund. This also indicates that there is a strong variation of the generating capacity of the cyclone and that a pronounced maximum occurs when it is over the open sea between Greenland and Iceland.

The microseismic storm at Ivigtut is very much stronger than the one at Scoresby-Sund when the centre of the cyclone is at about the same distance from the stations. The right hand side of the cyclone therefore seems to be the more active. This is also indicated by the way in which the intensity of the microseismic movement varies when a cyclone moves across the seas east of Scoresby-Sund (see p. 16).

* * *

The results here arrived at may be summarised as follows: Microseismic storms are set up at Scoresby-Sund and Ivigtut when cyclones move across the seas to the south and east of Greenland. The waves are generated chiefly at sea by the cyclone; their period is longer when they are generated on deep seas than when they are generated in coastal areas. The generating capacity of a cyclone varies and attains a maximum when it is over deep, open sea. The more active part of the cyclone is on its right hand side, behind the cold front.

* * *

I wish to express my thanks to the Director of the Danish Meteorological Institute, Mr. Helge Petersen, for many informative discussions, for the loan of weather reports and for the kind permission to use the original weather charts of the Institute. I wish also to express my great appreciation of the extensive and valuable assistance given me by Mr. E. Busch of the Meteorological Institute. The Chief of the Nautical Department of the Meteorological Institute, Mr. Helge Thomsen and Professor Noe-Nygaard have kindly informed me on various points. Mr. K. Knudsen kindly plotted some of the figures and my assistant, Mr. E. Moller rendered valuable service.

DISCUSSION

M. BERNARD — La sensibilité particulière de la station du Scoresby Sund aux dépressions islandaises est due sans doute en grande partie à la plus grande proximité des dépressions, mais ne pourrait-il y avoir aussi une propagation meilleure à travers les basaltes volcaniques qui réunissent les deux régions?

À St. Maur, situé près de l'anomalie magnétique du bassin de Paris, probablement dûe à des basaltes profonds, et dont l'axe est dans le prolongement des affleurements basaltiques d'Islande, d'Ecosse et des Far Oer, on observe également une sensibilité particulière aux dépressions islandaises, qui apparaît par comparaison avec des stations voisines, comme Nantes.

Mr. BATH — Je n'ai pas de doute pour ce que regarde les observations décrites par Miss LEHMANN mais peut être intéressante une information additionnelle. Lorsque un cyclon est situé dans l'Atlantique Nord les micro-séismes en Scandinavie sont généralement sans importance jusque au moment dans le quel le champ des vents commence à intéresser la côte de la Norvège après quoi leurs amplitudes s'accroissent considérablement; entre plusieurs cases qui illustrent ce fait, il-y-a celui de 19 novembre 1948 lorsque un cyclon avec une pression centrale de mb 960 se trouvait sur l'Atlantique Nord.

Il devrait être très intéressant comparer le développement de tempêtes microsismiques en Groenlandie et en Scandinavie.

Padre GHERZI — Je crois qu'on vient de dire que d'après les résultats des observations qui nous ont été communiquées, la période des ondes change avec la profondeur des eaux au dessus desquelles ces cyclones pas-

sent, à savoir que lorsque les eaux sont plus profondes, la période est plus longue, tandis qu'elle décroît lorsque les eaux ne sont plus aussi profondes.

Toutefois chez nous, en Extrême Orient, quand un typhon arrive dans la direction est-ouest, à Shanghai, nous n'observons pas de changements de la période, en relation avec la profondeur variable de 2 Km. à 60 m. des couches l'eau au dessus desquelles la tempête passe. Les périodes restent constantes. On observe des différences, par contre, en ce qui concerne les amplitudes. Nous pourrions peut-être considérer que cette augmentation des amplitudes ne peut être expliquée seulement par le parcours océanique; mais être attribuée à une intensification de la tempête elle-même, intensification qui parfois est extrêmement rapide, surtout lorsqu'il s'agit des typhons que nous avons en Extrême Orient. Certaines observations que nous avons faites semblent confirmer cette hypothèse. La hauteur du cyclone augmenterait en même temps que la période de ces microseismes à groupes.

LEHMANN — Il est possible qu'une phase du typhon n'ait pas été observée.

GHERZI — Est-ce que vous avez fait des comparaisons entre l'aspect du tracé du baromètre et ces phénomènes? *Quelquefois* le tracé du baromètre reste linéaire, mais parfois les tracés sont très oscillants (pumping).

LEHMANN — Les observations ne sont pas assez nombreuses et bonnes pour pouvoir affirmer quoi que ce soit.

EWING — Je désirerais demander à Miss LEHMANN si lorsque les cyclons provenant de directions différentes mais d'une profondeur égale passent dans les environs de Scoresby-Sund il y ait une réponse différente dans l'activité microsismique.

Cela dans le but de fixer l'existence d'assimétries.

LEHMANN — Je crois que les observations ne sont pas suffisamment nombreuses pour pouvoir l'affirmer.

HARDTWIG — Je voudrais faire un commentaire concernant les diapositifs des enregistrements que Miss LEHMANN nous a montrés. J'ai observé que dans ces enregistrements des m.s. il y en a de deux genres, c.à.d. que

certaines diapositifs, montrent plutôt des groupes réguliers et dans d'autres on ne voit pas de groupes et les tracés ont un caractère irrégulier.

Je dois dire, en ce qui nous concerne, qu'à Stuttgart nous n'avons jamais de ces enregistrements de groupes réguliers de m.s. Nous avons observé presque toujours des lignes hachées avec des interruptions très différentes, en ce qui concerne leurs composantes. Seulement le m.s., tout l'origine est au nord de l'Europe (Scandinavie, Scotland) montre, parmi des tracés irrégulier des groupes d'ondes de régularité remarquable. Je sais que dans les stations de l'Europe presque toujours les enregistrements sont semblables à ceux de la station de Stuttgart. Et je me demande si dans les stations européennes, c.à.d. situées à l'intérieure d'un continent, on observe un m.s. d'autre caractère qu'à Scoresby Sund p.e. Et je me demande si dans les stations européennes, c.à.d. situées à l'intérieur d'un continent, ce n'est pas surtout l'effet côtier qui entre en jeu en ce qui concerne les m.s.: ceci expliquerait la différence des enregistrements qu'on observe entre ces stations et par ex. la station de Scoresby Sund.

LEHMANN — J'ai déjà remarqué qu'à Copenhague nous n'avons pas de m.s. aussi réguliers qu'à Scoresby Sund. Il y a une différence remarquable entre les m.s. des deux stations.

EWING — Par rapport aux observations du Père GHERZI sur une relation possible entre la période des microseismi et la profondeur de l'eau sous le cyclon, nous considérons que l'épaisseur de la couche sédimentaire devrait être inclus dans la profondeur de l'eau.

GHERZI — Je comprends qu'on propose une influence des eaux sur les sédiments de la croûte terrestre qui sont mis en mouvement, et qui produisent ces oscillations du sol. Mais je crois qu'il faut toujours quand même admettre que la *cause première* de ces oscillations à travers les eaux, est toujours un facteur atmosphérique né du cyclone.

M. CALOI — D'après les références sur la haute Adriatique, j'observe que cette mer dans le passage entre Venise-Trieste a une profondeur presque constante d'environ 20 m. Donc là, il ne peut exister un effet sensible de variations périodiques inhérentes à la profondeur des eaux. Le fond de la haute Adriatique est formé de divers stratifications de sédiments.

J'estime que, en général, le mécanisme concernant l'augmentation de la période peut ainsi s'expliquer: quand les perturbations atmosphériques sont de peu d'importance, on enregistre des microséismes avec des périodes de l'ordre d'une seconde et demie; quand l'agitation microséismique tend au maximum, la période croît jusqu'à 3 secondes. En ce cas on peut expliquer cette augmentation de période en admettant que l'intensification de l'agitation comporte un approfondissement toujours plus grand de l'énergie perturbante, de stratification en stratification jusqu'au rocher.

M. ROTHÉ — Je me permets de ramener la discussion sur le terrain du Groenland. M.lle LEHMANN a-t-elle étudié des dépressions traversant d'Ouest en Est l'Ice-Cap du Groenland et s'étendant ensuite à l'Atlantique nord?

J'avais eu l'occasion au cours de mon séjour en 1932-33 au Scoresby Sund de noter le passage de telles dépressions.

Il serait intéressant de profiter des observations météorologiques faites au centre de l'Islande groenlandaise par l'expédition française 1949-1951, pour étudier de tels cas.

LEHMANN — Je n'ai pas étudié ces cas, n'en ayant pas trouvé d'exemples sur les cartes météorologiques.

ROTHÉ — Ces cas existent réellement; et déjà l'expédition WEGENER avait publié des graphiques, montrant le passage de dépressions sur le Groenland.

STUDY OF SMALL MICROSEISMS OF PERIODS THREE-TENTHS TO FIVE-TENTHS SECOND

JAMES B. MACELWANE, S. J.

After the installation of short period Wood-Anderson seismographs at the Florissant station it was noted that micro-oscillations could be distinguished in the photographically recorded line in the absence of other disturbances or superposed on longer waves. It was thought that these recorded micro-oscillations were instrumental and every means was tried to eliminate them but to no avail. When short-period seismographs were installed in the gymnasium vault of the Saint Louis station similar micro-oscillations appeared on the records and these rose and fell in amplitude from day to day in general synchronism with the corresponding micro-oscillations at the Florissant station. Thus it was obvious that we were dealing with a real phenomenon. About this time they were also observed on the record at Pasadena.

By the end of World War II it was felt that others could carry on the research on the type of microseisms that are due to ocean storms to better advantage than we could in Saint Louis and hence we turned our attention to these minute short-period microseisms. In 1948 we proposed a project for their study to the Office of Naval Research in Washington and the project was approved and was combined with our previously approved project for the study of micro-oscillations in the atmosphere.

These ground oscillations however are so minute and have such short-periods that the usual earthquake seismograph records are not

suitable for their study even when these records are enlarged photographically. An entirely new line of instrumentation was therefore undertaken. It was proposed to set up a tripartite station of small dimensions with three components at each corner of the triangle. One corner of the triangle is formed by the already existing seismic vault at Florissant and there all the recording is done. At the other two corners of the tripartite array a smaller structure was erected with a concrete pier to house the three component seismograph equipment and also microbarographic equipment. It was decided also to combine with these a micro-meteorological station.

The general plan of instrumentation is as follows. The nine seismographs are of capacity type constructed by the Sprengnether Instrument Company. The plan we adopted was designed by Doctor Joseph A. Volk. It consisted in the use of seismometers of capacity type to modulate a carrier wave of nine and six-tenths megacycles frequency. The carrier wave is generated at each of the three stations by three controlled generators on a special voltage line. It is divided into two branches in opposite phase; the one branch being fed into the seismometers and modulated by the microseisms, the other being unmodulated. Both of these carrier waves are then rectified and fed into a common line so that the carrier wave itself is cancelled out leaving only the highly amplified modulation. The available amplification is one-million times and the entire system is very stable.

The seismometers are enclosed in a metal shield and the high-frequency amplifier is placed on top of the shielding case with extremely short leads between the modulating capacitor and the amplifier input. The entire unit is then encased in a constant temperature box under thermostat control. The buildings at the two outlying stations are well insulated with a double wall of heat-insulating material and the space between filled with rock wool. The same is true of the ceiling. Over the top is an aluminum covered roof.

The recorder consist of several parts. In the first place there is the bank of galvanometers each of which is of barrel type and has a free period slightly over four-tenths of one second. The second important part is the camera. It is designed to take a standard roll of photostat paper. This paper is $11\frac{1}{2}$ " or about 29 centimeters

wide and is 350' or 105 meters long. The entire roll is inserted in the camera and the paper is drawn past the lens system and rolled up on a second spindle by a synchronous motor. The friction is proportional to the amount of paper on a roll so as to keep the tension constant. The speed of recording may be varied within fairly wide limits. We are now using a paper speed of 7 inches or 175 millimeters per second. The timing of the records is accomplished by modulating two Sylvania gas lamps by means of a General Radio precision tuning fork so as to flash lines across the record every 1/50th of one second.

In addition to these principal features much auxiliary apparatus is used in the system. The cost of continuous recording at the present rate of paper speed would be prohibitive. Besides, in the case of microseisms, continuous recording is not thought to be necessary. Therefore, a sampling system was devised. With the aid of a General Electric clock and a micro-switch system, samples of sufficient length are run every hour during the day and night. Thus one roll of paper will last about one week. In order to identify the sample a clock face is photographed at the beginning and at the end of each sample. When the microseisms are large, it is difficult to identify the individual traces in the sample; hence a shutter was designed by Dr. VOLK which exposes the spot from each of the twelve galvanometers in succession in such a way that the beginnings slope across the record and can be readily identified.

The processing of a roll of exposed photographic paper one foot wide and 350 feet long creates a new problem. In order to meet it a processing machine was designed and built by Brother NICHOLAS REFF and Mr. HARVEY ESSMANN in our shop. An entire roll is placed in the machine and the paper is automatically drawn first through a developing solution, then a washing bath, then drawn through a fixing solution, and washed again. It is then run through a wringer and into a first drying chamber. From this chamber it is drawn into an electric dryer which finishes the process and the paper is then wound automatically on another spindle. Thus in the course of two hours the entire roll is processed and rolled up dry.

It is too soon to draw conclusions with regard to the microseisms themselves; but it is clear that they rise and fall within a fairly wide range of amplitude and that they are travelling waves. Having a record of three components at each of the three corners of the tripartite array recorded on one sheet of paper with a common timing system, it will be possible to study the wave form as well as the propagation of the waves. The possible correlation with meteorological phenomena will be studied in cooperation with the meteorological observatory of the Institute.

DISCUSSION

BATH — En Europe, la manière d'étudier la question est un peu différente, parce qu'on n'a pas les moyens désirables pour s'appliquer à ces expériences. Il serait vraiment souhaitable, comme je l'ai dit hier, qu'une station tripartite puisse être établie en Europe, pour contrôler les mêmes phénomènes.

GHERZI — Quels moyens a-t-on utilisés pour éviter les oscillations électriques parasites?

MACELWANE — A l'endroit où il y a le bout du pendule, qui oscille dans le condensateur, il existe une cage de Faraday.

Le galvanomètre ne reçoit pas l'onde porteuse de 9 Megacycles, de manière à éviter le danger d'interférences entre la force contre électromotrice du galvanomètre et la fréquence de l'onde porteuse.

Le courant est amené de telle sorte que l'onde porteuse est détruite, et dans le galvanomètre il n'y a que la variation du courant continu. C'est à dire que le système a été construit de façon à pouvoir redresser et amplifier l'onde porteuse. Ensuite on fait en sorte que par opposition à 180 degrés des phases, la composante alternative soit détruite et il reste seulement la variation du courant continu.

MENZEL — J'ai fait des observations sur des ondes dont la fréquence est de 3-4 Herz, dans une station, et j'ai cru pouvoir conclure que ces ondes étaient causées par le trafic, étant donné qu'à 1 Km. de la station passait un chemin de fer. Du reste, j'ai pu constater aussi la présence d'ondes semblables dans la ville de Hambourg.

MACELWANE — Nous avons construit expressément notre station à une distance de 17 milles de la ville de St. Louis, en pleine campagne, loin des

chemins de fer et de toutes les routes de trafic. C'est pour cette raison que nous avons obtenu les résultats tels que nous les avons montrés.

STONELEY — Je dois vraiment exprimer mes félicitations au Père MACELWANE, pour avoir pu construire cette station en pleine campagne, à une distance de 17 milles de la ville et de tout trafic. Dans notre pays, qui est plutôt très peuplé, nous avons eu à surmonter des difficultés énormes pour pouvoir arriver à placer notre station à une distance de 5 milles de la ville la plus voisine. Et je me permets d'attirer votre attention sur le fait que les résultats des observations que j'aurai le plaisir de vous communiquer cet après midi, ont été obtenus dans ces conditions, qui étaient loin d'égaliser les conditions à peu près idéales dont nous a parlé M. MACELWANE.

PROPAGATION OF ELASTIC WAVES IN THE OCEAN WITH REFERENCE TO MICROSEISMS

MAURICE EWING AND FRANK PRESS

The purpose of this paper is to list and discuss the crucial observational facts relevant to microseisms as we see them. Certainly a great deal of the confusion about the whole subject of microseisms comes from the wide diversity of reported observations, and it therefore is necessary to winnow these and to select for the present purpose only the ones in which absolute confidence is felt, and to emphasize these at the expense of others.

1. Absence of Earthquake Rayleigh Waves with Periods Less Than 16 seconds on Oceanic Paths.

The mathematical theory for the propagation of Rayleigh waves in a homogeneous liquid layer overlying a homogeneous solid half space has been worked out in satisfactory detail (STONELEY, 1926; PRESS & EWING, 1950). As is well known, there is asymptotic approach to the Rayleigh wave velocity in the solid at the long period limit, a minimum of group velocity at a period which, if the calculations are applied to the ocean, would be at about 12 seconds, with a velocity considerably less than the speed of sound in water, and, finally, a short period limiting velocity equal to speed of sound in water. This theory has been applied to the study of earthquake RAYLEIGH waves propagated along oceanic paths (EWING and PRESS, 1952). The agreement between theory and observation for periods greater than 16 seconds has been very satisfactory. This theory

explains the coda for oceanic earthquakes, as a simple consequence of the dispersion curve reaching such low velocities. The observations show the correct orbital motion for surface particles. The deduced crustal structure fits satisfactorily with that found from seismic refraction measurements. Propagation over mixed continental and oceanic paths can be observed, and readily accounted for by a reasonable correction for the dispersion over the continental part of the path.

The outstanding unsolved part of this problem is the complete absence of Rayleigh waves for periods less than 16 seconds. An intensive study of seismograms for oceanic paths has been conducted for several years in an effort to find and study the propagation of Rayleigh waves in the period range relevant for microseisms, yet no single case has been found where Rayleigh waves of period less than about 16 seconds are propagated across oceanic paths.

Two apparent exceptions to this statement about absence of short period Rayleigh waves have been reported, but both of these are now suspected of being due to other wave types. The first is the Airy phase reported by PRESS, EWING and TOLSTOY (1950). It is now believed that this phase is a Love wave which has been reflected in such a way that the actual distance traveled is much greater than the great circle distance, giving the apparent low velocity. The second is the very conspicuous train of surface waves with periods ranging down to about 8 seconds which are often generated in such strength that they completely overshadow longer period surface waves for many shocks particularly along the north-eastern half of the circum-Pacific belt, and are received in the Atlantic Ocean only at, so far as is known, Bermuda and Scoresby-Sund (OLIVER, EWING, PRESS). These short waves are characterized by the following features:

They commence as Love waves and follow a Love wave dispersion curve consistent with the seismic refraction results about layering in the oceanic crust, with the period rapidly decreasing to about 10 seconds. Until this point the study of the three matched components shows the waves to be proper Love waves with a vertical component entirely absent or with very much less amplitude than the horizontal. Beyond this point in the wave train the motion rapidly becomes incoherent, with the amplitudes on all three components essentially

equal, and it is our opinion that the further prolongation of the train is not a matter of lower and lower group velocities, but is a matter of scattering and reflection. Despite the fact that the particle motion in the later part of this train is obviously not that of ideal Rayleigh waves, we have made many efforts to fit second mode Rayleigh wave dispersion curves to this part of the wave train, and have completely failed to do so. The depth of water, or water plus sediment, which would be required to fit this train as a second mode Rayleigh wave dispersion curve is flatly inconsistent with the depth which is required to fit the first mode Rayleigh waves from other shocks over the same path.

The seriousness of this observational fact for microseism studies cannot be over-emphasized. All existing theories require that the waves propagated across the ocean be Rayleigh waves, as modified by the presence of the water (PRESS and EWING, 1948; SCHOLTE, 1943; LONGUET-HIGGINS, 1950) and it is obvious that any theory about the transfer of the energy from the atmosphere to the ocean-crust system could only involve Rayleigh waves or other type of waves with a vertical component of motion, could not generate Love waves except possibly in those regions where there is a rapid change in the thickness or other properties of the crust.

2. Short Period Surface Waves for Continental Paths.

Is marked contrast to the situation for oceanic paths, over continental paths the predominant surface waves have periods in the range 2 to 8 seconds. Particular studies of the short period continental surface waves have been made by PRESS and EWING (1952), who classified them into two kinds which they called L_g and R_g . The L_g train is characterized by large amplitudes relative to other phases on the seismogram, by initial motion of short period which is registered on all three components, by a velocity for the shortest waves of 3.51 km/sec. Later in the train the periods become longer, though it is not entirely certain whether the transition is gradual or step-wise, and the motion becomes predominantly transverse and horizontal.

Our first effort in explaining this wave was to show that it was the short period branch of the classical Love wave dispersion curve,

but there were several difficulties in the way of this explanation: the vertical component in the very first part of the phase, the duration too long, and the change in period not sufficiently gradual. Despite these difficulties we have no doubt that the phase is a result of wave guide action, possibly due to the velocity gradient within the crust for shear waves. Certainly the large amplitudes in this phase and the small attenuation demand the action of a highly efficient wave guide. The other phase which is relevant, R_g , is characterized by Rayleigh wave type of orbital motion for surface particles, a period of about 10 seconds with some indication of normal dispersion, amplitudes comparable with L_g .

The velocity of the R_g phase is about 3.05 km/sec, a value which is quite appropriate for Rayleigh waves in the upper part of the crust.

For both of these phases an absolutely clear continental path is required. Even 50 or 100 km of oceanic path at either end of the track or along in the middle of it is sufficient to change the character of the record completely and in general to blot out these high frequency phases. The complete stoppage of both L_g and R_g at continental margins is almost inevitably accompanied by some reflection, scattering or transformation of the waves, and these effects are very likely responsible for the prolongation of the phases beyond the point which straight dispersion seems to allow. The importance of these phases for microseism study is that they demonstrate the existence of a very efficient wave guide in the continents. Thus, once the microseism energy is within the continent, it can spread over great distances with very little loss.

3. *Amplitude Relations in Microseisms.*

From the great body of data found in the literature or based on our own observations, one fact has been so often and so clearly demonstrated that it stands pre-eminent in our thinking about the subject. A hurricane in the region between Newfoundland, the West Indies and Bermuda makes almost imperceptible microseismic disturbance at Bermuda until it is within a few hundred miles of the island, and makes almost imperceptible microseismic disturbances at Palisades until it touches the edge of the continental shelf, and the

passage on to the continental shelf does not need to be adjacent to the station (DONN, 1952). Once the storm has encountered the continental slope and started to generate microseisms at Palisades, the level rises essentially all over the continent, in line with the statement above about the good transmission of these waves through continents. (This has been also noted by CARDER 1953). It is this fact which has caused us to abandon our Airy phase theory of microseismic generation and transmission, a theory which requires long distance transmission over water of oceanic depths (PRESS and EWING, 1948).

Thus we have learned from the earthquake studies that the source of microseisms must be within or at the edge of the continent if it is to affect stations generally distributed in the continent. And from the microseisms studies it is at once clear that only storms at the edge can generate microseisms. From the observations in the West Indies it can be said that this narrow sialic belt of island arc can serve as the locus of microseism generation when a storm is over it, and can also serve as a channel through which disturbances can be propagated toward and into the continent. This observation probably accounts for many of all of the barriers to microseismic propagation which have been postulated in the past. The barrier is the ocean itself. When the storm is over the deep ocean there is no generation of microseisms.

To extrapolate one step further, it seems almost certain that the Mid-Atlantic Ridge, at least in the part north of Lat. 50° N, constitutes a sufficient irregularity in the oceanic crust to permit generation of microseisms by storms crossing it.

4. *Discussion.*

A distinguishing feature of the study of microseisms has been the general disagreement about all observational data. As is well known, the most obvious cause of the lack of agreement is the contrasting sequence of events observed at a coastal station on the eastern side of a continent where the weather generally moves from land to sea, and one on the western side, where the weather moves from sea to land. Another serious source of uncertainty is the wide area occupied by many of the cyclonic disturbances, so that there can be

a great difference in opinion about the locus of the generation of microseisms at a given moment.

An hypothesis whereby the energy of microseisms is transferred from the atmosphere to the crust efficiently only in regions where there is a strong horizontal gradient in the thickness or other significant properties of the crust could well account for these and many of the other divergent observations by giving a role of major importance to the geologic character of the continental margin in the region where the storm is effective. This view certainly removes the emphasis from the role played by the water of the ocean in the generation of microseisms, and shifts the emphasis to the properties of the crust in the neighborhood of the continental margins.

REFERENCES

- CARDER D.: *Discussion of « amplitude distribution of storm microseisms »*, « Symposium on Microseisms », Nat. Res. Council, Washington, D.C., 1953.
- DONN W. L.: *Cyclonic microseisms generated in the western North Atlantic*, « Jour. Met. », v. 9, pp. 61-71, 1952.
- EWING M. and PRESS F.: *Crustal structure and surface wave dispersion. Part II, Solomon Islands earthquake of July 29, 1950*. « Bull. Seism. Soc. Amer. », v. 42, pp. 315-325, 1952
- LONGUET-HIGGINS M. S.: *A theory of the origin of microseisms*. « Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. A. », v. 243, pp. 1-35, 1950.
- OLIVER J., EWING M. and PRESS F.: *Crustal structure and surface wave dispersion. Part IV, The Atlantic and Pacific Ocean basins* (in press. « Bull. Geol. Soc. Amer. »).
- PRESS F. and EWING M.: *A theory of microseisms with geologic applications* « Trans. Amer. Geophys. Union. », v. 29, pp. 163-174, 1948.
- PRESS F. and EWING M.: *Propagation of explosive sound in a liquid layer overlying a semi-infinite elastic solid*. « Geophysics », v. 15, pp. 426-445, 1950.
- PRESS F., EWING M. and TOLSTOV I.: *The Airy phase of shallow-focus submarine earthquakes*. « Bull. Seism. Soc. Amer. », vol. 40, pp. 111-148, 1950.
- PRESS F. and EWING M.: *Two slow surface waves across North America*. « Bull. Seism. Soc. Amer. », v. 43, pp. 219-228, 1952.
- SCHOLTE J. G.: *Over het verband tussen zeegolven en microseismen. I and II* « Verlag Ned. Akad. Wet. », v. 52, pp. 669-683, 1943.
- STONELEY R.: *The effect of the ocean on Rayleigh waves*. « Mon. Nat. Roy. Astron. Soc. », Geophys. Suppl., v. 1, p. 349-356, 1926.

DISCUSSION

GHERZI — Je me permets de demander au prof. EWING s'il a constaté comme il m'a été dit par des gens qui ont été dans le calme central du typhon sur un petit bateau à voile (c'étaient des officiers de la marine marchande française) qu'il y avait une distance, qu'ils ont mesurée entre deux crêtes de vagues, de 10 mètres. C'étaient des ondes beaucoup plus courtes que la théorie des vagues soulevées par le vent l'exigerait. De sorte que je me demande si ces ondes du typhon, de la tempête, ne pourraient être produites par un autre agent atmosphérique, en plus du vent.

EWING — Je voudrais demander si ces ondes, qui étaient plus courtes que l'exige la théorie, étaient limitées seulement à un ouragan.

GHERZI — On les a mesurées seulement dans le centre du typhon.

EWING — J'ai eu l'avantage ou le malheur de me trouver une fois au centre d'un cyclone tropical dans une petite embarcation à voile. Je dois à la vérité de dire qu'il était très difficile de faire des observations et de déterminer la longueur des ondes. La seule chose dont on pouvait plus ou moins se rendre compte, c'était la hauteur, la période et la direction du passage.

GHERZI — Vous auriez dû probablement vous faire lier au mât, pour faire des observations.

CALOI — Quelques-uns soutiennent que, entre les périodes des lames et les périodes des m.s. il existe une relation précise dans ce sens que les m.s. ont une période réduite à peu près à la moitié de celle des vagues.

Il me semble que ceci ne résulte pas des observations du prof. EWING si toutefois j'ai bien interprété le diagramme.

EWING — Nous avons présumé qu'une semblable corrélation existe, et nous avons fait des observations en voulant établir cette corrélation; mais nous n'avons pas réussi à l'établir.

STONELEY — Je remercie M. EWING pour son intéressant rapport et je voulais ajouter que même s'il se trouve que l'hypothèse d'une corrélation ne soit pas justifiée, il est tout de même intéressant de poursuivre des études pour en établir la preuve. Et je me permettrai, quand je présenterai mon rapport, de vous donner quelques exemples, qui donnent des résultats ne coïncidant pas tout à fait avec ce que dit le prof. EWING.

EWING — Nous avons eu l'avantage d'avoir la visite de M. LONGUET HIGGINS à notre laboratoire pendant deux jours et nous lui avons montré les résultats que nous avons obtenus, dans l'espoir de le convaincre. Mais il n'a pas changé son opinion, quant à la théorie qu'il avait avancée. Je crois que c'est encore un exemple qui prouve combien il est difficile et peut-être même nuisible de donner des conclusions à présent sur la matière dont nous nous occupons.

GHERZI — A l'observatoire de Zi Kawei j'ai publié une Note de séismologie, qui contenait une série d'observations sur les m.s. Des officiers anglais de bateaux marchands, à l'abri dans une baie, ont fait une centaine d'observations, qu'ils m'ont envoyées avec des séries continues d'une cinquantaine de valeurs. Et là il y avait une succession de 2, 2, 2; 3, 3, 3; 4, 4, 4; 5, 5, 5; 6, 6, 6; 7, 7, 7; et puis 6, 6, 6; 5, 5, 5 etc. secondes, qui montraient une progression de périodes très comparable avec l'enregistrement des m.s. Je n'ai pas le livre, vous l'aurez peut être dans votre bibliothèque. Mais c'était assez loin du centre, ce n'était pas tout à côté du typhon, mais dans une zone abritée, dans laquelle la houle entraînait quand même.

MICROSÉISMES ET PRÉVISION DE LA HOULE

PAR P. BERNARD

La possibilité d'une étude comparative entre les caractères de la houle et ceux des microséismes a été la conséquence des recherches entreprises au Maroc pour aboutir à une prévision de la houle. Commencées par des observations continues et remarquablement bien faites du phénomène, elles donnèrent lieu à la publication d'un certain nombre de courbes de variation de hauteur et de période, et de quelques règles de prévision, dont il résultait que la houle provient toujours d'une dépression atmosphérique formée sur l'Océan Atlantique [1].

Or de nombreux auteurs, depuis Bertelli en 1873, ont constaté la coïncidence des fortes agitations microséismiques avec les dépressions ou les cyclones tropicaux, pourvu qu'ils se trouvent au-dessus de la mer. Il était donc naturel d'envisager une relation entre deux phénomènes liés à la présence d'un troisième.

De fait, en construisant la courbe des variations de hauteur de la houle au Maroc et celle de l'amplitude des microséismes à Strasbourg, le parallélisme des deux courbes obtenues est souvent étroit, et il est toujours suffisant pour reconnaître les mêmes variations générales et les mêmes époques de calme ou d'activité des deux agitations, celle du sol et celle de la mer [2]. Pourtant les maxima des microséismes sont en avance sur ceux de la houle. C'est cette avance qui permettrait d'utiliser le sismographe pour la prévision de la houle, une fois dégagée la signification de la différence de temps entre maxima correspondants, différence qui n'est pas constante.

Elle dépend de la position de la zone dépressionnaire existant sur l'océan au moment du maximum d'agitation. Dans le cas de la figure 1, extrait de la brochure de Montagne, la dépression se trouvait à la pointe S-W de l'Irlande et le retard de la houle sur l'agitation était de 32 heures. On y observe aussi des variations proportionnelles de la période.

Le retard devient de plus de 3 jours lorsque la dépression est à latitude plus élevée que l'Islande, de près de 3 jours lorsqu'elle est à Terre-Neuve, et se réduit à zéro, si elle se trouve près du Maroc.

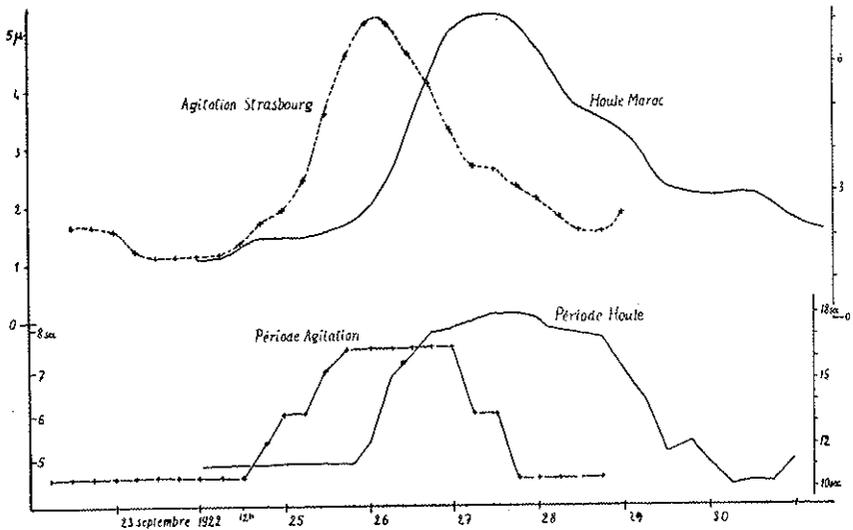


FIG. 1.

Disposant d'un nombre suffisamment grand de cas, on peut porter sur un graphique en abscisse le retard de la houle sur la tempête microsismique, et en ordonnée la distance entre le centre dépressionnaire et le point d'observation de la houle. Le groupement des points obtenus sur ce graphique montre qu'une relation existe entre les deux grandeurs: elle est représentable par une droite et, jusqu'à la période 15 secondes de la houle, cette droite déterminée par la méthode des moindres carrés passe très près de l'origine des coordonnées,

à un intervalle inférieur à la précision de la détermination des maxima de houle ou d'agitation du sol qui est de 12 heures pour la houle, de 6h pour les microséismes.

Nous acquérons ainsi un premier point: un maximum d'amplitude des microséismes à Strasbourg précède un maximum de force

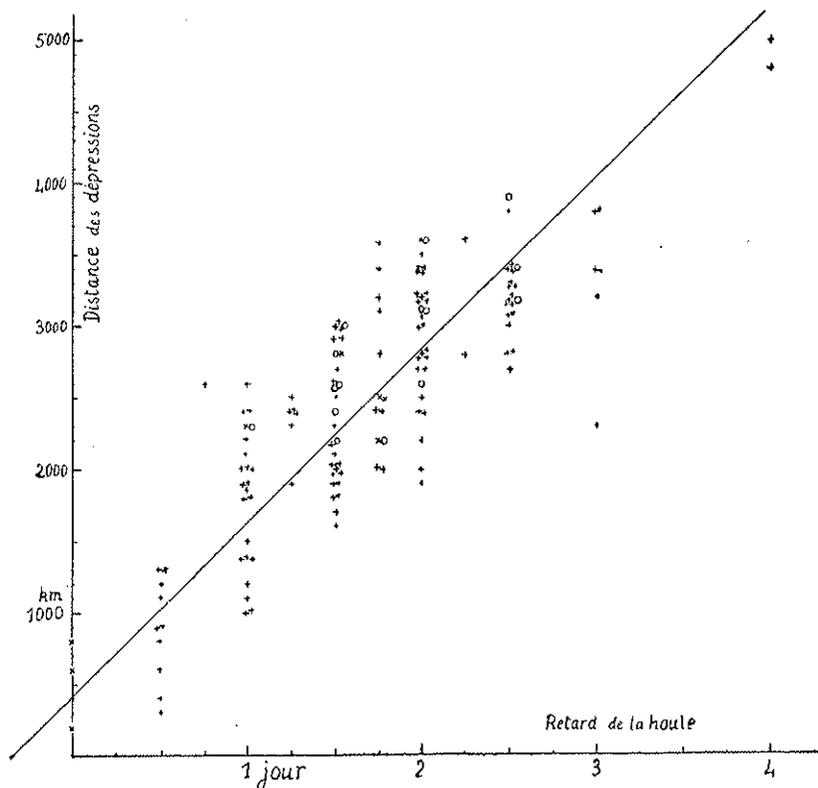


FIG. 2.

de la houle sur la côte du Maroc d'un temps *proportionnel* à la distance de cette côte au centre de la dépression cyclonique relevée sur les cartes météorologiques. C'est ce résultat que l'on peut interpréter en plaçant dans la zone centrale des perturbations atmosphériques l'origine commune des microséismes et de la houle, en donnant au

terme de zone centrale le sens large qui convient aux dépressions extratropicales.

Cette interprétation est conforme à l'opinion de plusieurs auteurs, basée sur des méthodes différentes; elle peut soulever cependant des objections qu'il est nécessaire d'examiner.

D'une part, étant donnée la configuration des côtes en Europe, il est rare qu'il n'existe pas une terre émergée à proximité d'une dépression. En admettant que l'agitation de la mer parte elle-même du centre de la tempête, elle rencontrera une côte assez longtemps avant d'arriver au Maroc, pour que l'on puisse dire que c'est l'action de la houle sur cette côte qui a provoqué les microséismes enregistrés à Strasbourg.

Pour répondre à ce raisonnement, considérons les dépressions situées en plein océan, cas qui a été représenté sur la graphique 2 par un cercle au lieu d'une croix: le retard obtenu ne présente pas de tendance à prendre une faible valeur, et prend même quelquefois des valeurs supérieures à la moyenne, alors que pour une telle perturbation, la houle arrive presque simultanément au Maroc et aux côtes européennes.

De plus, et c'est un point sur lequel les publications antérieures n'ont pas insisté, la *durée* de la tempête microsismique est égale à celle de la houle.

Cette dernière atteignant successivement plusieurs points du rivage, il serait, dans l'hypothèse d'une action prédominante des vagues sur la côte, inexplicable qu'une tempête microsismique ne dure pas plus longtemps que la houle observée en un point donné.

On peut également opposer ce fait aux théories qui envisagent l'action des perturbations atmosphériques à leur passage sur une étroite région sensible: dans ce cas, à moins que l'activité dépressionnaire soit limitée à la durée de ce passage, la tempête microsismique aurait une durée inférieure à celle de la houle provenant de la même dépression.

Il ne faut cependant pas passer sous silence qu'une agitation locale peut être mise en évidence dans les stations proches d'une côte où se produisent de fortes houles et éloignées de la région des dépressions. C'est le cas de l'observatoire Averroes près de Casablanca:

l'agitation du sol y est toujours faible et, lorsque la houle est forte, simultanée avec elle. En l'absence de houle, on peut néanmoins observer des microséismes que J. Debrach a rattachés à l'activité de perturbations formées dans les parages de Terre-Neuve et parvenues au centre de l'Océan [3].

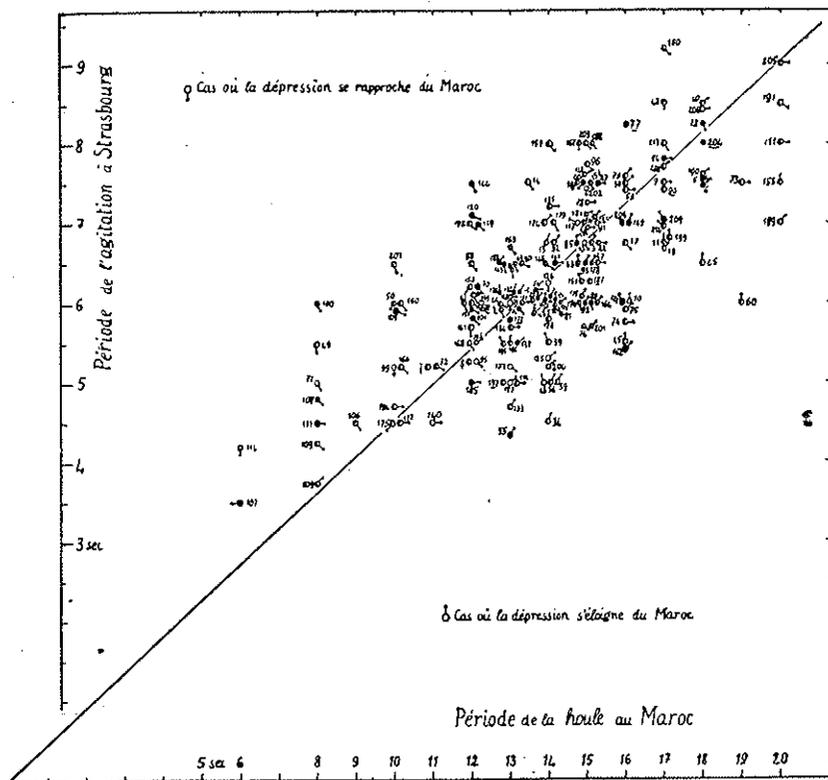


FIG. 3.

Plus près du front polaire, l'agitation côtière n'est pas perceptible à Nantes, où les variations microséismiques, parallèles à celles de Paris, ne le sont pas avec l'état de la mer voisine [4]. Notre conclusion reste donc inchangée: une agitation d'intensité très supérieure à celle qui peut provenir d'autres origines prend naissance au centre des perturbations cycloniques.

Pouvons-nous en dire autant de la houle elle-même, dont la formation est généralement assimilée à celle de la mer du vent de gradient qui circule autour des centres de basse pression? Remarquons qu'une telle provenance ne changerait pas sensiblement le parcours de la houle arrivant au Maroc, puisqu'il remplacerait la distance du centre d'un cercle à un point par la longueur de la tangente issue de ce point.

Cependant une relation entre les périodes de la houle et des microsésismes apporte un élément nouveau à cette question: les dépressions s'éloignant du Maroc envoient, toutes choses égales d'ailleurs, des houles de période plus longue que les dépressions qui s'en rapprochent. Ce phénomène peut être représenté de plusieurs manières:

1) A chaque couple de maxima des microsésismes et de la houle correspond une valeur de la période de chacun (fig. 3). Portons-les respectivement en ordonnée et en abscisse; en indiquant sur chaque point le sens de déplacement de la dépression origine par rapport à l'arc de grand cercle qui joint son centre à Casablanca, on voit que les cas où la période de la houle est relativement trop forte, correspondent à des dépressions s'éloignant du Maroc; ceux où elle est relativement trop faible correspondent à des dépressions se rapprochant du Maroc.

2) Limitons nous aux cas où l'agitation a la même période, 68,5 par exemple, et calculons la période moyenne T des houles correspondantes pour différentes valeurs de la composante de vitesse des dépressions dans la direction de l'observateur (fig. 4). Elle varie d'une façon linéaire, conformément à la formule $T = T_0 \left(1 + \frac{v}{V} \right)$.

Il en sera de même, pour l'ensemble des observations, en considérant au lieu de la seule période de la houle T , son rapport à la période de l'agitation, et l'effet sera plus accentué pour les houles de courtes périodes, puisqu'elles se propagent moins vite que les houles de grandes périodes [2, fig. 9, p. 43].

Les méthodes récentes de prévision de la houle conduisent à un résultat sensiblement différent: elles calculent nomographiquement la houle d'après 1) la vitesse du vent, 2) la longueur ou « fetch », sur laquelle il souffle dans la même direction, 3) sa durée.

Période et hauteur de la houle sont des fonctions croissantes de

ces trois éléments, et dans le cas d'une tempête se déplaçant vers l'observateur de la houle, puisque le vent a agi plus longtemps et sur une plus grande longueur, la période est trouvée plus grande que pour une perturbation immobile [5]. Ce n'est pas du tout ce qu'indiquent les microséismes.

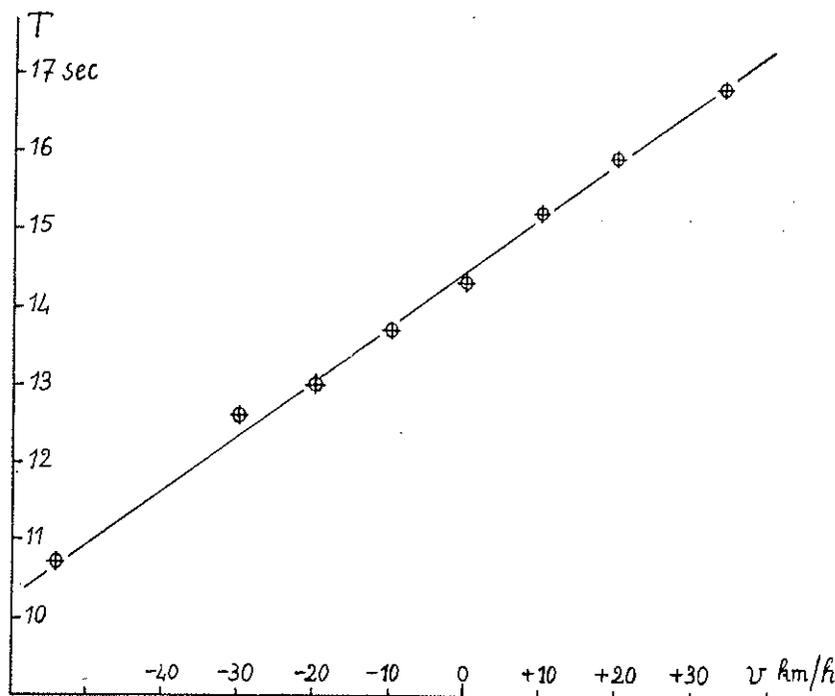


FIG. 4.

Or il n'est pas évident qu'un vent de vitesse régulière puisse à lui seul provoquer la houle. Dans des expériences sur modèle réduit, il faut, par vitesse de l'air croissant continûment, qu'une perturbation indépendante vienne agiter la surface pour que le vent ait prise [6].

Cette condition supplémentaire est fournie par les irrégularités du vent qui en un point ne souffle pas à une vitesse constante, mais avec une apparence de périodicité, précisément égale aux périodes habituellement observées de la houle: voici un anémogramme de

l'observatoire de Blue Hill [7], dont l'étude à l'analyseur harmonique fait ressortir les périodes 18 secondes, 12 sec. et 7 sec. (fig. 5).

Les rafales de vent sont le plus accentuées de part et d'autre du centre du cyclone, plus près de celui-ci que le cercle de plus fort gradient barométrique. Le Père Gherzi a, du reste, nettement indi-

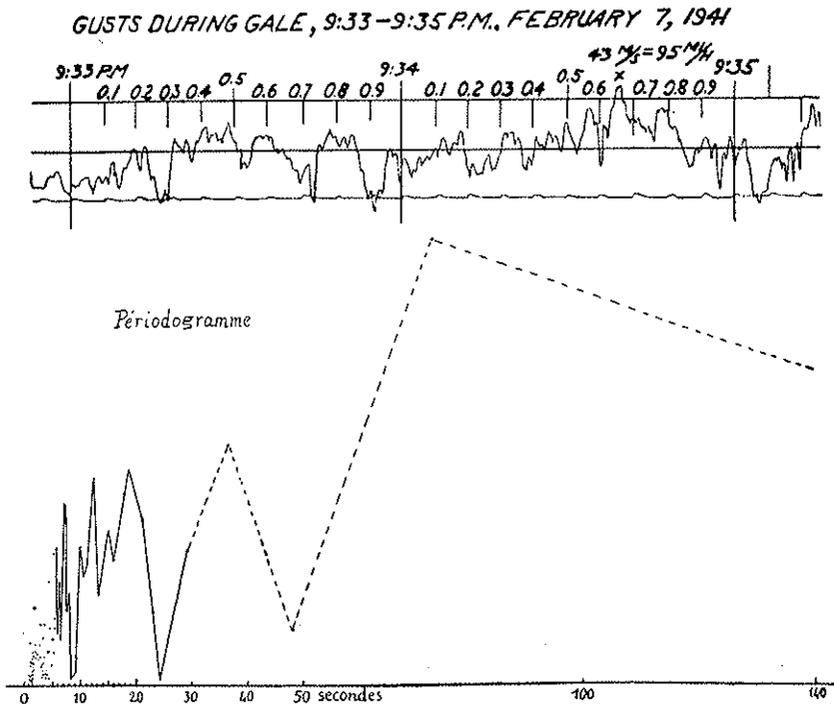


FIG. 5.

qué qu'un navire dans un typhon observe une houle non masquée par le vent et provenant du centre du cyclone [8].

La figure 6 qui a été publiée par M. Coulomb [9] montre comment ces rafales sont inscrites sur les courbes barométriques; elle montre également l'intervalle de calme atmosphérique correspondant à l'oeil de la tempête, correspondant aussi à la plus forte agitation de la mer, hérissée, disent les marins, de cônes liquides fantastiques qui

montent brusquement tout droit: ce sont les vagues pyramidales (fig. 7) qu'on observe dans les cyclones tropicaux et dans les dépressions du front polaire; le calme atmosphérique central ne semble être complet que dans les cyclones.

Par leur grande hauteur et leur caractère d'oscillations ponctuelles et en même temps stationnaires, ces vagues pyramidales répon-

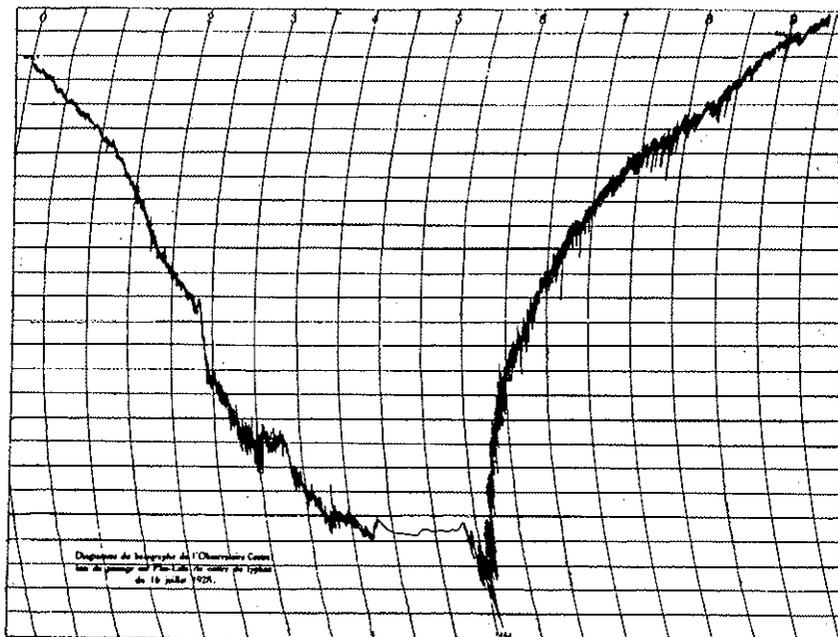


FIG. 6.

dent aux conditions d'une action sur le fond, se traduisant en microséismes; et elles sont aussi sans doute, par une extension circulaire, l'origine de la houle observée hors de la zone de la tempête. L'effet Doppler n'a donc plus rien de mystérieux, puisqu'une source oscillante existe, se déplaçant suivant la même trajectoire et avec une vitesse proportionnelle à celle du centre dépressionnaire.

* * *

Une autre contradiction entre les observations microséismiques et la théorie de la houle, porte sur la vitesse de propagation de celle-ci.

De la moyenne générale des distances des dépressions et des retards de la houle au Maroc, nous déduisons pour une période moyenne de 13 sec. une vitesse de 1.370 Km. par jour, ou 57 Km./h.

La formule de Gerstner donne pour une telle période la vitesse $\frac{g T}{2 \pi} = 20 \text{ m./sec.}$, ou 72 Km./h.; et les prévisionnistes ont admis que la propagation d'ensemble devait se faire avec une vitesse de groupe égale à la moitié de ce chiffre, soit 36 Km. à l'heure.

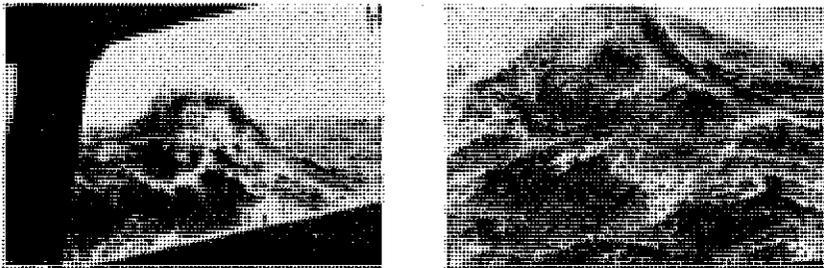


FIG. 7.

La dépression cyclonique.
Deux vagues pyramidales du centre du cyclone.

En présence de ces valeurs différentes, que disent les observations? Un examen minutieux de la bibliographie permet d'affirmer qu'aucune détermination précise de la vitesse de propagation de la houle sur de longs trajets n'a été effectuée. Une seule observation très ancienne de Krummel indique sur une distance de 3.000 milles marins une vitesse de 61 Km./h.

Les publications récentes signalent de toutes parts un excès, par rapport aux observations, des durées de trajet calculées par la vitesse de groupe moitié de la vitesse de phase. Je cite:

— un article de vulgarisation de Burgess mentionne l'arrivée de la houle, à deux reprises, un peu plus tôt qu'on ne l'attendait lors de prévisions effectuées en 1944 [10];

— Sverdrup et Munk ont utilisé en 1946 des observations sélectionnées. D'après d'autres observations moins précises, il appa-

raissait que le temps de trajet théorique était trop long [11]; les mêmes auteurs deviennent plus affirmatifs l'année suivante: la durée de trajet déduite de la vitesse de groupe des plus hautes vagues à l'extrémité du fetch est beaucoup plus longue que les observations ne l'indiquent [12] (c'est à dire que la vitesse théorique est inférieure à la vitesse réelle). On a admis alors une augmentation de la période de la houle au cours de sa propagation, et calculé le temps de parcours d'après la vitesse de groupe à l'arrivée et non la vitesse initiale ou moyenne, ce qui est évidemment un artifice.

W. L. Donn trouve encore par ce procédé un retard de 12 h. de deux prévisions de houle Pacifique, et signale d'ailleurs l'identité de la période en deux stations distantes de 1000 Km. [13].

Sur la vitesse de propagation des crêtes de la houle observées directement (c'est à dire la vitesse de phase des mathématiciens) les données sont beaucoup plus abondantes. Dans leur ensemble, elles vérifient assez bien la formule de Gerstner, mais si on les examine suivant les valeurs croissantes de la période ou de la longueur d'onde, on s'aperçoit que seules les observations d'ondes courtes concordent avec la formule. Pour de grandes périodes, la longueur d'onde est inférieure à la valeur calculée, ou, ce qui revient au même, à mesure que la longueur d'onde augmente, la vitesse observée est de plus en plus au dessous de la vitesse théorique.

Voici le graphique correspondant (fig. 8): il utilise des séries de mesures faites par Armand Pâris et publiées après sa mort par de Bénazé, des données recueillies par l'amiral Arago en vue d'une toute autre étude, des observations dues à l'autrichien Gassenmayr, enfin et surtout celles recueillies au cours de la semaine internationale de la houle de 1938, qui n'ont été publiées qu'en 1946 [14].

Quelques observations récentes sont d'accord avec les précédentes. Par exemple, l'enseigne de vaisseau Imbert, actuellement en Terre Adélie, m'a fait part d'une houle de 10 sec., de vitesse égale à celle de son navire, soit 11 m./sec. La longueur d'onde étant $11 \times 10 = 110$ m., cette observation vient se placer exactement sur la courbe IV correspondant à la semaine de 1938. Ou encore, Schumacher [15] a effectué un stéréocinégramme près du centre d'un cyclone et obtenu des profils successifs où une longueur d'onde de 350 m se déplace de 15 m./sec., soit beaucoup moins que la vitesse théorique.

Ces résultats sont implicitement contenus dans l'étude des retards de la houle du Maroc sur les microséismes en fonction de la distance des dépressions: en classant les données suivant la période de la houle, les distances moyennes parcourues par jour ne varient pas proportionnellement à la période: elles correspondent à la courbe II de la figure 8 [2, p. 36].

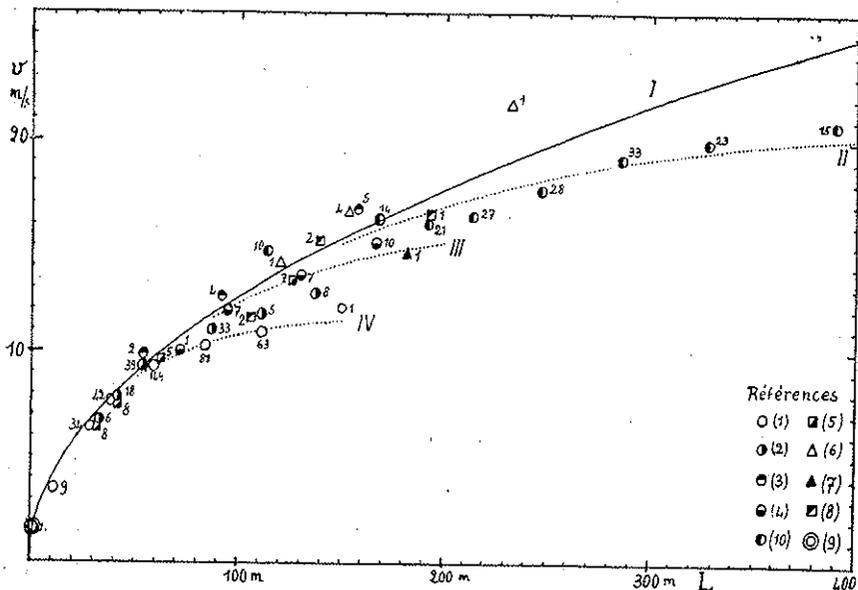


FIG. 8.

Dès lors, si la vitesse de phase n'est pas proportionnelle à la période, la vitesse de groupe ne peut pas être égale à la moitié de la vitesse de phase, et la théorie ne permet plus de déterminer le temps de propagation d'une houle donnée.

* * *

Après la période et la vitesse de la houle, sa hauteur donne-t-elle lieu à des remarques en comparaison avec l'amplitude des microséismes? Sur ce point, nous résumerons simplement des publications antérieures:

1) le rapport moyen de l'amplitude de l'agitation à Strasbourg à la force de la houle croit avec le rapport des distances de la dépression correspondante au Maroc et à Strasbourg; de plus, on n'observe pas de différence à ce point de vue entre les dépressions voisines des côtes (européennes ou marocaines) et celles situées en plein océan. Ces dernières donnent certainement des microséismes très faibles, parfois à peine perceptibles, mais la houle qu'elles envoient n'est généralement pas forte elle non plus [16];

2) on peut, par approximations successives, séparer l'influence de la distance sur la houle et sur les microséismes, c'est à dire obtenir l'amortissement respectif des deux sortes d'ondes: la hauteur de la houle, pour une période moyenne 138,9 de l'ensemble des cas de comparaison, est, à 3.500 Km., la moitié de ce qu'elle est à 1000 Km. du centre dépressionnaire [17]; Sverdrup et Munk ont publié une courbe qui donne, pour la période de 14 secondes, exactement le même rapport [11, p. 28].

Il est plus difficile de préciser l'amortissement des microséismes par la même opération, à cause de l'absence d'observations aux courtes distances du séismographe, et du petit nombre d'observations aux grandes distances. Pour les distances moyennes, en plus de la diminution en raison de la racine carrée de la distance, on obtient un coefficient d'amortissement de 5% par 1.000 Km.

Cette valeur ne s'accorde pas mal avec celle de 9% par 1000 Km. que donne la diminution d'amplitude des ondes des Rayleigh des séismes [18]. Elle paraît cependant petite, bien que se rapportant à des parcours maritimes. La question de l'influence du sous sol sur les microséismes n'est pas encore suffisamment approfondie pour résoudre ce problème, qui mériterait une étude spéciale.

En résumé, les comparaisons de houle et de microséismes, après nous avoir permis une théorie sur l'origine de ces derniers, démontrent leur utilité dans la prévision de la houle. Celle-ci d'après les seuls éléments météorologiques, ne réussit, comme l'a souligné G. E. R. Deacon [19], que dans les cas où le vent local est le facteur prépondérant, tandis que la houle lointaine, celle qu'on appelle en navigation côtière la barre, ou dans les faits divers des journaux les lames de fond, parfois fatales aux baigneurs, ou encore à Sainte Hé-

lène des rouleaux montant à l'assaut des navires à l'ancre, est justiciable pour sa prévision des indications qu'elle donne elle même au voisinage de son origine, sur son amplitude, sa période, sa durée, et le moment de son maximum, tous renseignements lisibles sur les séismogrammes, et non sur les cartes météorologiques.

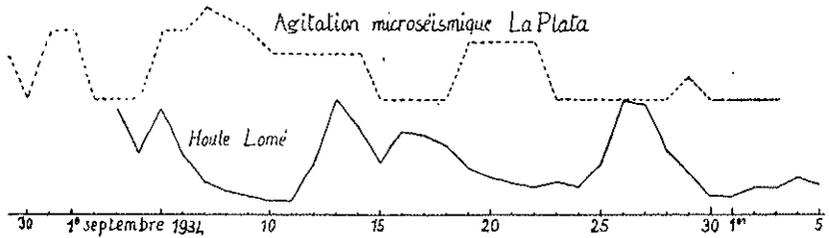


FIG. 9.

Lorsque celles-ci font défaut, ce qui est souvent le cas dans les régions du globe autres que l'Atlantique nord, les microséismes sont la seule ressource. Par exemple la hauteur de la houle à Lomé (Togo), suit généralement les variations de l'agitation microseismique à la Plata, avec un retard de 2 à 7 jours, qui se maintient d'ailleurs constant pendant plusieurs semaines consécutives. D'autres régions sans doute seraient favorables à une utilisation pratique de relations du même genre. C'est à leur recherche que les séismologues peuvent coopérer.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] R. MONTAGNE, *Le service de la prédiction de la houle au Maroc*. Ann. hydrogr. 3^e série t. 5 (1922), p. 157.
- [2] P. BERNARD, *Etude sur l'agitation microsismique et ses variations*, chap. III, Ann. Inst. Phys. Globe Paris, t. 19 (1941), p. 25.
- [3] J. DEBRACH. (Communication au Congrès d'Oslo). Rev. géogr. marocaine, nouv. sér., t. I (1949), p. 16.
- [4] P. BERNARD, *Enregistrements microsismiques à Nantes*. Ann. geophys. (1950), t. 6, N. 3, p. 147.
- [5] *Résultats des récentes recherches sur les vagues et le ressac*. Bull. inform. de météorologie maritime, N. 1 (Paris, 1950), p. 19.
- [6] FRANCIS (J. D. R.), *Laboratory experiments on wind generated waves*. J. mar. res. (1949), vol. 8, N. 2, p. 120.
- [7] FERGUSSON (S. P.), *Gustiness under various weather conditions*. Bull. amer. meteor. soc. (janv. 1943), vol. 24, N. 1, p. 27.
- [8] GHERZI (E.), *Sea caused by tropical cyclones (Typhoons in 1934)*. Ton Sé Wé Orphange Press, 1936.
- [9] J. COULOMB, *L'agitation microsismique et ses applications*. Ciel et Terre (Juil.-Août 1950), 66, N. 7-8, p. 174.
- [10] BURGESS (C. R.), *Climate and weather in modern naval warfare*. Geogr. Journ. (1948), t. LIII, p. 242.
- [11] SVERDRUP et MUNK, *Wind, sea and swell, theory of relations for forecasting*. Hydrogr. Office, H. O. Pub. N. 601 (march. 1947), p. 32.
- [12] SVERDRUP et MUNK, *Period increase of ocean swell*. Trans. amer. geophys. Union (june 1947), vol. 28, N. 3, p. 411.
- [13] W. L. DONN, *Studies of waves and swell in the western North Atlantic*. Ibid. (Août 1949), vol. 30, N. 4, p. 511.

- [14] P. BERNARD, *Sur la vitesse de propagation de la houle*. C. R. Ac. Sc. (27 Juin 1949), vol. 228, N. 26, p. 2047.
- [15] SCHUMACHER, *Stereophotogrammetrische Wellen aufnahmen mit schneller Bildfolge*. Deutsche Hydrogr. Z. (Mai 1950), t. 3, N. 1-2, p. 81.
- [16] L. GAIN, *La prédiction des houles au Maroc*. Rev. scient. (13 Oct. 1923), 61^è année, p. 605.
- [17] P. BERNARD, *Sur certaines propriétés de la houle étudiées à l'aide des enregistrements séismographiques*. Bull. Inst. oceanogr. Monaco, N. 800 (20 Juin 1941), p. 17.
- [18] P. BERNARD, *Amortissement des ondes de Rayleigh*. C. R. Ac. Sc. (16 Juil. 1941), t. 213, p. 77.
- [19] DEACON (G. E. R.), *Vagues et houle de l'Océan*. Rev. hydr. Monaco, Vol. 23, p. 107 (1946).

DISCUSSION

VERCELLI — La houle est un phénomène de surface. A une profondeur de quelques dizaines de mètres, l'action de la houle cesse, tombe. Et alors, comment peut-on expliquer qu'il y ait des relations entre un phénomène de surface et des vibrations dans le fond de la mer?

M. Stoneley nous donnera une autre réponse. Mais je demande : comment peut-on imaginer qu'il y ait des relations entre la houle et les m.s., si la houle est un phénomène de surface. Ou bien la houle n'est pas un phénomène de surface... et alors mon objection va tomber.

BERNARD — M. STONELEY répondra à cette question dans sa communication.

STONELEY — La question qui a été posée par M. BERNARD est très importante : à un certain moment, il n'y a pas encore longtemps, on ne pouvait donner de réponse à ce sujet ; mais dernièrement, grâce aux observations et aux constatations faites par M. BERNARD, qui vient de nous les exposer, ainsi que d'après l'élaboration de la théorie de MICHE qui a été ensuite approfondie par LONGUET HIGGINS, on a pu voir la possibilité d'établir un rapport entre la houle et les m.s.

Il s'agit, dans ces calculs, d'un terme de second ordre, ce qui concerne le carré de l'amplitude ; et on a pu établir que c'est sur la base de ce terme de second ordre que la période des m.s. est à peu près la moitié de la période de la houle, vu le rapport de 1 à 2 dont on nous a parlé.

En ce qui concerne aussi la possibilité de la propagation des oscillations verticales, on ne doit pas oublier qu'elles s'étendent non seulement en profondeur, mais aussi sur une très grande surface ; et cette extension en surface certainement délivre une grande quantité d'énergie, et évidemment cette énergie peut être active.

Je n'insisterai pas sur cette question particulière, étant donné que je la traiterai dans le rapport que j'aurai le plaisir de vous présenter bientôt.

HARDTWIG — Je crois qu'on peut aussi considérer le problème du point de vue mathématique. Jusqu'à présent, on avait considéré l'eau comme un système isolé, qui a des oscillations et le sol, comme un milieu élastique qui peut aussi avoir des oscillations. Mais les deux systèmes étaient considérés séparément. Il me semble qu'on pourrait les accoupler. Il se pourrait bien qu'en prenant cette hypothèse comme point de départ, on arrive à de nouvelles conclusions. Si nous considérons l'eau d'un côté et le fond de l'autre, nous voyons qu'il y a entre les deux la surface qui les sépare, mais qui en même temps sert de milieu à travers lequel les phénomènes qui se produisent d'un côté peuvent agir sur l'autre partie du système; c.à.d. dans ce milieu se produisent des phénomènes qui sont fonction des conditions et des phénomènes produits dans les deux systèmes que nous devons considérer comme accouplés.

Il me semble que dans l'avenir c'est la seule voie que nous aurons, pour trouver l'explication concernant les ondes superficielles, dans les répercussions qu'elles peuvent avoir dans les deux systèmes considérés comme un seul ensemble.

VERCELLI — Je désire faire une observation d'ordre général: toutes les fois qu'on cherche à mettre en rapport les m.s. avec une cause unique, on risque toujours de faire ce que M. GIORGI, ROSINI et d'autres ont signalé: c.à.d. d'oublier d'autres causes qui sont associées et simultanées; et peut être elles aussi ont quelque effet dans le phénomène. Les vagues, la houle, sont des manifestations simultanées avec l'existence d'une dépression et avec le passage de fronts, les systèmes des vents, les irrptions de l'air, etc. Lequel de ces phénomènes, est le responsable, ou le plus responsable? Il n'est pas facile de le déterminer.

En ce qui concerne la transmission de l'énergie, toutefois, ce point de vue pourrait être essentiel, parce que nous savons que les cyclones exercent une influence décisive sur les m.s. seulement lorsqu'ils sont sur l'océan: c'est là où ils ont un rôle capital sur le phénomène. Et à ce sujet les explications que nous donneront M. EWING et M. STONELEY dans leurs relations seront certainement d'une importance extraordinaire.

M. BERNARD — Etant donné qu'il existe une relation très nette entre la période des microséismes et la période de la houle, il semble qu'on doive donner une préférence à ce dernier phénomène comme cause des microséismes plutôt qu'aux autres éléments de caractère apériodique ou de période d'un ordre de grandeur très différent.

Il est d'autre part plus probable que ce soit la période de la houle qui détermine celle des microséismes plutôt que d'envisager comme M. HARDTWIG semble le faire, un accouplement, donc une influence des mouvements du sol, très petits, sur ceux de la surface de la mer.

MICROSEISMS OF HIGH FREQUENCY

R. STONELEY

Measurements and analysis of microseisms in the high-frequency band (4 to 30 cycles per sec) have been made in and around Cambridge, England, as well as in some other localities in S. England first by Dr. M. N. HILL and later in much more detail by Dr. C. D. V. WILSON, both of the Department of Geodesy and Geophysics at Cambridge. Dr. Wilson has kindly lent me a copy of his thesis, from which the following account is taken.

Method Use of electromagnetic moving-coil *geophones*, constructed in the department. Period of geophone, both vertical and horizontal, 4 c.p.s.: damping 0.66 critical: response curve very nearly flat.

Amplifiers: three identical instruments. Overall gain 3.5×10^7 . Both rectified and A.C. output.

Recording gear Askania 4 channel recorder. 120 mm. paper in 15 ft. strip. Speeds from 1 cm./sec. to 0.05 mm./sec. Rectified output recorded by galvanometers 2 c.p.s. and A.C. output by oscillographs with flat response up to several hundred c.p.s., using camera with 4 inch paper at speeds up to 12 cm./sec. *Measures near Pendulum House* (1¼ miles from Cambridge).

Two geophones, one from 7 c.p.s. upwards and the other from 15 c.p.s. upwards. Daytime level 10 to 20 times night time level. During the evening there were « peaks » corresponding to traffic on roads. The early traffic begins at 05.000 hours with general rise up to 10.00 hours *except on Sundays* when the traffic begins at 07.000 hours. Minimum night-time level 1.5×10^{-6} cm./sec. for R.M.S.

vertical velocity on 15 c.p.s. geophone and 3.1×10^{-6} cm./sec. on 7 c.p.s. Most of the energy lies in the lower frequencies. Strong wind affected only the 15 c.p.s. geophone, with a doubling of the usual value. Hill made a frequency analyser, and also measured the energy in the octave centred on 2 c.p.s. and confirmed that most of the energy lies below 10 c.p.s.

By using 3 components it was shown that the waves due to traffic were not polarised. There was strong evidence that the « background » was due to disturbances made in the city of Cambridge.

To examine this in detail, measurements were taken at a number of localities in and around Cambridge, transporting the apparatus in a van. The level fell off from about 100×10^{-6} cm./sec. (100 units) in Cambridge to 5-10 units in the surrounding country, with 26 units near the water pumping station.

Measures on the chalk hills

The night level of 2 units showed a daylight rise to 4 or 6 units. Again, the delay in the rise on Sunday morning showed that the background was « man-made ». However, certain « pulses » were observed from time to time.

To investigate these pulses, a tripartite station was set up, and one amplifier was run off a separate power supply as a precaution against battery noise or faults in the amplifiers. The separation of the geophones by about 100 yards eliminated trivial phenomena. To investigate the genuineness of these coincidences on two or all three geophones WILSON worked out the probability of random disturbances appearing simultaneously on the geophones. Some cases showed that the coincidences are doubtful, but in other the chance of accidental coincidence was infinitesimal, so that the phenomenon seems « genuine ». An integration showed that they cannot account for the WHOLE of the background noise, and in fact, not for more than a small fraction of it. In experiments made at other localities in East Anglia the « daylight rise » was found regularly, but on heavy clay soil (gault) the local ground movements above-mentioned did not show up.

To settle the question of the origin of the « daylight rise » a site was chosen on Salisbury Plain, at least 5 km. from any road or camp, and a tripartite station set up with hypotenuse 160 metres. Here the background level was low, about 6×10^{-7} cm./sec. and remained constant. The inference is then, that the *microseisms of high frequency round Cambridge, as well as the « Daylight-rise » are man-made.*

However, the pulses of local origin were again present on this chalk formation, and their cause has not been settled. Dr. Willmore has pointed out that a compaction of the sedimentary rocks of 1 mm. in 1000 years would furnish the necessary energy for these microseismic pulses, though even this may not be acceptable on geological grounds. The absence of a diurnal effect rules out local temperature changes near the surface. A more likely cause, I think, is the closing of cracks and cavities from which chalk has been carried down in solution by rain water to the water bearing beds below: such movements could, of course, be initiated by earth tides, temperature changes in the crust as a whole, or isostatic adjustment. Clearly there is a need for much more experimental work. It may be added that in some of the experiments the record was analysed by a frequency-analyser with adjustable frequency channels.

Many records were made of traffic microseisms, and by the use of a tripartite installation it was possible to measure the speed of individual vehicles. The actual ground movement resembles that in Rayleigh waves, with a retrograde movement in a flatter ellipse than usual — indeed at times the motion was rectilinear. The waves cannot be sound waves as they do not excite a suspended geophone directly, nor does the vibration of a stationary carr produce them, moreover their velocity differs from that of sound, and is too low for bodily waves. The evidence is, then, that they are surface elastic waves.

The periodic disturbance generated by a pumping station was remarkably constant in amplitude, and afforded an opportunity of determining the law of attenuation of microseisms with distance up to about 2 miles distance. The frequencies were separated by filters, peaked at 10, 20 and 40 c.p.s., which were the chief frequencies occurring.

The law assumed was of the form

$$A = \alpha f D^{-\beta} e^{-\gamma \Phi(f) \cdot D}$$

were α, β, γ are constants
 f is the frequency
 D the distance
 A the amplitude

(W. T. Born puts $\Phi(f) = f$, while Ricker assumes $\Phi(f) = f^2$).

The energy is probably introduced into the ground at a depth of 125 ft. The theories of firmo-viscosity and of elastico-viscosity gave no clear indication of the appropriate form for $\Phi(f)$, and in the end it was put equal to f . Fitted by least squares to this law, the 68 observations gave

$$A \propto D^{-0.995 \pm 0.151} e^{-f D(0.0795 \pm 0.011)}$$

where D is in miles and f in c.p.s. Thus, as β differs significantly from 0.5 the waves cannot all be surface waves. The 10 c.p.s. block of readings, taken alone, give a value of not inconsistent with surface waves, and taking into account the grouping of the plotted observations it seems reasonable to assume that the frequencies round about 10 c.p.s. relate to surface waves, while the remainder relate to body-waves. On these assumptions the 10 c.p.s. waves have an amplitude

$$2.16 \times 10^{-6} D^{-\frac{1}{2}} e^{-D(1.74 \pm 0.22)} \quad \text{while the remaining observations give}$$

amplitudes according to the law

$$A = 0.223 \times 10^{-6} D^{-1.347 \pm 0.30} e^{-f D(0.049 \pm 0.018)} \text{ cm.}$$

The total uncertainty factor is 2.6, allowing for an uncertainty factor of 1.5 in the coefficient 0.223.

The results quoted are only a small selection from a large amount of experimental work, particularly on traffic disturbances, and parallel experiments on various rock formations are clearly desirable.

DISCUSSION

GHERZI — Je voudrais savoir si ces constantes sont applicables réellement à tous les sols.

M. STONELEY — Il n'y a pas la possibilité de donner une réponse à cet égard, étant donné que nous n'avons pu faire nos expériences que sur des terrains calcaires. Par conséquent, aucune précision ne peut être encore donnée pour d'autres types de sols.

CALOI — Nous avons une station sismique qui fonctionne au centre des Alpes, dans le Cadore (région des Dolomites) entre les « Marmorale » et l'Antelao. C'est une station avec des instruments à courte période d'une demi seconde à une seconde, avec une grande vitesse de déroulement. Maintenant à certains jours nous enregistrons des m.s. de périodes extrêmement petites, de l'ordre de 1 à 2 centièmes de seconde.

Etant donné la position très isolée de la station sismique, loin de toute voie de communication, et l'évolution de ces m.s. qui s'observe à certains jours, je pense qu'ils ne peuvent être attribués au trafic, comme on peut le constater dans le cas de voisinage de grandes villes.

Je donne un exemple: sur cette photo, il y a des m.s. enregistrés dans la nuit du 26 avril 1950 dans une zone où le trafic, effectivement, ne peut être la cause de ces mouvements. Je pense donc qu'il y a une cause naturelle provoquant ces mêmes mouvements.

STONELEY — Sont ce des ondes régulières?

CALOI — Elle présentent les caractères des ondes à groupes.

ROTHÉ — Je peux dire à cet égard que la station de Marseille enregistre quelquefois des « coups de toit » dans les mines de lignite de Furveau;

ils se présentent sous forme d'impulsions à courte période; à Strasbourg, nous avons quelquefois des petits enregistrements dont on ne connaît pas la cause. On peut penser qu'il s'agit de phénomènes de détente dans le massif des Vosges, analogues à ce qui se passe dans les masses calcaires des Dolomites.

MACELWANE — Nous avons aussi observé quelquefois que les détonations des explosions dans les galeries des mines peuvent causer de semblables phénomènes; et nous avons observé des enregistrements de groupes, avec de très petites périodes. Nous ne savons pas comment nous devons expliquer exactement ce phénomène, surtout cette forme de groupement que prennent les ondes. Il y a des maximums très prononcés et des pics.

SUR L'ORIGINE DES MICROSÉISMES

PIETRO CALOI

I. Dans l'étude des microséismes, on s'est limité généralement aux tempêtes associées à de grands cyclones, qui intéressent des surfaces étendues océaniques et continentales. A mon avis c'est là le chemin le moins facile pour arriver à des conclusions fondées.

Les grands cyclones sont presque toujours liés au déchaînement de forces de nature différente, comme les vents et le heurt des ondes de la mer. Les variations rapides de la pression, dans le cas des grands cyclones, ne sont jamais disjointes des deux autres causes de perturbation: le vent et la mer fortement agitée. Il est bien difficile de pouvoir distinguer dans ces cas, l'action d'une cause de celle d'une autre.

Je pense qu'il puisse être intéressant, à cet effet, de fixer son attention sur des tempêtes microséismiques, même petites, associées à de petits cyclones ou au simple transit de légers dérangements micro-bariques, intéressant des zones très limitées.

L'Adriatique du Nord est particulièrement appropriée pour ce genre de recherches, et surtout dans la zone comprise entre les côtes de la Vénétie et de l'Istrie. Cette étendue de mer est intéressée par les petites formations cycloniques qui de la Vallée du Po se déplacent vers les Balkans. Sur les côtes opposées sont en fonction d'excellentes stations d'observation, soit du point de vue météorologique que sismique et du point de vue de l'état de la mer. Les observatoires géophysiques du Magistère des Eaux et du Séminaire Patriarcal de Venise, comme celui de l'Institut Thalassologique et de l'Observatoire Géophysique de Trieste, sont particulièrement outillés à cet effet. Les causes principales auxquelles sont attribuées les microséismes et précisément les variations rapides de la pression, la mer agitée et le vent,

peuvent être enregistrées sur les côtes en regard de l'étendue de mer susdite.

Ceci constitue une condition nettement favorable pour l'étude des microséismes, qui peut bien difficilement être réalisée en d'autres situations.

J'ai recueilli beaucoup d'exemples de registrations de microséismes, obtenues à Trieste et à Venise, en diverses époques. De ces exemples, qui seront résumés dans une publication, plus détaillée, apparaissent nettement deux causes de microséismes dans la haute Adriatique: 1) le passage sur elle, de l'Ouest à l'Est, de rapides perturbations de la pression atmosphérique, liées ou non à des cyclones; 2) l'action sur le fond des systèmes de vagues, déterminés à la surface de la mer par le vent soufflant, pendant plusieurs heures, dans la même direction.

Arrêtons-nous un peu sur la première cause.

Dès 1936 j'ai pu démontrer qu'à Trieste, des mouvements microséismiques considérables, ayant des périodes de 2 à 3 secondes, étaient associés à la reprise brusque de la pression atmosphérique à Trieste même.

Dans la haute Adriatique, des microséismes ayant une ampleur sensible peuvent donc être associés à la phase positive d'un cyclone en transit ou, simplement, au passage des perturbations microbarométriques, se propageant de l'Ouest à l'Est avec une vitesse déterminée. Nous verrons de quelle façon cela peut se vérifier, à notre avis.

Je rappelle ici brièvement une théorie de PROUDMAN.

Si ω est la composante, dans le sens de la verticale, de la vitesse angulaire de rotation de la terre; g l'accélération de la force de gravité; h la profondeur de la mer en un point; t le temps; x et y les coordonnées cartésiennes en un point qui coïncide avec la surface tranquille de la mer; u et v les composantes du courant dans la direction x et y , en un point dans un temps bien déterminé; ζ l'élevation de la surface libre de la mer au-dessus du niveau moyen; $\bar{\zeta}$ la partie variable en hauteur qui correspond à la variation barométrique (« sea-water barometer »), l'équation de continuité peut s'écrire:

$$[1] \quad \frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) + \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0$$

et les équations dynamiques

$$[2] \quad \frac{\partial u}{\partial t} - 2\omega v = -g \frac{\partial}{\partial x} (\zeta - \bar{\zeta}); \quad \frac{\partial v}{\partial t} + 2\omega u = -g \frac{\partial}{\partial y} (\zeta - \bar{\zeta})$$

où

$$\omega = \Omega \sin \lambda,$$

si λ est la latitude de la mer considérée et Ω la vitesse angulaire de rotation de la terre autour de son axe.

Si ρ est la densité de l'eau, $-g\rho\zeta$ est la partie variable de la pression atmosphérique.

Considérons un canal ayant une profondeur uniforme h et soit $c = \sqrt{gh}$. On peut démontrer que les équations [1] et [2] sont vérifiées par chacun des groupes d'expressions suivants:

$$[3] \quad \left\{ \begin{array}{l} \zeta = 0, \quad v = 0 \\ \frac{\zeta}{c} = \pm \frac{u}{g} = e^{\mp 2\omega y/c} \cdot f(x \mp ct), \\ \frac{\zeta}{c^2} = e^{-2\omega y/V} F(x - Vt), \quad v = 0 \\ \frac{\zeta}{c^2} = \frac{u}{Vg} = \frac{1}{1 - \frac{c^2}{V^2}} e^{-2\omega y/V} \cdot F(x - Vt) \end{array} \right.$$

où V est une constante et $f(\dots)$, $F(\dots)$ représentent des fonctions quelconques de leurs arguments. De telles solutions représentent des perturbations qui se propagent avec une vitesse uniforme V , parallèle à l'axe des x .

La présence du facteur $1/(1 - V^2/c^2)$ dans [3] indique une très grande perturbation de l'eau, quand la perturbation atmosphérique se déplace avec une vitesse égale à celle qui est propre aux libres perturbations de l'eau.

Pour simplifier le développement, qui a un caractère purement qualitatif, faisons abstraction de la rotation de la terre (ce qui équi-

vaut à considérer un canal étroit ou bien un canal aux environs de l'équateur).

Supposons le canal clos à $x=0$ s'étendant indéfiniment dans la direction positive des x .

Nous devons avoir alors $u=0$ quand $x=0$, ce qui peut être assuré en combinant les [3] comme suit:

$$[4] \quad \left\{ \begin{array}{l} \zeta = F\left(t - \frac{x}{v}\right), \quad v = 0 \\ \zeta = \frac{1}{1 - \frac{V^2}{c^2}} \left\{ F\left(t - \frac{x}{V}\right) - \frac{V}{c} F\left(t - \frac{x}{c}\right) \right\} \\ \frac{c}{g} u = \frac{\frac{V}{c}}{1 - \frac{V^2}{c^2}} \left\{ F\left(t - \frac{x}{V}\right) - F\left(t - \frac{x}{c}\right) \right\}. \end{array} \right.$$

Quand $x=0$, nous avons:

$$\zeta = \frac{1}{1 + \frac{V}{c}} F(t)$$

de sorte que

$$[5] \quad \frac{\zeta}{\bar{\zeta}} = \frac{1}{1 + \frac{V}{c}}$$

La constante [5] est toujours inférieure à l'unité tant que V est positif, c'est à dire quand la perturbation atmosphérique passe le long du canal de l'extrémité fermée vers le large. *Mais elle peut prendre des valeurs très grandes quand V est négatif, c'est à dire quand la perturbation atmosphérique se meut vers l'extrémité fermée.* Dans ce cas, si en valeur absolue V et c coïncident, la [5] devient théoriquement infinie.

Je pourrais citer un grand nombre d'exemples sur la validité de cette loi, au moins en ce qui concerne le Golfe de Trieste, qui reproduit, avec suffisante approximation, le modèle théorique.

Je me limiterai à quelques-uns d'entre eux.

Considérons en premier lieu le cas de perturbations qui ne sont pas liées à des cyclones proprement dits. Durant l'après-midi du 5 avril 1932, un groupe de perturbations barométriques rapides se dé-

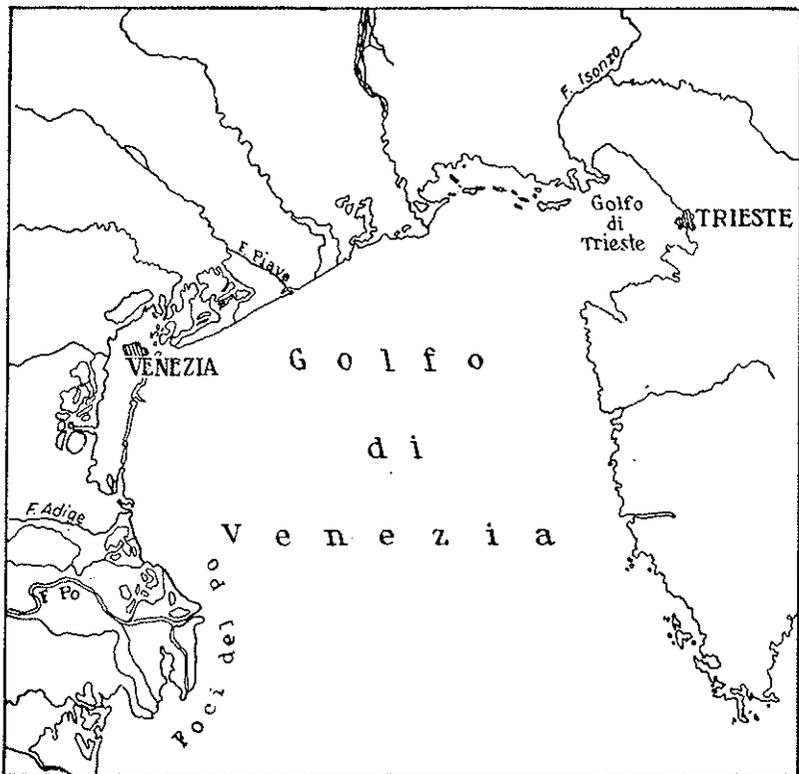


FIG. 1.

place sur la haute Adriatique, *de Venise à Trieste*, avec une vitesse de 50 Kms. à l'heure, égale environ à 14 mètres par seconde. Il faut remarquer que c'est là la vitesse des ondes libres de la haute Adriatique, qui de Venise à Trieste a justement une profondeur moyenne de 20 ms., qui correspond à la vitesse de 14 ms. par seconde environ. Pendant qu'à Venise il n'engendre pas d'oscillations appréciables, en arrivant à Trieste il provoque sur le niveau de l'eau une augmentation

immédiate de 40 cms. dans l'espace de 8 min. (fig. 2), suivi d'oscillations très rapides. Etant donné que le déplacement de la série de dérangements microbariques a lieu en sens inverse à celui selon lequel croissent les α , la condition [5] pour la résonance est vérifiée, ce

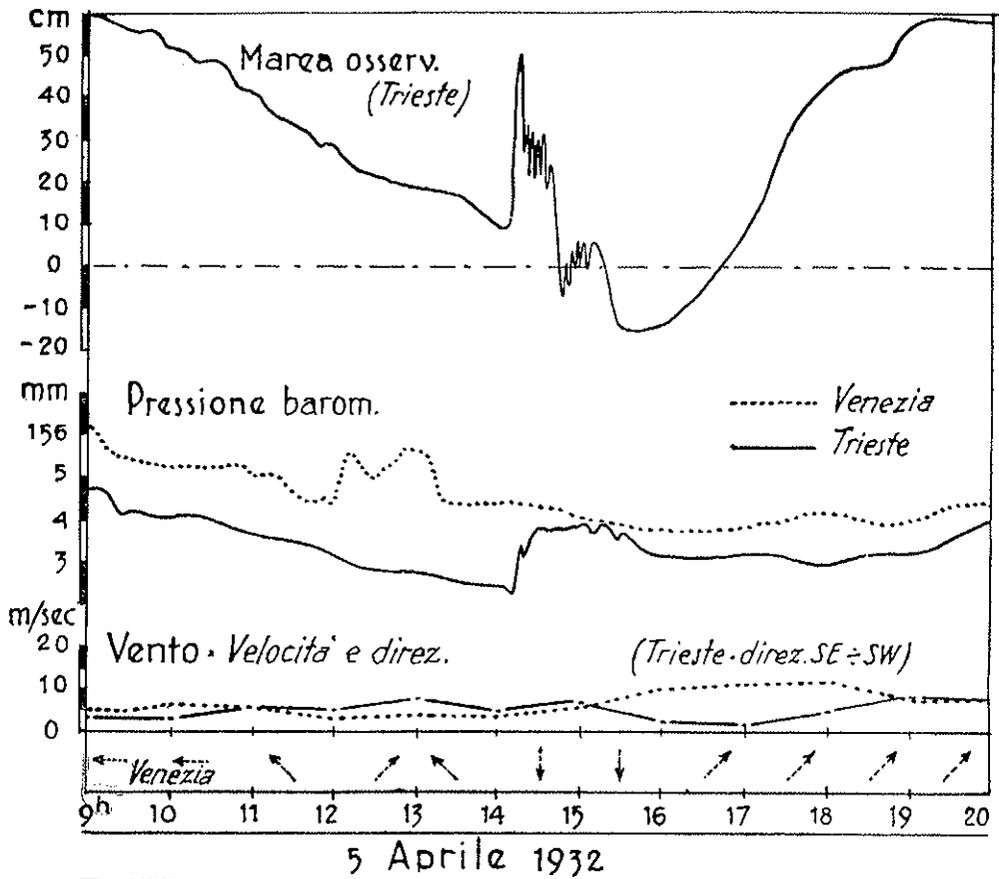


FIG. 2.

qui explique l'oscillation très ample qui a été déterminée dans le Golfe de Trieste à l'arrivée des fluctuations barométriques. Cet exemple remarquable s'est produit dans des conditions particulièrement favorables: la vitesse du vent était en effet complètement inefficace.

Un autre exemple très remarquable est constitué par les registrations du 22 août 1933.

Le passage sur Trieste d'oscillations de pressions légères et très rapides, provenant de la côte vénitienne, et ayant la vitesse habituelle, provoquait d'amples oscillations du niveau de la mer, ayant une période très rapide, où prédominaient au début des ondulations de 7 à 8 minutes. Ces ondulations étaient accompagnées et suivies par toute une série d'oscillations très rapides, comme le prouve la fig. 3. Il est très intéressant d'observer comment la mer y est maintenue en vibration rapide, ample et continue. Cette agitation a une *seule cause*: le passage des dérangements microbariques susdits, qui se propagent selon l'axe du Golfe, dans le sens contraire à celui selon lequel les distances de Trieste augmentent, avec une vitesse de l'ordre de celle des ondes libres de la mer qui se trouve au dessous. En effet le vent, de direction variable, eut une intensité négligeable avant, pendant et après le phénomène, qui n'a pu être en aucun cas influencé par lui.

Voyons comment procède le phénomène du point de vue des microséismes. Je me réfère à l'enregistrement de Venise.

Le passage du groupe de perturbations microbarométriques sur Venise, ne détermine là aucune agitation microséismique appréciable.

Comme le groupe de perturbations pervient sur le golfe de Trieste (16 h. 30 m. près), l'agitation microséismique à Venise devient brusquement sensible et se maintient avec une amplitude presque constante, en correspondance de l'agitation rapide — presque constante elle-même — déterminée dans la mer du Golfe de Trieste par le groupe de perturbations atmosphériques en passage. Vers 21 h. 20 m., en correspondance de la brusque reprise des perturbations atmosphériques rapides qui passent au-dessous de Trieste, l'agitation de la mer dans le golfe se renforce notablement: un renforcement analogue subit l'agitation microséismique à Venise.

Una parfaite correspondance de temps accompagne le surgir et l'augmenter des agitations marine et microséismique, causées comme immédiate et médiate conséquence du passage de dérangements microbariques, obéissant à la [5].

Constitue un exemple surprenant, d'intérêt à mon avis exceptionnel pour ce qui concerne l'origine des microséismes indiqués: la cause déterminante est ici individualisée et isolée sans possibilité

de fautes. Ce que, à mon avis et pour ce qui est à ma connaissance, constitue un fait nouveau, dont il ne faut pas en sous-évaluer l'importance.

J'aurais des dizaines d'autres exemples qui témoignent de la validité de la [5], mais je considère superflu de les citer.

Je dirai, par contre, que dans le cas du passage de cyclones obéissants à la loi citée plusieurs fois, l'augmentation d'énergie qui a lieu, détermine des oscillations de la mer beaucoup plus amples et, bien souvent, soulève la seiche fondamentale du Golfe ayant une période de 3,5 h. environ. Ici aussi je pourrais citer de nombreux exemples: je me limiterai à ceux du 13 octobre 1933 et du 16 octobre 1934. La brusque reprise de la pression sur le Golfe de Trieste, est accompagnée par toute une série de variations barométriques, y compris les plus rapides. Les plus lentes, comme il a été déjà dit, provoquent la seiche du Golfe et, sur la terre ferme, la variation de la verticale apparente, enregistrée par la composante E-O du photoséismographe « Alfani » sous la forme d'un éloignement et successif rapprochement des lignes. C'est aux plus rapides qu'il faut certainement attribuer les microséismes enregistrés dans ces occasions à Trieste et à Venise.

Considérons, en effet, l'exemple du 13 octobre 1933 à Trieste: c'est pendant la chute rapide de la mer à cause de la brusque reprise de la pression à Trieste, que l'on enregistre les microséismes les plus forts; c'est donc durant cette période que la transmission de l'énergie sur le fond atteint le maximum, étant liée aux dérangements microbariques de la pression en reprise.

La situation météorologique pendant les journées considérées est indiquée dans la fig. 4.

Pour le cas considéré manquent les enregistrements séismiques de Venise. De la fig. 4 résulte que la perturbation cyclonique passe sur Venise vers 10 h. A partir de cette heure, le noyau cyclonique procède au dessus de la mer vers Trieste. Une agitation très légère, à peine perceptible, ayant des périodes de l'ordre de 15,5 est enregistrée par les « Alfani » de Trieste. Vers 11 heures et demie, quand la perturbation est aux environs du Golfe de Trieste, l'agitation devient brusquement plus sensible et son amplitude croît toujours davantage et rejoint le maximum lorsque le noyau de la dépression est déjà passé

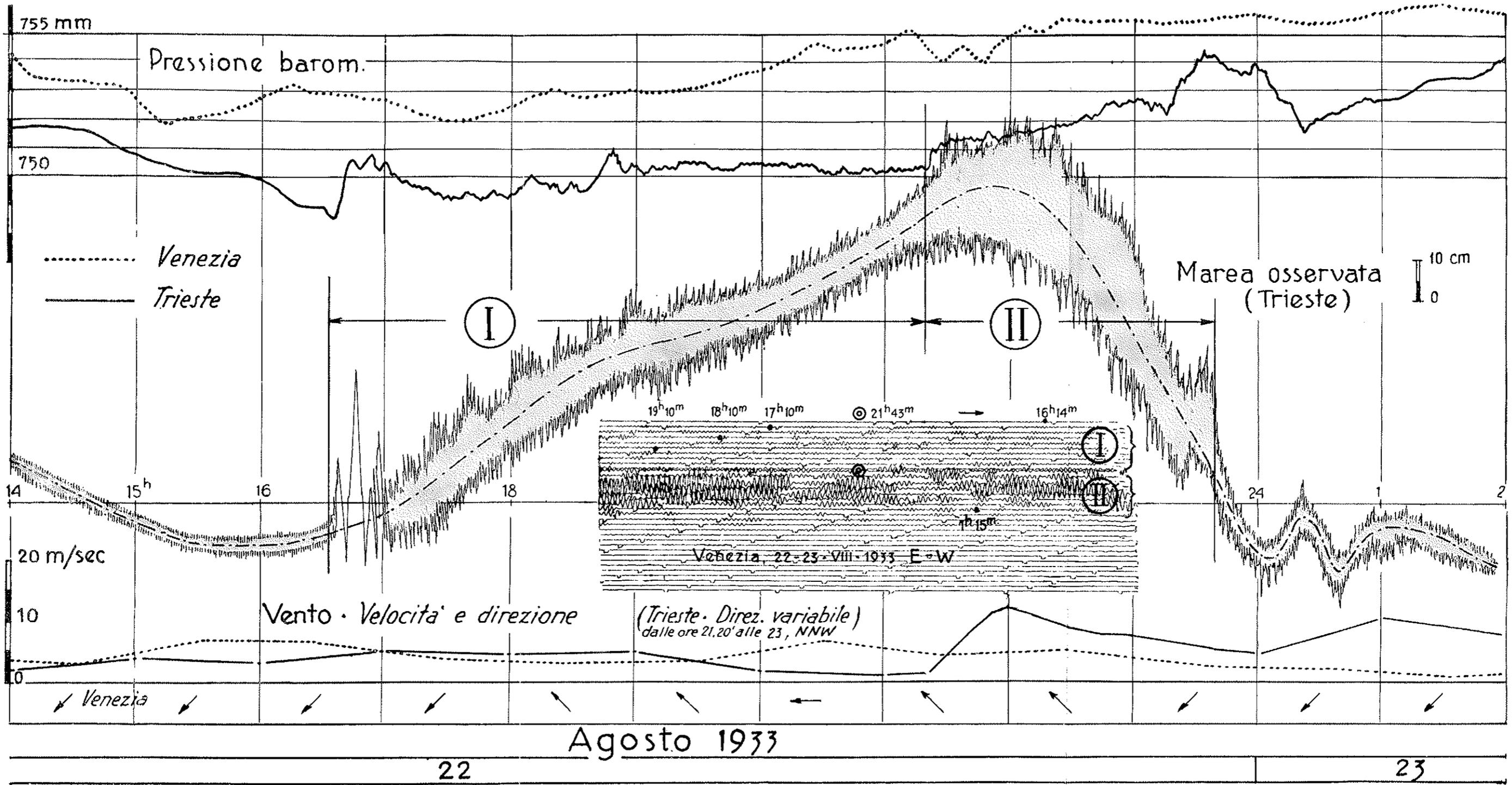


FIG. 3.

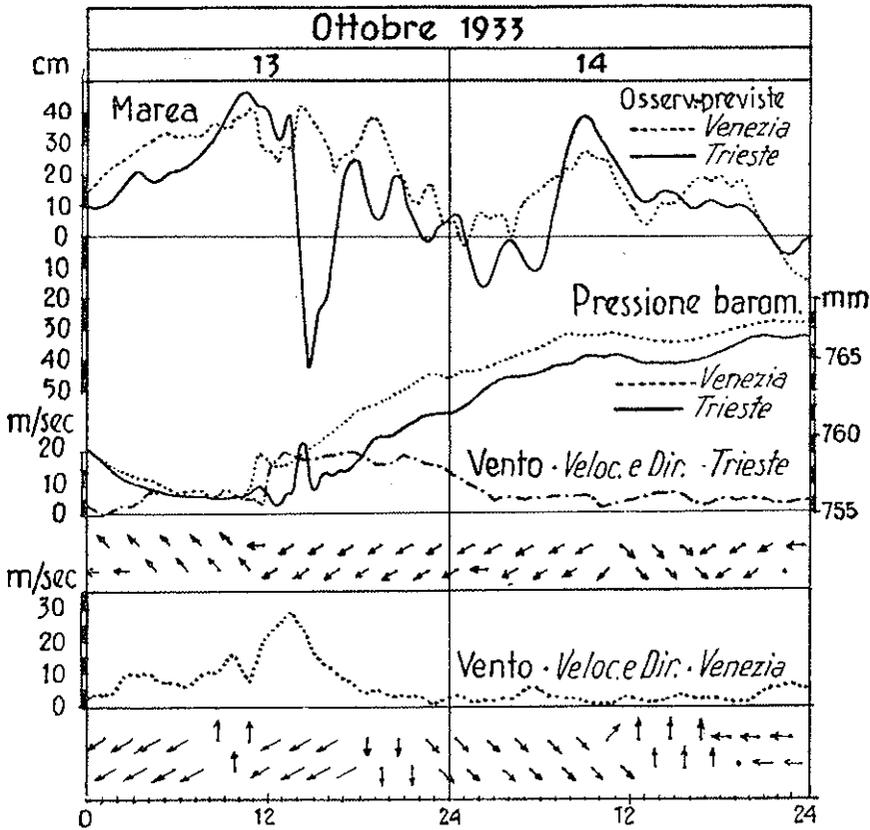


FIG. 4.

sur Trieste et la pression est en phase positive bien nette. L'agitation demeure ample jusque vers 16 heures. Il reste ensuite une agitation de fond qui dure longtemps, jusqu'aux premières heures du 15 Octobre.

15-16 octobre 1934. La fig. 5 fournit la variation de la pression à Venise et à Trieste, comme aussi l'intensité et la direction du vent à Trieste.

L'agitation microsismique surgit violente, et presque en même temps vers 3 h. 50, à Venise et à Trieste, coïncidant avec le passage du noyau cyclonique dans le Golfe de Trieste comme dans le cas précédent.

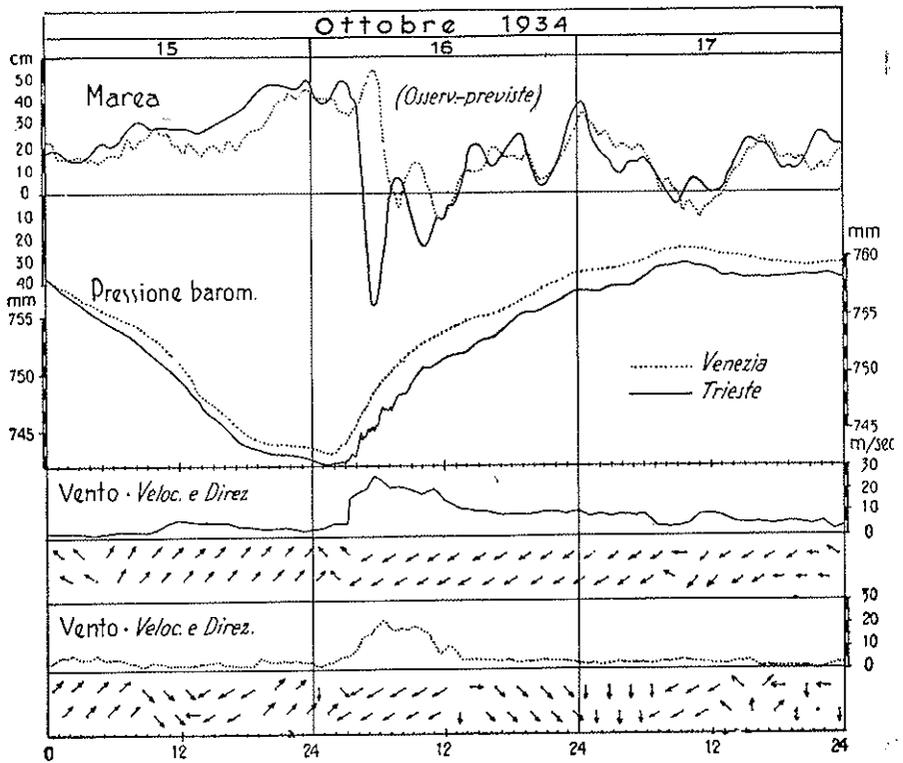


FIG. 5.

Il est à remarquer que le centre du cyclone est passé sur Venise vers 2 heures: à cette heure là commence à Venise la reprise du baromètre sans que cela provoque des microséismes appréciables. Ceux-ci commencent à être sensibles vers 3 heures 30, quand à Trieste aussi la pression devient rapidement croissante (fig. 6). Les maxima, soit à Venise qu'à Trieste, sont rejoints de 4 h. 45 à 5 h. 15 environ. La période qui au début était de 1,5-2 secondes environ, rejoint, au maximum de l'agitation, les 3 secondes.

Vers 3 h. 20 quand la pression reprend à augmenter à Trieste, le vent de E-N-E (la bora) s'élève brusquement avec une vitesse de 16 mètres par seconde environ; cette vitesse atteint le maximum de 25 mètres par seconde environ vers 5 h. 45, quand l'agitation microséis-

mique a déjà *dépassé* son maximum d'activité; la « bora » continue à souffler à une vitesse variant entre 25 et 20 mètres par seconde jusqu'après 12 heures du 16 octobre, avec une agitation microsismique beaucoup plus atténuée. Le maximum de l'agitation microsismique a lieu quand la « bora » a une vitesse moyenne de 20 mètres par seconde environ. Le vent *n'est donc pas* la cause *prédominante* dans la formation des microsismes considérés.

Que la cause prédominante dans la formation des microsismes enregistrés à Trieste et à Venise, pendant la brusque reprise de la pression à Trieste dans les cas reportés du 13 octobre 1933 et du 16 octobre 1934 soit l'action sur le fond de la mer, mis en agitation rapide par les rapides variations de la pression barométrique en reprise et non l'analogie action du vent de E-N-E (« bora »), peut être prouvé aussi par une autre voie.

Le vent soufflant d'E-N-E sur la haute Adriatique dans les cas cités avait une vitesse de 20 m/sec environ. Le vent de la même direction et de la même vitesse, soufflant en absence des particulières conditions de pression constatées dans les cas cités, détermine à Trieste une agitation microsismique de l'ordre de celle reportée dans la fig. 8.

D'une manière analogue à Venise. Voyons par exemple les enregistrements du 24-25 Janvier 1933.

La haute Adriatique est un régime de haute pression (de 763 à 766 mms.), la mer est agitée par la « bora », dont la vitesse varie à Venise entre 24 et 48 Kms à l'heure. A Trieste aussi la « bora » souffle pendant tous les deux jours, à une vitesse variable entre 15 et 25 ms. par seconde, et pour quelque intervalle rejoint des valeurs entre 5 et 10 ms. par seconde.

L'agitation microsismique à Venise, malgré la violence du vent, reste légère durant toute la journée (fig. 9), *et conserve une allure uniforme, sans les battements caractéristiques qui ont lieu à l'occasion du passage de noyaux cycloniques ayant une tendance positive* ($T = 3s$).

Nous avons ici un exemple très clair d'une agitation liée au vent (à Venise, pression uniforme; à Trieste, très agitée, comme toujours quand souffle la « bora »): l'agitation est elle due à l'action des vagues sur le littoral de la Vénétie ou bien à l'action sur le fond du mouvement onduleux rythmique?

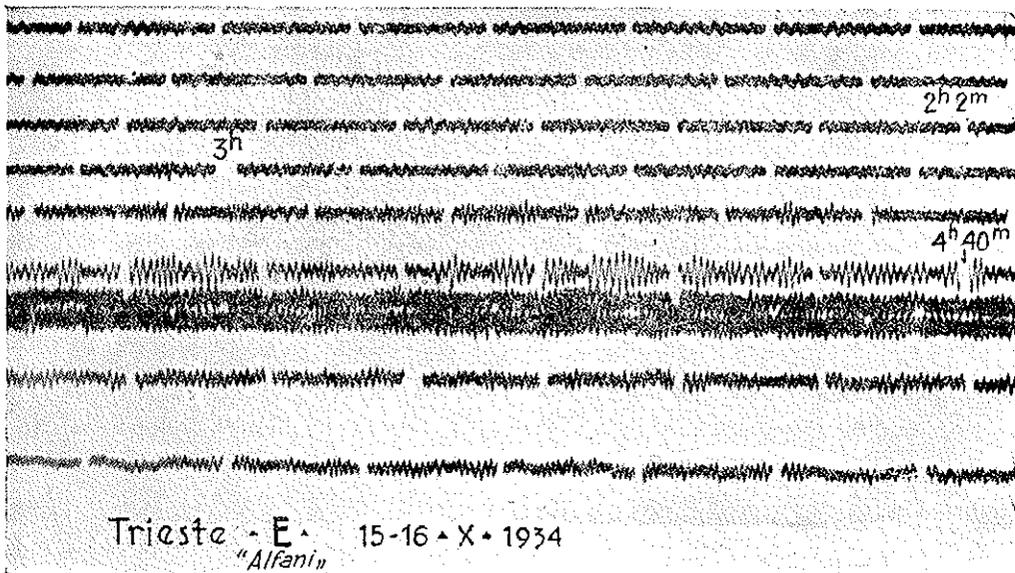


FIG. 6.

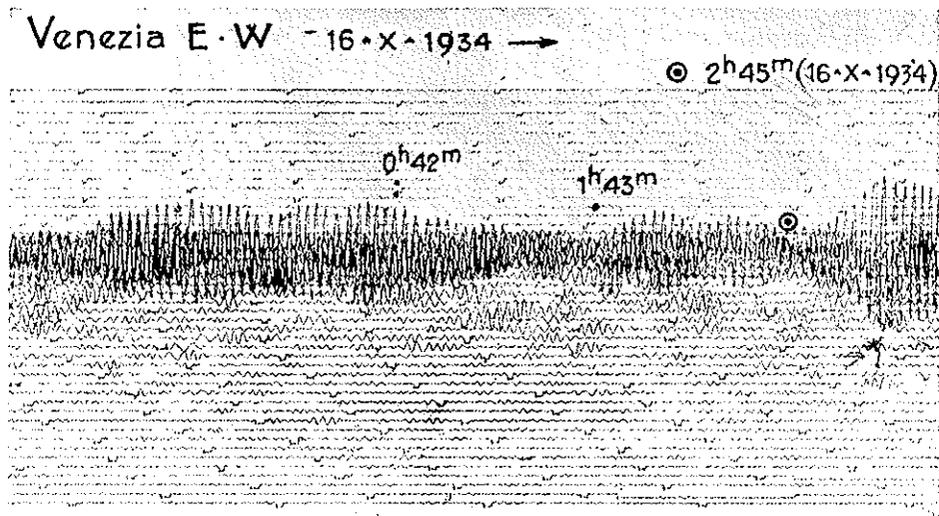


FIG. 7.

En dehors d'autres considérations, on doit observer, à cet égard, que dans les environs de la côte de la Vénétie le fond de la mer a une pente extrêmement douce, ce qui rend tout à fait improbable une action dynamique des vagues, suffisant à déterminer des

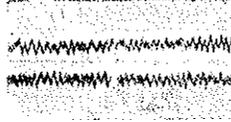


FIG. 8.

microséismes appréciables. En effet l'onde vient graduellement bridée dans son chemin vers la côte et son énergie graduellement dispersée par frottement sur le fond.

Les systèmes rythmiques des vagues de la haute mer, déterminés par le vent soufflant dans la même direction, avec une vitesse pres-

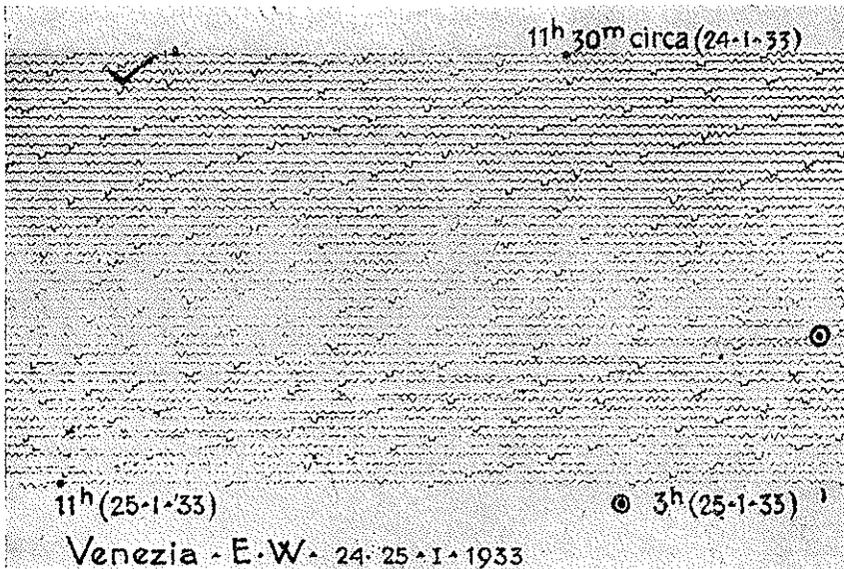


FIG. 9.

que constante, peuvent au contraire causer sur le fond, en des conditions spéciales, des variations rythmiques de pression, auxquelles les microséismes peuvent être attribués.

Un autre exemple de microséismes liés au passage sur le Golfe de Trieste de rapides dérangements atmosphériques est ce qui se vérifié le 4 Septembre 1931 (fig. 10).

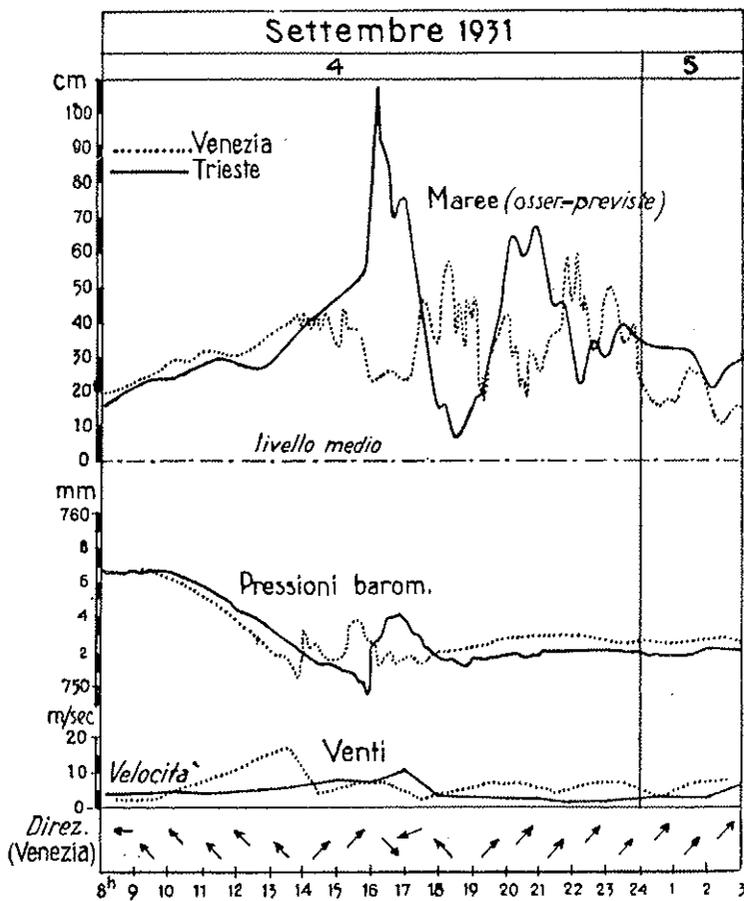


FIG. 10.

Cet exemple est une démonstration très claire de la validité générale de la [5], pour ce qui concerne l'agitation de la mer, déterminée par de perturbations atmosphériques en transit. Les conditions par elle demandées sont strictement vérifiées pour ce qui regarde la

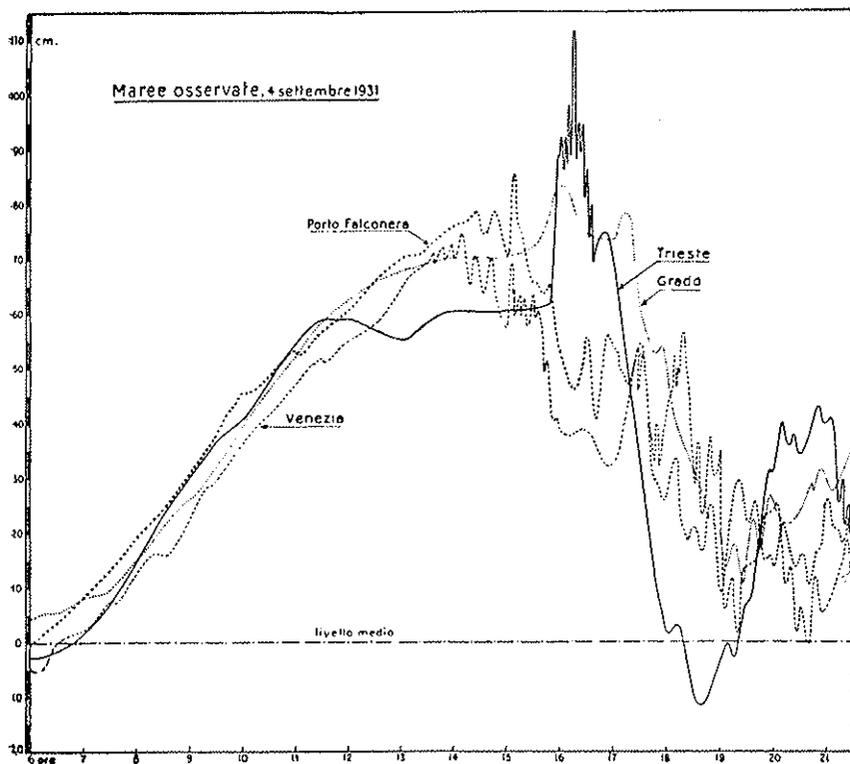


FIG. 11.

direction et la vitesse du passage du noyau perturbant. Comme l'éprouve la fig. 11, le noyau cyclonique passant sur Venise, Porto Falconera et Grado, dans sa marche de W vers E, ne provoque que de petites perturbations dans le niveau de la mer. A Trieste, au contraire, le niveau de la mer — en conformité de la [5] — subit un brusque saut positif de bien 50 cms. (figs. 11 et 12).

Le saut net positif correspond à la rapide élongation négative, avec laquelle commence le groupe de perturbations atmosphériques.

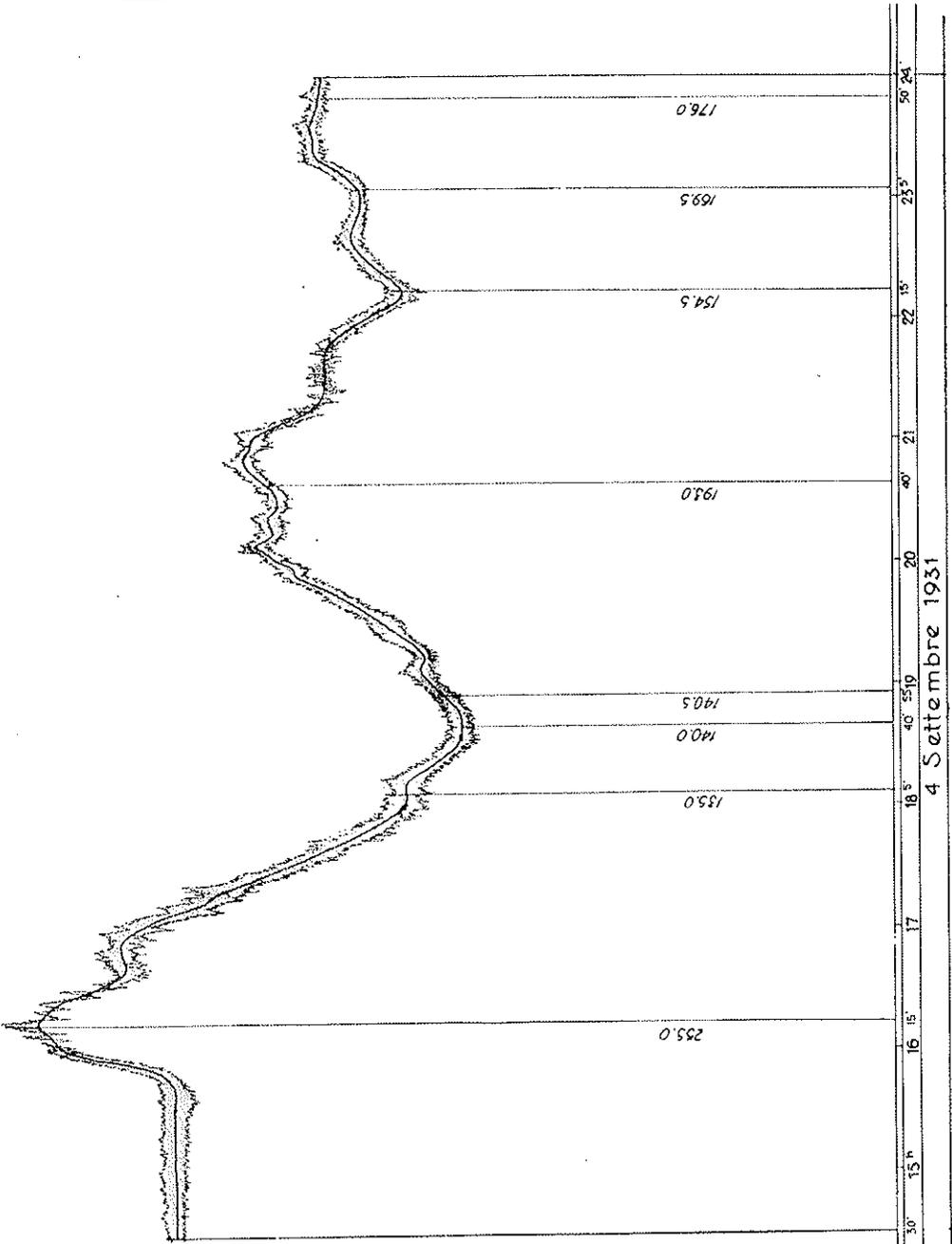


FIG. 12.

L'existence, parmi ces dernières, de toute une gamme d'oscillations, des plus lentes aux plus rapides, cause sur la mer des oscillations les plus diverses: de celes plus longues (seiche fondamentale du Golfe de Trieste) à celes plus rapides, auxquelles sont justement liés les microséismes enregistrés à Venise. Les légers microséismes en cours de

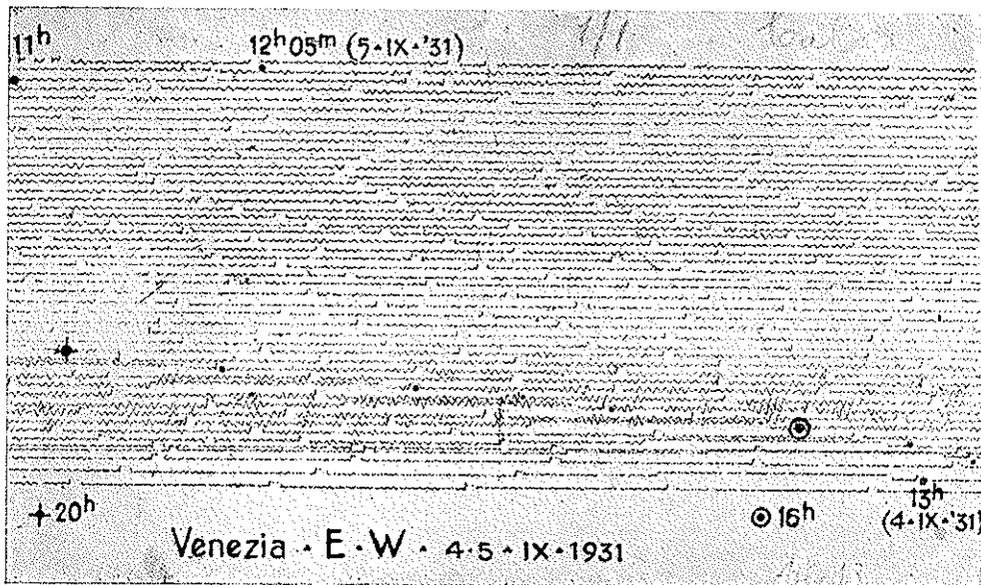


FIG. 13.

registration à Venise, à partir de 14 h. environ, deviennent en effet à 16 h. environ très amples, lorsque le noyau de perturbations atteint le Golfe de Trieste (fig. 13).

Cette fois encore le vent manquait ne soufflant presque pas à Venise ni à Trieste. La cause principale, bien délimitée et isolée, est donc le transit d'un groupe de perturbations de la pression atmosphérique, selon le modèle qui rend la [5] théoriquement infinie.

Dans ce cas encore, les perturbations atmosphériques, liées à la création des microséismes, étaient associées à pression en phase stationnaire.

Une autre observation à propos de l'exemple cité. Comme il arrive habituellement, les microséismes enregistrés à Venise, viennent enregistrés même à Padoue.

Dans l'exemple cité, à Padoue vers 13 h. 23 m., en correspondance de violentes rafales de vent local, on observe une soudaine augmentation de l'agitation microséismique sur tous les appareils « Vicentini » de la station (un appareil ayant une période de 2 sec. environ; l'autre une période de 5 sec. environ: tous les deux étant peu amortis). Sur l'appareil à courte période, l'agitation a une période de 2,5-3,0 sec., tandis que sur l'autre appareil la période de l'agitation est de l'ordre de la période instrumentale. Elle cesse au cesser du vent.

Peu après les 16 h., même à Padoue l'agitation microséismique régulière a un renfort soudain et rejoint, sur l'appareil à courte période, des amplitudes notables de l'ordre de 9-10 mm. de 16 h. 45 à 18 h. La période de l'agitation est de 2,3 sec. environ *sur tous les appareils* — comme à Venise —: les microséismes sont donc effectivement de provenance adriatique et pas dûs, comme ceux enregistrés de 13 h. 23 à 13 h. 45, à l'action du vent, se manifestant aussi directement sur les appareils, qui réagissent donc avec *leur* période.

Ici aussi la cause des microséismes réguliers, d'amplitude notable, est strictement liée au transit du noyau de rapides variations de pression sur le Golfe de Trieste.

Un exemple caractéristique de la validité générale de la [5] est fourni par le régime cyclonique existant dans l'Italie du Nord et dans la haute Adriatique dans les jours du 21 au 24 Décembre 1938 (figs. de 14 à 20).

La légère agitation microséismique enregistrée le 21 et le 22 Décembre à Venise et à Trieste est probablement en relation avec la phase positive de la pression sur la haute Adriatique. Comme la pression se nivèle, l'agitation vient à manquer. Vers le 20 heures, la pression en baisse à Venise témoigne de l'avancement d'un noyau cyclonique dans la haute Adriatique.

L'agitation est toujours presque nulle pendant la première phase de descente du baromètre: elle commence à se faire sensible au contraire vers deux heures, avec le surgir et le progressif renforcement du vent de E-N-E à Venise (figs. 21, 22, 23) et à Trieste (fig. 24).

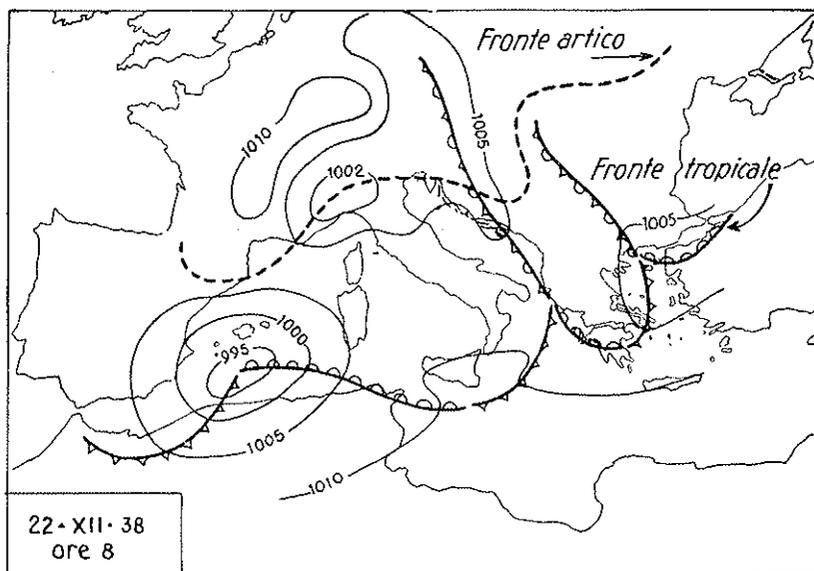


FIG. 14.

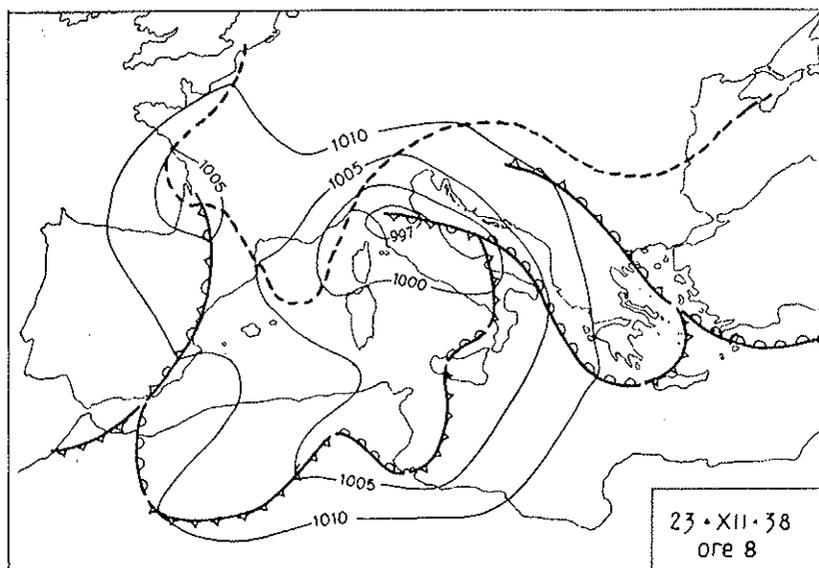


FIG. 15

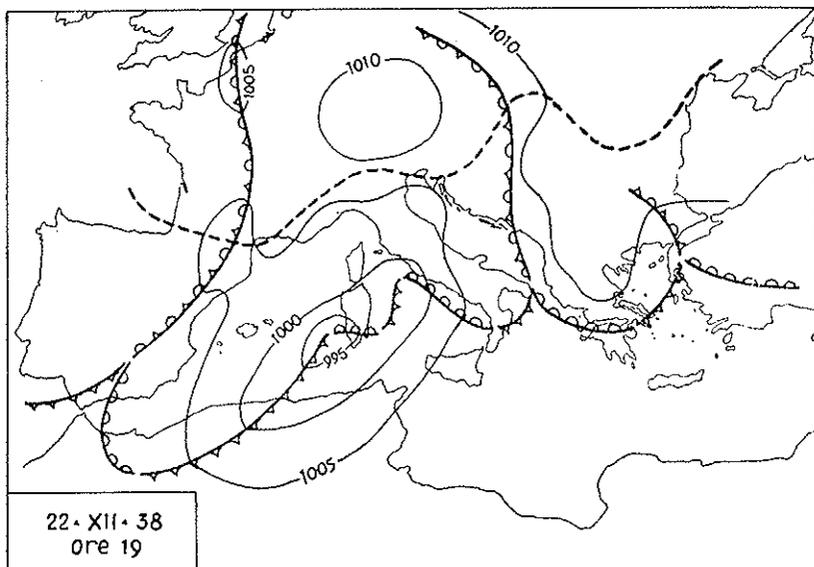


FIG. 16

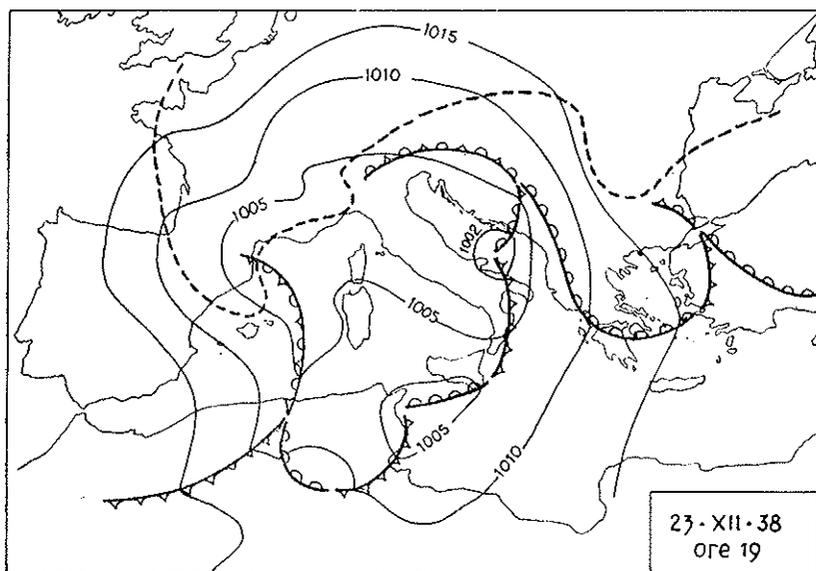


FIG. 17

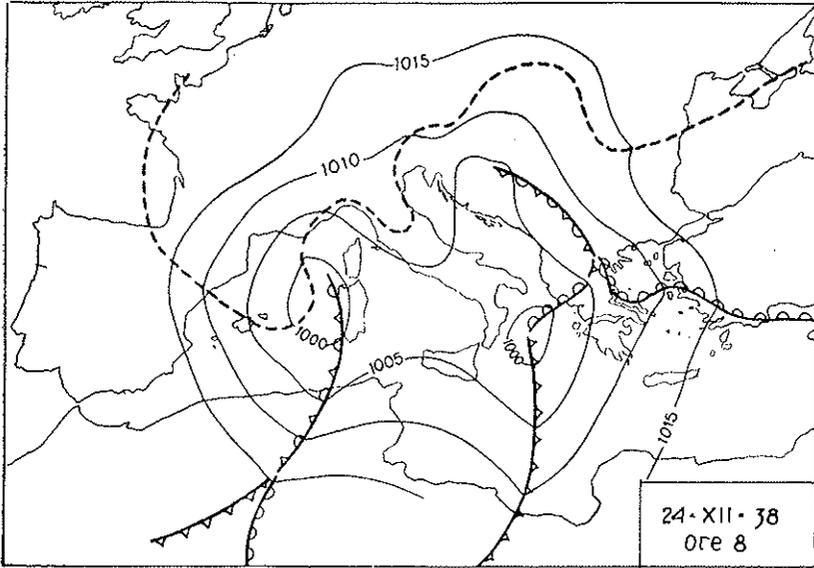


FIG. 18

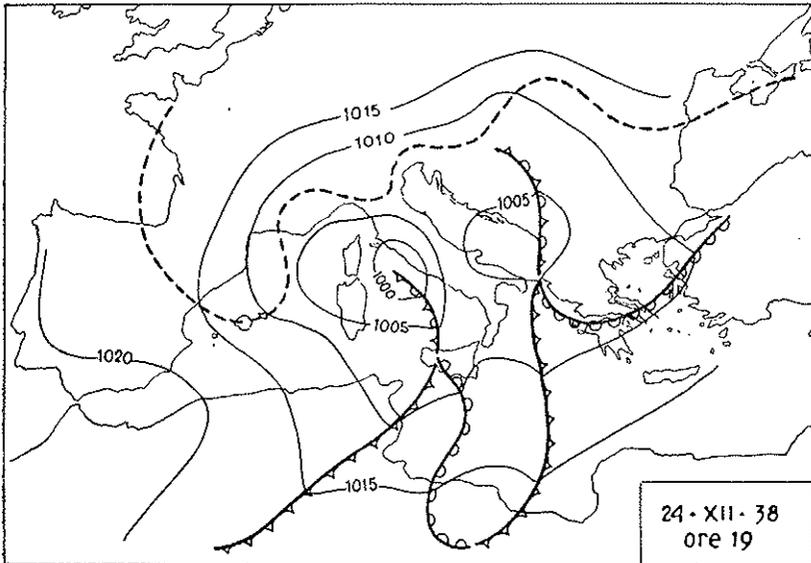


FIG. 19.

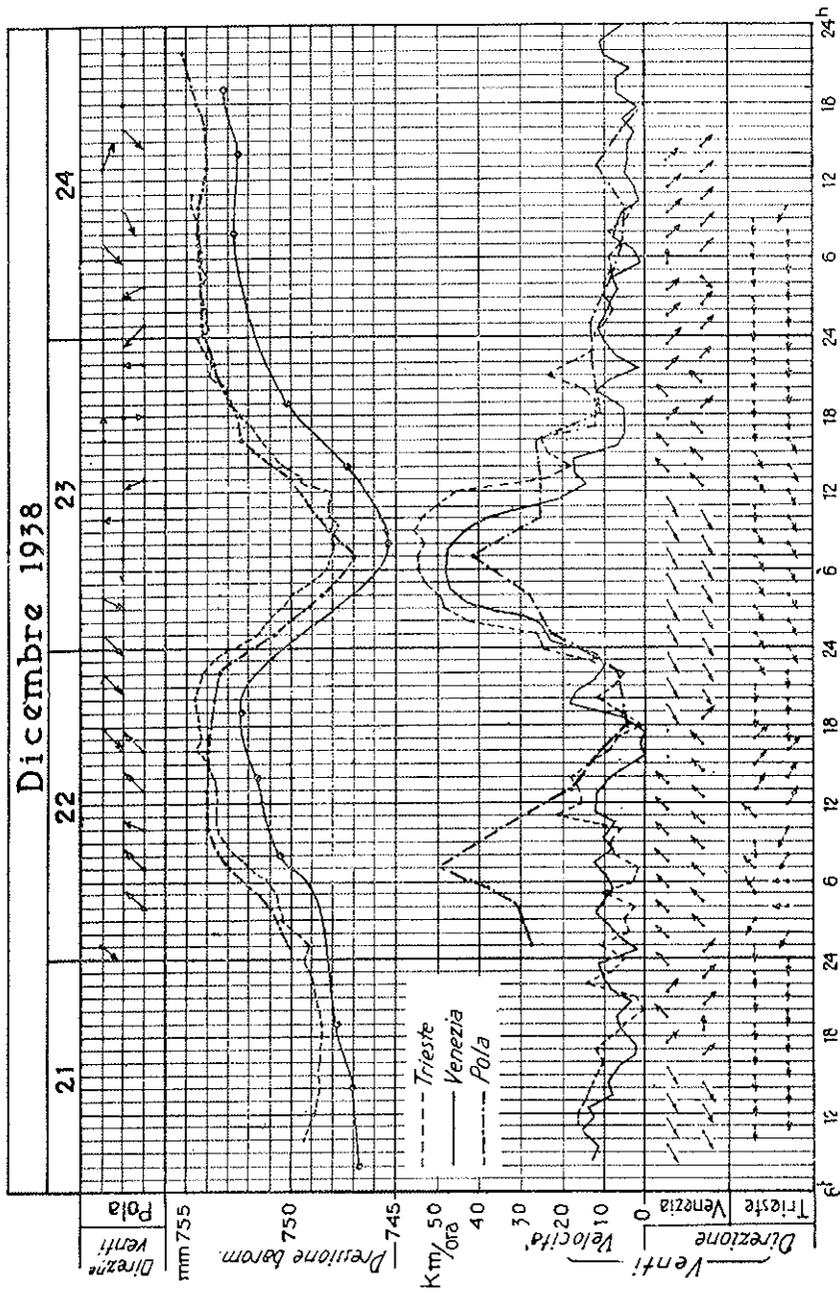


FIG. 20.

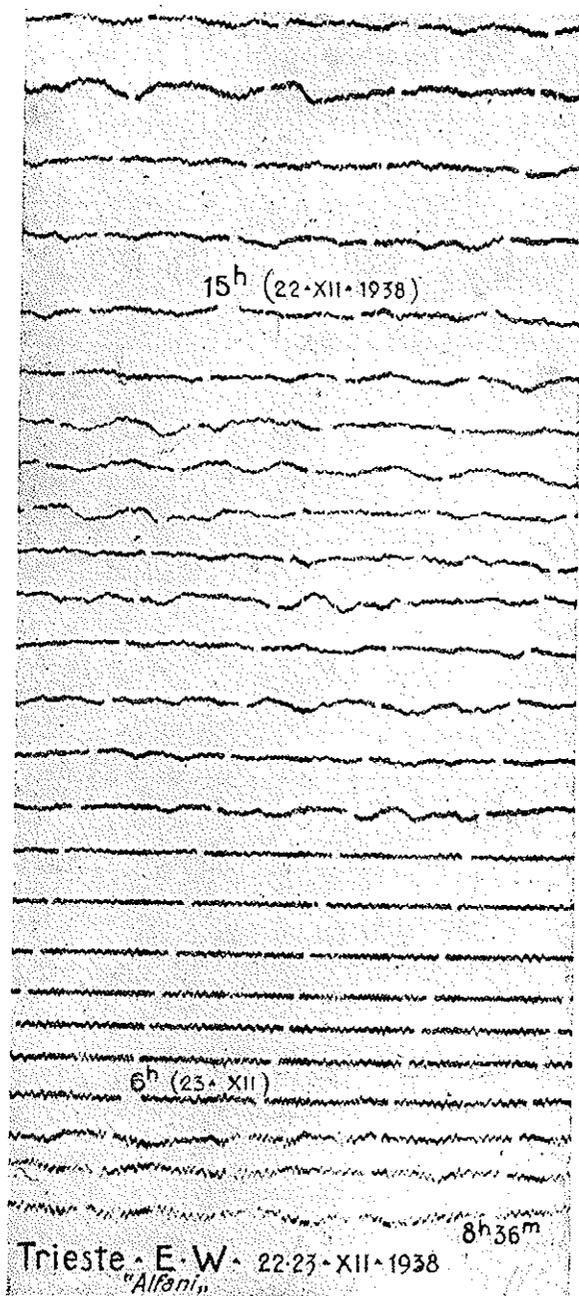


FIG. 21.

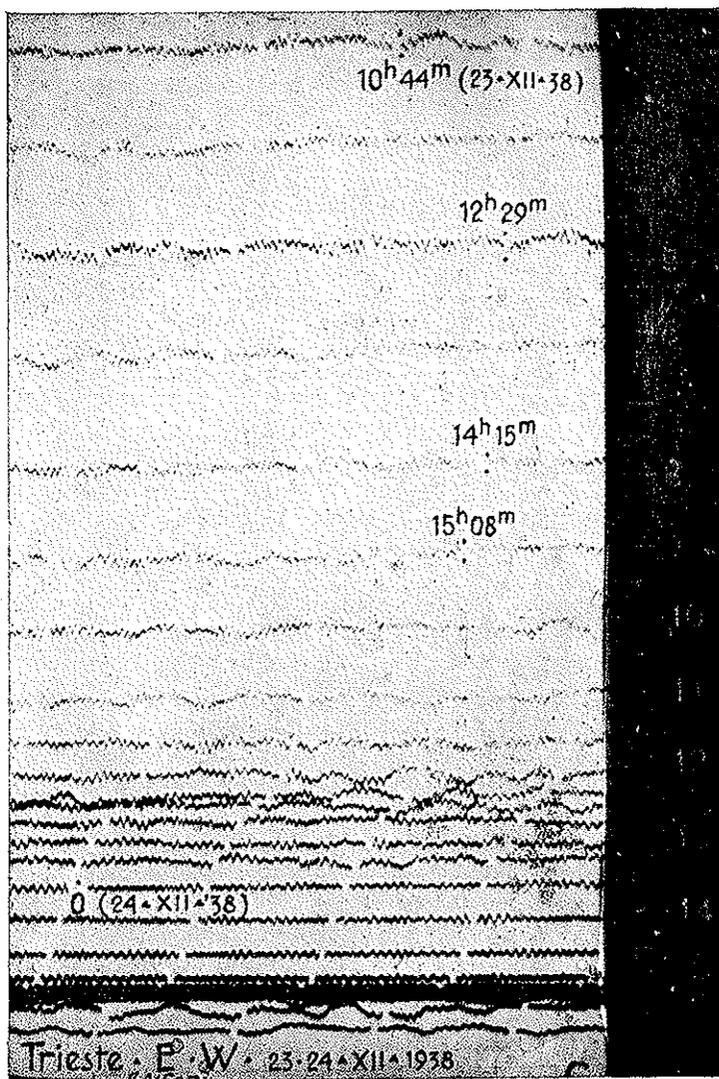


FIG. 22.

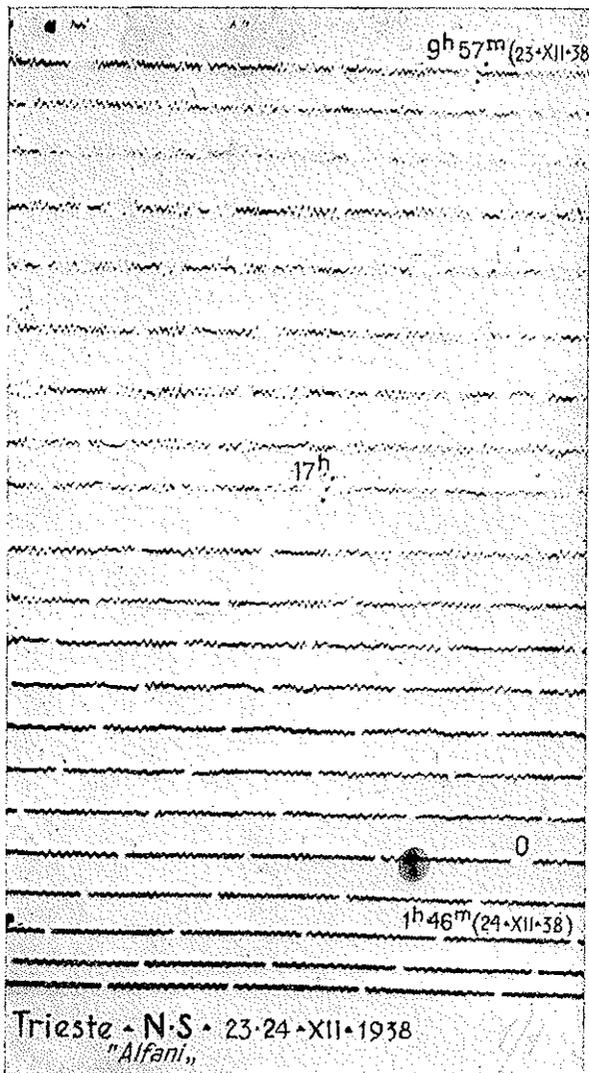


FIG. 23.

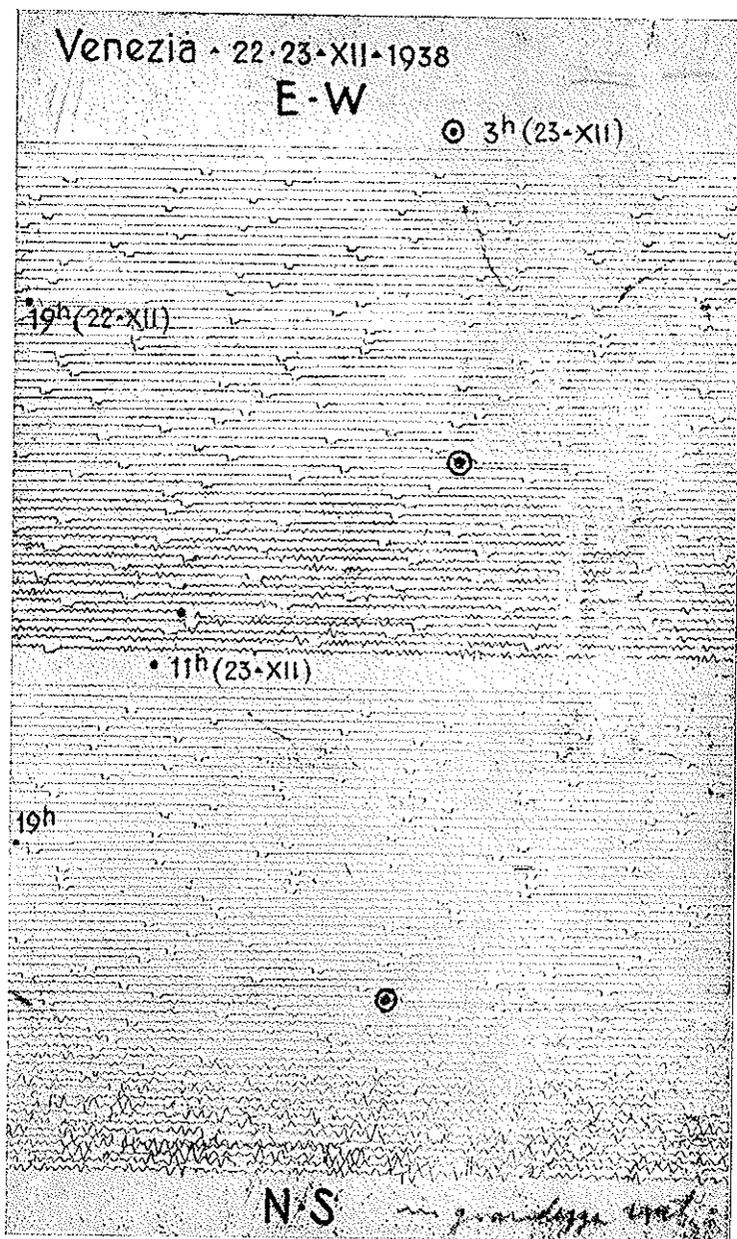


FIG. 24.

La pression continue à décroître jusqu'à 8 heures (à Venise); néanmoins l'agitation devient toujours plus sensible, présentant un sûr lien avec l'augmentation de l'intensité du vent, toujours dans la même direction. Voilà un autre exemple d'agitation microséismique, liée au souffler du vent dans la même direction, avec une vitesse presque constante.

Vers 9 heures le vent commence de diminuer de vitesse, qui de 12 à 13 heures se réduit à seul 20 Kms/heure; à cette heure là, la direction est changée et variable. *Malgré cela, soit à Trieste qu'à Venise, l'agitation microséismique croît encore d'intensité: ceci est en relation étroite avec la reprise de la pression, caractérisée par des variations rapides de la pression montante, en passage sur la haute Adriatique, ainsi de satisfaire à la [5].*

Vers 20 heures, avec le nivellement de la pression, cesse pratiquement toute agitation microséismique. Dans ce cas, le phénomène s'explique plus avec la [3] qu'avec la [5]: le cyclone en effet est passé au sud du golfe de Trieste, comme il est démontré par la formation manquée de la seiche fondamentale du golfe.

La registration du 3 Décembre 1935 a un intérêt à part.

Les microséismes en registrés ne furent pas amples ni à Trieste (fig. 25) ni à Venise (fig. 26). Il s'agit cette fois d'un cyclone de sensible profondeur, qui suit le trajet habituel W-E (fig. 27). Le fait que les microséismes ne resultent pas d'une amplitude comparable à celle eue à l'occasion du passage des cyclones même notablement moins profonds, est peut-être due à la vitesse de passage, dans le cas actuel sensiblement plus grande que celle des ondes libres de la mer située comme généralement il arrive, dans cet exemple les microséismes quoique très faibles, commencent à Venise *avant* que le centre du cyclone touche la mer et deviennent sensibles à peine le fond de la dépression commence son trajet sur la mer, pour se renforcer à mesure que la dépression s'approche à l'autre rivage et commencent à agir les noyaux à tendance positive.

Par conséquent, *dans le cas des dépressions particulièrement profondes, on peut avoir des microséismes aussi au dehors de la condition $V/c = -1$, même si le centre du cyclone n'a pas encore rejoint la mer.* En ce cas là cependant les microséismes sont très faibles, spécialement si le cyclone est encore sur terre ferme.

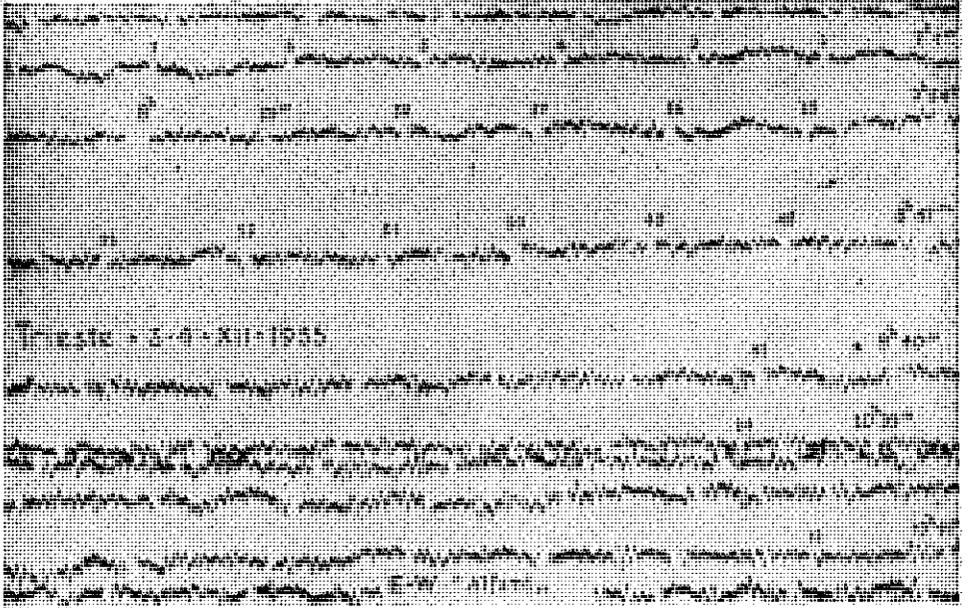


FIG. 25.

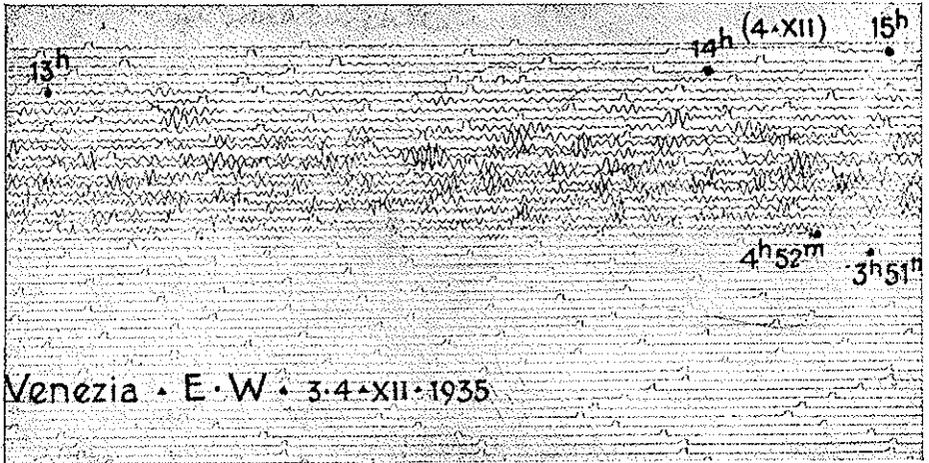


FIG. 26.

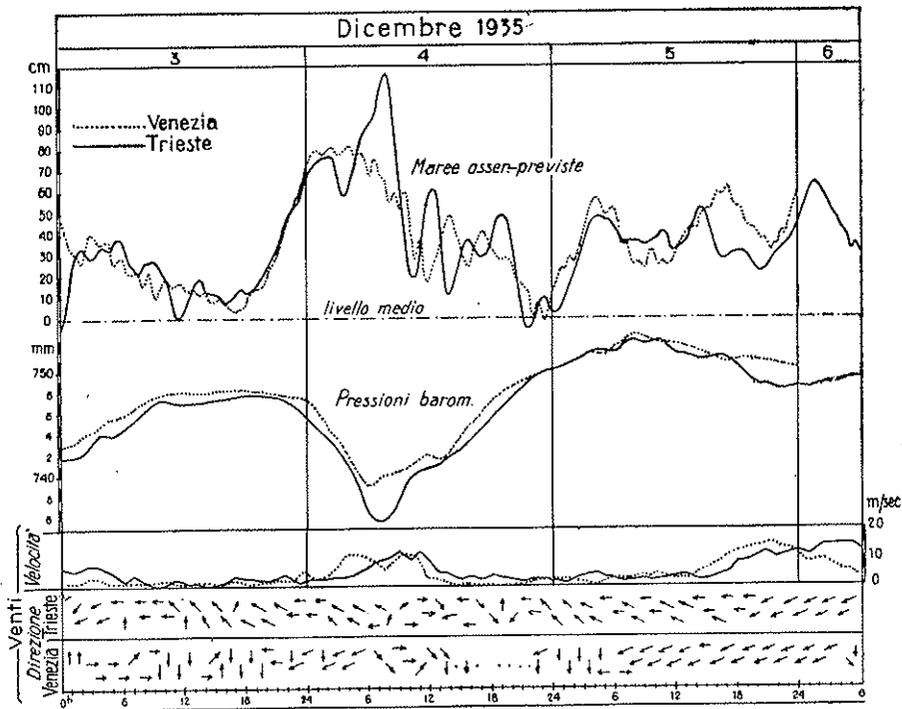


FIG. 27.

Pas toujours les noyaux de perturbation traversent la haute Adriatique, même suivant le trajet de l'Ouest à l'Est en manière de satisfaire approximativement à la condition $V/c = -1$ dans la [5], engendrent de microséismes appréciables. Ceci dépend du fait que pas dans tous les noyaux perturbants existent des variations rapides, capables de troubler la mer et produire de microséismes.

Voilà un exemple. Le 26 Septembre 1936 passe sur la haute Adriatique une onde de pression avec une période de 3 h. environ. Après avoir touché Venise à 15 heures environ, la dite oscillation parvient à Trieste à 18,4 heures environ, ayant traversé la haute Adriatique à la vitesse de 48 Km/heure environ. Dans le golfe de Trieste cette onde cause la formation d'un ample seiche fondamentale (fig. 28), la direction et la vitesse de propagation ayant été conforme

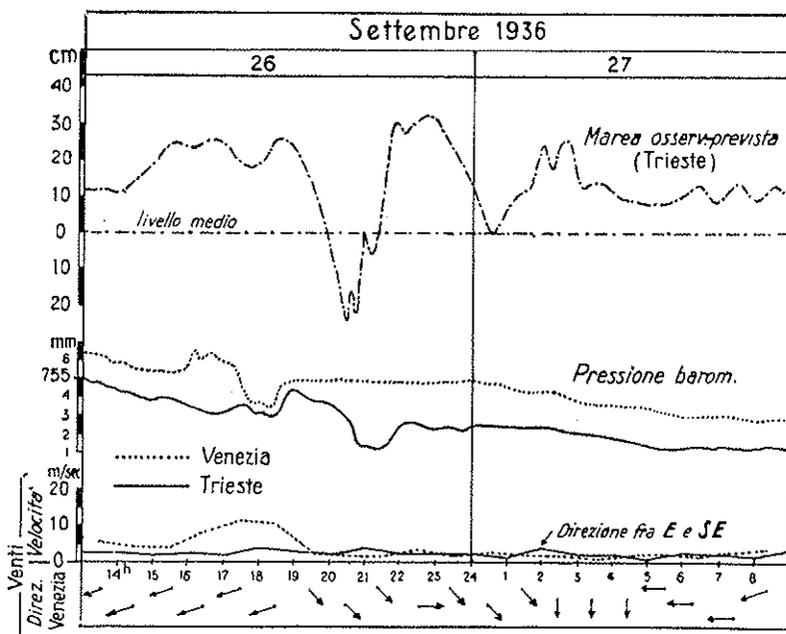


FIG. 28.

à la relation $V/c = -1$. Comme le prouvent les barogrammes obtenus à Venise et à Trieste, l'onde barométrique en question se présente sans accidentalité, ce que témoigne de l'exigüité des rapides variations de pression superposées. De telles variations cependant ne doivent pas être complètement absentes; en effet, lorsque la perturbation arrive sur le golfe de Trieste, une très faible agitation micro-sismique est enregistrée, en même temps qu'à Trieste et à Venise (figs. 29, 30, 31), ce qui constitue un autre témoignage de la validité de la [5], dans le cas $V/c = -1$, même pour des rapides perturbations de très petite entité. Il est intéressant d'observer qu'une telle très faible agitation a une période de 1,5 sec environ. Nous verrons comment peut être expliquée la variation de la période pour les micro-sismes intéressants la haute Adriatique.

L'exemple du 26-27 Novembre 1933 est intéressant parce que fourni, *séparés*, de micro-sismes dus au vent (« bora ») et au passage

de rapides dérangements microbarométriques — liés à la pression en phase montante — obeissants à la relation $V/c = -1$.

Comme il résulte de la fig. 32 — qui synthétise la situation météorologique à Trieste et à Venise — et des figs. 33, 34, 35, les microséismes enregistrés à Venise et à Trieste de 12 heures aux 24 heures sont causés par l'action du vent sur la mer et dans le cas de Trieste, même

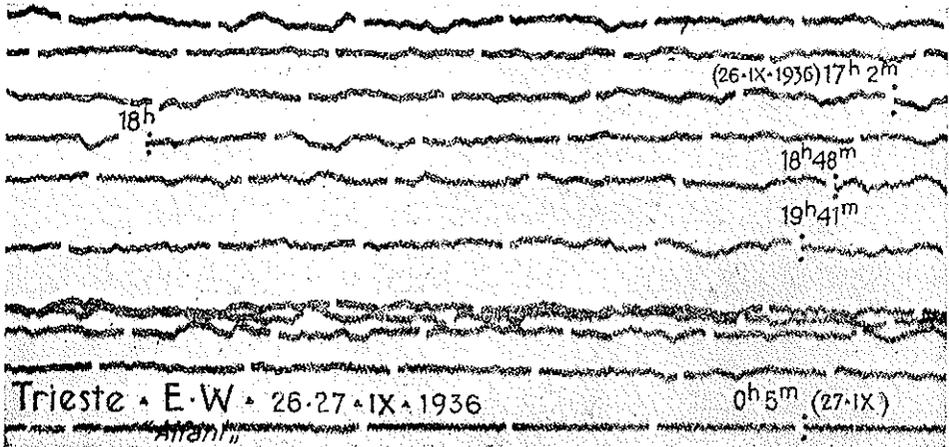


FIG. 20.

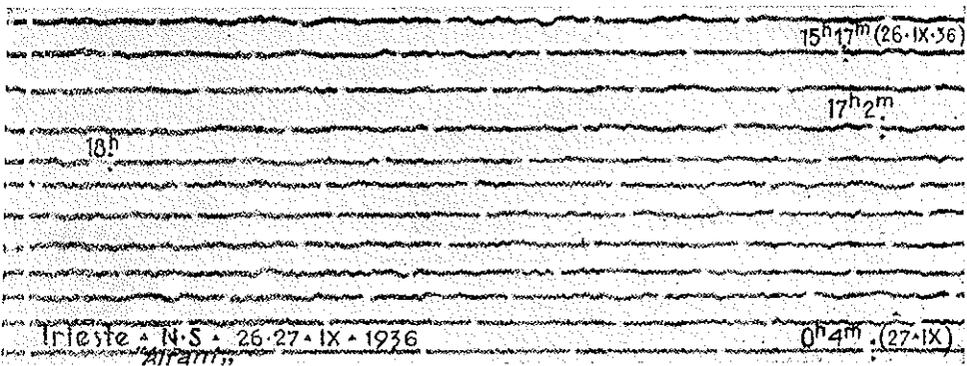


FIG. 30.

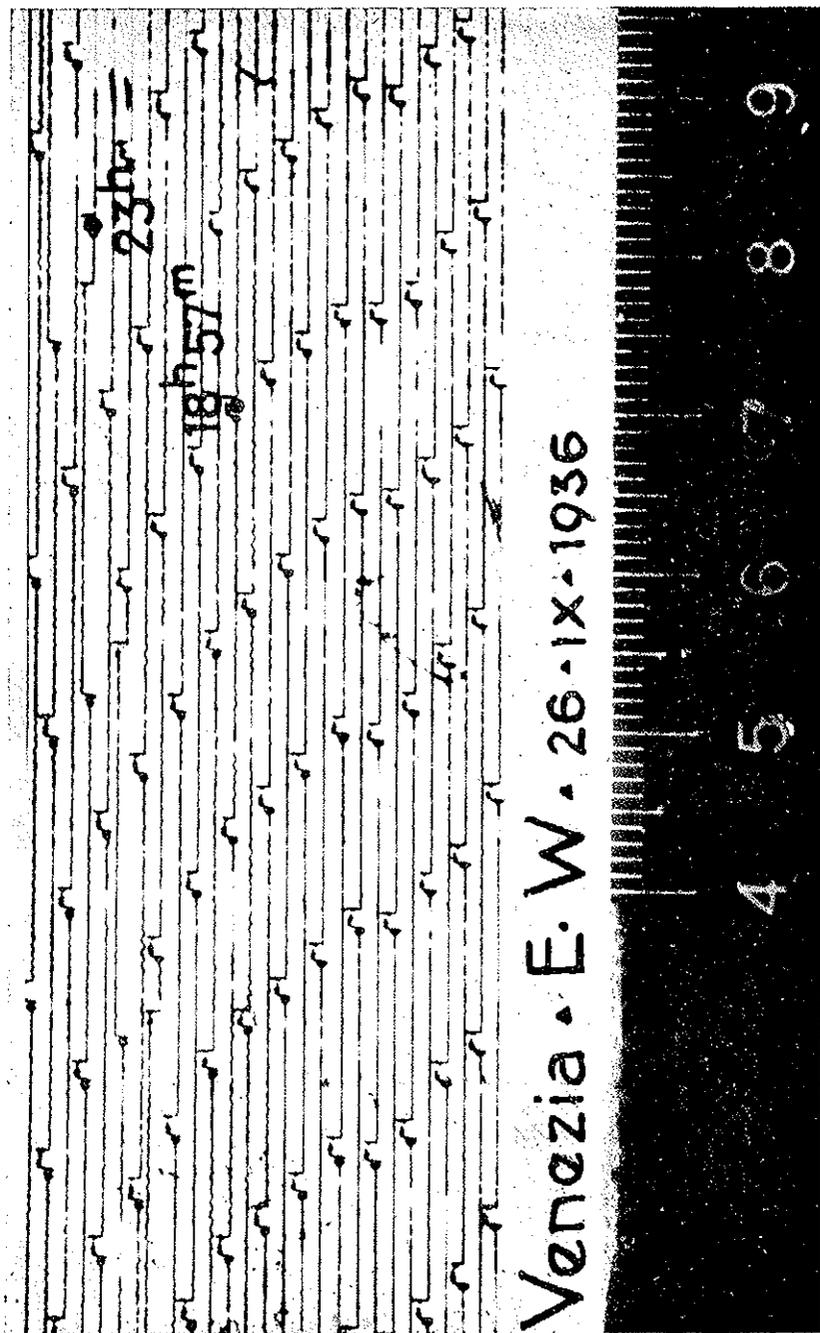


Fig. 31.

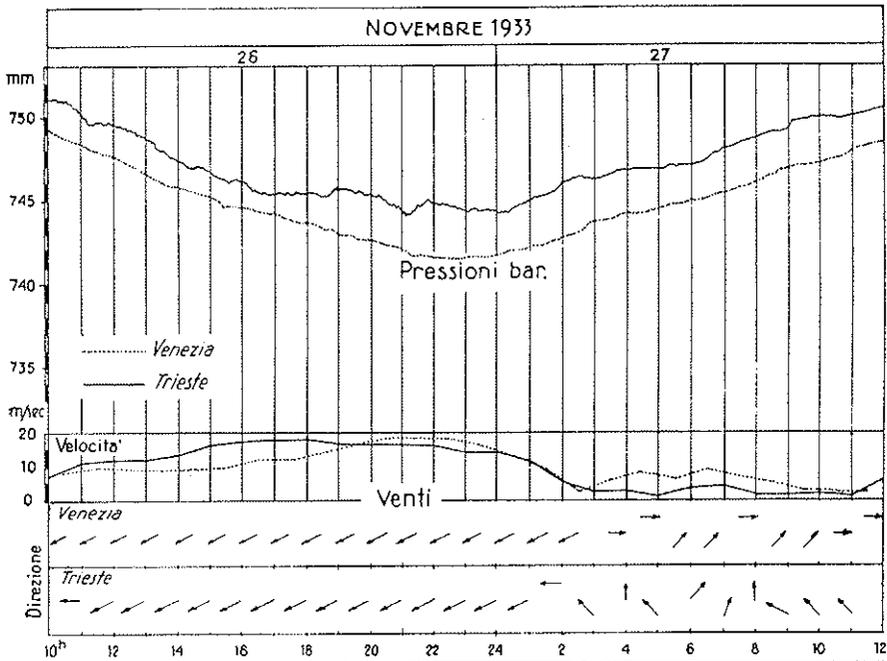


FIG. 32.

sur les édifices (caractéristiques pour Trieste les perturbations irrégulières, dûes à l'action *directe*); de 1 heure à 11 heures du 27 lorsque le vent était presque cessé, surgissent les microséismes dûs à l'action des dérangements microbarométriques, agissant d'abord sur la mer, ensuite, indirectement, sur le fond: microséismes réguliers, de courte période et de sensible composante verticale.

Généralement on parle des causes des microséismes, faisant abstraction des conditions dans lesquelles ces causes agissent. Cette façon de poser le problème est incomplète et ne peut conduire, comme elle a conduit d'ailleurs, qu'à des conclusions partielles ou tout à fait fausses. A mon avis, l'autre élément substantiel qui doit être pris en considération en examinant le problème des microséismes, est celui qui se réfère au milieu et à ses caractéristiques physiques. Ceux qui considèrent l'action des oscillations microbariques, d'origine cyclonique, comme étant la cause exclusive des microséismes, oublient que

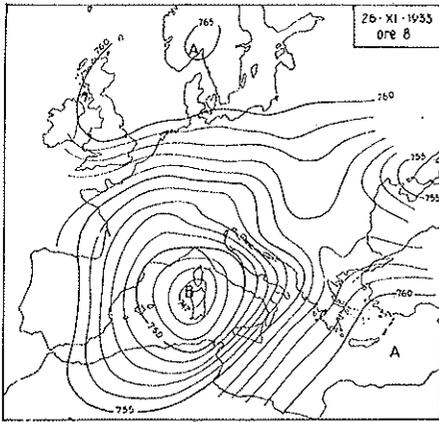


FIG. 32 a.

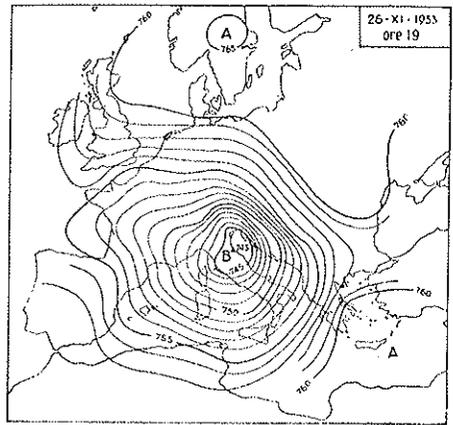


FIG. 32 b.

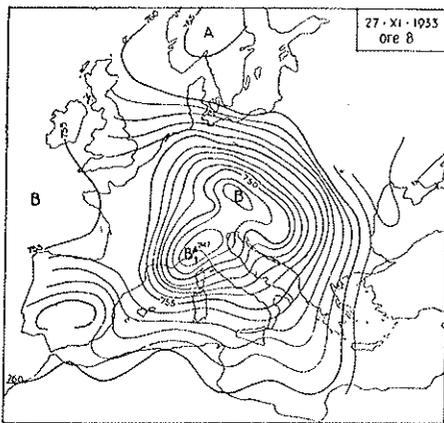


FIG. 32 c.

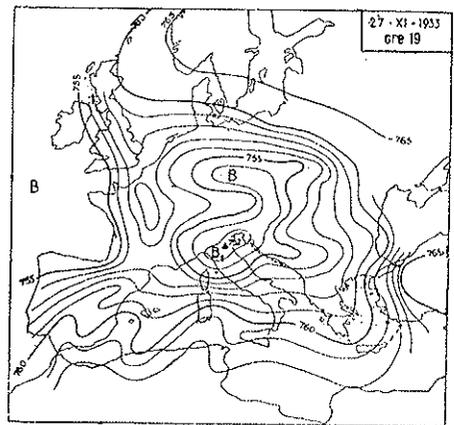


FIG. 32 d.

de vastes zones du fond de la mer se révèlent insensibles à cette action. D'autre part ceux qui soutiennent la théorie des vagues, semblent ignorer que des zones côtières très étendues — et n'ayant pas toutes des côtes plates — ne sont pas du tout excitées par le heurt des ondes marines.

Je me limite, à cet effet, à deux exemples extrêmement significatifs.

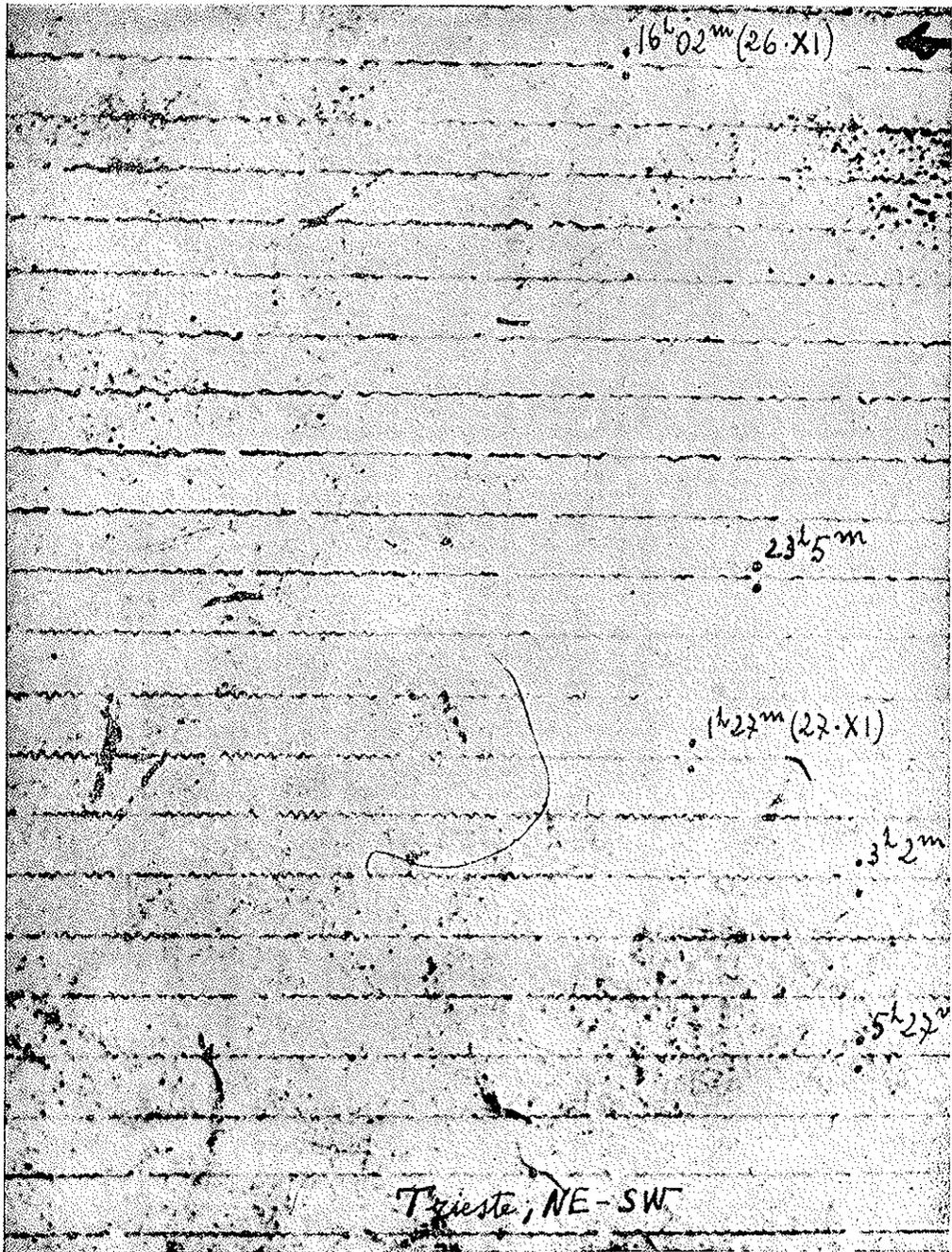


FIG. 33.

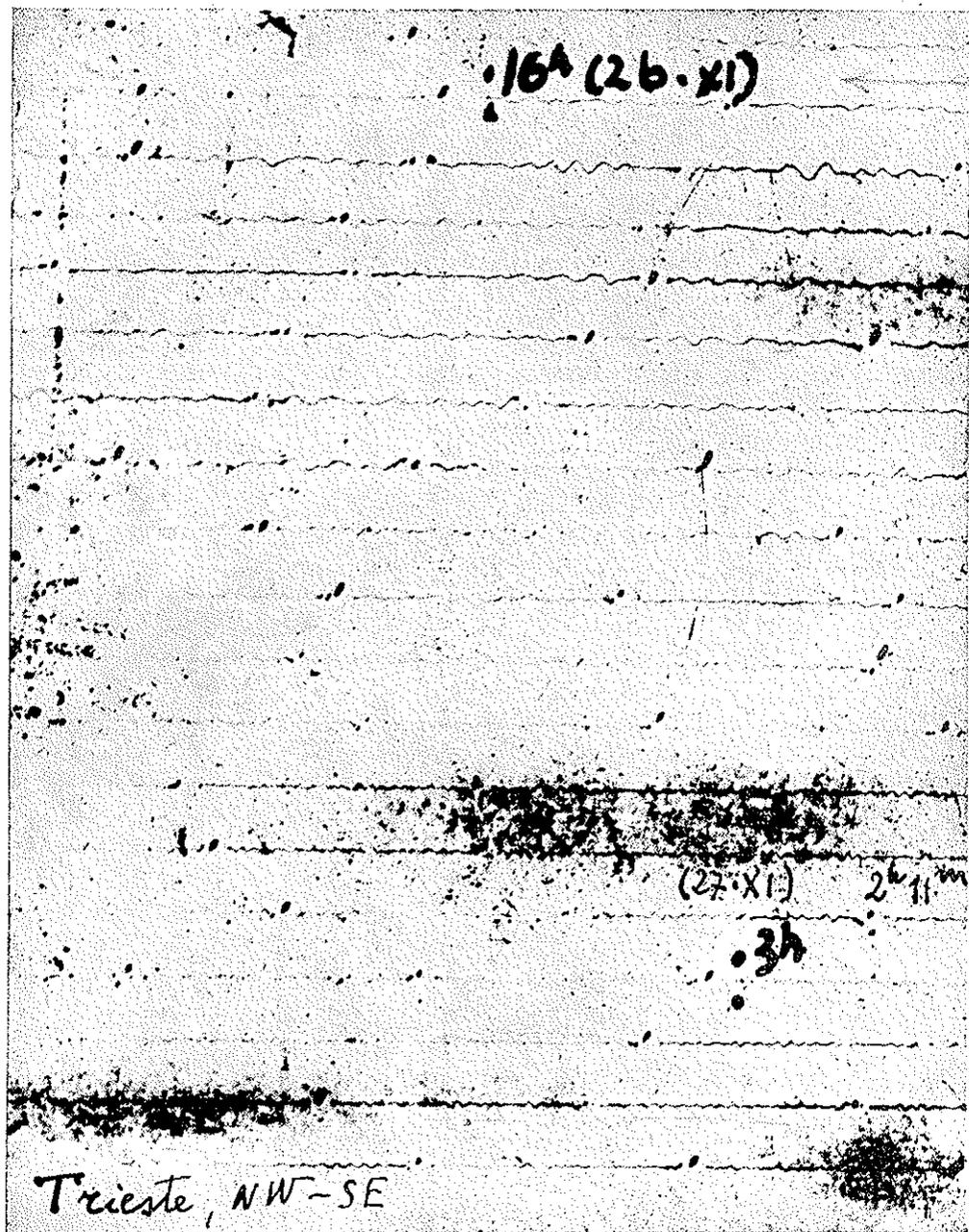


FIG. 34.

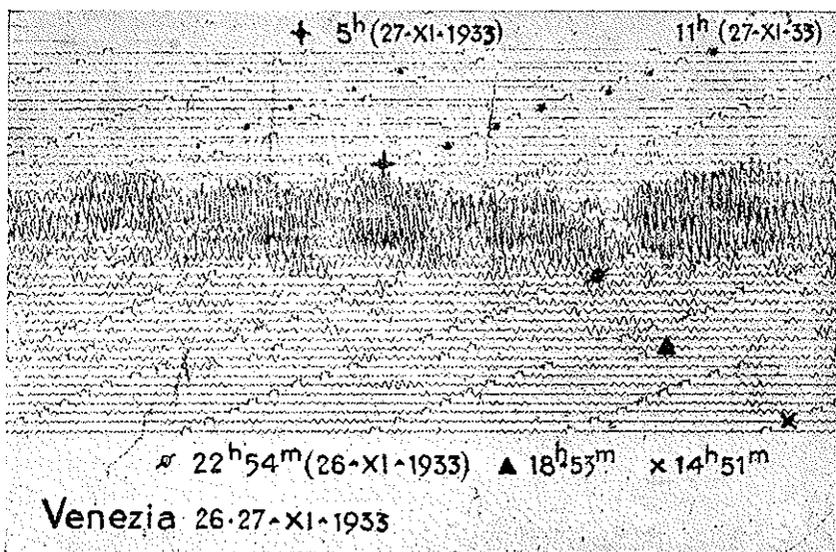


FIG. 35.

I. Nous avons vu que durant le passage des deux formations orageuses du 13 Octobre 1933 et du 16 Octobre 1934 sur la haute Adriatique, l'agitation microsismique a pris brusquement des amplitudes sensibles au moment même où le noyau cyclonique arrivait sur le Golfe de Trieste.

La fig. 36 est la représentation schématique, en section, de la haute Adriatique entre la localité Cavallino (Venise) A et celle de Barcola (Trieste) B.

Cette représentation a été tracée (par G. ANDREOTTI), sur la base d'explorations géologiques très précises.

L'épaisseur de l'eau ne dépasse jamais les 20-25 ms. Vient ensuite une couche alluvionale (A) quaternaire, qui constitue le lit de la mer et qui a une épaisseur allant de 300 à 400 ms.; immédiatement après nous avons une couche pliocénique (Pl) de sables fins et d'argiles, ayant une profondeur de 200 ms.; la couche miocénique (M) qui fait suite, constituée de grès pour une épaisseur de 200 ms., est suivie à son tour par des marnes et des calcaires formant la couche

oligocénique-éocénique (Al-Eo) qui a une épaisseur variable entre 250 et 350 mètres. Le calcaire compact du crétacé (Cr), commencerait donc à une profondeur de l'ordre de 1000 ms. Ceci pour ce qui concerne la partie centrale de la région Venise-Trieste. Il est à remarquer que le sous-sol de la basse Vallée du Pô a en général une structure sédimentaire analogue.

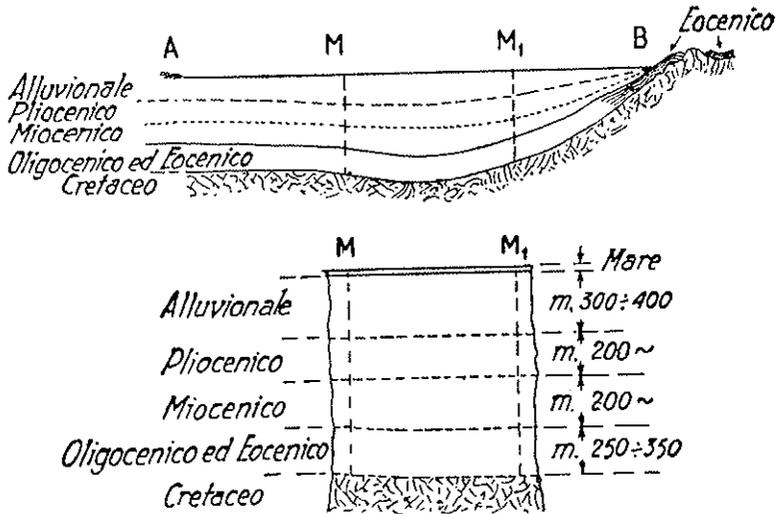


FIG. 36.

En allant de l'oeuvre externe du Golfe de Trieste vers la base, les couches sédimentaires susdites s'amincissent soit dans le sens longitudinal que dans le sens transversal.

L'agitation engendrée dans le Golfe de Trieste est exaltée à Venise et à Padoue, où elle fournit des enregistrements plus voyants qu'à Trieste, bien que la distance soit plus grande. Ceci prouve que la voie de propagation de l'agitation microsismique est constituée par les couches sédimentaires susdites; on sait en effet que les couches alluvionales, quand elles ont une puissance limitée, exaltent les sollicitations sismiques qui se manifestent dans leur sein.

Vient ici naturelle une autre observation concernant la période des microsismes. Cette période est sans doute liée à l'épaisseur des couches sédimentaires, mises en agitation. La période de 1-1,5 sec.

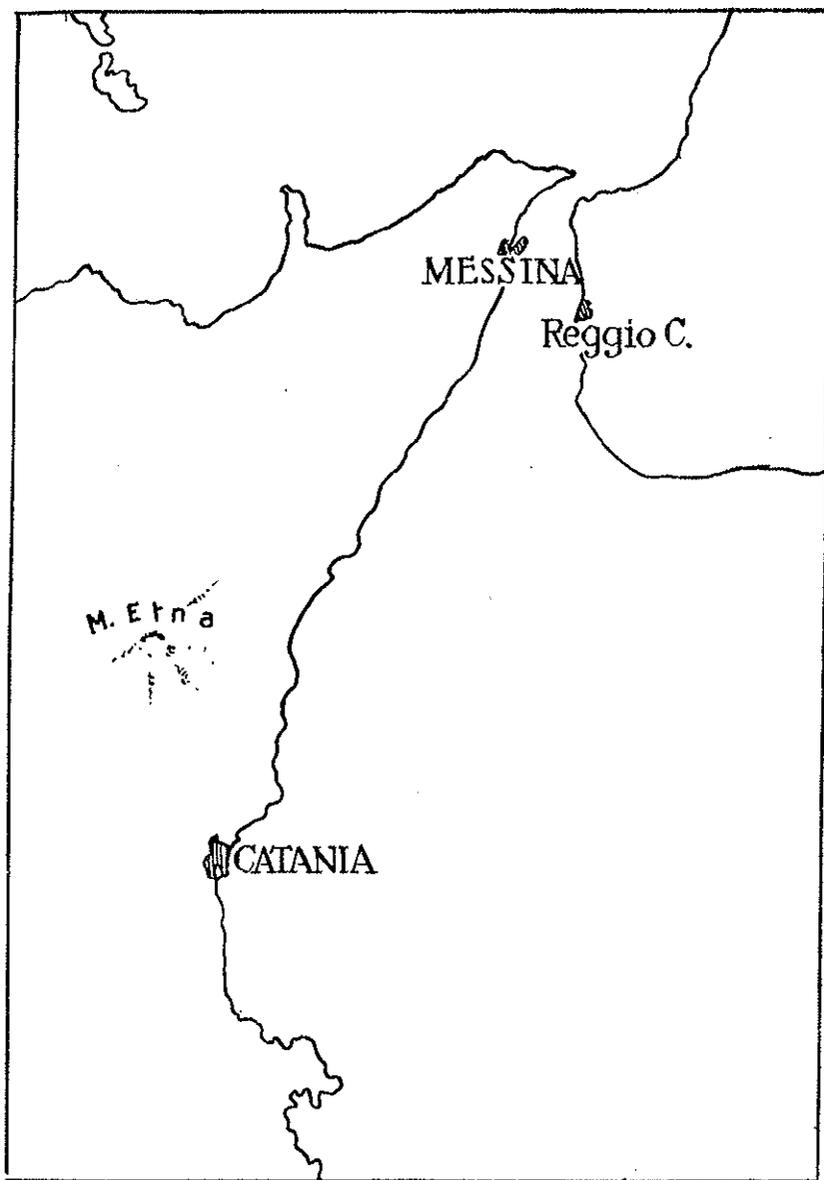


FIG. 37.

avec laquelle l'agitation microsismique commence à Venise et à Trieste, doit être caractérisée par des stratifications superficielles de la couverture sédimentaire, qui forment le fond de l'Adriatique septentrionale, tandis que la période de 3-3,5 sec., qu'on observe pendant le maximum des tempêtes microsismiques, doit intéresser les couches sédimentaires dans leur ensemble.

II. L'Institut national de Géophysique a en fonction, sur la côte orientale de la Sicile, deux stations sismiques: à Messine et à Catane, distantes entre elles de 80 Kms. environ. Parmi les instruments en dotation à ces deux stations, il existe deux groupes de deux sismogra-

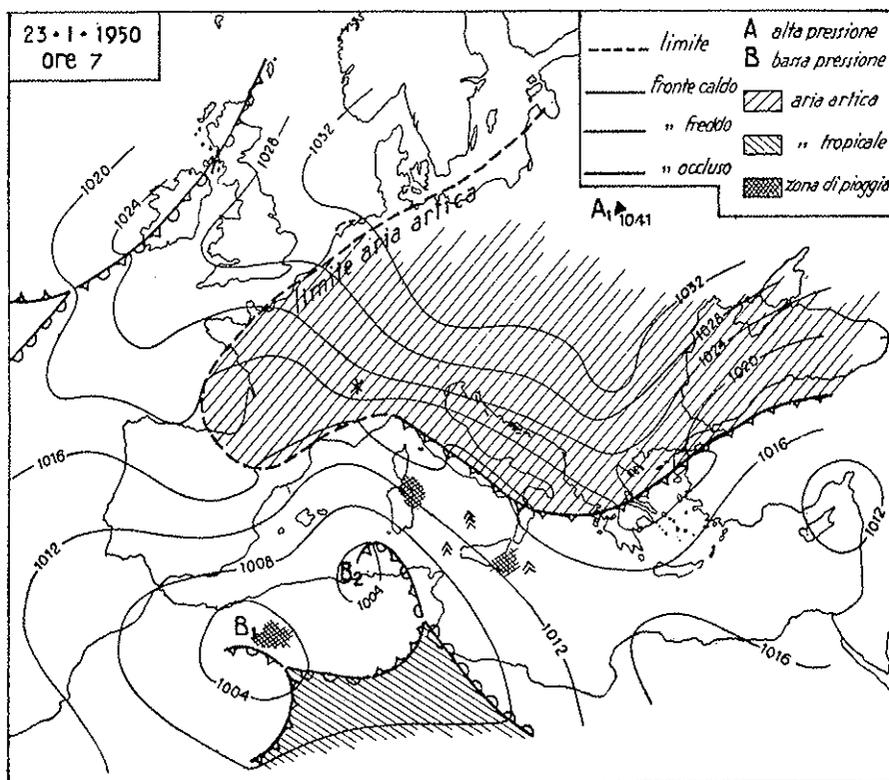


FIG. 38.

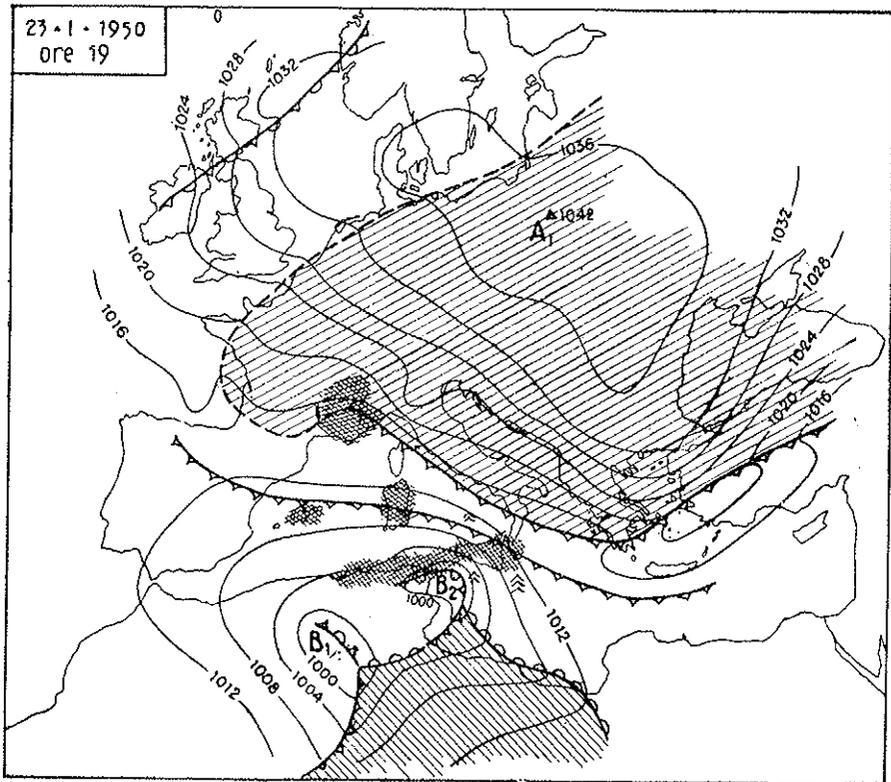


FIG. 39.

phes du type Wiechert, ayant des constantes instrumentales identiques. Le 24, 25, 26 et 27 Janvier 1950 toute la mer Jonienne et le Détroit de Messine furent bouleversés par un vent cyclonique. A Catane, comme il advient en des circonstances analogues, furent enregistrés des microséismes d'une ampleur exceptionnelle (de l'ordre de 70μ), ayant des périodes de 2,5 à 3,5 et 4 secondes, tandis qu'à Messine ne fut enregistrée aucune agitation appréciable. Comme il a été dit plus haut, la mer était fortement et également agitée dans toute la zone qui intéresse les deux villes et les vagues heurtaient avec une égale violence contre les côtes, dont la dégradation vers la mer présente des inclinations comparables.

Voici un exemple où la nature du sous-sol a une influence décisive. Les côtes et le fond de la mer de la zone de Catane, se composent, en effet, d'une couche épaisse de lave, tandis que les côtes et le fond marin de la zone de Messine sont rocheux. Il faut mettre en évidence ici un autre aspect intéressant de la question: *certaines zones sont non seulement sourdes aux causes qui déterminent ailleurs des microséismes, mais encore elles ne transmettent pas des microséismes — même s'ils sont d'ampleur considérable — engendrés en d'autres zones, voire même voisines, comme précisément dans le cas de Messine.* Cette ville ne se trouve qu'à 80 Kms de Catane et la ligne côtière qui les unit est sans solution de continuité. Malgré cela et malgré l'am-

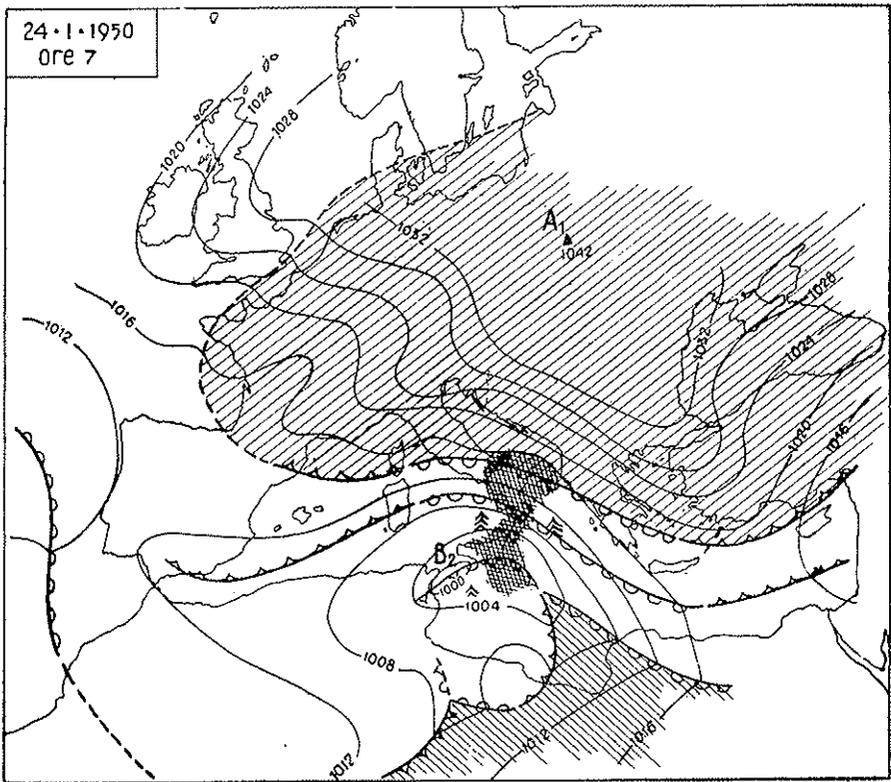


FIG. 40.

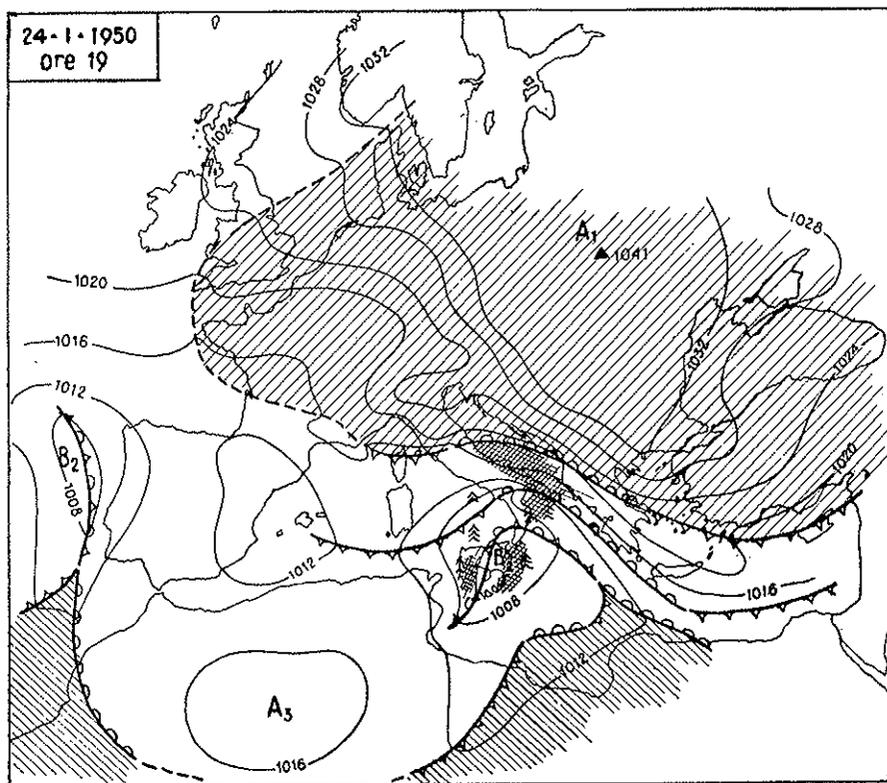


FIG. 41.

pleur exceptionnelle des microséismes enregistrés à Catane, l'agitation s'éteint presque complètement avant d'arriver à Messine. Il peut donc exister des zones complètement isolées ayant une agitation microsismique très forte, où les causes qui en d'autres zones, même limitrophes, sont presque inactives, déterminent leur effet maximum.

Dans la production des microséismes la cause déterminante n'est pas tant l'énergie en jeu, quant la façon dont celle énergie se manifeste. Il n'est donc pas nécessaire de rechercher le véhicule qui conduit sur le fond de la mer la plus grande quantité possible d'énergie.

L'énergie vraiment efficiente dans le but de la création des microséismes, est celle qui est liée aux oscillations marines ayant une pé-

riode et une vitesse déterminées, qui réussissent à exciter les couches du fond sous-jacent. C'est en cette direction que doivent être orientées les recherches, si l'on veut résoudre complètement le problème.

L'excitation des couches sous-jacentes doit être considérée possible uniquement quand l'énergie, *indépendamment de son intensité*, sera associée à des périodes et à des vitesses bien déterminées.

Quand l'énergie associée aux dérangements microbariques (ou au vent) est transmise — à travers l'eau qui sert de milieu de liaison — par un phénomène de *filtration énergétique* sur le fond, si ce dernier est constitué par des stratifications capables de résonance sous l'action de l'énergie oscillante, vous aurez la création de microséismes. Si au contraire le fond se compose de stratifications sourdes à ces sol-

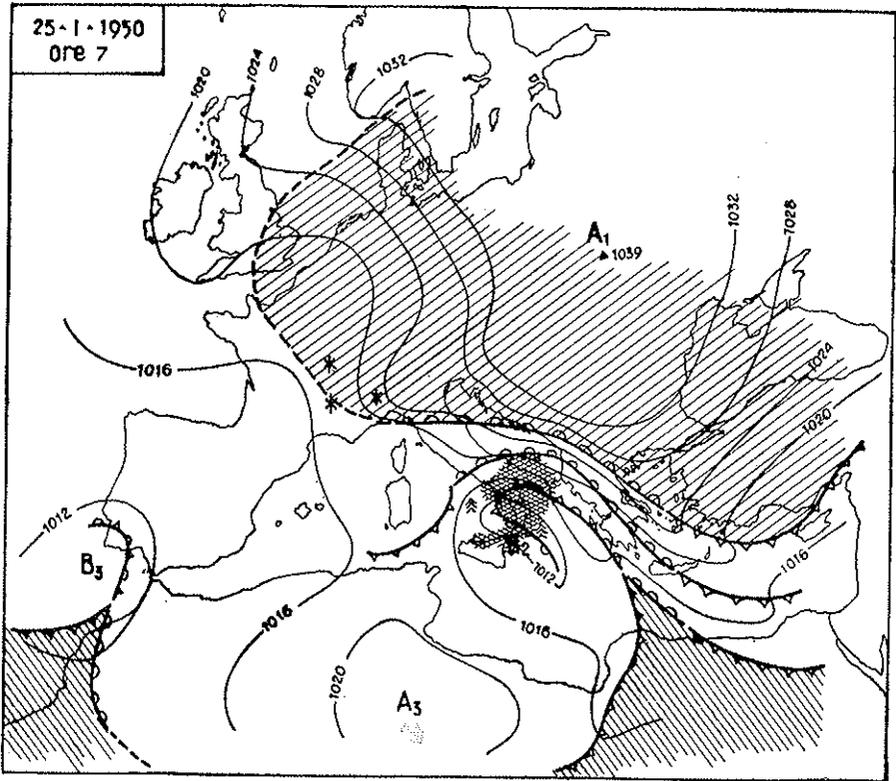


FIG. 42.

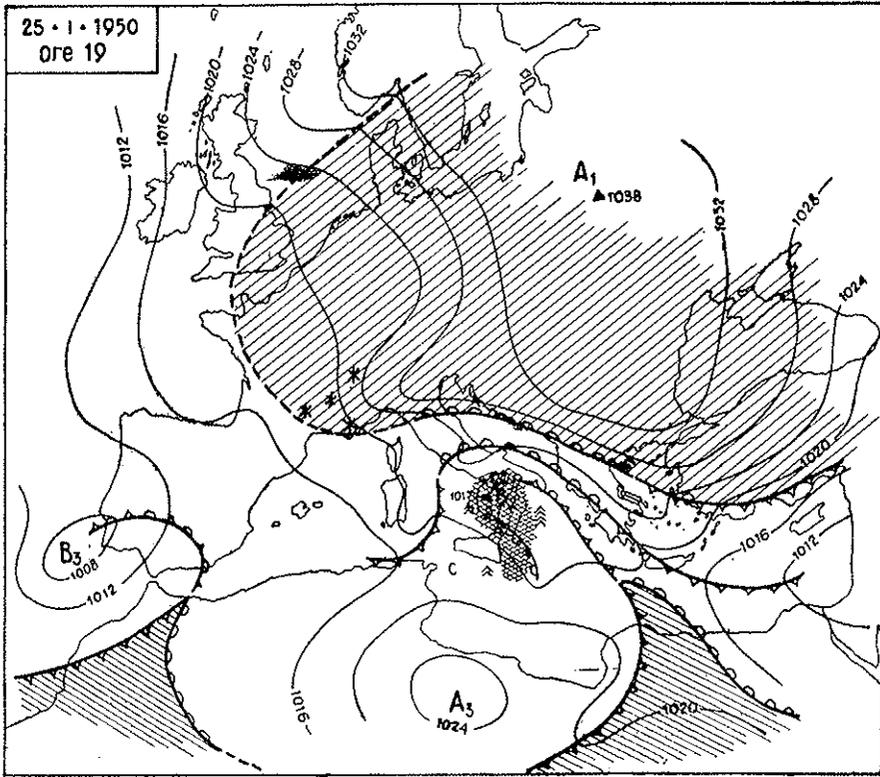


FIG. 43.

licitations, le milieu solide n'engendrera aucune perturbation sensible.

Ainsi seulement on explique comment le fond de la haute Adriatique puisse être excité par des sollicitations provenant de l'air à travers la mer, et transmettre ses vibrations vers Ouest, où la Vallée du Pô lui sert de prolongement. Et ainsi seulement on peut expliquer le fait que non seulement le fond de la mer dans le Détroit de Messine n'entre pas en agitation pour des sollicitations provoquées par le mouvement des ondes, mais ne transmet même pas les sollicitations, parfois très amples, que le fond de la mer reçoit un peu plus au Sud du mouvement des vagues. Le fait est que tandis qu'à la hauteur de l'Etna le fond de la mer est constitué par des stratifications ayant des

gammes d'oscillations analogues à celles de la mer agitée, le fond du Déroit, à la hauteur de Messine, est rocheux car les forts courants marins y en ont empêché la sédimentation.

Quelques géologues (parmi lesquels CORTESE, HOBBS et, plus récemment, BENE0) retiennent que par le Déroit de Messine passe une grande fracture qui de l'Etna va à la pointe Alice sur la mer Jonienne; une telle fracture couperait, avec une plane inclinée vers Est, le terrain cristallin qui, selon CORTESE, forme directement le fond du Déroit, avec une *mince* couverture de matériel délié au côté oriental de la fracture supposée.

TARAMELLI estime, avec SPALLANZANI, qu'en en consequence des mouvements arrivés dans la zone pendant le Tertiaire et le Quater-

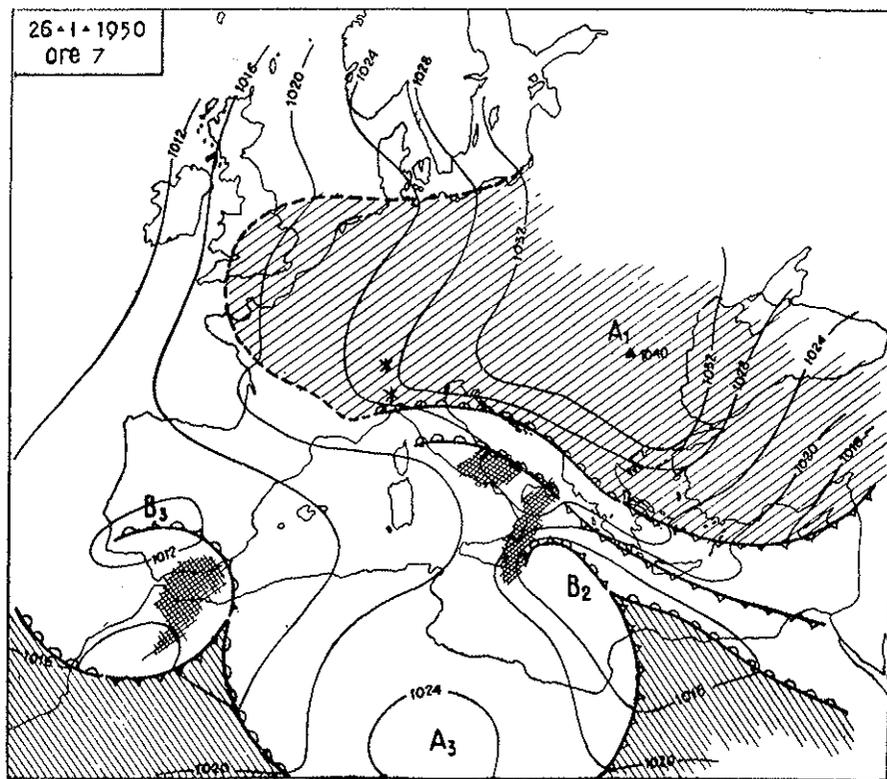


FIG. 44.

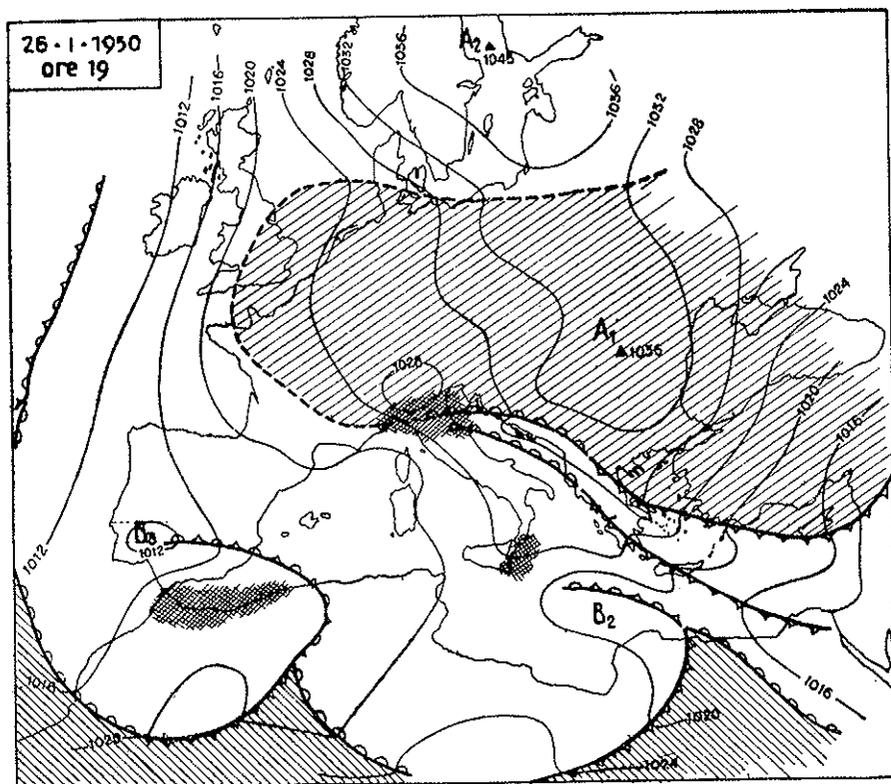


FIG. 45.

naire, l'air marin entre la Sicile et la Calabre soit allé progressivement se restreindre, pour se réduire d'une largeur originale d'au moins 30 Kms. à l'actuel sillon tortueux qui, avec une largeur minima de 4 Kms. environ, sépare les côtes des roches cristallines, couvertes par une *mince* épaisseur de sédiments marins quaternaires. Mais, d'autant plus étroit se faisait ce bar de mer autant plus violente se manifestait la force des courants de la mer, lesquels à présent atteignent la vitesse de véritables fleuves (plus de 2 m. par seconde). A de tels courants marins doit surtout s'attribuer la très petite sédimentation sur le fond du Déroit.

Bien différente est la situation à septentrion du déroit. A N

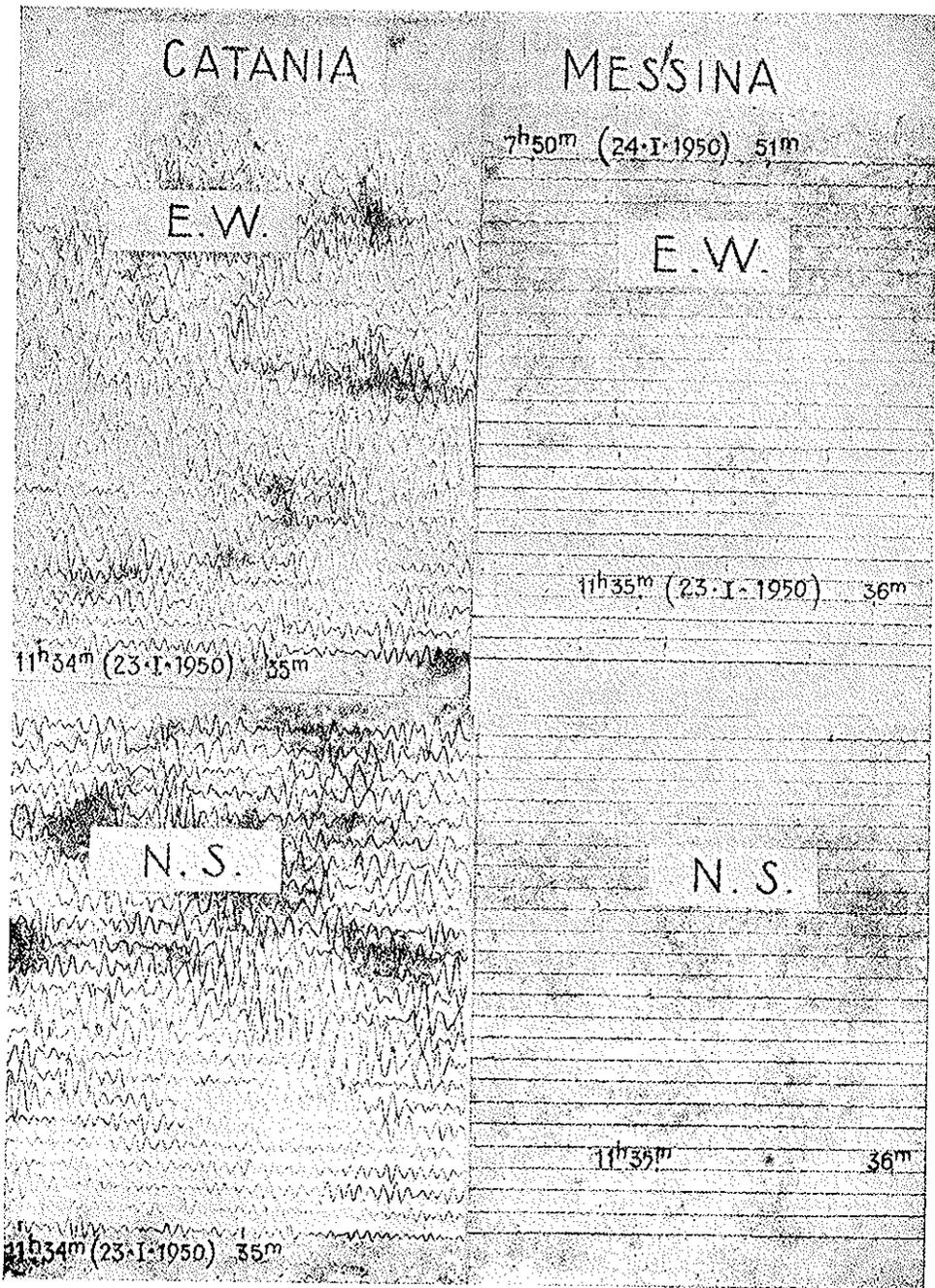


FIG. 46.

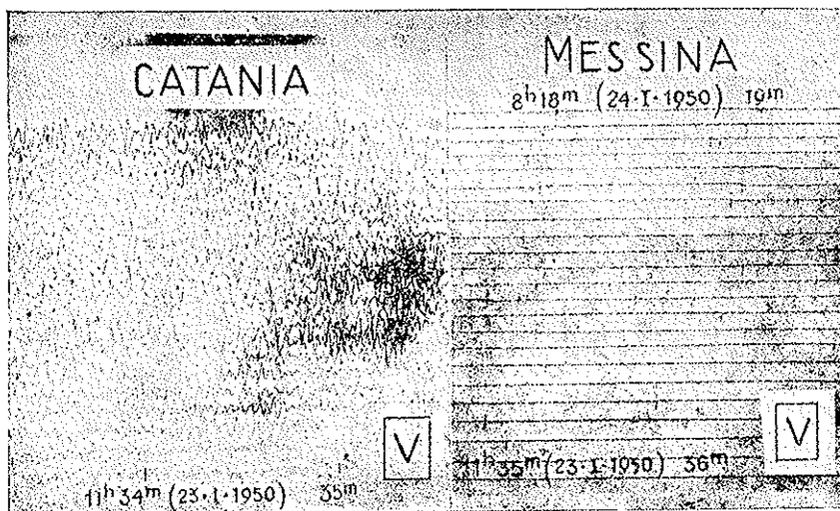


FIG. 47.

du détroit le fond de la mer présente une pente très douce, spécialement de la part de la côte sicilienne.

Ici la sédimentation est plus évidente. Ceci résulte en manière claire aussi de la comparaison entre la batimétrie du 1876-1877 (fig. 48) et celle exécutée en 1909, après le tremblement de terre de Messine.

De telle comparaison, digne d'attention particulière est la diminution des profondeurs qu'on note dehors du détroit vers le Nord. Les lignes de 200, et des 300 mètres paraissent en 1909 beaucoup plus éloignées, soit de la côte sicilienne que de celle de la Calabre, de ce qu'elles ne le fussent en 1877; la ligne des 400 mètres près de cette dernière, en 1909 n'existe plus (fig. 49).

A l'avis unanime de plusieurs géologues (TARAMELLI, BENELO, etc.) cela est attribué à sédimentation dûe à dépôt de matériel, dépendant du jeu des courants.

Au Nord du détroit de Messine, dans la mer Tyrrhénienne, le fond marin résulte donc constitué par une couche plus ou moins épaisse de sédiments. Une épreuve de ceci on l'a, indirectement, dans le

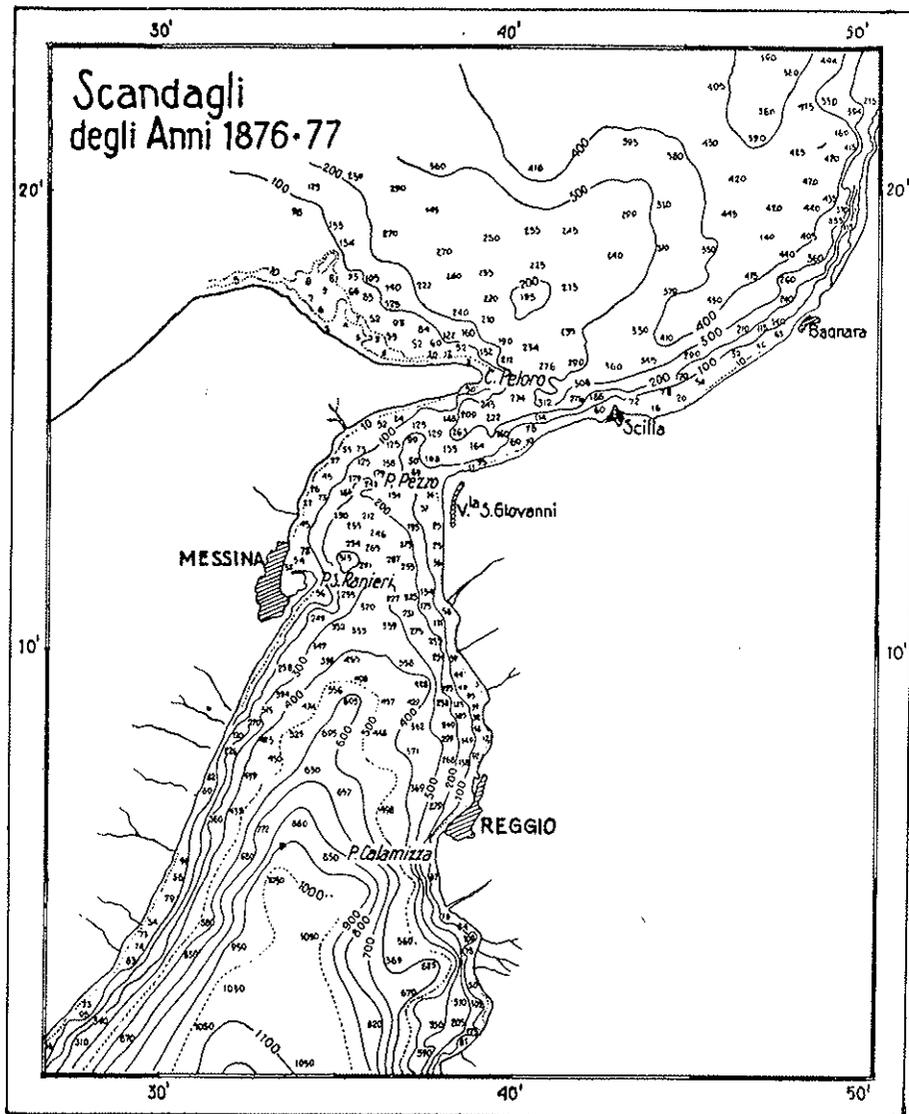


FIG. 48.

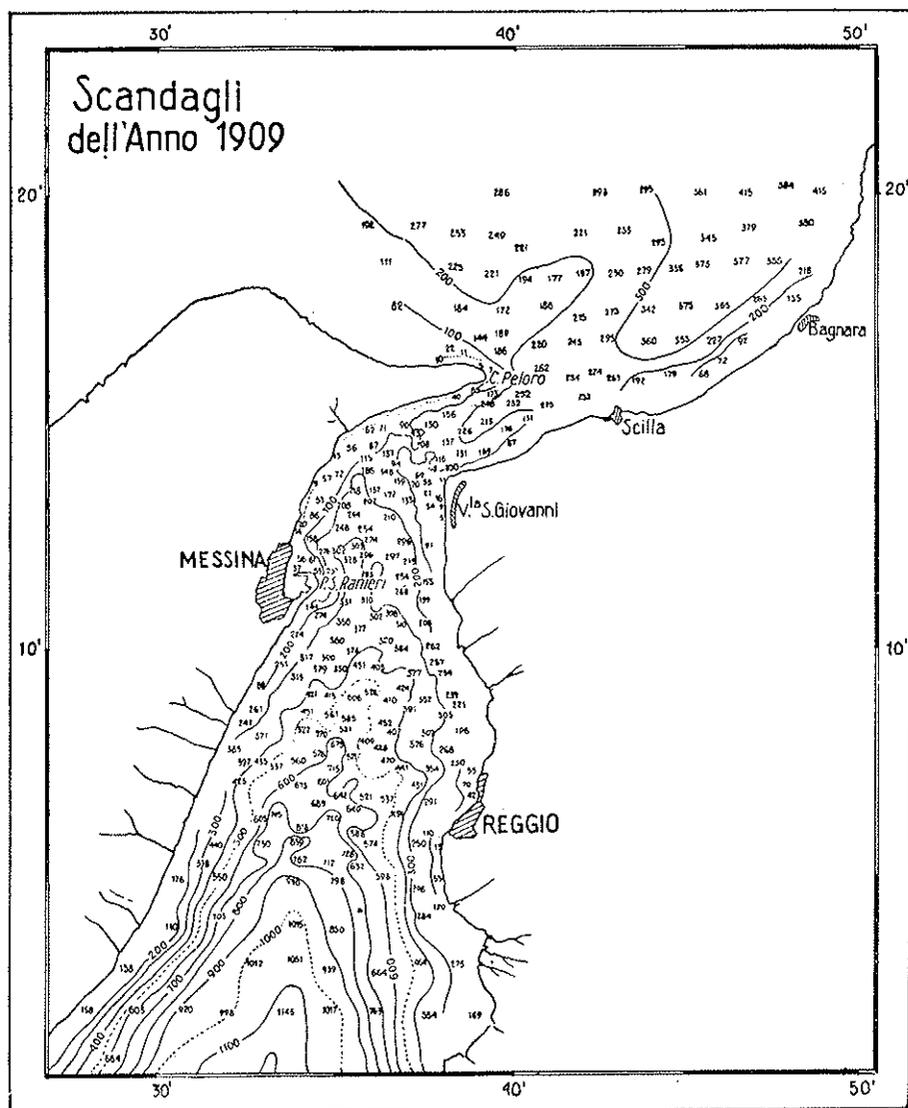


FIG. 49.

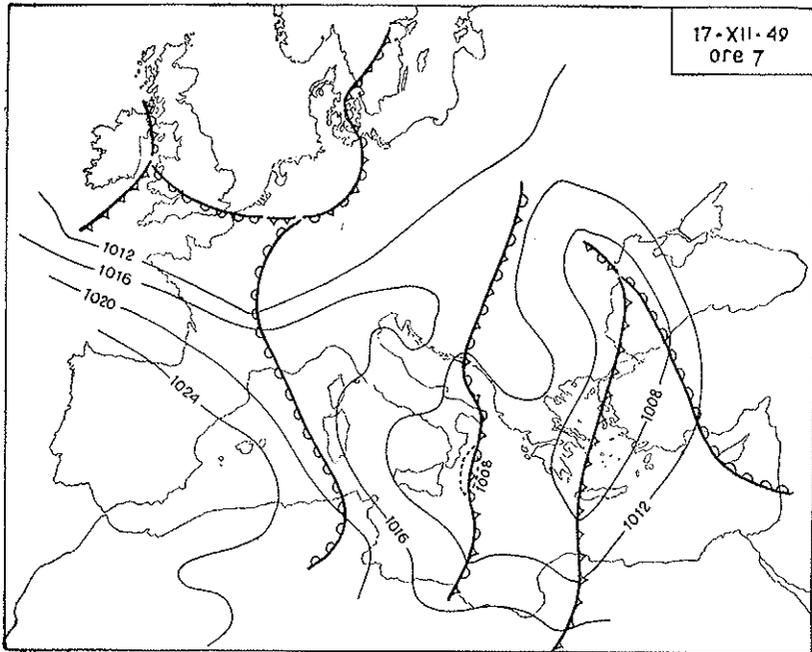


FIG. 50.

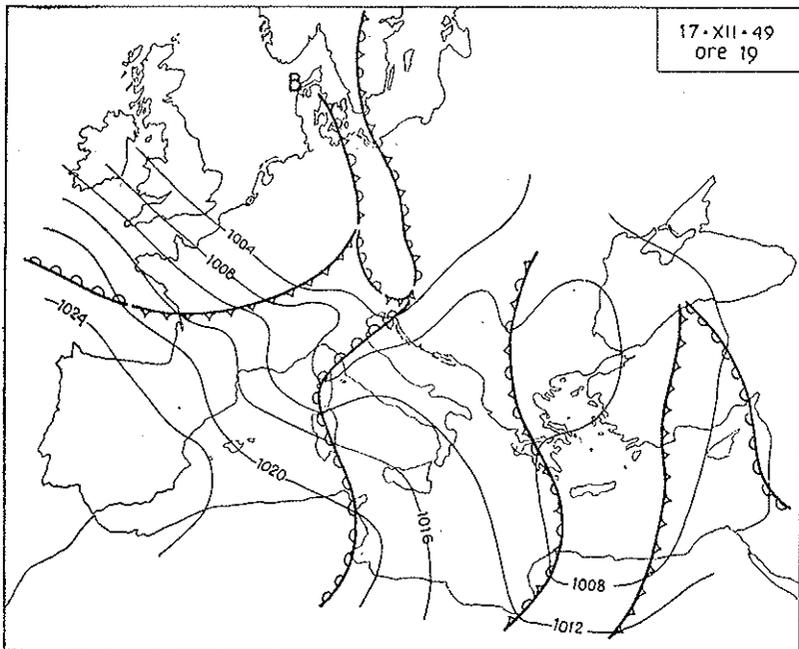


FIG. 51.

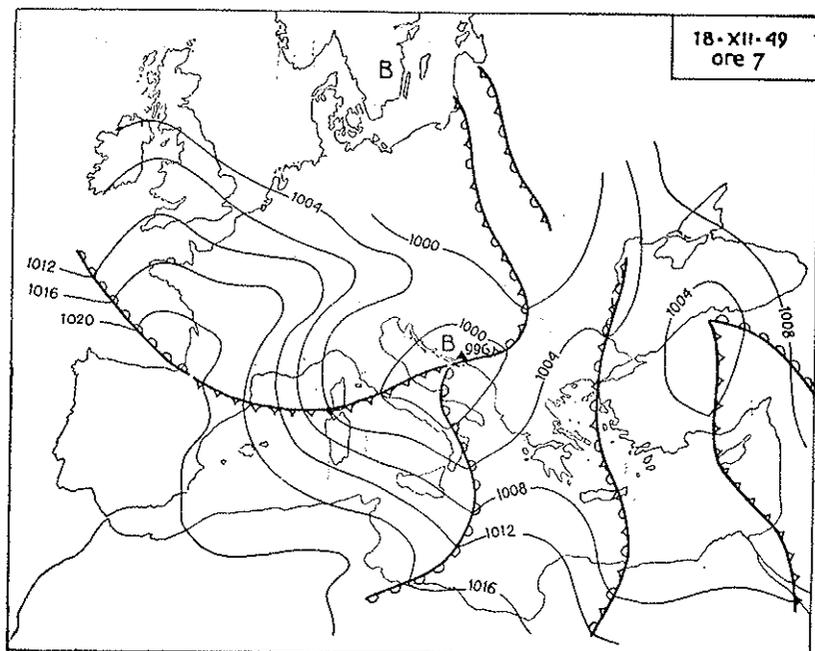


FIG. 52.

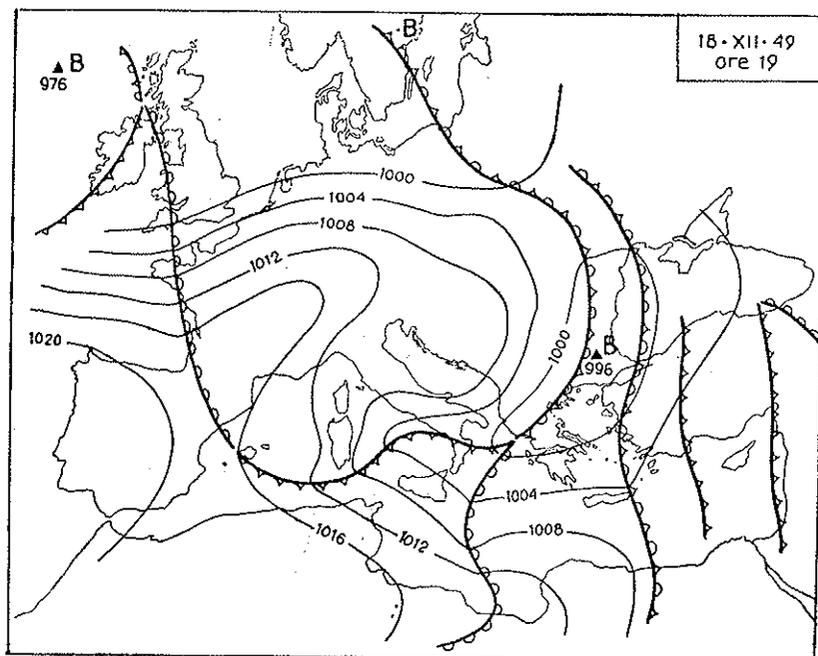


FIG. 53.

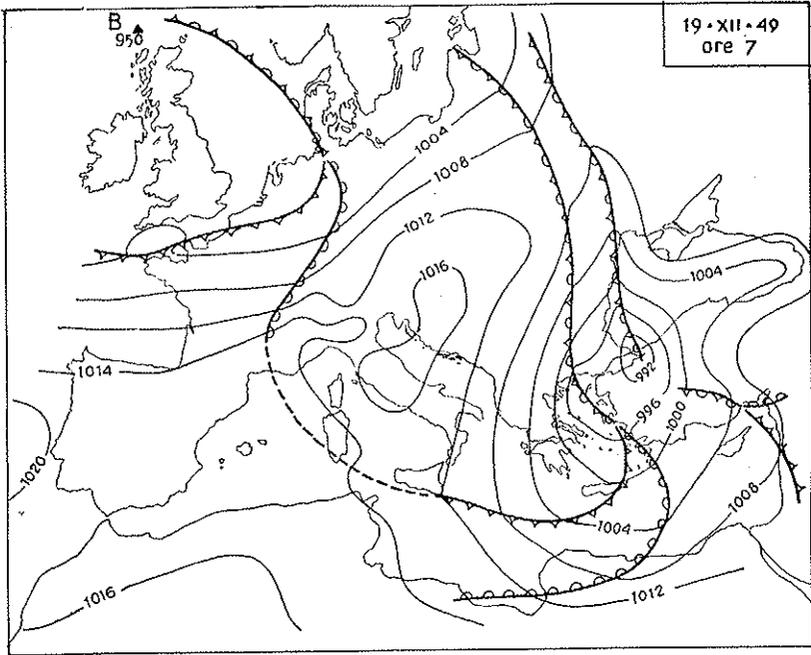


FIG. 54.

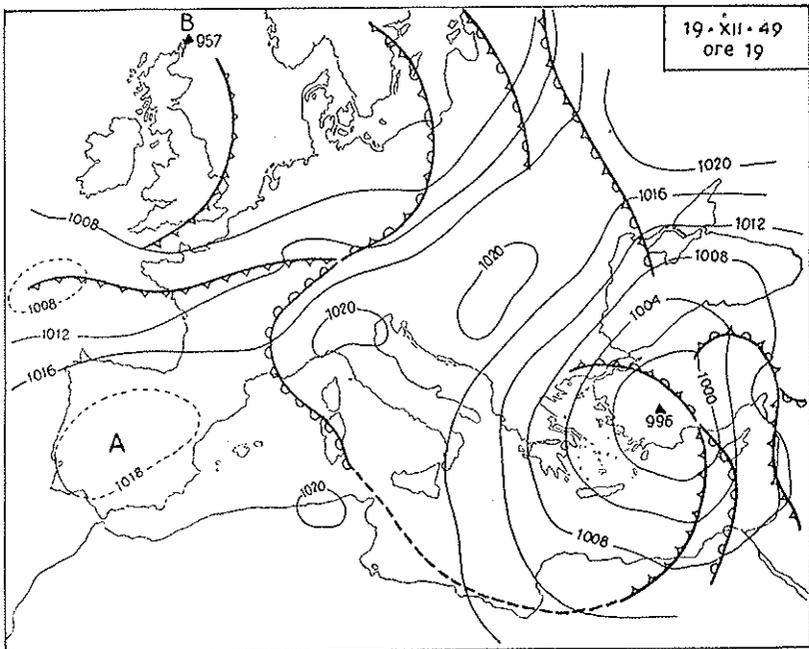


FIG. 55.

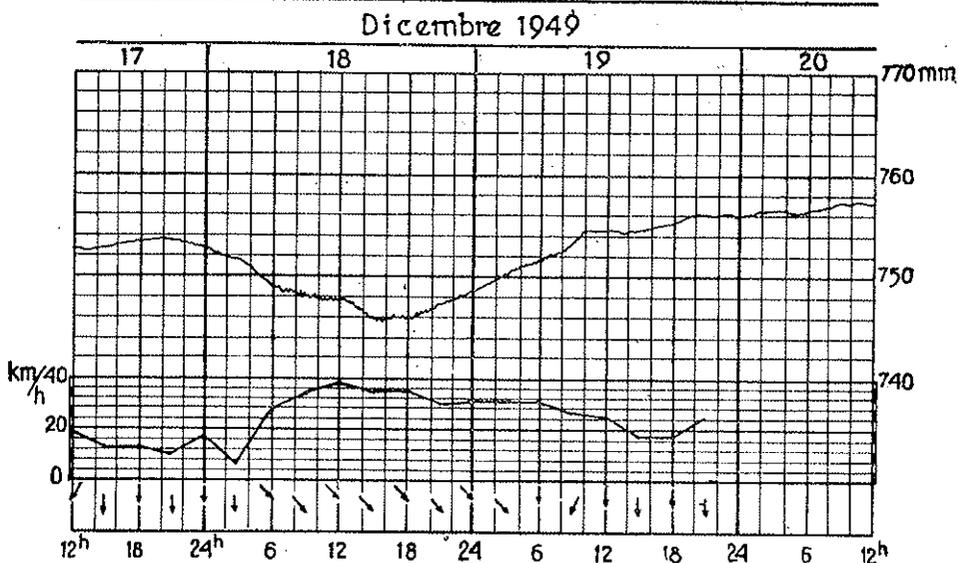


FIG. 56.

comportement bien différent des microséismes par des perturbations météorologiques provenant de la mer Tyrrhénienne. Voilà un exemple. Du 17 au 19 Décembre 1949 la situation météorologique était comme les figs. 50, 51, 52, 53, 54, 55: l'on a, c'est-à-dire, une translation de fronts de N-W à S-E, en direction à peu près de l'axe de la mer Tyrrhénienne. L'allure de la pression à Messine est reportée dans la fig. 56 ensemble à la vitesse et à la direction du vent dans la même localité.

Dans le cas précédent, malgré l'atmosphère et la mer fussent fortement agitées et à Catane venissent registrés des microséismes exceptionnellement amples, à Messine on n'a pas eu des microséismes appréciables. Dans ce cas, au contraire, les microséismes, même si de faible amplitude, sont sensibles. Ils peuvent tout court être attribuer au passage de rapides perturbations microbariques, associées, à pression tombante et montante, sur la partie méridionale de la mer Tyrrhénienne, en manière de satisfaire à la [5] — si non directement à la [3]. Le phénomène cependant s'est vérifié parce que les per-

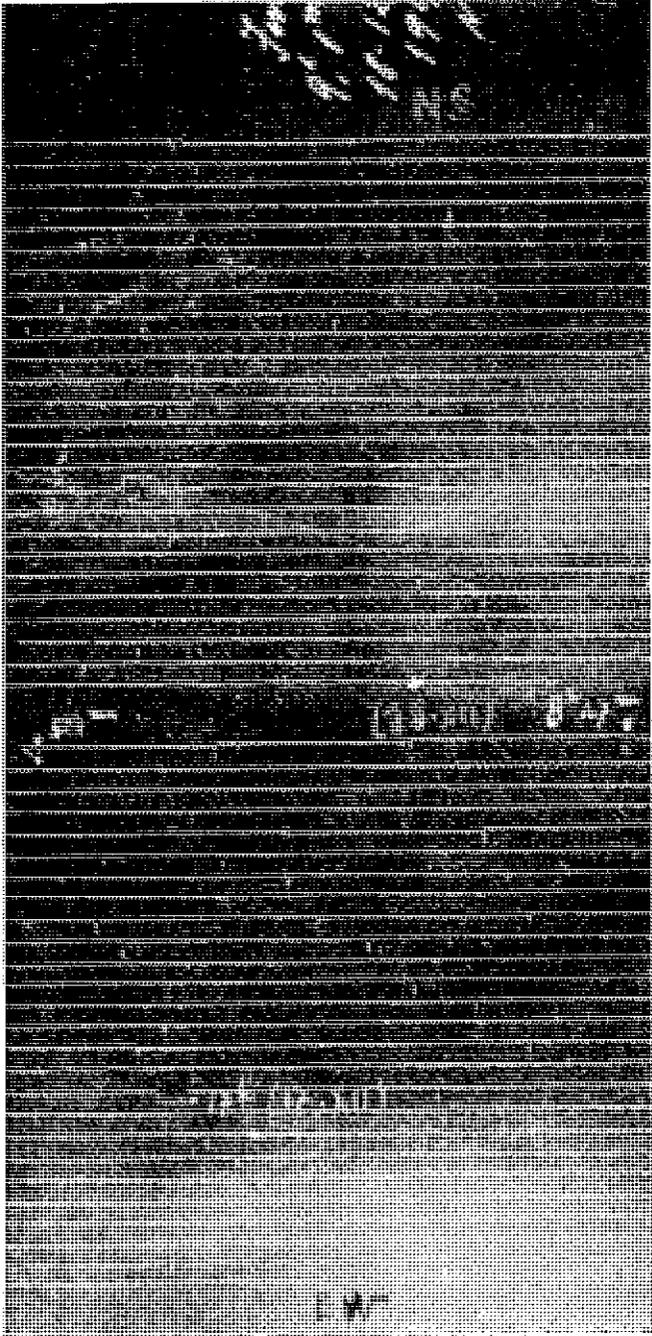


FIG. 57.

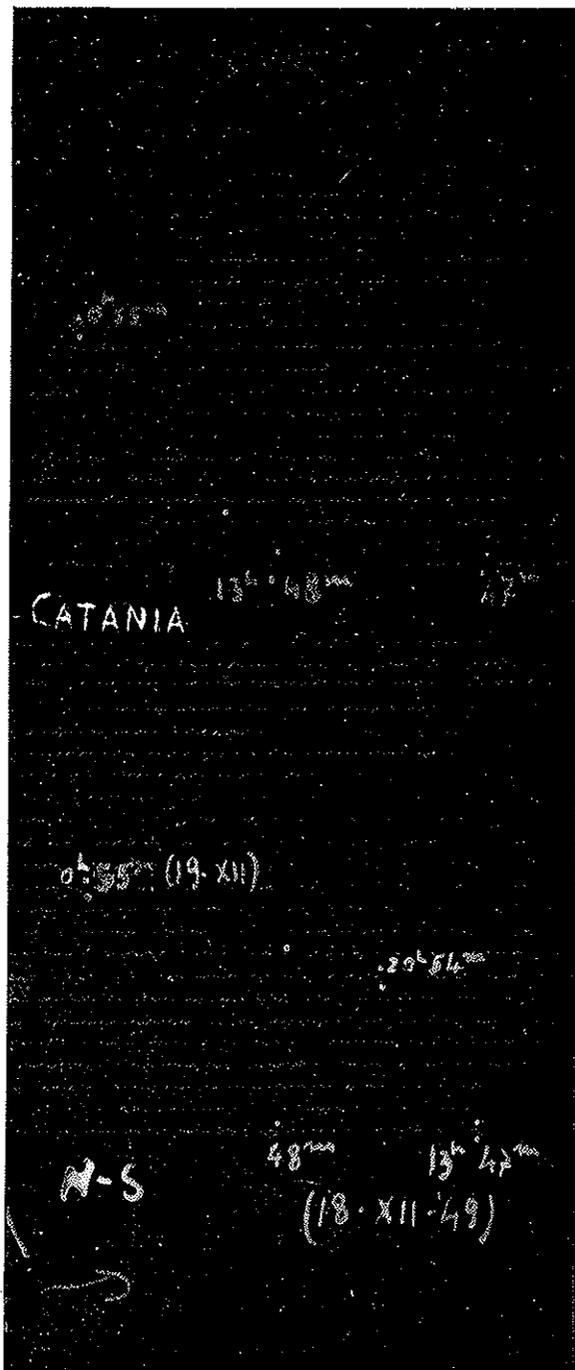


FIG. 58.

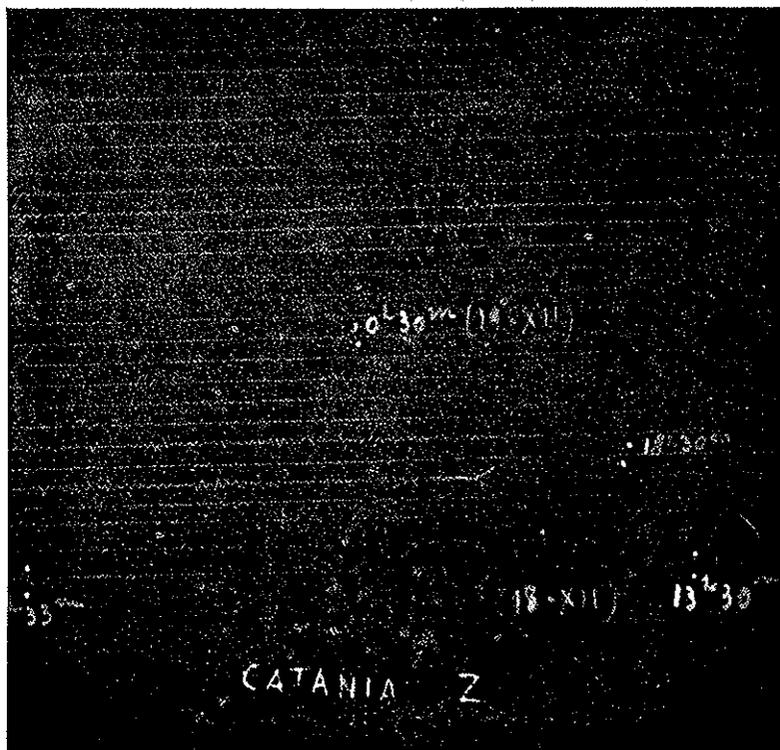


FIG. 59.

turbations atmosphériques, transférés sur le fond de la mer, trouvent ici les conditions pour leur transmission dans le milieu solide. De ceci le rôle essentiel des couches sédimentaires dans la formation et la transmission des microséismes.

L'exemple reporté est notable aussi d'un autre point de vue: il a fourni, dans les enregistrements de Catane, un clair témoignage de microséismes provenant de deux diverses origines. On a déjà observé que, la zone de la mer autour de Catane est extrêmement sensible aux microséismes enregendrés par le mouvement onduleux (qui agit sur le fond probablement par des systèmes rythmiques d'oscillations stationnaires). Tandis que à Messine (fig. 57) était en cours la faible agitation microséismique, due aux rapides perturbations de pression, prove-

nantes de la mer Tyrrhénienne, liées à dépression indiquée, à Catane les « Wiechert » étaient en train d'enregistrer l'habituelle agitation microsismique déterminée par la mer agitée.

L'allure de la dépression est telle (fig. 56) de faire parvenir à Catane les perturbations rapides de l'atmosphère quelque temps après leur arrivée à Messine. Leur passage sur la mer de Catane provoque un'agitation microsismique, qui se superpose à celle en registration et que de elle se distingue pour être un peu plus rapide et pour une plus accentuée composante verticale (figs. 58, 59). Ceci paraître clairement des enregistrements des composantes horizontales et, en manière très nette, de la composante verticale, où la nouvelle agitation, liée au passage des rapides perturbations atmosphériques, excelle sur l'agitation préexistante, liée à la mer agitée.

Voilà un exemple très net de superposition de microsismes, déterminés par des causes différentes, agissantes simultanément et séparément.

DISCUSSION

BATH — Il me semble qu'il y a une similitude entre les observations faites par M. CALOI dans le Golfe de Trieste et les observations qui ont été faites par M. EWING, sur les conditions qui se produisent lorsqu'un front froid se déplace du continent vers l'Atlantique. Je crois qu'il serait intéressant de demander à M. EWING qu'il nous donne quelques détails sur ses observations, afin de pouvoir établir s'il y a une similitude ou une différence dans les résultats des observations qui ont été faites.

EWING — Je considère que les observations dont les résultats nous ont été communiqués par M. CALOI constituent une des contributions les plus importantes que nous ayons eues pendant la semaine de travail.

Je crois que les conditions dans l'Adriatique sont particulièrement favorables pour ces sortes d'observations et surtout qu'elles peuvent nous aider pour établir une distinction nette entre les deux effets.

En ce qui concerne les observations faites par M. CALOI, je crois que la période des m.s. est une fonction dépendant de la profondeur de la mer et de la couche de sédiment.

Je crois que je peux même essayer d'arriver à établir, sur la base de ces observations, l'épaisseur des sédiments sous certains endroits de la mer.

GHERZI — Je suis très intéressé par la réponse de M. EWING, qui considère la vibration produite dans les eaux et le sédiment comme la vibration d'un quart d'onde sonore. J'ai employé, pour savoir à quelle hauteur était arrivé le trouble atmosphérique d'un typhon, la vitesse du son dans l'air, et j'ai trouvé qu'on pourrait faire passer un avion à la hauteur de 3 Km.

Par les mêmes applications de la même formule dans le cas de l'eau et du sédiment, M. EWING considère le sédiment comme devant donner le quart d'onde en fonction de la vitesse du son, 1500 m. dans l'eau, avec

unè période de 3 sec. on obtient une longueur d'onde qui est plus grande que l'épaisseur de la couche.

EWING — Père GHERZI considère un cône fermé par les deux côtés tandis que je considère un cône ouvert d'un côté.

GHERZI — Je comprends très bien, c.à.d. je comprends comment, en employant deux méthodes différentes, nous sommes arrivés aux mêmes résultats.

EWING — Avec les oscillations atmosphériques qui ont été observées par M. GHERZI, au contraire, je ne comprends pas bien comment il arrive à déterminer les conditions de la couche d'air supérieure.

GHERZI — J'ai considéré le fait que la période moyenne des m.s. à groupes était d'env. 5 sec., pour avoir une valeur moyenne de la hauteur du trouble atmosphérique. J'ai considéré un cône fermé, comprenant l'onde complète. J'ai utilisé la formule classique, avec la vitesse de 334 m. par sec qui est un peu différente suivant les temps. J'ai trouvé donc qu'à trois Km. on pouvait passer en dehors de ce tuyau; et les faits ont démontré que c'était exact. Maintenant, on passe à 4 ou 5 Km.

HARDTWIG — Est-ce que M. CALOI voudrait faire quelques observations au sujet de ce que le Père GHERZI vient de dire?

CALOI — Naturellement cette affirmation ne doit pas être prise à la lettre. Ici un Km. est calculé très approximativement. En outre, le développement de la stratification des sédiments est tel qu'ils s'approfondissent au dessous de la vallée du Pô: à cet endroit il y a plusieurs Km. Je pense donc qu'une solution ne peut être improvisée que sur la base d'une discontinuité entre les couches, qu'il n'est pas facile d'évaluer. Peut-être la vitesse de 2 Km. est-elle un peu excessive; MORELLI dans le calcul de la vitesse de propagation des ondes séismiques provoquées par des explosions, a trouvé la vitesse d'un Km.

De toute façon, j'estime que, dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible de faire une évaluation précise.

STONELEY — Ce qu'on vient de dire nous montre que cette conception de première approximation n'est pas fautive et elle peut servir de point de départ.

Si l'on considère maintenant l'étendue sur laquelle s'applique l'action atmosphérique, il faut faire attention à la dimension horizontale, en même temps qu'à la dimension verticale. Et cela parce que, si l'action atmosphérique est une action à ondes sinusoïdales, ces ondes sinusoïdales, au premier degré, vont être ou absorbées, ou changées, de manière que c'est le second ordre qui effectuera la transmission. Et ceci pourrait alors nous montrer que la première conception est utile, mais elle ne peut pas donner un résultat final. Cette analogie serait applicable si cette agitation était en phase simultanément sur une grande surface.

VERCELLI — Il faut une onde comme dans les ondes stationnaires. Dans les ondes stationnaires, les mouvements sont en phase.

MACELWANE — Il me semble, en ce qui concerne le système proposé par M. HARDTWIG, que nous nous trouvons devant un système binaire plutôt complexe. Il y a plusieurs couches qui sont actives, et entre ces différentes couches il y a une région limitrophe, c.à.d. entre l'eau et le sédiment; et il est sûr que cette zone limitrophe ne représente pas dans beaucoup de cas un facteur déterminant, en ce qui concerne le choix d'analogie que nous pouvons faire, pour chercher l'explication des phénomènes qui nous intéressent.

HARDTWIG — Je crois que dans le cas qui nous intéresse la situation est particulièrement compliquée; parce que, en dehors des oscillations m.s., nous avons ici d'autres oscillations, celles du bassin de l'Adriatique, qui certainement entrent elles aussi en question.

EWING — Il me semble que les oscillations du Bassin de Trieste et les vibrations verticales ont une période tellement différente, que je ne crois pas qu'elles puissent interférer, en ce qui concerne les observations et qu'on peut les distinguer assez aisément.

RORHÉ — Parmi les très nombreux cas caractéristiques que nous a signalés M. CALOI, je suis particulièrement attiré par cette comparaison

entre Catane et Messine, où vraiment la différence de l'intensité des m.s. est extrême: à tel point, qu'on pourrait se demander si les appareils de Messine ne sont pas bloqués.

CALOI — Nous avons à Messine un géophysicien très scrupuleux et très pratique, de sorte que nous devons admettre la réalité de ses enregistrements.

ROTHÉ — Par conséquent, il faut considérer ces enregistrements comme sûrs.

Quelle était la situation météorologique, au moment de l'enregistrement de Catane?

CALOI — Il y avait un vent du N qui soufflait sur le détroit de Messine.

ROTHÉ — Il n'y avait pas de dépressions?

CALOI — La dépression était en face sur la Calabre.

ROTHÉ — C.à.d., plus près de Messine que de Catane.

VERCELLI — Il faut considérer qu'entre les deux villes il y a l'Etna; et peut être la situation géologique a quelque influence.

CALOI — A Messine, l'enregistrement des tremblements de terre est toujours très simple. A Catane, elle est enchevêtrée de toute une série d'oscillations de 2, 3, 4 sec.

ROTHÉ — Et au point de vue profondeur de la mer, il n'y a rien d'anormal?

CALOI — Non, il n'y a rien d'anormal. Au large de Catane, la mer tombe plus rapidement qu'au large de Messine.

ROTHÉ — Ce qui serait encore contradictoire avec les observations.

CALOI — Mais je pense qu'un rôle extraordinaire doit être joué par la couche de lave du volcan Etna, à Catane.

BERNARD — A la suite de la publication de M. CALOI, je me suis intéressé à ce cas dans une communication présentée au Congrès de Bruxelles. Je voulais répondre à M. ROTHÉ qu'effectivement il existait un centre de dépression au Sud Ouest puis au Sud de la Sicile (d'après les cartes météorologiques françaises). En ce qui concerne la différence d'amplitude entre Catane et Messine, on peut trouver des cas analogues au Japon, où l'amplitude de l'agitation est extraordinairement grande à Tokio tout en restant faible sur le sol rocheux des montagnes de l'intérieur, pourtant voisines.

STONELEY — Je voudrais savoir en quel sens le terme « sédiment » est employé. Est-ce qu'on emploie le mot « sédiment » comme une couche qui n'est pas encore solidifiée; ou le considère-t-on comme des roches qui ont déjà été solidifiées?

EWING — Je crois que le mot sédiment est employé dans plusieurs sens, mais celui utilisé dans notre discussion, il s'agit de sédiments non solidifiés.

GIORGI — Dans une étude de caractère statistique faite il y a 3 ans sur l'activité microséismique de Catane et de Messine je me suis intéressé à l'agitation de période assez grande, pour pouvoir être utilisée à une mesure finale du rapport de l'activité; c'est à dire de l'amplitude relative: 4 à Catane, 1 à Messine.

EWING — M. STONELEY a signalé la question du choix des analogies. Je crois que nous avons déjà une réponse à ce sujet, et c'est justement par suite des expériences de MORELLI, sur la rapidité de propagation des ondes superficielles d'une explosion.

Jusqu'à ce jour je n'avais pas très bien compris l'importance de ces expériences pour nos travaux, étant donné que j'ai été informé d'une façon inexacte sur le caractère du fond de la mer Adriatique. Je crois qu'il nous sera très utile de prendre une connaissance exacte des périodes et de la vitesse de propagation de l'onde superficielle telles qu'elles ont été établies par le prof. MORELLI.

LOPEZ — Je crois que la question soulevée, l'importance du caractère du terrain dans lequel passent les ondes, mérite toute notre attention. Et à

cet égard je voudrais communiquer certaines observations que j'ai faites, sur la propagation des ondes m.s. dans la Galicie, où j'ai pu enregistrer des ondes provenant d'explosions dans les mines dans un terrain où le granit affleure en surface tandis que dans des terrains d'autres types, par ex. du Carbonifère, les mêmes vibrations ne se font pas sentir. Ce qui démontre que le granit transmet les vibrations, tandis que le Carbonifère absorbe la propagation des oscillations.

MACELWANE — Je voudrais demander à M. CALOI jusqu'à quel point la structure des sédiments est connue.

En ce qui me concerne, il me semble qu'en tout cas la partie alluvionnée ne doit pas être considérée comme solidifiée. Mais je veux savoir si on a des données exactes sur la structure des couches inférieures de ces sédiments.

CALOI — On n'a pas encore une connaissance exacte; pour ce qui regarde la base, celle-ci est certaine mais ensuite il y a des déterminations faites avec des puits pratiqués en divers points et au moyen de telles déterminations on a trouvé cette couche, en général, non solidifiée.

MACELWANE — D'après les données qui nous ont été fournies, il me semble que nous pouvons considérer que la couche du Pliocène n'est pas solidifiée. Le Miocène et l'Eocène, par conséquent, doivent être solidifiés. En voulant adopter la suggestion faite par M. EWING, nous devons prendre en considération seulement la couche non solidifiée, et la couche du Pliocène est considérée comme sédiment proprement dit.

ROTHÉ — Ce serait une magnifique occasion d'utiliser la méthode des explosions, pour faire un certain nombre de mesures de vitesse dans les différentes couches d'une région, pour autant que les étages successifs se différencient suffisamment au point de vue élastique.

CALOI — C'est en effet notre désir de faire ces contrôles, en commençant par les environs de Rome, où les m.s. sont très nombreux et où il y a une couverture de sédiments très épaisse, au sens large du mot.

HARDTWIG — A Stuttgart nous avons observé que les amplitudes et les périodes des ondes m.s., provenant d'une mer fermée comme la Méditerranée, ou la Baltique, étaient inférieures à celles des ondes provenant de l'océan.

Je voudrais demander à M. BATH s'il a fait les mêmes observations.

BATH — Je dois répondre affirmativement à la question. En effet, si les cyclones sont près de notre station, les périodes sont inférieures. En ce qui concerne la Méditerranée, nous observons que les m.s. d'origine méditerranéenne donnent des amplitudes extrêmement faibles à nos stations.

DUE — C'est la même chose qui se passe à Grenade, pour ce qui concerne les m.s. d'origine méditerranéenne.

BATH — Nous avons constaté que la période et l'amplitude ont tendance à varier à l'unisson. Et je voudrais savoir quelle pourrait être l'explication de ce phénomène, étant données les observations qui ont été faites.

GIORGI — Le phénomène de période longue noté pour les oscillations microsismiques provenant de l'Atlantique par rapport à celles provenant de la Méditerranée selon l'intensité de la perturbation qui la provoque, doit être attribuée sans aucun doute au phénomène d'absorption associé à la dispersion de l'énergie superficielle.

BERNARD — Les grandes périodes de la houle sont aussi généralement associées aux plus grandes amplitudes.

ROTHÉ — Oui, c'est ça!

EWING — Je voudrais répéter ma question et demander quelle a été la période des ondes superficielles observées par MORELLI, lorsqu'il a fait exploser des mines à Trieste.

CALOI — On explique les très petites périodes observées à Trieste par le prof. MORELLI dans l'enregistrement des explosions par le fait que la couche des sédiments dans les environs de Trieste est très petite.

ÜBER DIE SEISMISCHE BODENUNRUHE IN NORDDEUTSCHLAND

MENZEL

Im Jahre 1931 hat Kohlbach eine Arbeit mit dem Titel « Untersuchungen über die mikroseismische Bodenunruhe in Gr. Raum » veröffentlicht. In dieser Studie untersucht Kohlbach in sehr detaillierter Weise 23 mikroseismische Stürme. Es ist das Ziel unserer Untersuchung, dieselben Stürme nach den Registrierungen der Hamburger Erdbebenstation zu bearbeiten und einen Vergleich anzustellen. Bei der Auswertung der Registrierungen haben wir uns aus Gründen der Vergleichbarkeit der von Kohlbach angewandten Methode bedient, obwohl dagegen einige Einwände zu erheben wären. Es wurden an vier Terminen des Tages, um 2h, 8h, 14h und um 20h jeweils in den ersten 5 Minuten nach der vollen Stunde die grössten Amplituden und die dazugehörigen Perioden abgelesen, und diese 5 Werte zu einem Mittel vereinigt. Das geschach für alle drei Komponenten. Die so erhaltenen Werte bilden das Ausgangsmaterial für die folgende Untersuchung. Aus Zeitmangel wurden allerdings nur 7 der 23 von Kohlbach untersuchten Stürme auf diese Weise bearbeitet. Eine Vervollständigung der Untersuchung ist erforderlich und geplant.

Schon ein oberflächlicher Vergleich der Beobachtungen von Gr. Raum und Hamburg zeigt, dass diese mikroseismischen Stürme an beiden Stationen keinesfalls immer denselben Verlauf haben. Figur 1 möge das illustrieren. Es handelt sich dabei um keinen Einzelfall. Nur die Stürme 2 und 3, beide von kurzer Dauer, zeigen in ihrem ganzen Verlauf ein ziemlich gleichsinniges Verhalten, und einigermassen gilt dieses auch für Sturm 12. Bei allen bisher untersuchten Stürmen kann man aber Teilabschnitte finden, in welchen sich die

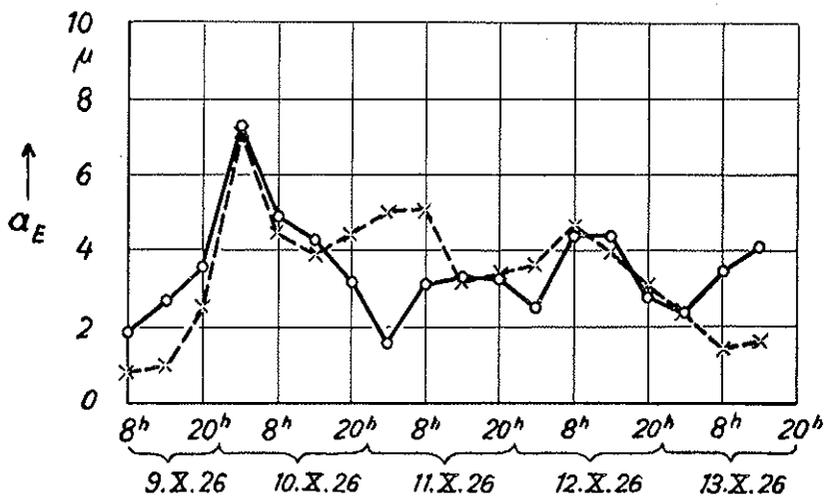
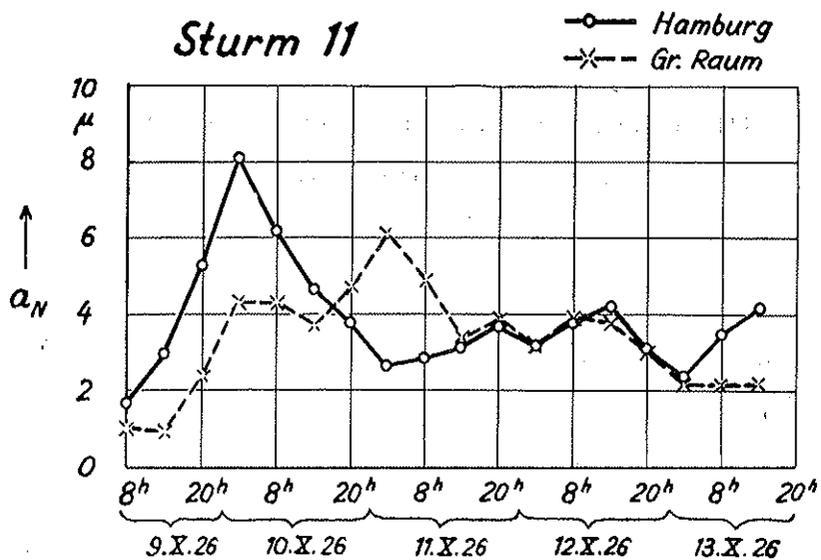


FIG. I.

Registrierungen von Hamburg und Gr. Raum ähnlich verhalten. Wir schliessen aus diesen Beobachtungen, dass die Ursachen der seismischen Bodenunruhe dieser beiden Stationen keinesfalls *immer* dieselben sind, dass aber manchmal eine gemeinsame Ursache angenommen werden kann. Man muss bei diesem Schluss allerdings sehr vorsichtig sein; denn in einem Falle, in welchen der mikroseismische Sturm in beiden Stationen sehr ähnlich abläuft, hoffen wir zeigen zu

Tab. 1

Sturm	Hamburg		Gr. Raum	
	α	m	α	m
2	$57^{\circ},6 \pm 5^{\circ},6$	0,18	$40^{\circ},8 \pm 6^{\circ},9$	0,28
3	$39^{\circ},6 \pm 2^{\circ},3$	0,36	$56^{\circ},8 \pm 3^{\circ},7$	0,38
7	$39^{\circ},7 \pm 6^{\circ},0$	0,39	$60^{\circ},1 \pm 6^{\circ},7$	0,53
11	$41^{\circ},4 \pm 3^{\circ},3$	0,30	$47^{\circ},3 \pm 7^{\circ},6$	0,09
12	$37^{\circ},7 \pm 4^{\circ},5$	0,70	$49^{\circ},1 \pm 3^{\circ},2$	0,60
15	$30^{\circ},3 \pm 6^{\circ},1$	0,42	$43^{\circ},1 \pm 0^{\circ},7$	0,10
22	$30^{\circ},4 \pm 7^{\circ},3$	0,26	$54^{\circ},9 \pm 7^{\circ},6$	0,49

können, dass die Annahme einer gemeinsamen Ursache sehr wenig wahrscheinlich ist.

Bildet man, wie es Kohlbach getan hat, und vor ihm viele andere Autoren, den Quotienten

$$\frac{A_n}{A_o} \quad (A_n = \text{Amplitude der Nordkomponente}) \\ (A_o = \quad \quad \quad \text{»} \quad \quad \quad \text{» Ost} \quad \quad \quad \text{»} \quad \quad \quad)$$

so unterliegt er recht beträchtlichen Schwankungen. Diese Schwankungen sind im allgemeinen so stark, dass es hoffnungslos erscheint,

aus diesem Quotienten etwa die Herkunftsrichtung der Wellen der Bodenunruhe zu bestimmen. Man erhält aber ein viel klareres Bild, wenn man die Amplituden der beiden Horizontalkomponenten in ein

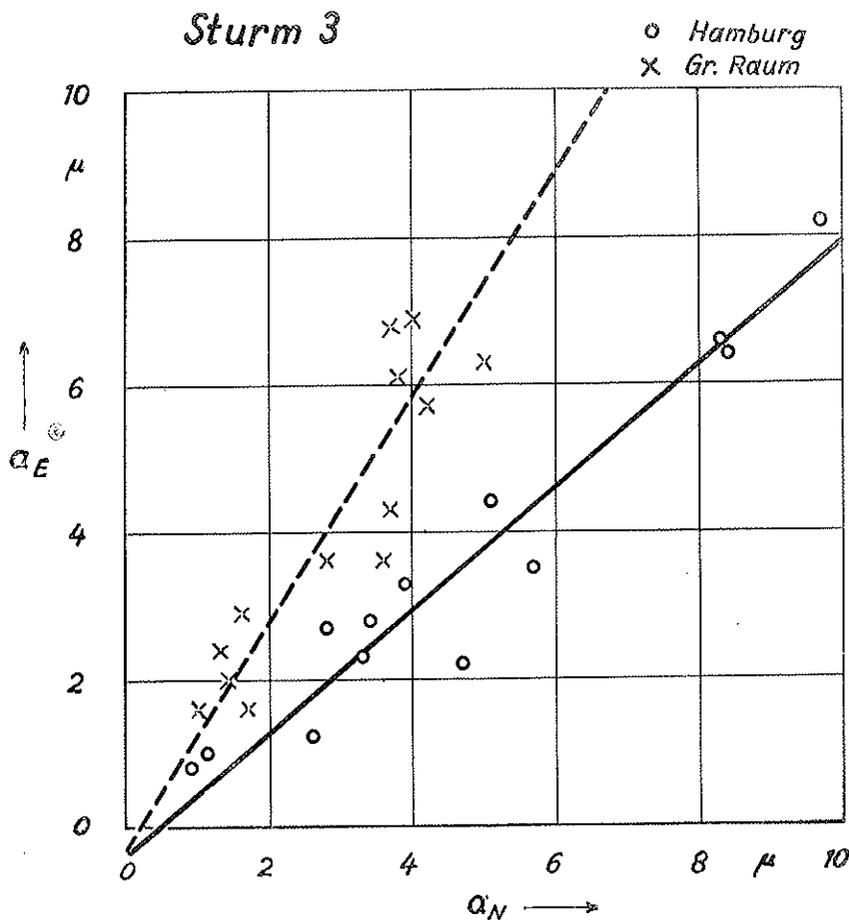


FIG. 2.

rechtwinkliges Koordinatensystem einträgt. Die dadurch entstehenden Punkte lassen sich recht gut durch eine Gerade approximieren (s. Fig. 2). Für alle untersuchten Stürme wurden diese approximierenden Geraden durch Ausgleichsrechnung bestimmt. Die Ergebnisse

zeigt Tabelle 1. Es bedeuten in dieser Tabelle α den Winkel der Ausgleichsgeraden gegen die Nordrichtung und m den aus der Rechnung folgenden mittleren Fehler der einzelnen Beobachtung in μ . Keine der Geraden ging durch den Nullpunkt, aber die Achsenabschnitte waren stets sehr klein. Nur einmal wurde der Wert $2,0 \mu$ erreicht. Der mittlere Fehler m ist überraschend gering. Das scheint uns dafür zu sprechen, dass die Quelle der seismischen Bodenunruhe in dem jeweiligen Beobachtungszeitraum ortsfest oder doch näherungsweise ortsfest ist. Bei einer sich bewegenden Quelle könnte höchstens an einer der beiden Stationen ein linearer Zusammenhang zwischen den horizontalen Komponenten der seismischen Bodenunruhe beobachtet werden. Wir haben daher folgende Arbeitshypothese angenommen: Die seismische Bodenunruhe an diesen beiden Stationen besteht aus Wellen, welche aus einem mehr oder weniger ausgedehnten, ortsfesten Erregungszentrum herkommen, und die sich einem Störpegel überlagern. Dieser Störpegel kommt durch Überlagerung von Wellen aus verschiedenen Quellen geringerer Bedeutung zustande. Das Erregungszentrum braucht natürlich nicht für beide Stationen dasselbe zu sein, wie es im Folgenden angenommen worden ist. Es ist durchaus möglich, dass mitunter die Wellen aus dem Erregungszentrum der einen Station an der anderen Station nur als Störpegel in Erscheinung treten und umgekehrt. Das Auftreten des Störpegels hat zur Folge, dass die Ausgleichsgeraden nicht durch den Nullpunkt gehen und bewirkt die Streuung in dem Quotienten A_n/A_e . Sind die Wellen der Bodenunruhe Rayleighwellen, so gibt der Winkel der Ausgleichsgeraden gegen die Nordrichtung direkt die Herkunftsrichtung der Wellen an. Allerdings ist das Vorzeichen dieses Winkels natürlich nicht mit dieser Methode zu bestimmen. Die Herkunftsrichtung bleibt also vierdeutig, und wenn man noch annimmt, dass die Wellen der Bodenunruhe Love-Wellen sein können, sogar achtdeutig. Selbst wenn in der seismischen Bodenunruhe beide Arten der Oberflächenwellen vertreten wären, so sprechen doch theoretische Erwägungen dafür, dass der eine dieser beiden Typen an Bedeutung gegenüber dem anderen stark zurücktreten würde, also nur im Störpegel in Erscheinung treten dürfte. Bei der Bestimmung der Herkunftsrichtung zeigte es sich nun, dass nur dann plausible Ergebnisse zu erzielen waren, wenn

die Wellen der seismischen Bodenunruhe als Rayleighwellen gedeutet wurden.

Bevor die Ergebnisse der Bestimmung der Herkunftsrichtung der Bodenunruhe diskutiert werden, sei noch ein Wort über das benutzte Ausgleichsprinzip gesagt. Es beruht, wie üblich, auf der Methode der kleinsten Quadrate. Will man eine Gerade $y = ax + b$ durch Ausgleichsrechnung bestimmen, so fordert man, dass die Summe $\sum_{v=1}^n (y_v - ax_v - b)^2$ ein Minimum werden soll. Dieses Prinzip bedingt eine Auszeichnung der x -Achse; d.h. die x_n werden als exakt vorausgesetzt. Je nachdem, ob man die A_n oder die A_e als x -Werte wählt, wird man also verschiedene Ausgleichsgeraden erhalten. Man muss aber die A_n und A_e als gleich genau ansehen; also ist weder das eine noch das andere berechtigt. Dreht man nun das Koordinatensystem um den Winkel β durch die Transformation:

$$\xi_v = x_v \cos \beta + y_v \sin \beta$$

$$\eta_v = -x_v \sin \beta + y_v \cos \beta,$$

so transformiert sich die Gleichung:

$$y = ax + b$$

in

$$\eta = \frac{b}{\cos \beta + a \sin \beta} + \frac{a \cos \beta - \sin \beta}{\cos \beta + a \sin \beta} \xi = b^* + a^* \xi.$$

Fordert man nun: $\sum_{v=1}^n (\eta_v - a^* \xi_v - b^*)^2 = \text{Min.}$ so folgt für die mittleren Fehler:

$$m_x = \sqrt{\frac{1}{n-2} \sum_{v=1}^n (\eta_v - a^* \xi_v - b^*)^2 \sin^2 \beta}$$

$$m_y = \sqrt{\frac{1}{n-2} \sum_{v=1}^n (\eta_v - a^* \xi_v - b^*)^2 \cos^2 \beta}$$

Also:

$$\frac{m_x}{m_y} = \text{tg } \beta.$$

Sollen also beide Fehler gleich gross sein, so muss $\beta = \frac{\pi}{4}$ sein. Die aus diesem Prinzip folgenden Rechenformeln sind kaum komplizierter als die üblichen und wurden durchgehend angewandt.

Mit der beschriebenen Methode wurde nun die Herkunftsrichtung der Wellen für jeden Sturm und jede der beiden Stationen bestimmt und damit auch die Lage der Erregungsgebiete festgelegt, wenn man annimmt, dass die Quelle der Bodenunruhe für beide Stationen dieselbe ist. Zu unserer Überraschung lag keines der so bestimmten Gebiete unmittelbar an der norwegischen Küste. Vielmehr zeigte es sich, dass sie alle mit einer Ausnahme in den Gewässern zwischen Island und Westnorwegen lagen. In Fig. 3 sind sie dargestellt worden. Natürlich darf diese Darstellung nicht missverstanden werden. Jeder Punkt der Fig. 3 ist als Zentrum eines mehr oder weniger ausgedehnten Gebietes zu verstehen.

Auf Grund seiner Untersuchungen der Korrelationen zwischen der Bodenunruhe und dem Seegangäquivalenten spricht Kohlbach die Vermutung aus, dass weder die Küstenbrandung in Norwegen, noch die an der ostpreussischen Küste die unmittelbare Ursache der Bodenunruhe sei, sondern dass die Korrelation eine mittelbare sei. Diese Auffassung wird durch den obigen Befund gestützt. Zum Vergleich haben wir der Kohlbachschen Arbeit Tabelle 2 entnommen. Sie gibt die Korrelationsfaktoren für die betrachteten Stürme wieder. Die erste Spalte enthält den Korrelationsfaktor für die Brandung in Norwegen ohne Berücksichtigung der Richtung der anlaufenden Seen, die zweite Spalte mit Berücksichtigung dieser Richtung, und die dritte Spalte gibt den Korrelationsfaktor für die Brandung an der ostpreussischen Küste. Man wird kaum behaupten können, dass diese Korrelationsfaktoren einen überzeugenden Beweis für den Kausalnexus von Brandung und Bodenunruhe liefern.

Andererseits zeigt das Studium der Wetterkarten auch keinesfalls einen Zusammenhang zwischen isolierten Tiefdruckgebieten und der Bodenunruhe. Schon gar nicht kann die Rede davon sein, dass derartige Tiefdruckgebiete in den Seegebieten von Fig. 3 liegen. Allerdings sind mit Ausnahme von Sturm 2 stets zwei oder mehrere Tiefdruckgebiete in der Nähe der Ränder der in Fig. 3 gezeichneten sogenannten Erregungsgebiete. Es scheint uns nicht ausgeschlossen

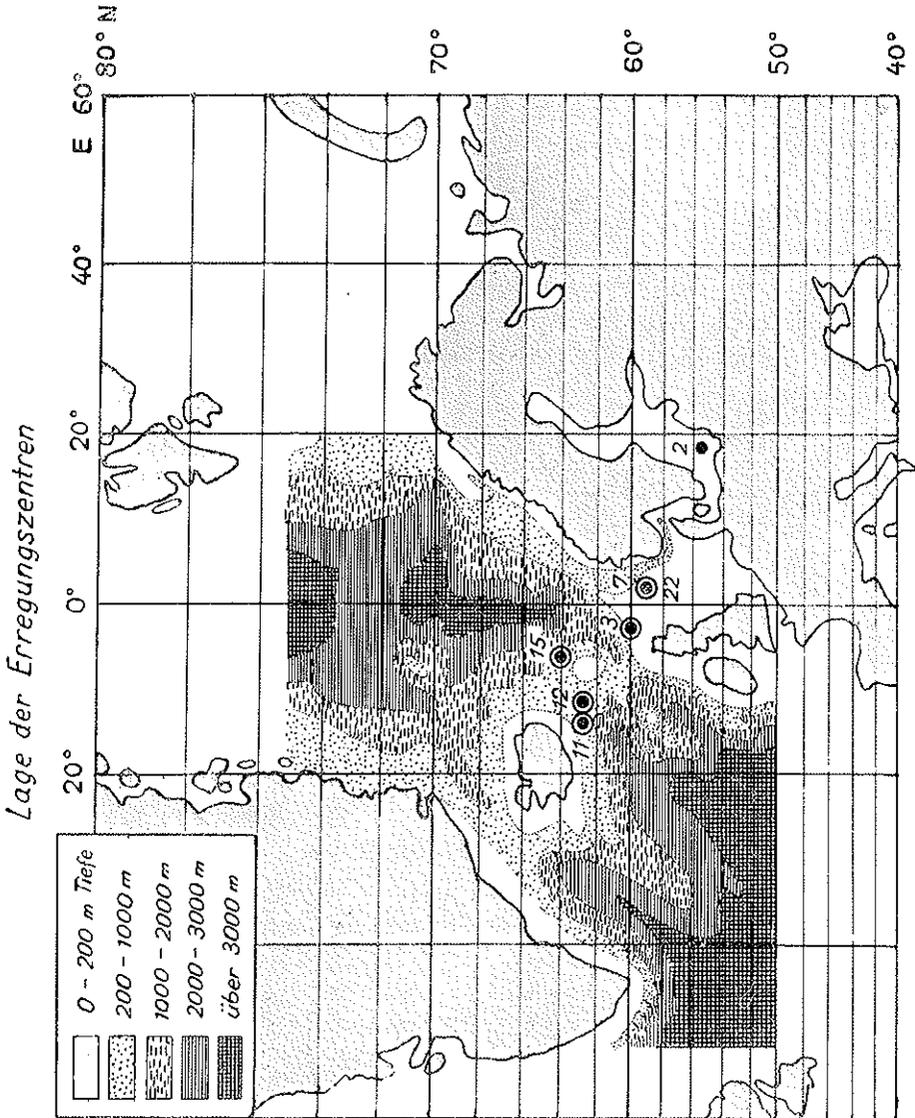


FIG. 3.

zu sein, dass die aus den Tiefs anlaufende See in den sogenannten Erregungsgebieten der Bodenunruhe das Interferenzsystem bildet, welches nach der Ansicht von Deacon die Bodenunruhe erzeugt.

Eine Ausnahmerolle spielt hier der Sturm Nr. 2. Die Ortung in der beschriebenen Weise ergab ein Erregungszentrum in der Ostsee. Wir sind nicht der Ansicht, dass dies reell ist. Obwohl der Sturm in

Tab. 2

<i>Sturm</i>	k_1	k_2	k_3
2	<i>negativ</i>	<i>negativ</i>	$0,770 \pm 0,123$
3	$0,740 \pm 0,115$	$0,904 \pm 0,047$	$0,778 \pm 0,084$
7	$-0,163 \pm 0,182$	$-0,331 \pm 0,167$	$-0,433 \pm 0,120$
11	$0,778 \pm 0,084$	$0,649 \pm 0,124$	$0,188 \pm 0,162$
12	$0,759 \pm 0,095$	$0,937 \pm 0,031$	$0,892 \pm 0,038$
15	$0,489 \pm 0,209$	$0,460 \pm 0,217$	$0,044 \pm 0,002$
22	<i>negativ</i>	<i>negativ</i>	$0,609 \pm 0,424$

beiden Stationen etwa denselben Verlauf hatte, scheint die Ursache der Bodenunruhe für jede der beiden Stationen eine andere zu sein. Der Wetterbericht meldete von den Küstenstationen der Deutschen Bucht Seegang VI und von der ostpreussischen Küste Seegang V, was für diese Gebiete recht beträchtlich ist. Fig. 4 zeigt die Peilstrahlen für diesen Sturm. Wir sind der Ansicht, dass in diesem Falle die Bodenunruhe in Hamburg vorwiegend durch die Brandung in der Deutschen Bucht, die Bodenunruhe in Gr. Raum vorwiegend durch Brandung an der Samlandküste verursacht wurde. Für eine lokale Ursache der Bodenunruhe in Gr. Raum bei diesem Sturm spricht auch die Beob-

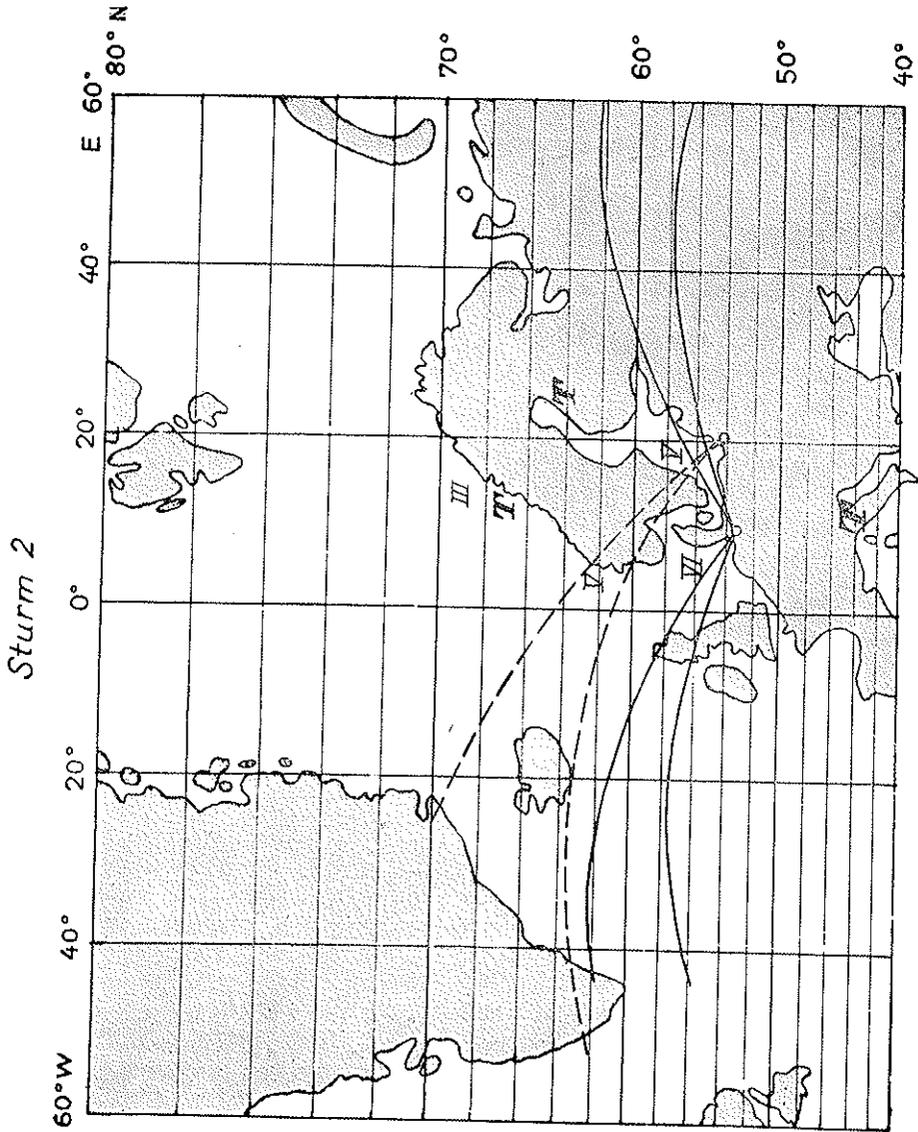


FIG. 4.

bachtung, dass bei negativen Korrelationsfaktoren zwischen Amplituden der Bodenunruhe in Gr. Raum und Seegangäquivalenten an der norwegischen Küste der Korrelationsfaktor zwischen der Bodenunruhe und den Seegangäquivalenten der Samlandküste den relativ hohen Wert 0,770 hat (s. Tab. 2). Auch die Messungen der Perioden der Bodenunruhe in Gr. Raum zeigen, dass der Sturm Nr. 2 eine Sonderrolle spielt. Während bei den übrigen Stürmen die meisten mittleren Perioden zwischen 4 und 5 sec liegen, beobachtet man bei Sturm Nr. 2 in Gr. Raum eine mittlere Periode von nur 3,2 sec.

Um Missverständnissen vorzubeugen sei folgendes festgestellt: Es wird nicht behauptet, dass Küstenbrandung keine Bodenunruhe hervorrufen kann. Es wird auch nicht bestritten, dass Zyklonen als wandernde Quellen von seismischer Bodenunruhe in Erscheinung treten können, wie es bei tropischen Zyklonen nachgewiesen worden ist. Es wird aber als sehr wahrscheinlich angesehen, dass gelegentlich — und anscheinend gar nicht so selten — ein bedeutender Anteil der in Hamburg und Gr. Raum zu beobachtenden seismischen Bodenunruhe kurzzeitig stationären Zentren zuzuordnen ist, die im Seegebiet zwischen Norwegen und Island liegen. Die Entstehung der Bodenunruhe könnte dabei nach den Vorstellungen von Deacon erfolgen. Charakteristisch für diese Art von Bodenunruhe in Hamburg und Gr. Raum ist dabei ein sehr rascher Anstieg von mässigen zu grossen Amplituden und eine ebenso rasche Amplitudenabnahme.

DISCUSSION

BATH — Etant donné que la région dont je m'occupe est très voisine de celle où M. MENZEL a fait ses observations, je prends la parole pour souligner que, bien qu'on puisse penser à première vue qu'il y ait des divergences entre nos théories, lorsqu'on regarde de plus près on voit qu'elles sont en harmonie. Et nous avons faits exactement la même observation, que les m.s. ont une amplitude plus grande, lorsqu'ils ont eu leur origine dans un cycloïde qui n'a pas un seul centre, mais plusieurs centres de dépressions.

Il me semble que cette observation justifie pleinement la théorie de DEACON et des autres chercheurs britanniques, de sorte qu'on pourrait appeler cette théorie la théorie britannique. Cette théorie est très chère à moi-même, étant donné qu'elle m'a permis d'exprimer de la meilleure façon mes propres observations. En faisant la comparaison entre les différentes stations, nous avons vu que, bien que peut-être elles soient assez closes l'une à l'autre, comme Hannover et Uppsala, il n'est pas nécessairement établi que les m.s. doivent avoir exactement la même origine.

Je voudrais appeler votre attention sur le fait que les cas illustrés par M. MENZEL semblent démontrer que les origines des m.s. se trouvent dans l'océan ouvert, ou en quelque part entre la Norvège et l'Islande.

Nous considérons aussi comme origine première des m.s. une interférence entre le passage et le mouvement des dépressions; seul, nous croyons que l'origine des m.s., ne peut pas être placée dans l'océan, mais sur la côte norvégienne. En plus il me semble que toutes les locations sont très proches les unes des autres dans cette région centrale et il serait désirable d'étendre les travaux à des régions de basse pression situées plus vers le Sud de l'Atlantique et, en même temps, plus vers le Nord afin de voir où l'origine pourrait être située dans ces endroits.

GHERZI — En Extrême Orient aussi nous avons vu que l'intensité des microséismes provenant d'un centre de dépression, augmentent lorsqu'il y a plusieurs centres de dépression et par exemple, en présence de trois

centres de dépression on peut observer des agitations et des perturbations extrêmement prononcées.

MACELWANE — Il m'est assez difficile d'imaginer comment on doit se représenter une interférence des ondes lorsque un cyclône extra-tropical passe au-dessus d'une zone très délimitée, par exemple, le Détroit de Davics, dans la direction du Labrador vers le Groenland.

HARDTWIG — M. MENZEL, vous avez déterminé la direction. Je voudrais vous demander: quelles parties de séismogramme avez vous employées dans ce but? Vous avez supposé que ce sont des ondes de Rayleigh. Avez vous faits des contrôles qu'il s'agissait réellement d'ondes de Rayleigh?

MENZEL — J'ai supposé que c'était des ondes de Rayleigh.

HARDTWIG — Mais vous ne devez pas faire cela. Vous devez prendre pour ondes de Rayleigh seulement celles qu'on peut documenter comme telles par le déplacement des phases.

MENZEL — On ne peut pas faire cela.

HARDTWIG — Mais non, nous avons employé cette méthode à Stuttgart; il y a dans chaque séismogramme des positions dans laquelle la présence des ondes de Reyleigh est démontrée par le déplacement caractéristique des phases entre les composantes.

Lorsque nous avons appliqué cette méthode à Stuttgart, nous sommes arrivés à des directions qui n'étaient jamais orientées vers le centre du cyclône.

Precisement nous avons fait comme suit: M. HILLER avait des appareils Galitzin qui enregistraient sur la même bande de papier, à grande vitesse, et avec un fort agrandissement, toutes les trois composantes, de manière qu'on pouvait déterminer avec une grande précision les déplacements des phases. Et ensuite, nous avons limité nos études aux positions dans lesquelles les déplacements des phases indiquaient la présence des ondes de Reyleigh. Nous avons étudié, deux fois par jour, tous les jours, pendant un quart d'heure les trois composantes. En théorie, la direction du mouvement du sol doit être orientée vers la direction de la source de

l'agitation et dans cette manière, nous avons cherché de trouver la position de la tempête mais nous n'avons jamais trouvé des directions orientées vers le centre des cyclônes mais toujours seulement vers les zones côtières avec une très grande dispersion.

Naturellement cela ne démontre pas que l'hypothèse du cyclônè doit être erronnée. Mais il n'est pas sûr que l'agitation microséismique consiste d'ondes de Reyleigh. Il est probable que ces choses soient diverses, parce que lorsque nous avons un centre exactement en direction Nord, alors, en théorie la composante Est-Ouest devait être très faible ce qui ne s'est jamais vérifié, car toujours toutes les deux composantes horizontales ont des amplitudes comparables. C'est pourquoi l'on a fait la supposition que les ondes microséismiques se composent d'ondes de Reyleigh, plus d'ondes de Love.

Il y a encore une raison pour laquelle les expériences que nous avons fait à Stuttgart ne peuvent pas être considérés comme absolus: c'est à dire le mouvement du sol par ondes de Reyleigh n'est pas toujours exactement vers la direction du centre. C'est pourquoi nous ne pouvons pas affirmer décidément que, ayant visé seulement des points sur la côte, rien ne provienne du centre du cyclône. Il est dommage que M. HILLER ne soit pas ici pour nous mettre au courant de ses recherches, mais peut-être je pourrai dire quelque chose à ce propos.

Quand nous avons vu qu'il n'était pas possible d'obtenir des grands résultats, nous avons cherché, d'une manière purement visuelle, d'atteindre du progrès. Nous avons enregistré cette position: nous avons compté l'ordre des périodes et combien de fois chaque période se présentait et nous avons recherché les spectres et trouvé que les spectres des trois composantes sont dans une relation pas très étroite mais sûrement existante avec le temps en grand.

STONELEY — Avant tout je voudrais me féliciter avec le prof. MENZEL pour les recherches extrêmement belles qu'il a fait et ensuite je voudrais dire que d'après ce que je comprends, les prof. HARDTWIG et MENZEL sont en effet d'accord entre eux et je pense être moi-même d'accord avec eux.

M. MENZEL dit qu'il doit supposer, pour faire du progrès, que les ondes sont substantiellement en grande partie des ondes de Reyleigh tandis

que M. HARDTWIG a tenté d'obtenir un criterium pour voir dans quels cas il s'agit vraiment des ondes de Reyleigh.

Du point de vue strictement objectif, on doit dire que lorsque l'on dispose des enregistrements des trois composantes on peut décider uniquement sur elles si on a à faire avec des ondes de Reyleigh ou des ondes de Love. Mais par les enregistrements de seules composantes horizontales on peut considérer seulement les ondes de Reyleigh.

Mais si en théorie avec trois composantes on peut distinguer exactement les ondes de Reyleigh et celles de Love en pratique, la chose est très difficile parce qu'il y a beaucoup de facteurs inconnus que perturbent les résultats. Je pense alors qu'il est juste que le prof. MENZEL fasse l'hypothèse d'avoir à faire avec des ondes de Reyleigh. Ce n'est pas une hypothèse très exacte mais c'est une première approximation acceptable du point de vue statistique.

ROTHÉ — Je demande sur quelle période de temps s'étend le calcul des droites qu'il nous a montrées.

MENZEL — De deux à trois jours.

ROTHÉ — Mais le centre de votre mouvement m.s. se déplace pendant ce temps là.

MENZEL — Au moment du maximum, la situation enfin est plutôt statique et elle n'est pas très dynamique.

ROTHÉ — Les graphiques qui sont là, sont conçus comment?

MENZEL — Egalement pour deux ou trois jours.

ROTHÉ — Alors, ce qu'on obtient il me semble que c'est un point moyen de toute une situation qui se développe au cours de ces trois jours. Par conséquent, on ne doit pas s'étonner qu'on trouve un point qui ne coïncide pas pour les uns et pour les autres parce que les centres de dépression se sont déplacés et on trouve quelque chose qui est la moyenne de ce qui c'est passé pendant ces trois jours. Cette période statistique me semble s'étendre sur une période trop longue, pour qu'on puisse la mettre

en rapport avec un centre déterminé. Il me semble impossible qu'on trouve un centre déterminé, en appliquant cette méthode. On ne devrait pas adopter des références qui soient plus de deux ou trois heures et non pas des jours.

Je crois tout de même que c'est curieux qu'on trouve un point en cette manière.

MENZEL — Nous avons observé seulement des cas où l'augmentation du mouvement a été très rapide.

GHERZI — La question du repérage du cyclone, de la source des m.s., est un peu semblable à celle utilisée par les marins qui avec la houle utilisent la direction dont elle vient, pour situer le centre du cyclone. Quand le thyphon marche, la direction d'où vient cette houle ne peut pas conduire à la position au moment où on fait la mesure.

Il font la mesure d'une position, d'un centre, qui est déjà changé. C'est pour ça, que quand on va comparer les centres, on trouve une confusion générale surtout lorsque on a plusieurs cyclons. Nous avons toujours travaillé avec une carte qui montrait un seul centre, dans une région de 4000 km.

MENZEL — Je me rends compte que la position change beaucoup et c'est pour cette raison que j'ai observé des cas où l'intensification et l'affaiblissement étaient plutôt rapides. Et précisément, nous avons dit que nous savons que la zone d'origine n'est pas toujours constante et se déplace. Pour cette raison, ce phénomène de déplacement est exprimé par la variation de l'angle qu'on obtient dans les tracés.

Il y a encore une observation finale à ne pas oublier. C'est à dire que l'intensité de la tempête peut changer grandement; quelque fois, elle est plus forte, d'autre fois moins forte. Le résultat est que le microsésisme peut changer d'intensité par cette raison et il ne faut pas faire l'erreur d'attribuer ces changements à des faits divers des changements d'intensité de la tempête.

REVIEW OVER INVESTIGATIONS OF MICROSEISMS IN SCANDINAVIA

MARKUS BATH

INTRODUCTION

The chief aim of this paper is to summarize the author's investigations of microseisms in Scandinavia with particular regard to the question where the microseisms are generated. It is shown that both a coast effect and a cyclone effect are of microseismic importance and that in Scandinavia the coast effect generally strongly dominates. Various methods by which the author has been led to this conclusion will be discussed in the light of other investigations of microseisms, both empirical and theoretical.

The microseisms studied in this paper lie in the usual period range 4-8 sec. The period is rarely as low as 3 sec or as high as 9-10 sec. A typical picture of the Uppsala microseisms is shown in Fig. 1, a photograph of a part of the record on the N-S component of the Wiechert seismograph for January 26-27, 1923. The microseisms studied are all of the type shown in Fig. 1, only of different amplitudes and different periods under different circumstances.

1. Comparative study of microseisms in different weather situations.

This part constitutes the beginning of the author's study of microseisms in Scandinavia (1949). Many facts about microseisms can be obtained by a careful study of a few simple storms. Simple here means an atmospheric situation, where there is a very great probability of only one microseismic source acting, e. g. one cyclone

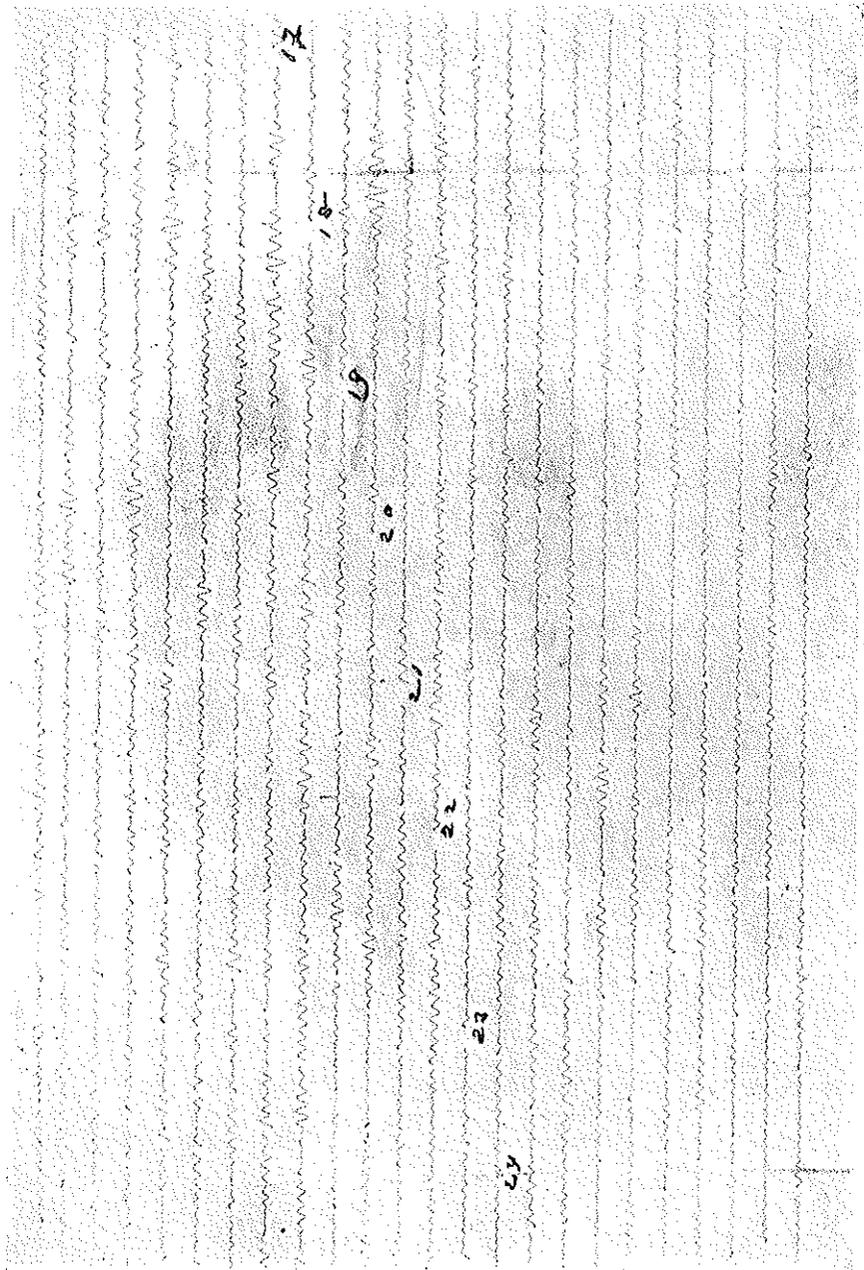


FIG. 1.

Part of the seismograph record at Uppsala January 26-27, 1923 (N-S component of Wiechert 1000 kg horizontal seismograph).

dominating the whole area from which the microseisms at a given station may reasonably come. In order to derive properties of general validity it is, however, necessary to study a fairly large number of such storms. For this reason I made a statistical investigation of more than 700 simple storms. This has formed a basis for further penetration into individual situations.

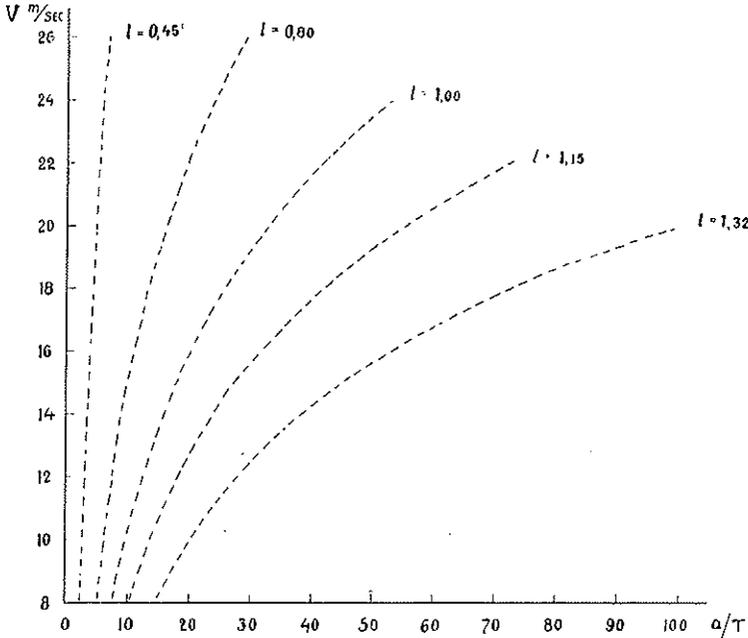


FIG. 2.

Relation between V and a/T (unit for a/T 10^{-2} μ/sec).

It is a common experience that strong microseisms occur at stormy weather, especially during cyclone passages not too distant from a station. However, as a general rule I think it is not sufficient only to ascertain the simultaneous occurrence of large microseisms and cyclones. We must try to proceed further. In Fig. 2 we find the mean gradient wind velocity V (m/sec) over Scandinavia plotted against the simultaneous ratio of amplitude and period of the microseisms a/T (10^{-2} μ/sec), recorded by the Uppsala Wiechert 1000 kg

horizontal seismograph. A point could be obtained (not shown in Fig. 2) limited by the curves marked $l = 0.45$ and $l = 1.32$. The mean curve $l = 1.00$ has the equation

$$10 \log \frac{a}{T} = 0,4598 + 0,05274 \cdot V.$$

Especially the lower boundary ($l = 1.32$) is very well defined. This curve gives the gradient wind velocity which must be attained or surpassed in order to obtain microseisms of given energy, or in other words it gives the maximum microseismic energy which can be obtained for a given gradient wind velocity.

The scatter of the points in Fig. 2 is much larger than could be explained simply by errors in the measurements of V and of a/T . This means that the microseisms depend also on other factors than the wind velocity, which is also to be expected a priori. It is found that different atmospheric situations are differently located in Fig. 2, corresponding to different values of the parameter l . This parameter is defined by the equation

$$10 \log \frac{a}{T} = (0,4598 + 0,05274 \cdot V) \cdot l.$$

There are naturally different possibilities of introducing a parameter into the original mean formula. Of the different possibilities the one chosen here gives the best fit to the well - defined lower limit for $l = 1.32$). For a complete discussion see my paper (1949, p. 47). Any way of introducing the parameter l will give the same qualitative results in what follows.

The parameter l or $\lambda = 100 l$, which has been used for convenience, is independent of V . The correlation coefficient between λ and V is practically zero. On the other hand, λ contains all other factors of microseismic importance. Our task is to determine the nature of these factors and then by their possible elimination from λ obtain new parameters. The guiding principle has been to proceed in that way until parameters are obtained which within the limits of error are the same for all situations. At that point all factors of microseismic importance have been eliminated, provided they are of different

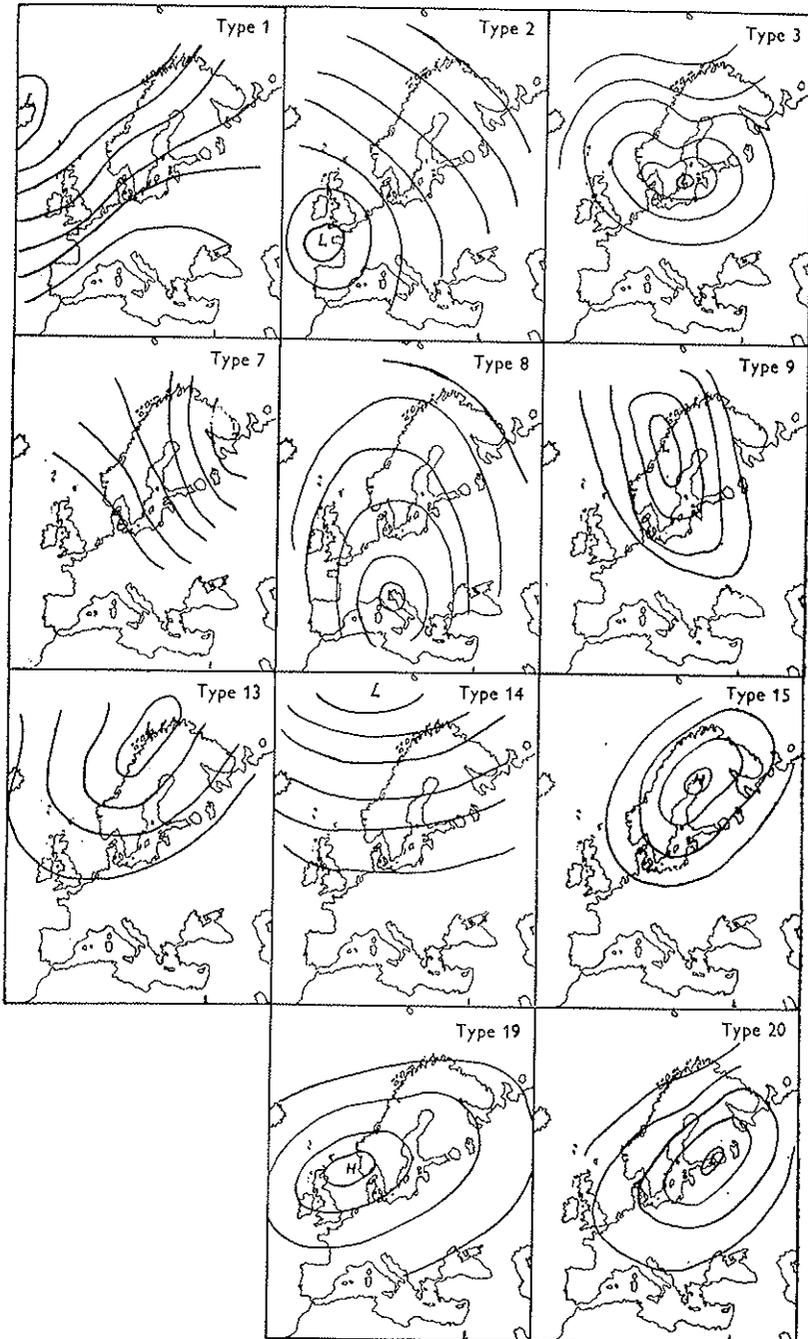


FIG. 3.

The different pressure types studied (L = low; H = high).

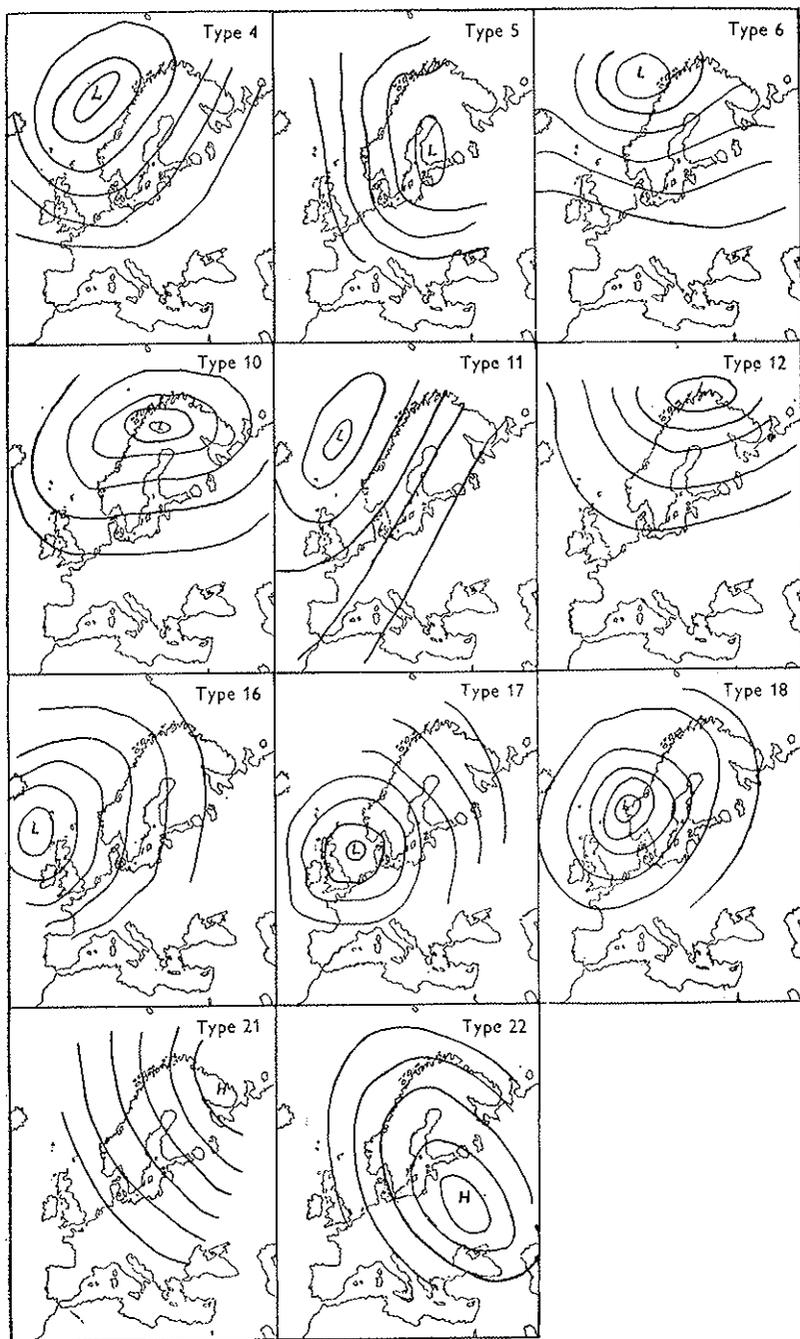


FIG. 3.
(Cont.).

importance in different situations. However, the elimination of various factors becomes increasingly difficult and uncertain the further we proceed.

The next step is to compare the parameters λ in different situations. All situations were divided into 22 types (see Fig. 3). In dividing the situations into these types account was taken of the geographical position of the pressure centre, of the general trend of the isobars, and of the angles between the isobars and the coasts, and the extent to which the isobars cut the coasts.

A review of all the types is given in Table I.

TABLE I. — *Review over the pressure types.*

n = number of individual cases studied for each type. Mean values of gradient wind velocity V , amplitude a and period T on the two horizontal components, and of the parameter λ are given for each type.

Type	n	V m/sec	a_N μ	T_N sec	a_E μ	T_E sec	λ
1	64	16,1	0,9	5,9	1,0	5,6	85
2	8	16,2	0,5	4,5	0,5	4,5	76
3	46	13,5	0,7	5,1	0,9	4,9	91
4	61	16,8	0,9	5,6	1,2	5,2	88
5	65	13,8	0,9	5,2	0,9	5,0	99
6	51	16,2	1,2	5,6	1,3	5,5	96
7	53	15,6	1,7	5,5	1,6	5,4	110
8	1	14,7	< 0,4	5	< 0,4	5	57
9	58	14,9	1,0	5,3	1,2	5,0	96
10	14	15,4	1,3	5,4	1,1	5,1	96
11	21	16,5	0,7	5,2	1,0	5,1	84
12	42	14,6	1,3	5,6	1,1	5,2	104
13	32	15,4	1,1	5,4	1,2	5,0	98
14	21	16,3	1,1	5,6	1,2	5,5	96
15	4	20,9	0,4	5,0	0,6	5,0	59
16	72	16,2	0,7	5,4	0,9	5,2	83
17	39	15,0	0,6	5,1	0,9	4,7	86
18	45	14,8	0,7	5,0	1,0	4,9	87
19	5	15,4	0,5	4,6	0,5	4,8	81
20	9	13,1	0,6	5,4	0,6	5,1	80
21	1	18,3	0,9	4	0,6	5	95
22	6	17,0	0,8	5,3	0,7	4,8	77

We observe that the greatest λ occurs for type 7 with its centre in north Russia, already on land. Next to type 7 comes type 12 with its centre on the north coast of Norway. The types 5, 6, 9, 10, 13,

and 14 are also rather strong. The weakest are 1, 2, 8, 11, 16, and 20. These are all low pressure systems. The high pressure systems 15, 19, 21, and 22 have generally low values of λ .

The different energy of the microseisms for the different types is not due to different intensity of the storms. The wind velocity V has already been eliminated (λ is independent of V), and the different intensity of the microseisms must be due to other factors. Note especially the marked difference between cyclones around Iceland and in the Atlantic west of Norway (types 1, 4, 11, 16, all with weak microseisms) and cyclones around north Norway and still more north Russia (types 6, 7, 10, 12, 13, all with strong microseisms). The mean values of λ have standard errors of only 2-3 units, and they are significant for the various types. For instance it never fails that the largest microseisms are connected with type 7.

It is known that seismograph stations often have different response in different directions. Our observations here, however, cannot be explained in this way. Take for instance the types 10 and 12, which lie in the same direction from Uppsala. 12 is stronger than 10 in spite of a larger distance. As the direction is the same, different response could hardly be the explanation. The same applies to the types 5 and 7 which also lie in the same direction from Uppsala; and they are both within the Fennoscandian shield. On the other hand, the lengths of the active coasts, i. e. coasts with on-shore winds and sea waves (especially the steep Norwegian coast), are different in the different types and seem to afford an explanation of the different λ . Also direction determinations (section 2 below) and frontal effects (section 3) cannot be explained by different response of the station in different directions. In type 7 we have on-shore winds and sea waves approximately perpendicular to the whole Norwegian coast, and the microseisms are at their maximum.

It has also been shown (1949, pp. 53-56) that the time lag between wind and microseisms cannot explain the distribution of λ . This is also confirmed by the frontal effects (section 3) and the energy distribution (section 4).

Type 19 ($\lambda = 81$) is a high pressure system so situated that it also gives on-shore winds on the Norwegian coast. On comparison with

type 7 we find that type 19 is far weaker. This circumstance has by some research workers been taken as evidence against a coast effect. However, we have to observe the different origin of the air masses blowing against the coast in the two cases: type 7 with northerly, unstable and therefore more turbulent air; type 19 with south-westerly, stable and therefore less turbulent air. It seems as if the different degrees of turbulence of the air masses are of very great importance for the microseisms (see section 3 below). If this is due to pressure pulsations in the air transmitted through the water to the

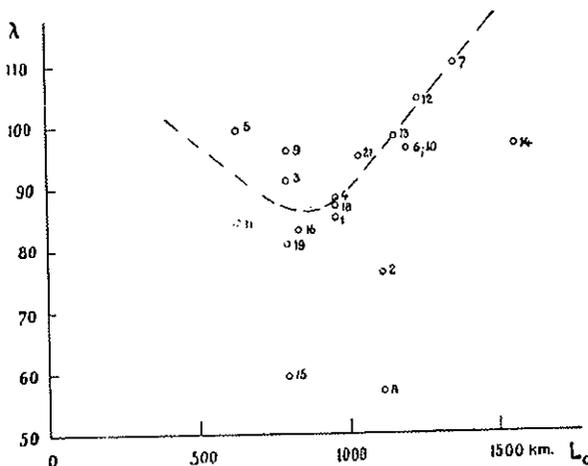


FIG. 4.

Connection between λ and effective coast length L_c .
The figures at the circles indicate pressure types.

ocean bottom or due to the fact that more turbulent air gives rise to higher sea waves for a given mean wind velocity is still a problem. Presumably both factors exist. In addition it is clear from what follows that already the shorter effective coast length for type 19 is sufficient to explain the weaker microseisms for that type.

In general high pressure systems (15, 19, 21, 22) have low λ -values. We are thus led to attribute to the barometric lows some special mechanism of microseismic importance. Our so far preliminary result is that in addition to the coast effect as dominant source in

Scandinavia there also seems to be some kind of barometric low effect. The following calculations confirm this conclusion.

We define the effective coast length, L_c , as the total lengths of the coasts projected on a line perpendicular to the wind or actually projected on the sea wave front. This concept seems to go a long way in explaining the different λ in Fig. 3. Note for example the series of types 1-4-6-12-7 with increasing λ (85-88-96-104-112); the effective coast length increases simultaneously. The parameters λ are plotted against L_c in Fig. 4 (the numbers refer to the pressure types). We find on one hand a clear increase of λ with L_c from about type 1 (or even 19) to type 7 and, on the other hand, that several types (3, 5, 9) in spite of relatively short L_c have large λ . The last-mentioned types have all in common a relatively small distance from the cyclone centre to the station (Uppsala); see Fig. 3. Furthermore types such as 2, 8, 14 are weak in spite of great L_c ; they are all distant. The result is that the wind velocity V and the effective coast length L_c (which in fact takes account of the wind direction) are not the only factors of microseismic importance. In addition it seems to be some effect which decreases with increasing distance to the pressure centre.

In order to isolate this effect we must eliminate L_c from λ . The relation between λ and L_c shall clearly be such that λ increases with increasing L_c . The form of the relation cannot easily be determined empirically as in the case of V . Which reasonable form is used for the functional relation between λ and L_c is not of very great importance, as the results in any case show the same general trend. The difficulty is that we do not know the relation between coast effect and other effects in our area. Therefore several new parameters were calculated from λ under different assumptions of the ratio of coast effect to other effects. These assumptions were made such that the real cases would lie somewhere in between these assumptions; namely (a) that the coast effect is equal to all other effects for $L_c = 1000$ km, (b) that the coast effect is equal to twice other effects for $L_c = 1000$ km, and (c) that all effects except the coast effect are negligible. For more details the reader is referred to the author's paper (1949, pp. 59-60 and 100-102). For every reasonable assumption about the relation between λ and L_c we get the same qualitative

result, i.e. a decrease of the derived parameter λ_L , (with L_e eliminated) with increasing distance to the pressure centre; see Fig. 5.

We could perhaps be inclined to interpret this result also as a coast effect, namely that large λ_L for near-by pressure systems depend on the fact that relatively near coasts here play the dominant rôle, whereas small λ_L for distant pressure systems depend on the dominant rôle of the more distant Norwegian coast. A calculation of the decrease of the energy with distance (1949, pp. 66-69) shows,

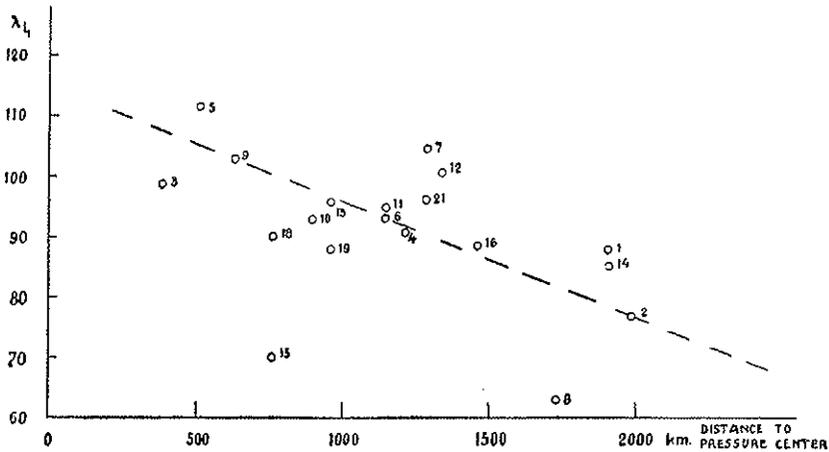


FIG. 5.

Decrease of the parameter λ_L with increase of distance to pressure centre.

however, that the above-mentioned circumstance is incapable of explaining the λ_L . — As the period T of the microseisms increases with the distance to the pressure centre, we may believe that the variation of λ_L is only a consequence of the variation of T . A calculation (1949, pp. 69-70) shows that also this is incapable of explaining the variation of λ_L .

We thus see that after reduction for wind velocity, effective coast length, and even period, we still have a microseismic amplitude decreasing with increasing distance to the pressure centre.

The researches reported in this section — statistical in nature, but well substantiated by studies of many individual cases — have

indicated a coast effect as the main source of the microseisms in Scandinavia but have also shown clear indication of a cyclone effect.

2. *Direction determinations.*

No doubt the best way to obtain reliable results concerning the directions from where the microseisms reach a station is by the use of tripartite stations. They have been much used particularly by the Americans during a little more than a decade. It would be very valuable for further fruitful investigations of microseisms in Europe as well as in other parts of the world if tripartite stations were installed. Simultaneous records from two or three tripartite stations in Europe would certainly give much valuable information. No such instrumental means have so far been available to me, and I therefore tried various (less accurate) methods of direction determinations which could be made by means of ordinary seismograph records.

Fig. 6 a-e shows the motion in the horizontal plane, obtained by a combination of N-S and E-W amplitudes at Uppsala (one figure for each minute in the interval 08.10-08.15 M.E.T. on November 16, 1926). The weather situation corresponds to type 7 (see Fig. 7). The complicated nature of the motion is obvious. We find that the motion definitely does not consist only of Rayleigh waves emanating from the pressure centre. However, part of the time there is a clear indication of motion along the direction to the centre, especially in Fig. 6 d, as well as along the perpendicular direction (Fig. 6 a). For the rest there are other directions of vibration. The nature of the microseismic waves is still a problem. It is not only the question what kind of surface waves they are (Rayleigh or Love waves or a combination of both); recently Professor M. Ewing has advanced the hypothesis that they are body waves (P and SV) instead of surface waves. No decision on this point can easily be reached from our observations.

Bungers (1941-42) gave a method for determination of direction of propagation of the microseisms. This method rests on the assumption that at least for a short time principally two Rayleigh waves with constant amplitudes from different directions dominate the motion.

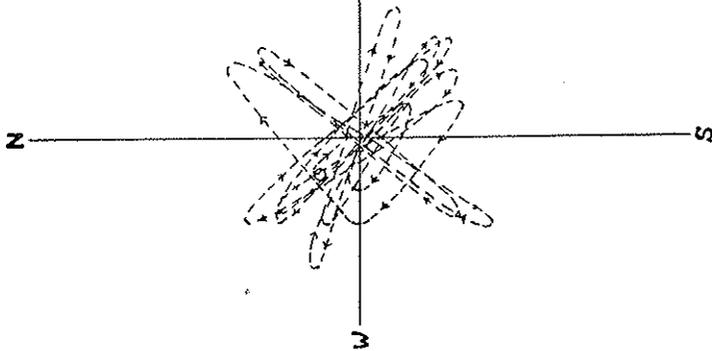


FIG. 6 a.

Horizontal motion of earth particles 08.10-08.11, Nov. 16, 1926. The arrows indicate the direction of motion. The circle marks the beginning of the motion.

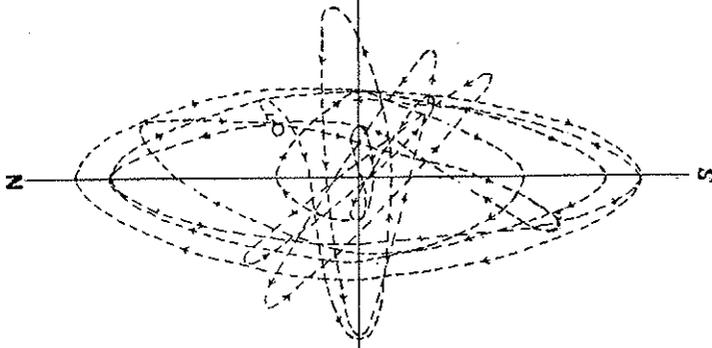


FIG. 6 b.

Horizontal motion 08.11-08.12, Nov. 16, 1926.

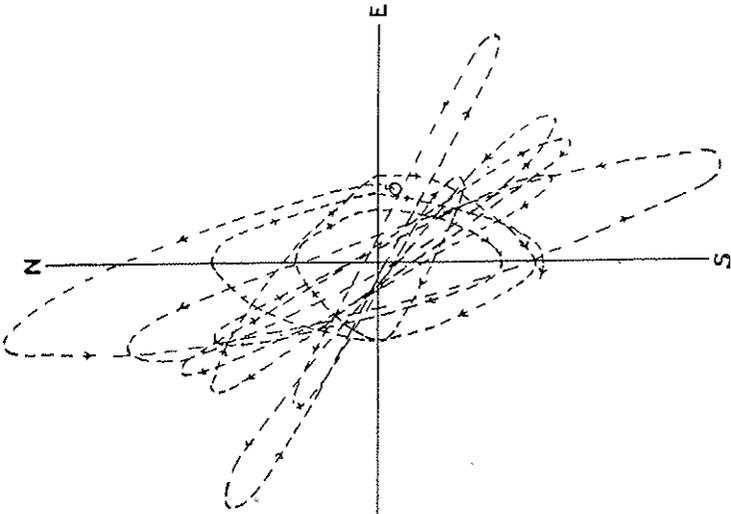


FIG. 6 c.

Horizontal motion 08.12-08.13, Nov. 16, 1926.

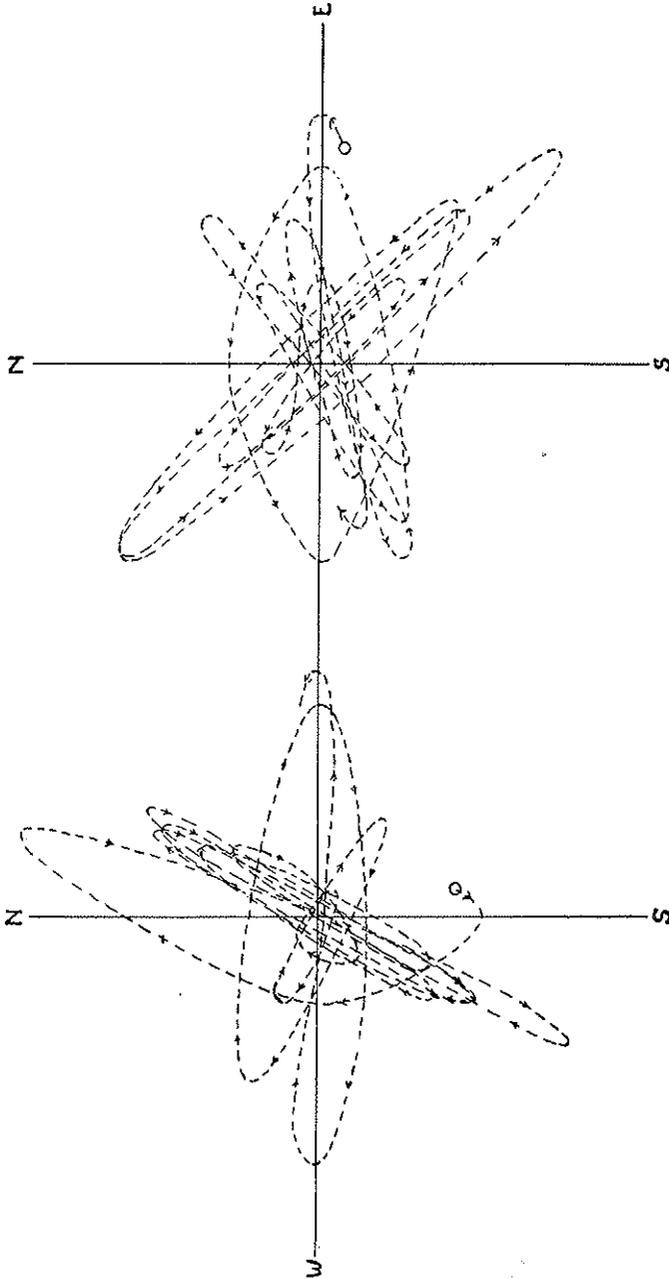


FIG. 6e.

Horizontal motion 08.14-08.15, Nov. 16, 1926.

FIG. 6d.

Horizontal motion 08.13-08.14, Nov. 16, 1926.

These waves combine to form Lissajou figures with axes which are in general not perpendicular to each other. Bungers showed that the sides of the parallelogram which envelops the horizontal motion point in the direction of propagation of the microseismic waves. This

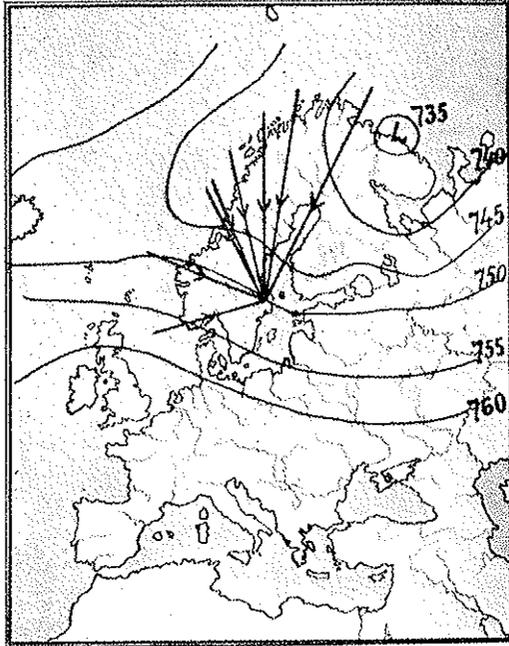


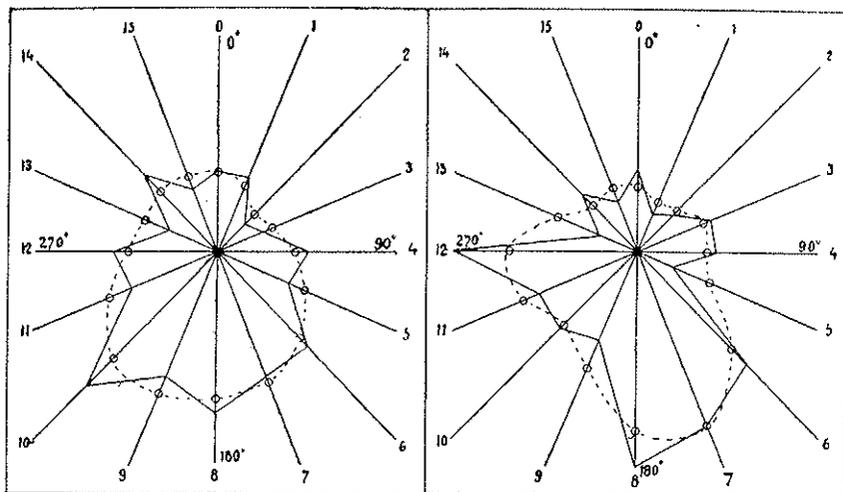
FIG. 7.

Weather situation and directions of approach of microseisms (according to Bungers' method, at 08 h, Nov. 16, 1926.

method is not expected to yield any results of importance, because it is based on too restrictive assumption. However, it is still interesting to see that the directions obtained for the case in Fig. 6 are almost completely confined to the NW quadrant (or the SE quadrant) from Uppsala.

LEE's method (1935) for direction determination was also tried. This method is statistical and involves a determination of phase differences between N-S and E-W components. No well-defined di-

rection is obtained, but only the dominating quadrant. This method was applied to the same case as above (November 16, 1926) and also to January 21, 1921, with a similar weather situation (type 7). The results are given in Fig. 8. There are in both cases clear overweights for phase differences around 180° over those around 0° . This means for our seismograph dominating motion in the NW-SE quadrants, thus confirming the previous result.



a) 07 h — 09 h, Jan. 21, 1921.

b) 07 h — 09 h, Nov. 16, 1926.

FIG. 8.

Frequency diagrams of phase differences between N-S and E-W.

Type 7 was chosen for the above-mentioned investigations for the reason that the cyclone centre is then in the NE quadrant from Uppsala, whereas the Norwegian coast occupies the NW quadrant. The results seem to show that the microseisms do not come from the cyclone centre itself. For type 7 the microseisms come instead from the NW quadrant, at least as a dominating direction. This result alone does naturally not tell us if the origin is at the Norwegian coast or in the Atlantic outside Norway. In view of the other results described in section 1 as well as below in sections 3 and 4 the former explanation seems most probable.

For a microseismic storm on January 28, 1932, simultaneous directions were determined by LEE'S method for Uppsala and Abisko. The weather situation corresponded to type 7. The dominant motions were NW-SE for Uppsala and SW-NE for Abisko. As the microseismic amplitudes had a parallel run at the two stations (simultaneous increases and simultaneous maxima), the microseisms had certainly a common origin. Incidentally this is very important in comparing records at different stations. Therefore the source must in this case lie in the NW quadrant from Uppsala and the SW quadrant from Abisko. This is a strong support for the idea of the coast effect. At the time investigated there was no cyclone within this region which could be attributed as a source.

The cyclone effect was detected statistically in section 1. It is possible to prove its existence even in individual cases provided these are chosen so that the coast effect is reduced to a minimum. This happens for cyclones with centres in the North Sea (type 17, Fig. 3), for which there are off-shore winds along the whole Norwegian coast. The microseisms are then generally weak at Uppsala ($\lambda = 86$). In a microseismic storm on November 30-December 3, 1935, corresponding to a development from type 16 to 17 and 18, there were several clear indications of a cyclone effect, among them direction determinations by means of LEE'S method (see my paper 1949, pp. 136-142).

3. *Changes of microseisms on cold front passages of the Norwegian coast.*

It has often been found that microseismic storms do not begin gradually, but that the amplitudes show very rapid increases within an interval of an hour or sometimes less. These rapid increases are at least of the same critical importance for the understanding of the microseisms as the maximum amplitudes are. The rapid increases must be due to equally rapid changes of the circumstances responsible for the generation of the microseisms. In general the amplitude increases are too rapid to be explained simply by increased intensity of a cyclone or its approach to a station. The changes of intensity and position of cyclones are more gradual. It has been found that

the rapid amplitude increases at Uppsala coincide with the passage of cold fronts over the Norwegian coast from the Atlantic toward the land. As the rapid increases coincide with front passages over the Norwegian coast, they cannot simply be explained by the approach of the cold air, as in that case a more gradual increase would be expected.

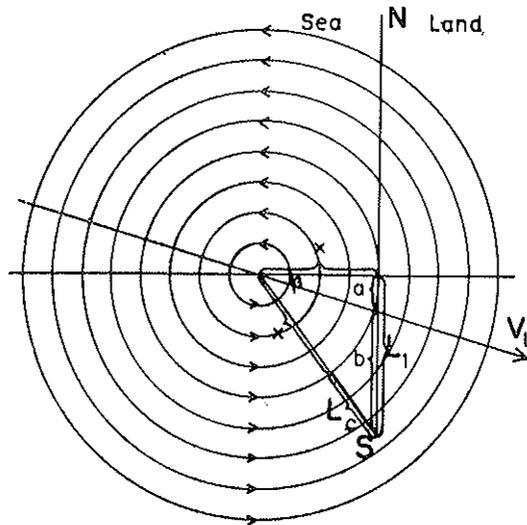


FIG. 9.

Cyclone passage of a coast line NS (cyclonic centre over the sea).

The microseismic importance of cold fronts in Scandinavia seems to be due primarily to the changes which are brought about in the whole régime, responsible for the microseisms, when the fronts pass the Norwegian coast. This means that it is not an action concentrated to the front itself. The following changes may immediately be expected.

(a) A change of the effective coast length L_c , due to changes of wind direction and direction of propagation of sea waves.

(b) A change of the wind velocity.

(c) A change of the turbulent state of the atmosphere, which is of importance for the sea waves.

The time variation of the effective coast length L_e for cyclone and front passages of a coast line can easily be calculated theoretically for simple models. This has been done by the present author (1951 a). Fig. 9 show an idealized cyclone (circular, concentric isobars and

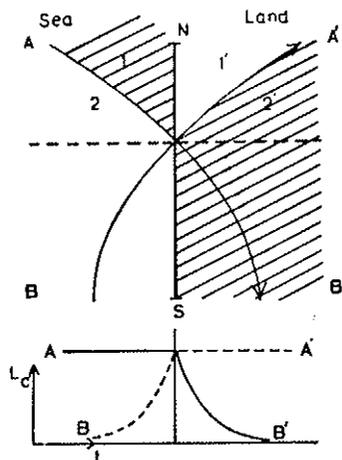


FIG. 10.

The distribution of dL_e/dt for cyclone passages of a coast line NS.

no fronts) which serves as a first approximation. NS is the actual coast and L_e is the effective coast length according to my definition. The calculations will not be given here. Fig. 10 shows some of the results for cyclone passages of the coast NS at a given point. We can distinguish two effects: the length effect, i. e. variation of the coast length to the south of the perpendicular from the cyclone centre to the coast; the angle effect, i. e. variation of the angle between the isobars and the coast. The corresponding description to Fig. 10 is as follows.

- I. Sea. A. North quadrant. 1. Negative area: the length effect dominates but is counteracted by the angle effect.

2. Positive area: the angle effect dominates but is counteracted by the length effect.

B. South quadrant. Positive area: the length effect and the angle effect cooperate.

II. Land. A'. North quadrant. 1'. Positive area: the length effect dominates but is counteracted by the angle effect.

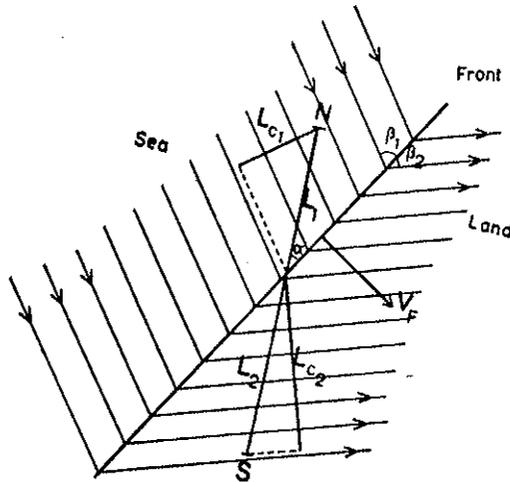


FIG. 11.

Front crossing a coast line NS.

2'. Negative area: the angle effect dominates but is counteracted by the length effect.

B'. South quadrant. Negative area: the length effect and the angle effect cooperate.

We find that the effective coast length begins to increase already when the cyclone centre is at a large distance from the coast. Several special cases have been studied in detail (1951 a, pp. 277-282).

The time variation of L_e has been studied theoretically for fronts

crossing a coast line (see Fig. 11, where NS is the real coast, and $L_e = L_{e1} + L_{e2}$). The front was for simplicity first assumed rectilinear, but it has been shown that the results are well valid also for curved fronts. For fronts we find that the time variation of L_e may be much larger than for cyclones, especially when the fronts are parallel to the coast, which is immediately obvious. The purpose of the theoretical calculations of the time variation of the effective coast length is to enable us to make better determinations of this quantity in individual cases by means of weather maps than it is possible only by direct measurements of L_e on successive maps. Furthermore the theoretical calculations give us a far better survey of the various possibilities in different cases. In nature cyclones and fronts exist together and the time variation of the effective coast length is a result of both factors acting simultaneously. The changes of the effective coast length due to front passages of the coast are in general very well marked even if they are superimposed on the more gradual changes due to cyclone passages of the coast. In all calculations the effective coast length has been defined in relation to the isobars (see Fig. 9 and 10). It should actually have been in relation to the direction of propagation of the sea waves, but a discussion has shown that the use of the isobars is a sufficiently good approximation (1951 a, pp. 292-295).

The changes of wind velocity on cold front passages are not susceptible to any general treatment in a simple way. As a general rule the wind is strong behind most cold fronts in Scandinavia. The procedure was simply to use measurements of wind velocities in every special case studied.

It is a well known fact that the air behind cold fronts is generally unstable. The importance of the greater turbulence for the generation of sea waves has hitherto not been treated in detail. A theoretical treatment would be desirable but seems very difficult. I used here an empirical procedure — a comparison of sea wave heights for northerly and southerly winds for a few well exposed stations on the Norwegian coast (Utsira, Krakenes, Röst) and for the Bear Island and Jan Mayen. Equal exposure in northerly and southerly directions both to wind and sea waves is very essential. Also that different fetch

should not influence the results is very important. A careful consideration of various influences was necessary (1951 a, pp. 295-303), because the sea wave heights are only the usual estimates given in the weather telegrams. These are unfortunately the only observations available. For the stations with the most satisfactory situation (Utsira and Krakenes on the Norwegian coast) the results are shown in Fig. 12 a and b. Every point is the mean of a large number of obser-

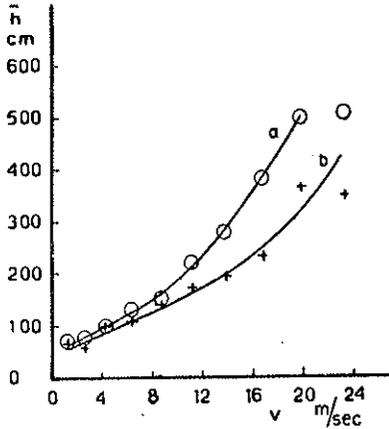


Fig. 12 a.

Sea wave height versus wind velocity for Utsira.
Curve a (circles): winds from NW-N.
Curve b (crosses): winds from SSE-SSW.

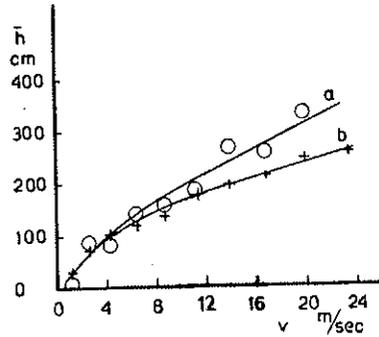


FIG. 12 b.

Sea wave height versus wind velocity for Krakenes.
Curve a (circles): winds from NNW-NNE.
Curve b (crosses): winds from SSW-WSW.

vations. The different curvatures in the two figures are due to personal factors of the observers (every observer in fact uses his own scale, but this is of no concern in the present case). It is evident that we get higher sea waves for northerly than for southerly winds for the same mean wind velocity. This result is based on a large number of observations, which was necessary on account of the uncertainty of the individual observations. The result therefore represents mean conditions and not individual cases as we could easily obtain for the changes of effective coast length and the wind velocity. This is to some extent a shortcoming, as it is clear that the polar air has in many individual cases a much larger importance than can be deduced from the mean curves, Fig. 12 a and b. On the whole, it seems to me, at

least for Scandinavia, that the approach of polar air from the north is of very great importance for the microseisms.

The various changes on cold front passages of the Norwegian coast are usually positive, i. e. contribute to increasing microseisms, but may sometimes be negative. If all three effects are positive, they reinforce each other, and a marked increase of the microseisms may be expected. But if they are of opposite sign, they may almost cancel each other, and no marked changes of the microseisms are to be expected. These deductions have been very well confirmed by a study of 18 different situations from the years 1945-1949 (1951 a, pp. 311-351). It was found that for cold fronts approaching Norway from the west the increase of effective coast length was in general more important than the increase of wind velocity, whereas the reverse was found to hold for cold fronts coming from the north-northwest.

The discussion in this section also contributes to explain the large microseisms especially for type 7 (see section 1). The microseisms depend upon a great many variable factors, which generally reach their maxima at different times. Now the orientation of the Norwegian coast is such that the two most important factors arrive at their maximum values simultaneously, namely the effective coast length and the wind velocity from the polar regions on the rear side of cyclones. The air from the polar regions in addition shows the greatest turbulence. It also seems to be favourable for large microseisms when the polar air moves in almost rectilinear paths over a large body of water, when we may expect large sea waves. This coincidence of different maxima of the microseismic factors explains at least qualitatively the large and rapid increase of the amplitudes which then occurs.

Four individual situations are presented here as illustrations: February 14-18, 1946, in Fig. 13, November 19-21, 1948, in Fig. 14, January 13-15, 1949, in Fig. 15, and March 21-23, 1949, in Fig. 16. The hours given are M.E.T. (=G.M.T. + 1 hour); the lowest graph gives the ground amplitudes recorded at Uppsala with the full curve for the N-S component and the dotted curve for the E-W component; the upper three graphs are reproductions of the simultaneous baro-

graph records at Utsira (U), Nordøyen (N), and Andenes (A) on the south, central, and northern Norwegian coast respectively. The passages of cold fronts over the Norwegian coast are clearly marked by the abrupt increases of atmospheric pressure. There are clear simultaneous increases of the microseismic amplitudes. There is defi-

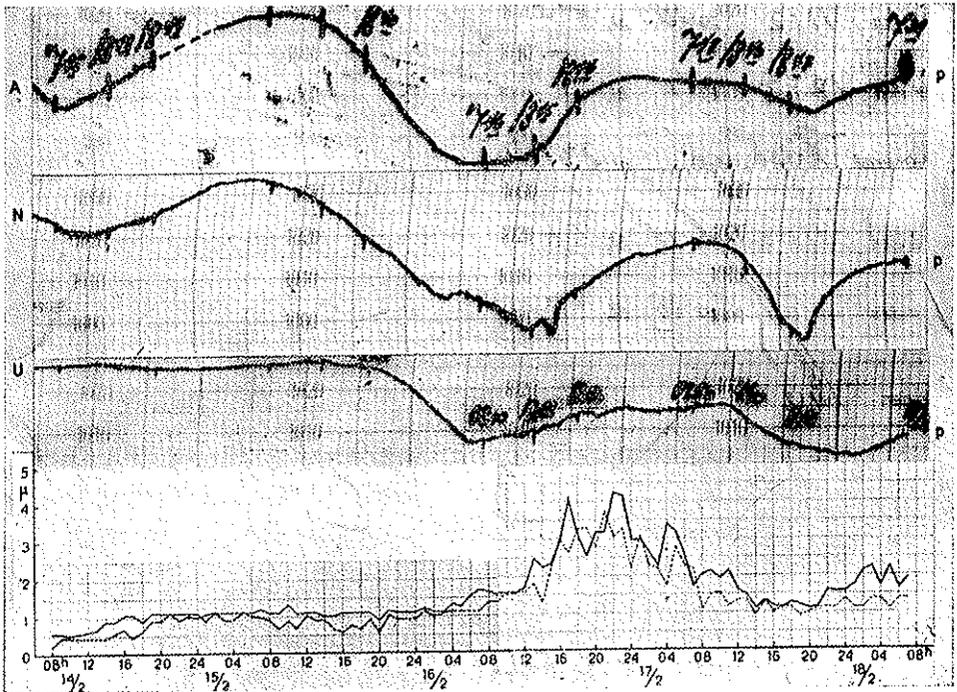


FIG. 13.

February 14-18, 1946.

U = Utsira; N = Nordøyen; A = Andenes; p = pressure.

————— N-S component of microseismic amplitude.

----- E-W " " " "

nately no way of explaining these increases from variations of the intensity or the distance of cyclones. For a detailed report on these four cases as well as fourteen others the reader is referred to my paper (1951 a, pp. 311-351). In the study extensive use was made of all weather maps available (not reproduced here); the reason for

using autographic records of pressure (and temperature) at coastal stations in addition was that the time of coast passages of fronts could not be determined with the desired accuracy simply by interpolation between successive weather maps. The periods are in all situations

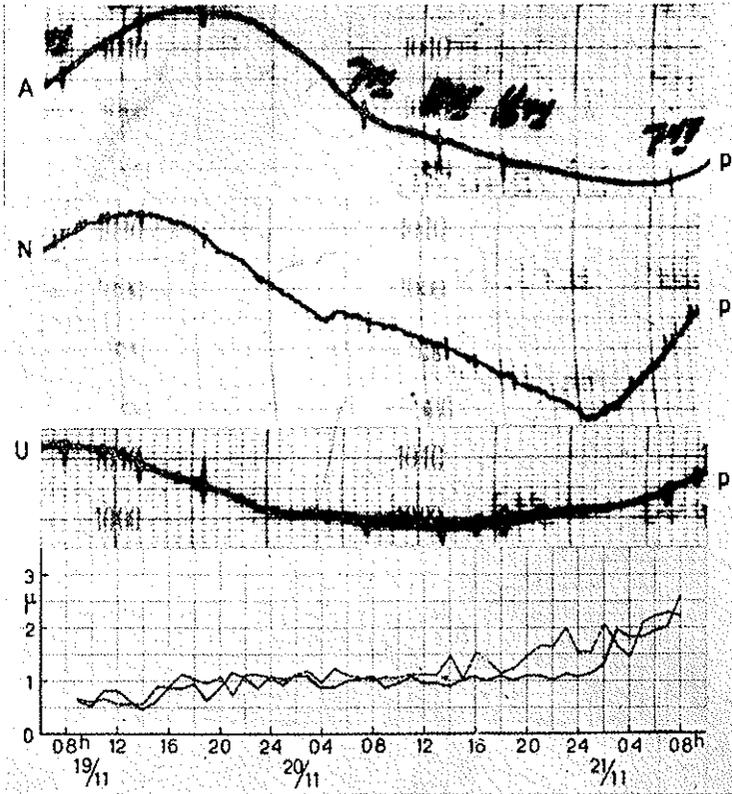


FIG. 14.

November 19-21, 1948.

studied 4-8 sec and they vary in approximate parallelism with the amplitudes.

The different behaviour of the N-S and the E-W amplitudes is explained by the fact that different parts of the Norwegian coast are active. The N-S component is most sensitive to a coast effect con-

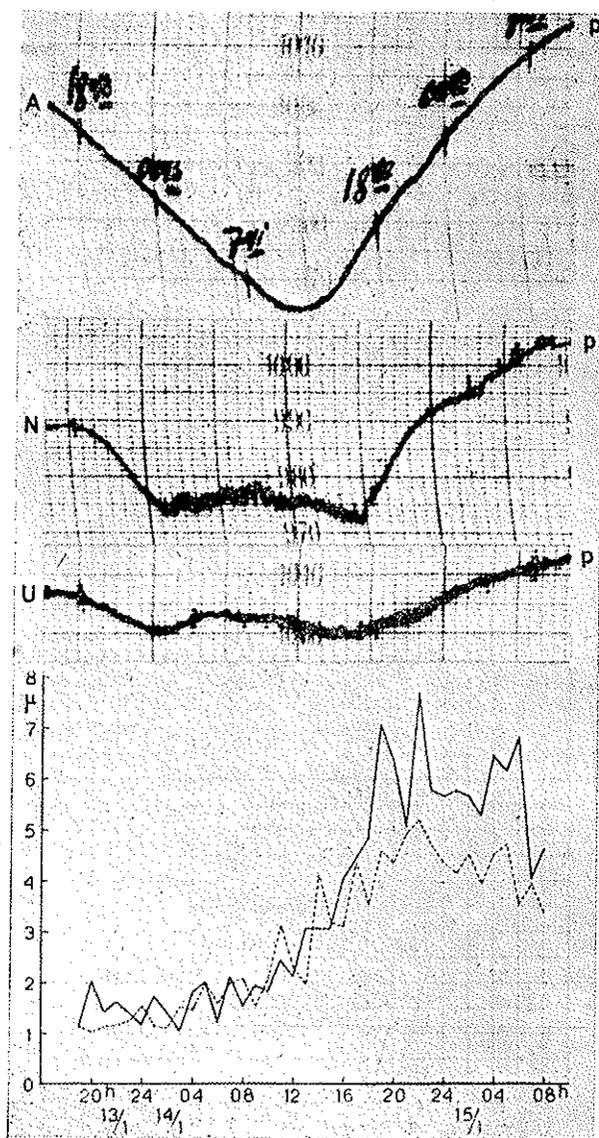


FIG. 15.

January 13-15, 1949.

centrated to the central and northern parts of the coast, and is much less sensitive to a coast effect on the west coast around Bergen; the reverse holds for the E-W component. The different behaviour of N-S and E-W cannot be explained by the cyclone effect but is imme-

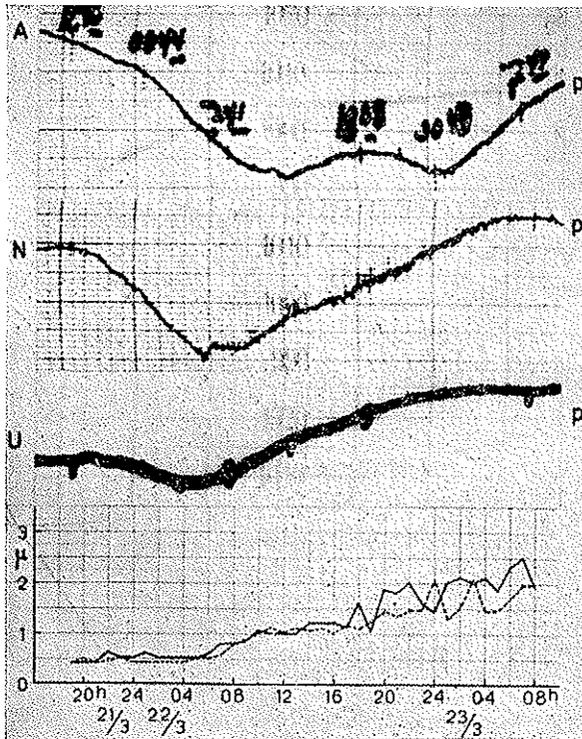


FIG. 16.

March 21-23, 1949.

diately explained by the coast effect. This circumstance is therefore in itself a further strong support of the importance of the coast effect in Scandinavia. The dominant motion is along the direction to the source. As in general a large part of the Norwegian coast is active at the same time, we may expect microseismic waves arriving simultaneously from several directions. This certainly contributes to explain the horizontal motion shown in Fig. 6 a-e.

4. *Distribution of microseismic energy from a line source (comparison between Uppsala and Bergen).*

Hitherto we have been concerned almost exclusively with the records of microseisms at Uppsala, Sweden. In this section I will make a comparison of simultaneous records at Uppsala and at Bergen, Norway. It has been shown by several other investigators many years ago that the microseisms in the whole of northern Europe and far into Siberia increase and decrease in amplitude simultaneously. The comparison of the microseisms at Bergen and at Uppsala confirms this result only as far as the broad features of the variations are concerned, but proceeding into more detail we will find remarkable deviations from this parallelism.

In order to explain the different behaviour of the microseisms at these two stations we have to study the distribution of the microseismic energy from its source. The source is certainly the same for both stations and the different behaviour is due to their different geographical position. The seismographs are of the same type and with nearly the same constants, and the ground is practically the same.

In case of the cyclone effect the origin of the microseisms could to a first approximation be regarded as a point source, and the lines of equal energy would simply be concentric circles around this point, disregarding unsymmetrical energy distribution due to possible geological discontinuities and faults in the earth's crust. The coast cannot, however, be treated as a point source, especially not when the distance to the coast from the station is comparable to the length of the active coast. The coast line is evidently a line source of microseismic energy, and the energy distribution will no longer be so simple. The distribution has been determined by an integration over the whole coast line. The energy in a given point depends among other things on the direction from the coast to this point and is most natural proportional to $\cos\alpha$, where α is the angle between this direction and the perpendicular to the coast. But this would mean that a point on the extension of the coast would receive no energy from it. This does not seem to be supported by the observations. I therefore write $a + \cos\alpha$ instead of $\cos\alpha$, i. e. the energy is thought to consist of two parts, of which the part proportional to a is equal in all directions. This seems

to be the simplest and most reasonable assumption. We must remember that the actual Norwegian coast is far from straight, and a jumble of smaller vibrations are generated. The energy distribution has been computed for different values of a between 0.1 and 1.5; Fig. 17 *a* gives the distribution for $a=0.1$ and Fig. 17 *b* for $a=1.5$. The num-

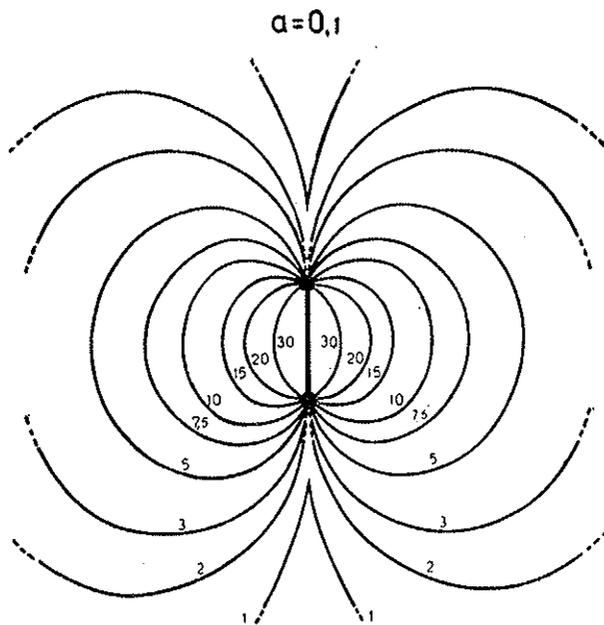


FIG. 17 *a*.

The energy distribution for $a=0.1$.

bers written on the isoenergetic curves are given in an arbitrary energy unit, and they serve the only purpose of comparing the energy in different points. The straight line in the centre represents the active coast (for further details see the author's paper 1951 *b*, pp. 359-367).

The theoretical energy distribution curves for a line source have been used in a comparison of the microseisms at Bergen and Uppsala in the same 18 different situations from the years 1945-1949 as were mentioned in section 3. Comparisons of observed amplitudes,

weather maps, and the energy diagrams indicate that a rough mean value of a is 0.7-0.8. The important point is that in many cases the observed amplitude ratios can only be explained by the energy diagrams (after converting ratios between maximum amplitudes to ratios between energies) and not by a source in the cyclone centre. This

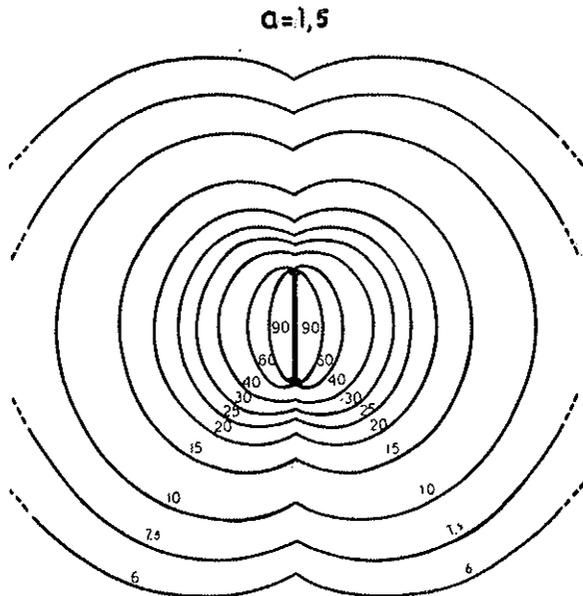


FIG. 17b.

The energy distribution for $a=1.5$.

lends further strong support to the idea of the coast effect as the dominant source of microseisms in Scandinavia. The investigation of the individual cases has shown that there are two main types of development: (a). A front passes the coast in the north. The distances from the active coast to Bergen and Uppsala are about equal, the amplitudes are about equal or smaller at Bergen, and the variations are simultaneous. (b). A front passes the coast at Bergen. The distance to Uppsala is much greater than to Bergen, the amplitudes are far greater at Bergen than at Uppsala, and the variations at Bergen occur 1-2 hours earlier than at Uppsala.

All intermediate cases exist.

The largest microseisms at Uppsala occur when a cyclone is situated around north Norway and still more in north Russia (type 7). For Bergen, on the other hand, the microseisms are largest when a cyclone is situated with its centre around the mid-point of the Norwegian coast or a little outside. In the latter case, corresponding to situation (b) above, the active coast is concentrated to the west coast at Bergen. The amplitudes are then far greater at Bergen than at

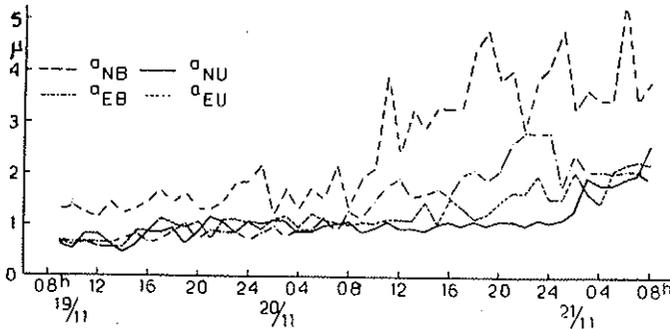


FIG. 18.

November 19-21, 1948.

Uppsala, but the distance to the pressure centre is approximately the same from both stations. For a cyclone in north Norway practically the whole Norwegian coast may be active. When the active parts are on the central and northern coasts. Bergen receives relatively less energy than Uppsala, as Bergen is then nearly on the extension of the active coasts. When the whole Norwegian coast is equally active at all its points we get large microseisms both at Bergen and at Uppsala. These results, which are well established from many observations, can hardly be explained only by a cyclone effect, but they are immediately explained by the coast effect. In the mean over many cases the amplitudes are approximately the same at Bergen and at Uppsala, which is easily explained by the fact that the different positions of the active coast in different situations to a great extent cancel each other. A comparison of periods shows that on both components they are significantly smaller at Bergen than at Upp-

sala, and further that the periods on the N-S component are significantly greater than those on the E-W component at both stations (see section 3 for a comparison of N-S and E-W components at Uppsala).

Four situations are illustrated in Figs. 18-21 (N=N-S component, E=E-W component, B=Bergen, U=Uppsala; the hours are M.E.T.). Fig. 18 shows the development during November 19-21, 1948. This case is characteristic for the development (b) above. A remarkable fact in this case is that the intense cyclone in the Atlantic

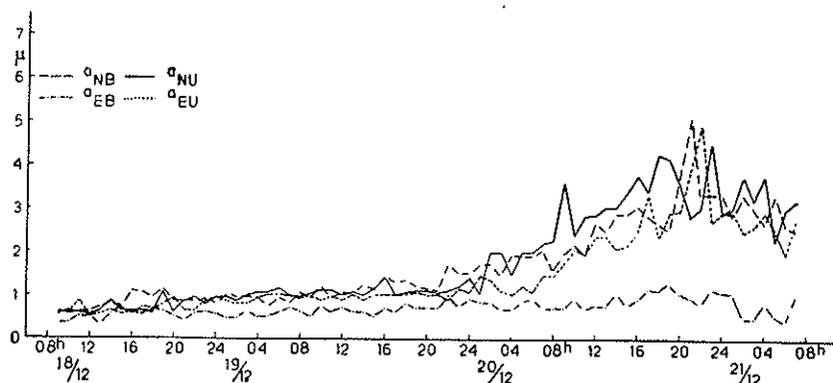


FIG. 19.

December 18-27, 1948.

(965 mb at 07h, November 19, with its centre around 21° W, 59° N) has no particular effect in Scandinavia until its wind field begins to affect the Norwegian coast.

Fig. 19 illustrates a case from December 18-21, 1948. The amplitudes a_{EB} are defect. This case is characteristic for the development (a) above. On the whole the amplitudes follow each other fairly well.

Fig. 20 illustrates the development during January 13-15, 1949. A remarkable feature is here that a_{NB} deviates considerably from the other curves by having two pronounced maxima. The first maximum of a_{NB} corresponds to a position of the cyclone very favourable for the microseisms at Bergen with perpendicular on-shore winds and sea waves at its own coast. a_{EB} is still defect. The second and simultaneous maxima at Bergen and Uppsala correspond to development

(a) above (in combination with (b)). The microseisms reach in this case unusually large amplitudes at both places.

Fig. 21 finally shows the development during March 21-23, 1949. This case is a very clear illustration of the differences of the situations which are most favourable for large microseisms at Bergen

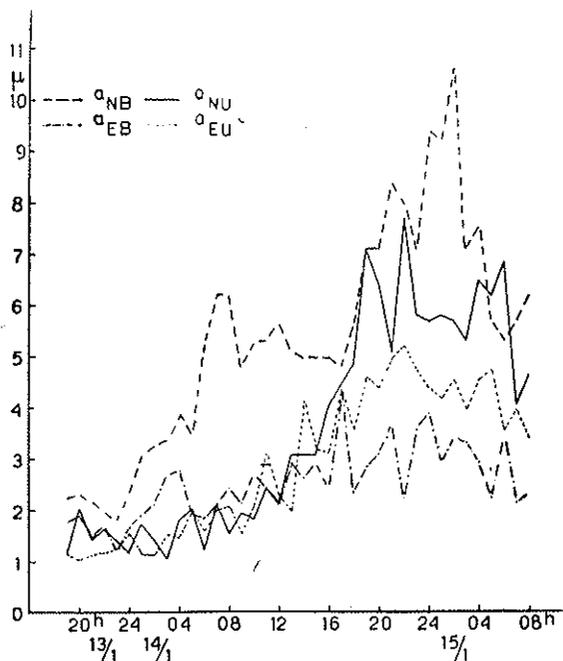


FIG. 20.

January 13-15, 1949.

and at Uppsala. A very clear simultaneous rise of all four amplitudes begins about 05^h, March 22. The Bergen amplitudes rise to higher values than the Uppsala amplitudes. After about 17^h, March 22, the Bergen and Uppsala amplitudes show quite a different behaviour. While the Uppsala amplitudes continue to increase to the end, the Bergen amplitudes decrease. During the first increase the south part of the Norwegian coast is active, while towards the end of the record the central part is most active. — For a more complete discussion of

all situations studied the reader is referred to my paper (1951 b, pp. 371-391).

Recently the author has compared the microseisms at Copenhagen with those at Bergen and at Uppsala. The increases of the amplitudes were approximately simultaneous with those at Uppsala. Unlike Bergen and Uppsala the station at Copenhagen is situated on soft ground (chalk). The application of our energy distribution curves

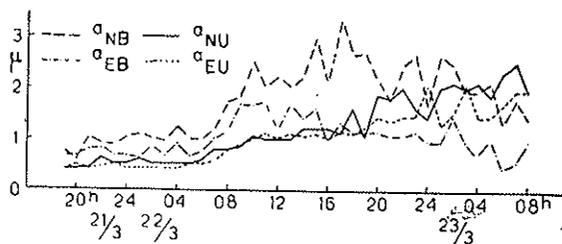


FIG. 21.

March 21-23, 1949.

gave the result that the amplitudes at Copenhagen should be multiplied by 0.5 in order to give their values on granitic ground. The number 0.5 was found to be practically independent of the value of a chosen (Fig. 17 a and b). This value of the conversion factor has been confirmed by completely independent data. This is therefore a further confirmation of our notion of the energy distribution.

5. Discussion.

The investigations reported above have aimed at a localization of the source of the microseisms in Scandinavia. All the results point uniformly to a coast effect — mainly along the Norwegian coast — as the dominant factor in the generation of microseisms in Scandinavia, but there are also clear indications of a cyclone effect, i. e. a source which has a closer connection with the cyclones themselves and which may probably be located on the open ocean. In view of this result and the results obtained by others in other parts of the world I am

inclined to put forward the hypothesis that both these effects — coast effect and cyclone effect — are active everywhere, but the ratio between these two effects varies very much with the geographical position of the station investigated. For instance in Scandinavia the long and steep Norwegian coast is of dominating influence; in many other places the cyclone effect may be dominant. The ratio between the two effects is not only different at different places, it varies also for a given station with the atmospheric situation. For instance in Scandinavia there are clear indications of a cyclone effect even in individual cases, provided the coast effect is reduced to a minimum. As mentioned earlier this is particularly clear when a cyclone is centered over the North Sea; there are then off-shore winds along the whole Norwegian coast.

In addition to the geographical position also the origin and nature of the air masses, blowing on-shore, may account for the different importance of the two effects at different places. The great microseismic importance of the unstable, cold air behind cold fronts has already been emphasized (section 3). On a west coast, as the Norwegian coast, the polar air arrives with on-shore winds on the rear side of the cyclone. But on an east coast the polar air blows from the land to the sea, i. e. it arrives at the coast as off-shore wind, whereas the on-shore winds are here southerly, which means stable, warm air. That the different stability of the air masses is of microseismic importance is something on which many research workers agree. The above-mentioned circumstance may account for the fact that the coast effect is dominant on a west coast — as the Norwegian coast — but practically absent on an east coast, as on the east coast of North America or on the east coast of Greenland. In a recent paper KAMMER and DINGER (1951) have found reason to interpret the microseisms also on the east coast of America as due to a coast effect in accordance with the British theory (see below). Further comparative researches, especially between east and west coasts, are desirable. It may in this connection also be remarked that direction determinations by means of a tripartite station in Japan (IKEGAMI and KISHINOUE, 1949) do not seem to show good correlation to the position of the cyclone centre but rather point to some coast effect.

A problem of major importance — once the location of the source has been established — is to explain the mechanism by which the microseisms are generated. Only from the location of the source we cannot draw any immediate conclusion about the mechanism. For instance it is by no means certain that the coast effect is equivalent to surf on the coast. It has been shown by the author (1949, pp. 98-99) that the microseismic energy in Scandinavia is completely explained if a fraction of only about 10^{-6} of the sea wave energy is transformed into elastic wave energy in the crust. As such a small fraction is sufficient to explain the observed microseisms, we cannot easily disregard the wave action on the coasts. However, the fact that the impacts of the sea waves along a long coast are not in phase but distributed at random, would have the consequence that the elastic waves from the various points of the coast would cancel each other. Still the question to what extent surf actually is of importance for the microseisms — except as a local phenomenon — seems to me to deserve further attention.

In recent time very important contributions, both empirical and theoretical, have been made on one hand by research workers in Great Britain, for which a complete, theoretical account has been given by LONGUET-HIGGINS (1950), on the other hand, by PRESS and EWING (1948). Both theories point to factors certainly of essential importance: LONGUET-HIGGINS to second-order pressure variations below standing sea waves, which may occur by interference either at a steep coast or on the open ocean (e. g. on the rear side of fast-moving cyclones); PRESS and EWING point to free vibrations of the whole system of ocean and sediments. Of the various theories the British theory affords the best explanation of my observations in Scandinavia. My observations as well as the British theory point to the importance of both the coast effect and the cyclone effect. It is also clear that the coast effect as explained by the British theory is proportional to my concept of effective coast length. The areas where standing sea waves of greatest importance for instance for central European stations occur could be quite different from the area of greatest importance to Scandinavia. This may explain the differences in results obtained from different stations. There is a further attractive feature of this theory, namely that it explains the

observation that period and amplitude of the microseisms vary in unison with each other even for a storm in an unchanged position. This circumstance does not seem to be explained by the theory of PRESS and EWING, as in this theory we are concerned with the free vibrations of the system and for an unchanged position of the source we should always get the same period of the microseisms irrespective of the intensity. However, several problems still remain, also concerning the British theory. It would be very valuable if in some way the extent to which standing surface waves exist at a coast and on the open ocean could be determined. For every explanation it would furthermore be very valuable to make measurements of the pressure variations at various depths down to the bottom far out in the ocean.

At present the contradictions between the LONGUET-HIGGINS theory and the PRESS-EWING theory seem to me to be a problem of the greatest importance. Their explanation of the energy transfer from the atmosphere through the ocean to the sea bottom as well as their explanation of the microseismic periods are altogether different. Both theories are capable of obtaining periods equal to the observed microseismic periods, and therefore this fact cannot be taken as a stronger support of one theory than of the other. According to the LONGUET-HIGGINS theory the microseisms are forced vibrations; according to PRESS and EWING they are free vibrations. It is possible that both phenomena exist simultaneously, but then it would be valuable to know their relative importance, and which the governing factors are that determine their ratio.

REFERENCES

- BATH M. (1949), *An investigation of the Uppsala microseism*, 168 pp. (Medd. Met. Inst. Uppsala No. 14).
- BATH M. (1951 a), *The microseismic importance of cold fronts in Scandinavia*, Kungl. Svenska Vet.-akad., Archiv för Geofysik, Bd 1, No. 12, pp. 267-358 (Medd. Met. Inst. Uppsala No. 21).
- BATH M. (1951 b), *The distribution of microseismic energy with special reference to Scandinavia*, Kungl. Svenska Vet.-akad., Arkiv för Geofysik, Bd. 1, No. 13, pp. 359-393 (Medd. Met. Inst. Uppsala No. 22).
- BUNGERS R. (1941-42), *Analyse eines mikroseismischen Sturmes*, Zeitschr. f. Geophysik, Bd XVII, pp. 114-135.
- IKEGAMI R. and KISHINOUE F. (1949), *A study on the propagation of microseismic waves*, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo, Pt I, Vol. 27, pp. 75-80.
- KAMMER E. W. and DINGER J. E. (1951), *Hurricane swell as a generator of microseisms*, Journ. of Meteorology, Am. Met. Soc., Vol. 8, No. 5, pp. 347-353.
- LEE A. W. (1935), *On the direction of approach of microseismic waves*, Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, No. 866, Vol. 149, pp. 183-199.
- LONGUET-HIGGINS M. S. (1950), *A theory of the origin of microseisms*, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, No. 857, Vol. 243, pp. 1-35.
- PRESS F. and EWING M. (1948), *A theory of microseisms with geologic applications*, Trans. Am. Geophys. Un., Vol. 29, No. 2, pp. 163-174.

DISCUSSION

GHERZI — Je veux demander à M. BATH quels instruments séismographiques il a employés pour avoir ces données.

Le calcul de l'amplification des séismographes est difficile; on a une courbe, mais on ne peut pas assurer le demi-micron, ou même parfois le micron.

BATH — On a tenu compte de toutes ces difficultés et on s'est limité à considérer les choses d'une façon générale plutôt que de se tenir à des valeurs absolues: c'est la marche générale qui donne ces accroissements, en utilisant des instruments Wiechert.

THE MICROSEISMIC TIME LAG PROBLEM

MARKUS BÄTH

The purpose of this paper is to draw attention to one particular aspect of the microseismic problem, namely the time lag between weather development and microseisms. This phenomenon has in several cases been mentioned in the literature but only very briefly. KLOTZ (1908) found from studies at Ottawa that microseisms once produced may continue for some time when the immediate cause has already passed. GALITZIN (1909) found that at Pulkowa the maximum amplitudes of the microseisms lag behind the maximum wind intensity. KOHLBACH (1931) found in some cases a great similarity between the variation of microseisms at Gross-Raum (Königsberg) and the sea at the Irish coast, but says that the maxima of the sea were about 24 hours earlier than the maxima of the microseisms. LEET (1934) says in an investigation of microseisms in New England that there may be a lag of as much as 24 hours between the time of a low's greatest intensity in a source region and the maximum microseisms. He says further that the time relationship between the microseisms and the cyclonic storms are uniformly such that the microseisms begin only after there has been a sufficient interval for strong winds to develop over a wide expanse of open water to which the source coastlines are exposed. MURPHY (1946) writes that an outstanding peculiarity about which little or nothing has been said is the phenomena of recording maximum microseismic amplitudes many hours (12 to 24) after the storm has passed the sites of the recording seismographs. He further writes that this is true not only for island

stations such as Bermuda and San Juan but also for stations on the continent such as St. Louis, Chicago, Ottawa, and Weston. YLINEN (1949) found a lag of 6-12 hours between winds on the Norwegian coast and microseisms in Finland.

The existence of a time lag phenomenon also in the Scandinavian region was discovered independently of every other investigation into this matter already at a very early stage in the present author's investigations (1949, pp. 112-118; 1951, pp. 354-355). A time lag of the order of 16 hours was found to exist between the gradient wind velocity and the microseisms at Uppsala. This is a result of general validity in Scandinavia as it is obtained statistically by calculation of correlation coefficients between wind velocity and microseisms at various times. The existence of a time lag is moreover evident in individual cases. The result could be interpreted as due to a time lag between wind and ocean waves. It is a known fact that such a time lag exists, but this is not the whole explanation. For if this were the only explanation no measurable time lag should exist between the directly generating factors and the microseisms; in our case there should be no time lag between the development of sea waves and microseisms. A similar calculation gave, however, also here a time lag up to about 16 hours. Similar calculations were also made for a single pressure type (cyclone with centre in north Russia) with the result that the time lag was greater in relation to the wind velocity than in relation to the height of the sea waves, as is also to be expected.

The time lag refers to the maxima of the various events, not to the time when they start to increase. Therefore the author's findings that microseisms in Scandinavia generally increase rapidly at the same time as cold fronts pass the Norwegian coast are in no way in contradiction to the time lag phenomenon (see discussion in 1951, pp. 354-355). The present author has also made some efforts to put the time lag phenomenon into mathematical form (1949, pp. 117-118, and 1951, pp. 354-355).

Owing to the existence of the time lag phenomenon it is necessary in attempts to explain the magnitude of the microseisms in individual cases to follow the development for some time both of microseisms and meteorological variables.

The microseismic storm recorded at Pasadena, California, March 3-9, 1951, has been studied here. The Pasadena station is on granitic ground. The records of a Benioff variable reluctance vertical seismometer (seismometer free period = 1 sec; galvanometer free period = 112 sec) have been measured. The vertical component was used, as it is independent of azimuth. The representative maximum amplitudes and the corresponding periods were measured

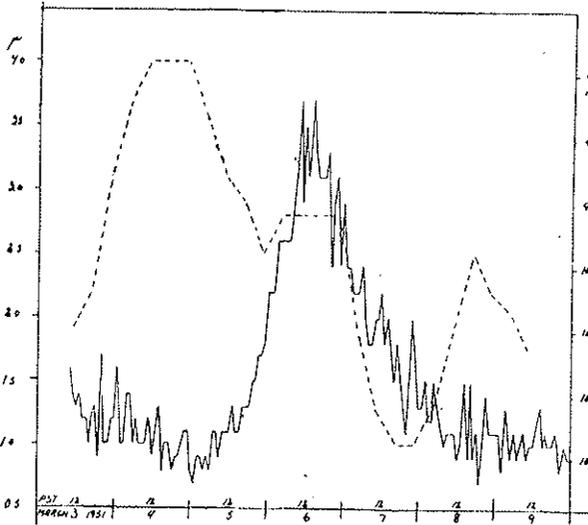


FIG. 1.

The variation of microseisms at Pasadena (full curve) and of central pressure of the Pacific coast cyclone (dashed curve) during March 3-9, 1951.

for intervals of 20 minutes centered at each full hour. The ground amplitudes (in microns) are plotted in Fig. 1 (full curve) against Pacific Standard Time (P. S. T.). The variation of the Pasadena amplitudes is strongly confirmed by those record at Tinemaha ($37^{\circ} 05.7'N$, $118^{\circ} 15.5'W$), situated about 3° to the north of Pasadena. The variations at the two stations are almost completely coincident. When this investigation was already finished the author had the opportunity of examining the seismic records at Berkeley, St. Louis,

TABLE I.

Time (P. S. T.) 1931	Pacific coast cyclone Pressure (mb) and Position,	Max. wind velocity Beaufort		Pacific ocean anticyclone Pressure, mb	Aleutian cyclone Pressure, mb	Hudson Bay cyclone Pressure, mb	Alaskan anticyclone Pressure, mb
		Coast S of centre	Ocean (SW quadrant of cyclone)				
March 3 10,30	1005 49°N, 127°W	3	5	1041	1020	990	1044
16,30	1002 48 , 125	3	5	1041	1020	996	1047
22,30	993 52 , 125	5	5	1041	1020	1005	1050
March 4 04,30	987 51 , 123	5-7	5	1041	1017	—	1053
10,30	984 49 , 124	5	5	1041	—	—	1050
16,30	984 48 , 122	9	9	1038	1020	—	1053
22,30	984 48 , 120	12	6	1035	(1017)	—	1050
March 5 04,30	987-990 (48 , 125)	8	8	1032	(1011)	1008	1050
04,30	998 (45-50, 125)	7	6	1032	1014	—	1050
16,30	996 51 , 126	5	6	1029	1014	—	1050
22,30	999 48 , 127	5	7	1029	1005	1002	1050
March 6 04,30	996 48 , 127	5	5	1029	1002	1002	1050
10,30	996 49 , 128	4	8	1026	999	(1011)	1050
16,30	996 48 , 127	6	6	1023	1002	1005	1047
22,30	996 48 , 125	6	5	1026	999	1008	1047
March 7 04,30	1005 49 , 127	4	(4)	1026	1011	1008	1050
10,30	1011 50 , 129	4	4	1026	1020	1008	1050
16,30	1014 49 , 132	4	3	1023	1023	1002	1053
22,30	1014 47 , 130	—	—	1026	—	—	1050
March 8 04,30	1011 45 , 128	—	—	1023	—	—	1047
10,30	1005 45 , 124	—	—	—	—	—	1044
16,30	999 47 , 119	—	—	—	—	—	—
22,30	1002 48 , 117	—	—	—	—	—	—

and Palisades, N. Y., of the same storm. Berkeley had a pronounced microseismic storm simultaneously with Pasadena. St. Louis also had a simultaneous microseismic storm, but apparently of smaller intensity. Palisades showed no obvious sign of a microseismic storm at that time. This excludes an Atlantic origin of the storm studied in this paper.

For the study of the weather development the weather maps from U. S. Weather Bureau, Los Angeles Airport, California, were used (4 maps each day). The weather situation was remarkably constant during the time investigated and was dominated by an extensive low pressure area with its centre practically in the same point all the time. The centre was almost all the time situated within 45° - 52° N and 124° - 132° W, i. e. at a distance of about 1900 km from Pasadena (Table 1). It had moved into that position from Alaska southward along the Pacific coast. Due to the fact that the centre had all the time the same location and the isobars also had approximately unchanged shape, the influence of the motion of the cyclone on the microseisms is eliminated. We only need to consider the variations of the intensity of the cyclone. The intensity is in this case well represented by the central pressure; this is plotted in Fig. 1 (dashed curve). That this curve well represents the variation of the cyclonic intensity is confirmed by the wind velocities (Table 1). Both on the coast and over adjacent parts of the ocean the wind velocity had a marked maximum about 16 h., March 4, to 0,4 h., March 5. The extension of the low is about the same at 16 h. 30 m., March 4, as two days later (e. g. the coast length affected by onshore winds is the same), but clearly the intensity is much higher on the first of these dates. There is in addition an extensive high pressure area over a large part of the Pacific ocean. Its central pressure is steadily decreasing during our interval from 1041 mb on March 3 to 1023 mb on March 8. In the early morning (04 h. 30 m.) of March 6 it is clear that the anticyclone begins to decrease in size and later it moves southward. The pressure difference between the centres of the anticyclone and the cyclone was 57 mb at 10 h. 30 m., March 4, but only 30 mb at 10 h. 30 m., March 6.

Whatever the detailed explanation of the origin of the micro-

seisms in this case may be, there seems to be no doubt that they are in some way produced by the cyclone. The remarkable fact is that the maximum intensity of the cyclone occurs around 16 h. on March 4, whereas the microseisms at Pasadena have their pronounced maximum around 12 h. on March 6. This seems to indicate a time lag of not less than about 44 hours. This is far greater than the usual time lag (see above). Unfortunately no observations of ocean waves are available in this case.

In the present case the question is naturally open if this is really to be interpreted as a time lag or if instead the situation on March 6 for some unknown reason is more favourable for large microseisms in spite of the lower intensity of the cyclone, or that some other cyclone outside our available weather maps is the reason. It could possibly be that the whole pressure distribution in some unknown way is more favourable for large microseisms on March 6 than on March 4. All the time the weather situation is in addition to our pronounced low (Pacific coast cyclone) and high (Pacific ocean anticyclone) characterized by an Aleutian low, a low in the vicinity of Hudson Bay, and a high in Alaska (about 65° N, 130° - 150° W). Table 1 summarizes some data concerning the weather situation. The Hudson Bay cyclone is approximately unchanged all the time and shows no connection with the microseisms. The strong Alaskan anticyclone is also practically unchanged both in intensity and position all the time. The unimportant Aleutian low has a somewhat greater intensity on March 6 about simultaneously with the microseismic maximum. But it seems completely excluded as a source as in many other cases with a much more intense cyclone in that region, the microseisms at Pasadena are fairly unimportant. This happened shortly after this storm; on March 11, 16 h. 30 m. P. S. T., the pressure went down to 987 mb, but the microseisms were at that time relatively small. Our dominant cyclone has moved very little during our interval. On March 4 the centre is on the coast or a little inland, on March 6 over the ocean, but only a little outside the coast. If this small displacement could be of such profound importance for the microseisms is difficult to decide. If the microseisms originate in the cold, rear side of the cyclone, this displacement gives no expla-

nation. All available weather maps and also some meteorological bulletins have been used (in addition to the maps mentioned above also British weather maps covering the Northern Hemisphere, Swedish maps, and weather maps from Argentine; meteorological bulletins from Japan and Costa Rica), but nothing gave any indication of another solution. The result is that there is no obvious reason for the microseisms except the Pacific coast cyclone (or some effect produced by it). This microseismic storm was of unusual intensity at Pasadena. A fact certainly of importance for the large microseisms is that the weather situation was practically constant for several days with winds of about unchanged direction, permitting the ocean waves to grow to larger size than in rapidly changing situations. The same thing has been found by the author in the case of Scandinavia.

The secondary maximum of the cyclone intensity (04 h.-22 h. P. S. T., March 6) does not seem to be followed by an immediately obvious maximum of the microseisms. On calculating successive 3-hour means of the microseisms we get clear microseismic maxima at 11 h.-12 h. and 22 h.-23 h., March 7.

There is no very obvious correlation between fronts and microseisms either in this case. Fronts crossing the Pacific coast to the south of the cyclone centre exist in every phase of this microseismic storm which is obvious from Table 2.

It seems, however, quite probable that the time lag between cyclone intensity and microseismic amplitudes could be explained by an origin of the microseisms at cold fronts and in the cold air behind these fronts, and the time variation of the microseisms is the result of the time variation of the cyclone intensity and the approach of the cold air (or crossing of cold fronts over coast lines). The position of the coast in relation to the approach of cold fronts could then be of importance for the amount of the time lag.

The periods were all the time between 6 sec and 8 sec. Periods up to 8 sec for a distance of about 1900 km to the cyclone centre agree well with the author's experience from Scandinavia. In Fig. 2 the periods are plotted against the amplitudes; there is one dot for each observation and the curves are the limits of the point cloud. There is a clear increase of period with increasing amplitudes; as

has been found in many earlier investigations in different regions of the world.

The possibility naturally exists that the microseisms at least in part are free vibrations of systems or structures, and the time lag could be due to the time required to build up these vibrations. However, the observed time lag seems too long to be explained in this way.

It would be very valuable if in microseismic investigations attention could be paid also to the possible time lag so that observa-

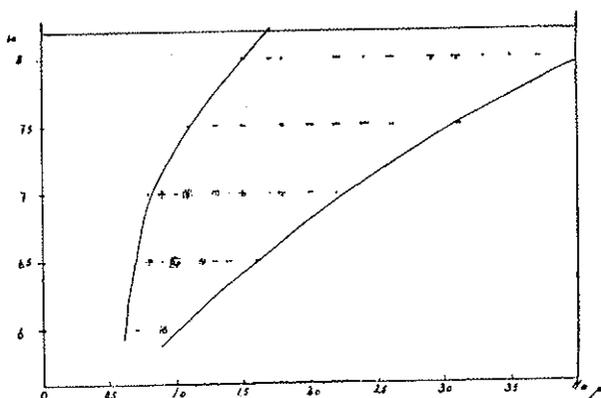


FIG. 2.

Microseismic periods and amplitudes at Pasadena plotted against each other. One dot for each observation.

tions could be collected as a basis for an explanation of the physics behind this phenomenon. The most probable explanation to be offered from our present experience is that the microseisms are the result of several factors, such as the cyclone intensity and the approach (crossing of coast lines) of cold fronts. The microseismic storm studied here shows such remarkable properties that it fully deserves a closer investigation, which can best be made by somebody in America, having easier access to the necessary data than the present author now has. An investigation of the seismograph records from all stations at least in the whole American continent (and also Honolulu) of this storm and also of all available meteoro-

logical data, not only surface observations but also upper air observations, as well as oceanographic data, would certainly give interesting results. Comparison of station records could give valuable information on the distribution of microseismic energy. Upper air meteorological observations — especially important in the polar air — would give information on the stratification of the air masses, which has proved to be of great importance for the microseisms.

The author would like to express his best thanks for valuable discussions to Professors B. GUTENBERG, C. F. RICHTER, and H. BENIOFF of the Seismological Laboratory, Pasadena, where this investigation was made.

REFERENCES

- BATH M. (1949), *An investigation of the Uppsala microseisms*, 168 pp. (Medd. Met. Inst. Uppsala No. 14).
- BATH M. (1951), *The microseismic importance of cold fronts in Scandinavia*, Kungl. Svenska Vet.-akad., Arkiv för Geofysik, Bd 1, No. 12, pp. 267-358 (Medd. Met. Inst. Uppsala No. 21).
- GALITZIN B. (1909), *Sur les mouvements microséismiques*, C. R. des Séances de la 3^e Réunion de la Comm. Perm. de l'Ass. Int. de Sism., Annexe XI, 2., p. 68.
- KLOTZ O. (1908), *Microseisms*, J. Roy. Astr. Soc. Canada, Vol. 11, pp. 195-208.
- KOHLBACH W. (1931), *Untersuchungen über die mikroseismische Bodenunruhe in Gross-Raum*, Schriften Phys. Ökon. Ges. zu Königsberg in Pr., Vol. 67, Heft 2, pp. 20-64.
- LEET DON L. (1934), *Analysis of New England microseisms*, Gerl. Beitr. z. Geophysik, Vol. 42, pp. 232-245.
- MURPHY L. M. (1946), *Microseisms, the unknown*, Trans. Am. Geophys. Un., Vol. 27, No. 6, pp. 777-780.
- YLINEN J. (1949), *Mikroseismin ja sään välisestä yhteydestä*, Terra, Vol. 61, pp. 52-59.

DISCUSSION

GHERZI — J'ai une demande à faire à M. BATH. Comme météorologiste, j'ai dit dans un de mes premiers articles que les mouvements atmosphériques, ceux qui ensuite agiront à travers l'eau, les sédiments, etc., sont produits par le fait qu'il y a, dans l'air du cyclone qui monte, des oscillations dans un courant qui est plus ou moins parallèle, qui déterminent des oscillations atmosphériques et qui ensuite causent des mouvements m.s.

Je demande s'il avait des données aérologiques, s'il savait par exemple si l'air avait changé dans les niveaux supérieurs.

BATH — Je n'ai pas de données de ce genre. J'ai eu seulement connaissance des fronts.

STONELEY — Je voudrais poser une question, qui peut être pourrait résoudre un des cas accidentels qui nous ont été signalés par M. BATH.

Je voudrais demander si les m.s., associés avec une dépression du Pacifique, peuvent être altérés par la dénivellation du sol.

MACELWANE — Nous avons observé chez nous une diminution vraiment très peu importante des amplitudes sur toutes les stations qui observaient le passage des ondes qui partaient de la côte Atlantique, traversaient le continent américain et arrivaient à la côte du Pacifique. La diminution était très faible et le problème, à savoir comment on a une chute ou un arrêt, reste toujours un problème ouvert. Il se peut que si on étudie ce problème du côté du Pacifique, on puisse trouver quelque réponse. Peut être M. BATH pourrait-il nous donner quelques explications à ce sujet.

BATH — Je crois qu'on pourrait trouver une réponse en faisant une comparaison avec les résultats obtenus sur toutes les stations du continent

américain. J'ai eu l'occasion de faire ces comparaisons en deux ou trois endroits.

Je crois qu'il serait désirable qu'une semblable comparaison soit faite sur une échelle plus vaste.

GHERZI — Ce cas là existe assez souvent, non pas communément, même avec les typhons, sur l'océan Pacifique; les m.s. sont intenses, sans aucun front, parfois, quand le cyclone passe, il cessent subitement et après ils reprennent.

Le Père REPETTI de Manille avait fait une critique contre ma théorie en disant: puisqu'ils s'arrêtent, et que le typhon existe, comme on peut le voir par les oscillations des bateaux, c'est donc que les oscillations de l'atmosphère ne sont pas la cause des m.s.

La réponse est celle-ci: il faut considérer l'activité du niveau supérieur atmosphérique. Ils sont stationnaires. Mais, n'ayant pas de données météorologiques, à ce moment, on ne peut pas donner une réponse finale.

MACELWANE — Je dois relever que le prof. BATH a vraiment raison.

On ne perdra pas son temps, si on étudie toutes les observations faites dans ce sens.

Il y a un réseau assez serré dans l'Amérique de stations pour le sondage aérologique; et il serait utile probablement, et recommandable, de les utiliser pour l'étude de la distribution des amplitudes, non seulement dans l'espace, mais aussi dans le temps.

SUR L'ORIGINE DES MICROSÉISMES INTERÉSSANT LA MEDITERRANÉE

M. GIORGI - E. ROSINI

Au sein de l'Institut National de Géophysique italien, en collaboration avec le Service Météorologique de l'Aéronautique, a été entreprise une étude systématique de la nature des causes qui engendrent les microséismes d'origine méditerranéenne.

Précisons que le terme « microséisme » ou « agitation microséismique » désigne des oscillations du sol ayant un caractère permanent plus ou moins régulier, de période et d'amplitude variables, et qui sont en rapport direct avec de grandes perturbations météorologiques se produisant dans des endroits plus ou moins éloignés du lieu d'observation.

Il n'est cependant pas exclu que les microséismes puissent être engendrés par d'autres causes, qui sont toujours localisées et dont le rayon d'action est très limité.

La détermination de la cause, ou des causes, des microséismes, constitue le problème fondamental qui a, en premier lieu, appelé l'attention et les efforts des seismologues. Cela est d'ailleurs démontré par les importants résultats des recherches théoriques et expérimentales effectuées par GHERZI, GUTENBERG, MACELWANE, RAMIREZ, EWING, DON LEET, etc., qui ont permis d'isoler toujours davantage le problème de la corrélation entre l'activité microséismique, les perturbations atmosphériques et la propagation des ondes associées.

Les premiers observateurs avaient d'ailleurs déjà constaté la corrélation existant entre les microséismes et les facteurs météorologiques. Toutefois, ces recherches s'étaient toujours limitées à l'observation de

la manière d'agir de chacun des divers éléments liés à l'activité micro-séismique et météorologique. Ainsi l'action des vagues contre les côtes, les conditions de la mer, la pression atmosphérique, le vent, les centres dépressionnaires, les perturbations frontales etc. ont fourni les éléments particuliers qui ont permis à de nombreux hommes de science de réunir facilement une documentation qui confirmait leurs affirmations sur les causes présumées des microséismes.

Du reste, il était à peu près impossible de ne pas trouver des corrélatons entre les diverses hypothèses, les susdits éléments étant en effet généralement concomitants et difficilement discriminables.

Il est d'ailleurs évident que les éléments météorologiques, considérés un par un, perdent toute signification; la situation météorologique est, au contraire, un résultat de leur composition et de leur action mutuelle.

Dès lors, il résulte de ce qui précède, que les éléments considérés séparément n'auraient jamais pu fournir une explication de la cause des microséismes, du fait qu'ils dépendent toujours comme on a pu le constater, d'une cause ou d'une autre.

Par conséquent, la seule manière possible de résoudre d'une façon décisive le problème de la détermination de la cause des microséismes nous est offerte par un examen minutieux et approfondi des situations météorologiques, compte tenu de l'ensemble des éléments qui les déterminent et en les comparant avec l'activité micro-séismique observée simultanément. Les présentes recherches ont été réalisées en collaboration étroite avec des séismologues et des météorologues.

Les services du réseau séismique national de l'Institut National de Géophysique et du Service Météorologique de l'Aéronautique Italienne, ont mis à notre disposition le matériel et la documentation nécessaire.

Plus particulièrement, la documentation fournie par l'Observatoire de Rome au moyen des séismographes électromagnétiques GALITZIN e GALITZIN-WILIP, de périodes respectives, 25s et 10s a été précieuse.

Les résultats des recherches détaillées sur les microséismes en général et sur leur origine, faisant partie d'une série d'études systématiques effectuées à l'Institut National de Géophysique sont mention-

nés dans nos précédents travaux (2, 3, 4, 5) publiés dans la revue *Annali di Geofisica*.

Voici un résumé des résultats des premières recherches se référant aux périodes de l'agitation microséismique enregistrées à Rome et concernant le lieu où agit la cause présumée qui l'a produite.

- 1,5-2,5 sec. - microséismes d'origine locale, c.à.d. provenant de la Mer Tyrrhénienne, en face la côte Latiale, jusqu'à la Sardaigne;
- 3-3,5 sec. - microséismes ayant leur origine dans le Golfe de Gênes et la Mer Ligurienne;
- 3-4 sec. - microséismes provenant de la partie centre-méridionale de la Mer Tyrrhénienne;
- 4-5 sec. - microséismes, ayant leur origine dans la Méditerranée Occidentale, entre les Baléares et la Sardaigne ou dans la Mer Ionienne ou dans le centre de la Méditerranée;
- 6-10 sec. - microséismes d'origine atlantique.

La période des oscillations pour chaque tempête microséismique peut varier suivant deux facteurs fondamentaux; elle peut augmenter, soit par suite de l'éloignement de la cause agissante, soit par l'augmentation d'intensité de l'agitation.

Quant à la variation de la période par rapport à la distance elle peut s'exprimer approximativement par la relation:

$$T = 0,168 \Delta^{1/2}$$

avec T en secondes et Δ in kilomètres.

Nous avons pensé que, pour pouvoir arriver à un résultat sûr, il fallait limiter nos recherches à un seul secteur et, par conséquent, ces études relatives à la nature de la cause des microséismes ne se rapportent qu'à la Méditerranée, c.à.d. à un secteur où on disposait de données météorologiques directes, ou élaborées, plus abondantes.

Nous avons appliqué dans nos recherches un principe de base qui nous a paru se prêter le moins à une critique et qui est celui de ne pas choisir des exemples particuliers, tout à fait favorables à une thèse choisie, — mais de procéder à l'étude parallèle de l'activité mi-

croséismique et des vicissitudes météorologiques observées simultanément par un temps long et par entières années d'observation.

De cette façon, il a été possible d'arriver à un résultat objectif, atteint par la suite d'une recherche systématique, qui ne partait pas d'une hypothèse acceptée a priori.

Ces résultats peuvent se résumer comme suit:

Les microséismes examinés, ayant leur origine comme il a été dit précédemment, dans la partie centre-occidentale de la Méditerranée, sont provoqués dans les zones correspondantes, par la présence de noyaux à tendance barométrique positive, stationnaires ou mobiles.

METHODES ET MOYENS DE RECHERCHE

Pour les reliefs séismiques, on a procédé comme suit:

pour toutes les tempêtes microséismiques de période $T = 4$ sec., on a déterminé l'amplitude et les périodes d'heure en heure. A l'Observatoire central de Rome, les mesures ont été effectuées sur la base des enregistrements des séismographes GALITZIN-WILIP, pour les trois composantes E-W, N-S, Z. Quant aux autres observatoires du réseau séismique de l'Institut National de Géophysique, les mesures y ont été prises sur la base des enregistrements des séismographes WIECKERT.

Les périodes ont été mesurées avec l'approximation de 0,1 sec. On a procédé à la comparaison entre l'agitation microséismique et les situations météorologiques, en employant tous les moyens mis à notre disposition par le Service Météorologique de l'Aéronautique Italienne, et précisément:

a) les grandes cartes d'analyse du temps élaborées à des intervalles de 6 à 6 heures (c.à.d. sur la base des observations faites à 00, 06, 12, 18 h. T.M.G.) par le Centre Météorologique du Ministère de l'Aéronautique; ces cartes sur lesquelles sont indiquées les données des bulletins des stations du service météorologique international, couvrent toute l'Europe, jusqu'au delà des Monts Ourals; la partie occidentale et centrale de l'Atlantique et une partie de l'Afrique du nord;

b) les cartes des tendances barométriques (c.à.d. des variations de la pression atmosphérique observés sur chaque station toutes les trois heures, exprimées en millibar et décimillibar par trois heures se rapportant à la même zone que les cartes précédentes;

c) les cartes de l'Italie tracées chaque trois heures à partir de 00 T.M.G. avec les données des bulletins (tendance barométrique y comprise) de toutes les stations météorologiques à la dépendance de l'Aéronautique italienne;

d) tous les documents des Archives Météorologiques et, en particulier, les registres par décades originaux des stations météorologiques faites par chaque station, c.à.d. non seulement les observations faites chaque trois heures, mais aussi les observations dites « réduites », qu'un bon nombre de stations fait d'heure en heure, de l'aube au coucher du soleil.

Pour faciliter l'examen de l'évolution des divers éléments, on a souvent tracé des graphiques du type de ceux reproduits dans les pages suivantes, sur lesquels sont indiquées les variations dans le temps des différentes valeurs météorologiques enregistrées par plusieurs stations (pression atmosphérique, tendances barométriques, vitesse et direction du vent, conditions de la mer) et la marche de l'amplitude réelle des microséismes.

Ces graphiques, aussi utiles que significatifs, reproduisent les données de certaines stations situées le long de la trajectoire des perturbations; et pouvant, par conséquent, fournir des indications d'une importance générale et décisive.

Au moyen d'un examen aussi minutieux et complet, on peut réussir à tracer les rapports existant entre la situation météorologique, prise dans son ensemble aussi que dans la multiplicité des éléments qui la composent et l'agitation microséismique.

Dans ces conditions, on peut essayer de déterminer s'il existe un élément caractéristique de la situation météorologique auquel on peut attribuer directement l'agitation.

Nous avons recueilli une documentation abondante, mais nous devons nous borner à illustrer les résultats acquis, en ne nous référant qu'à quelques tempêtes microséismiques, et aux registrations de quelques-uns de nos laboratoires météorologiques et séismiques.

Dans ce but nous avons choisies quatre tempêtes opportunément distribuées parmi les diverses saisons et, surtout, parmi les différents types de temps caractéristiques de la région Méditerranéenne.

27-28 février au 1er mars 1949

27 février, 18 heures. — Une dépression très profonde englobe toute l'Europe centrale et septentrionale et se déplace vers l'Est avec le centre sur 60°, tandis que sur l'Atlantique l'anticyclone apparaît considérablement déplacé vers le N. et tend à s'orienter sur l'Europe occidentale. Dès lors, on enregistre, sur l'Europe occidentale de forts courants septentrionaux qui tendent à donner une nouvelle énergie à une ancienne occlusion. Celle-ci, à cette même heure, a commencé de pénétrer par le Nord dans la Méditerranée occidentale. Un noyau positif qui suit la dite occlusion commence d'envahir le Golfe de Lyon, tandis que les tendances négatives très étendues mais peu profondes, englobent toute l'Italie, la Tyrrhénienne et l'Adriatique avec un centre plus profond sur le Golfe ligurien. La position de ce dernier noyau négatif fait prévoir que l'occlusion pliera vers SE.

L'agitation se manifeste tout d'abord à Rome, à cette même heure, avec une période de 3,5s ca., c'est-à-dire plutôt haute étant donnée sa modeste ampleur; à Bologne également, et plus faiblement à Padoue, on enregistre une certaine activité microsismique. On n'enregistre rien à Catane et à Messine.

28 février, 06 heures. — L'occlusion a envahi plutôt rapidement la Méditerranée occidentale en se poussant, avec plus d'énergie, dans la direction du SE; ce mouvement et l'intensité des courants septentrionaux dans le Golfe de Lyon, ont provoqué le phénomène bien connu de la dépression sous-vent dans le Golfe ligurien; par rapport à cette dépression, l'occlusion montre la tendance à prendre un pli de retour qui généralement prélude à la formation d'un secteur secondaire.

Le noyau négatif traverse longitudinalement la Tyrrhénienne; et son centre avance le long des côtes de la péninsule dans la direction SE; cette fois encore, le passage du noyau négatif ne provoque aucune activité microsismique; l'occlusion sur la Tyrrhénienne septentrionale et centrale, bien que considérablement énergique, ne pro-

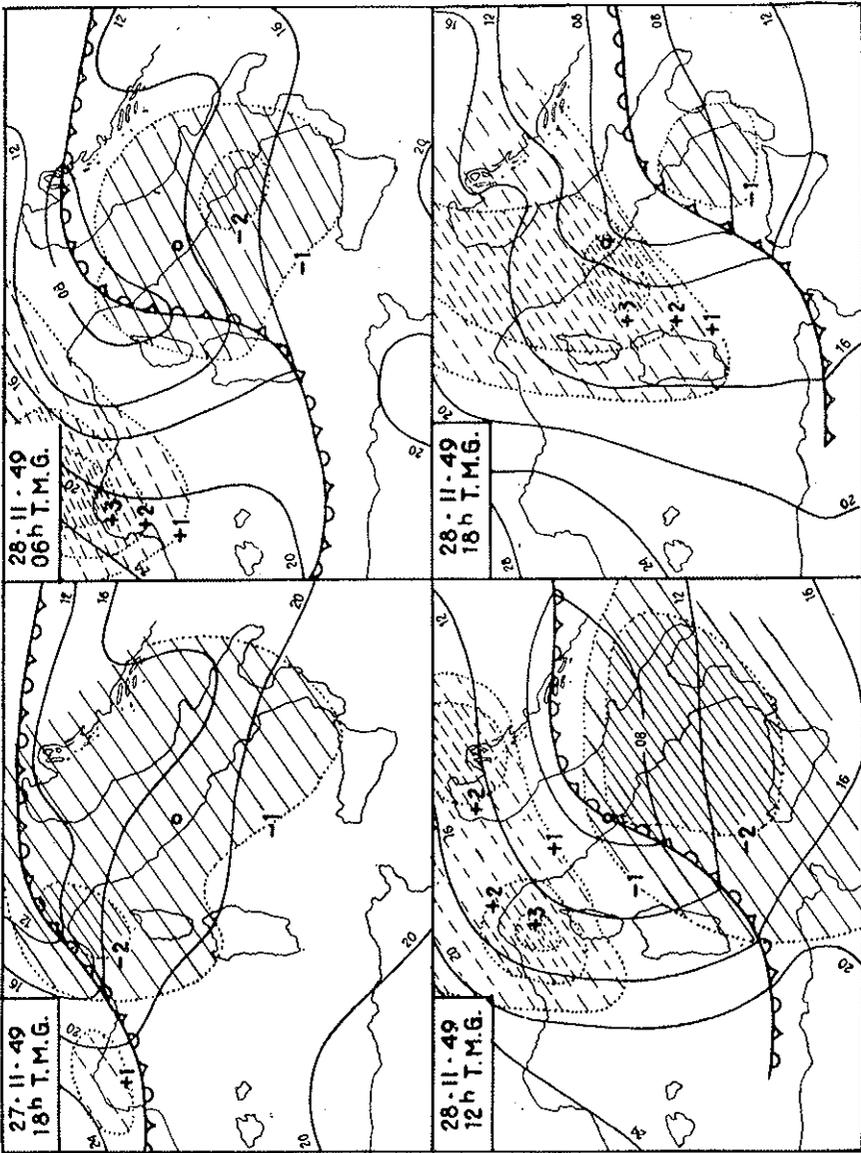


FIG. I.

duit aucune activité microsismique; par contre, celle-ci augmente graduellement au fur et à mesure que le noyau avance vers la pleine mer.

Ce noyau, par ailleurs, englobe également la portion plus septentrionale de la Méditerranée occidentale; la période plutôt longue de 3,5s ca. à Rome en rapport avec l'ampleur limitée s'accorde avec l'ancienne origine de cette même activité.

28 février, 12 heures. — L'occlusion s'est ultérieurement déplacée dans la direction SE avec une vitesse moindre et la cyclogenèse dans l'occlusion n'a plus eu lieu.

Alors que le noyau négatif s'est, lui aussi, légèrement transporté dans la direction E-SE en conservant son extension considérable, le noyau positif s'est déplacé dans une direction parallèle en se portant sur le Golfe ligurien, et en commençant à balayer la Tyrrhénienne septentrionale. Les observations enregistrées trois heures auparavant (heures 09) laissaient apparaître que la zone centrale du noyau était encore au dehors du Golfe ligurien; ceci confirme que l'invasion du Golfe a commencé successivement. En effet, l'agitation microsismique reflète largement le mouvement des tendances barométriques, soit par sa nouvelle augmentation d'énergie, soit par la variation à peu près brusque de la période qui, malgré l'augmentation de l'ampleur, s'est abaissée à 3s ca.

28 février, 18 heures. — Le noyau négatif a continué sa marche vers SE; il embrasse la Calabre et une partie de la Tyrrhénienne; le positif a avancé le long de la Tyrrhénienne et le noyau plus profond est désormais sur la Tyrrhénienne centrale. L'agitation microsismique continue de présenter un comportement absolument fidèle au mouvement des tendances; à Rome, la période, malgré l'approche des origines des microsismes conserve la valeur de 3 sec. et ne fléchit pas; ce fait doit être mis en rapport avec le développement considérable qu'a subi l'ampleur des dits microsismes; simultanément commence, à Catane et à Messine, qui jusqu'à présent n'accusaient aucune activité, une sensible agitation microsismique.

28 février, 21 heures. — Les observations effectuées à Ponza permettent de constater un accroissement momentané (tout en tenant compte de la variation normale diurne) des tendances positives. La

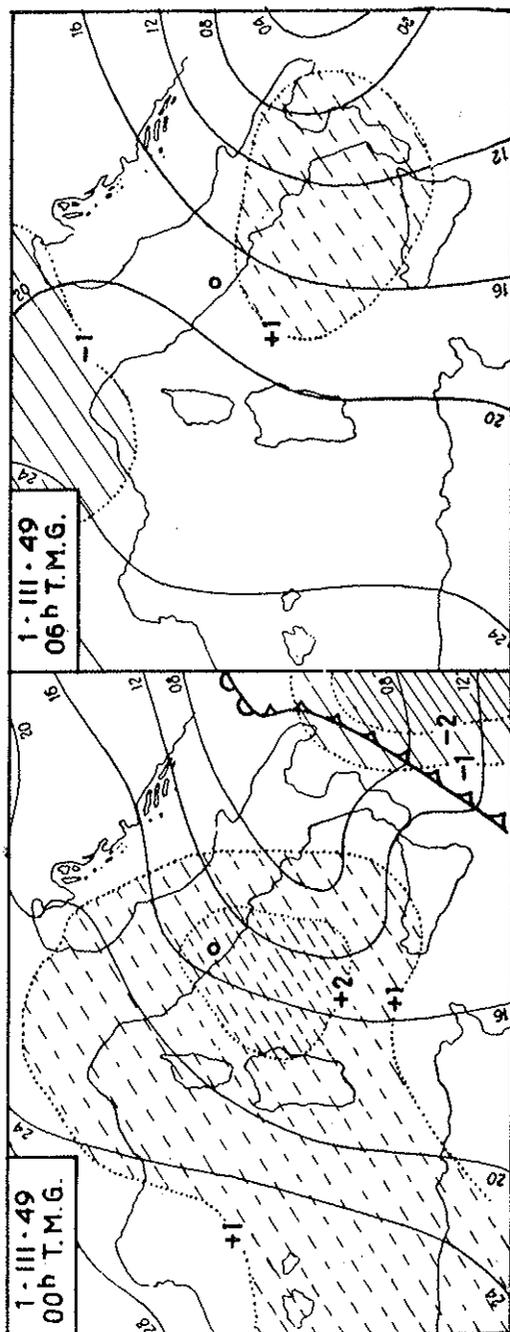


FIG. 2.

courbe du graphique représentant l'ampleur des microséismes du seul composant NS de Rome, qui dénonce un léger accroissement, pourrait se mettre en rapport avec cette augmentation.

1er mars, 00 heures. — L'occlusion et les tendances négatives n'englobent désormais que la Ionienne. Par contre, le noyau positif s'étend à toute la Tyrrhénienne avec une intensité invariée; il en résulte un accroissement de l'activité séismique enregistrée par les Observatoires de Catane et de Messine; Bologne et Padoue ne présentent désormais qu'une activité quasi éteinte.

7-8-9-10 avril 1949

Cette situation permet plus particulièrement d'individualiser la cause spécifique des microséismes, ou plus précisément l'élément météorologique par lequel les microséismes sont directement en rapport; ceci à cause de la netteté des phénomènes dans leur développement.

Dans les journées qui précèdent le 7, on constate, dans le haut Atlantique, une forte dépression en mouvement depuis la zone jusqu'au large de l'Angleterre septentrionale vers la Scandinavie, tandis que la Méditerranée se situe dans une zone très ample de pressions qui croissent graduellement et régulièrement. Le 6, tandis que la dépression atlantique disparaît vers le N et que le fort noyau de tendances positives entre sur la terre scandinave au moment même où l'agitation microséismique de longue période enregistrée à Rome s'atténue et cesse rapidement, se dessine la régénération d'une occlusion de retour tropical sur l'Angleterre méridionale et la France. Etant donné que simultanément la pression sur la Méditerranée occidentale arrête son mouvement de lente ascension et devient le siège de gros noyaux de tendances négatives, on peut croire que la dépression reliée à la boucle de l'occlusion, soit en pénétration rapide et en mouvement également rapide vers SE et que l'occlusion se transforme en secteur intermédiaire.

En effet, la situation aux heures 06 du 7, en ce qui concerne la Méditerranée, est caractérisée par deux faits spécifiques: la surface de tendances négatives assez forte s'est déplacée vers E englobant toute l'Italie et ses environs, et un front froid a fait irruption depuis W et NW tout le long de la côte hispano-française jusqu'au Golfe de Lyon. Il est particulièrement important de constater ici que l'investis-

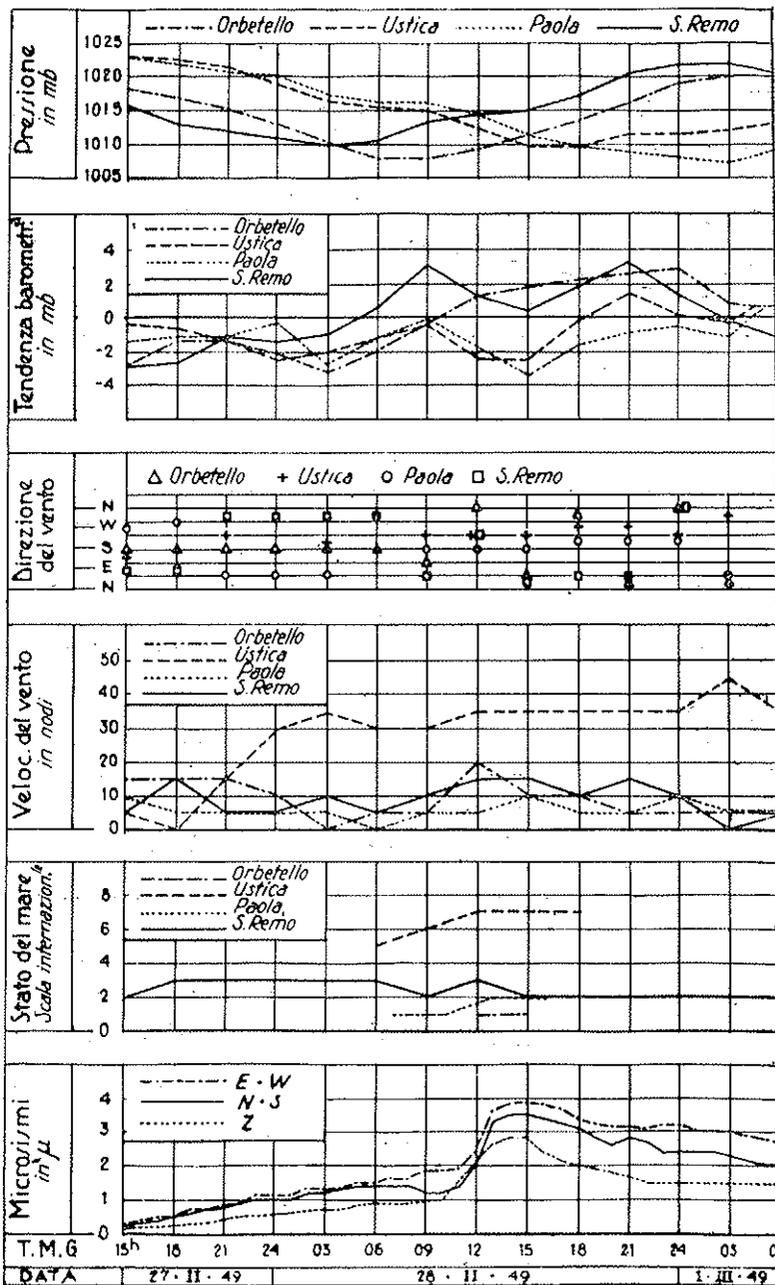


FIG. 3.

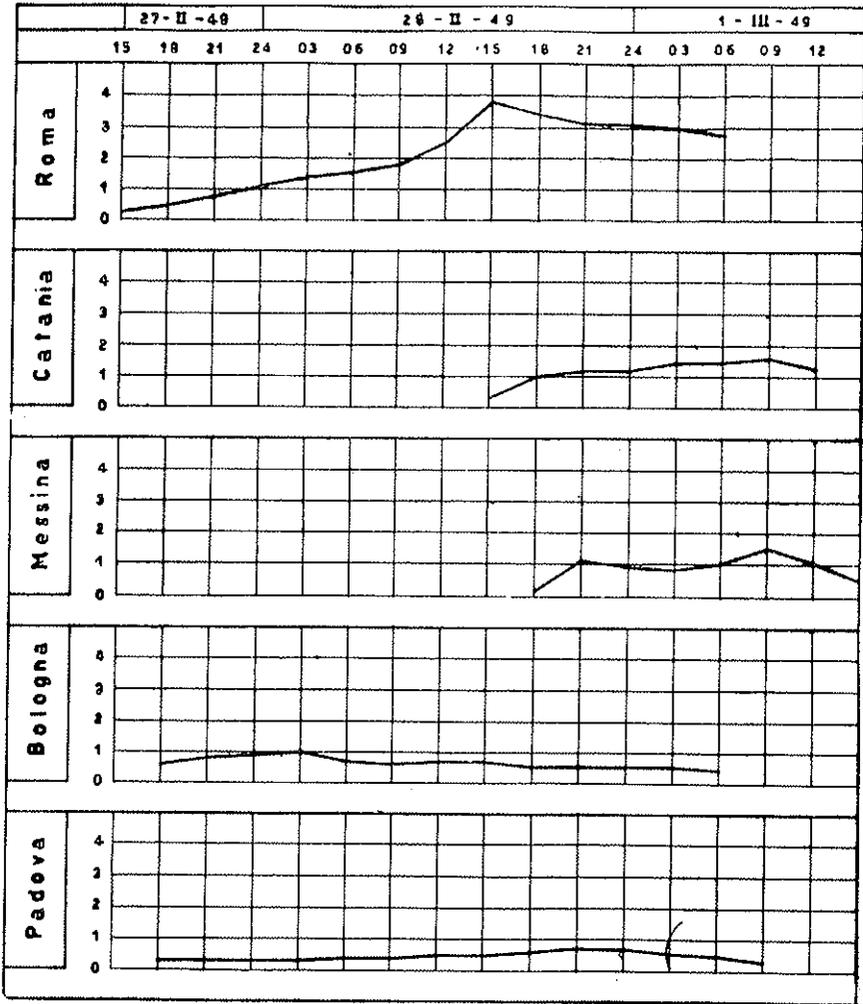


FIG. 4.

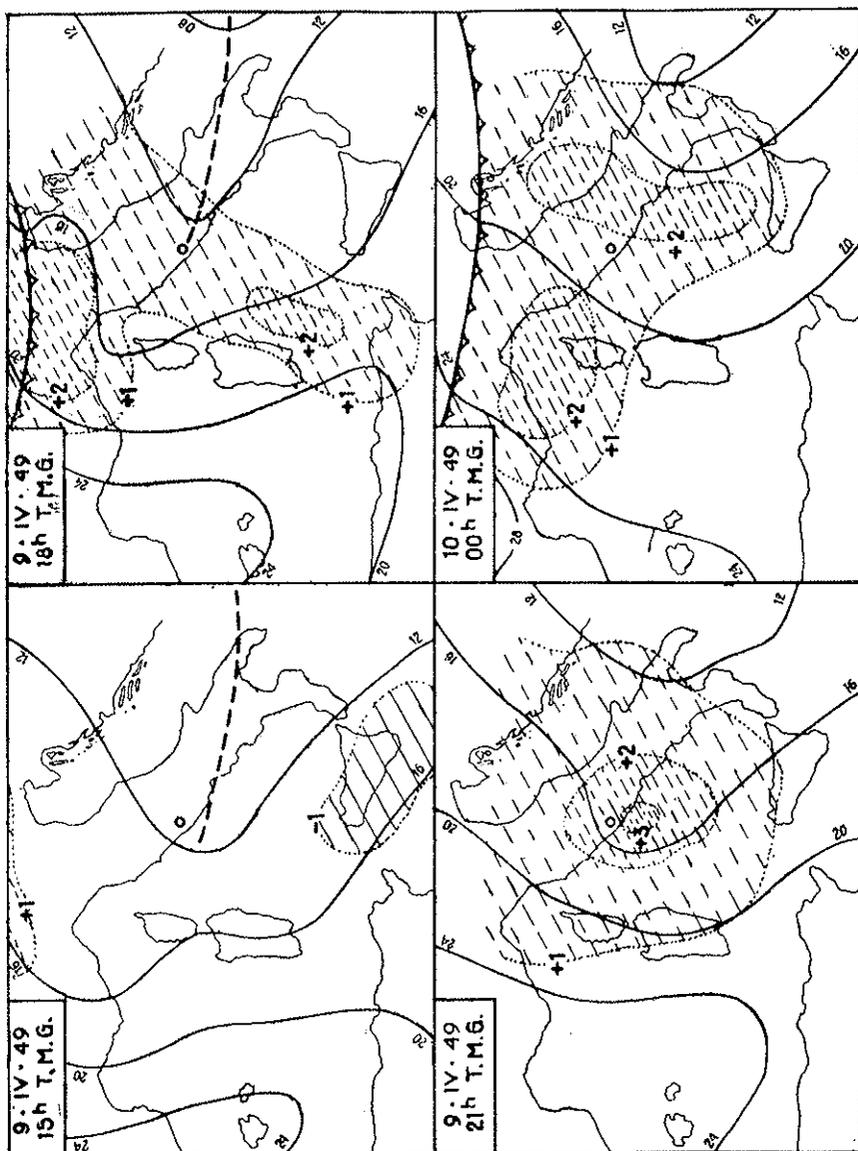


FIG. 5.

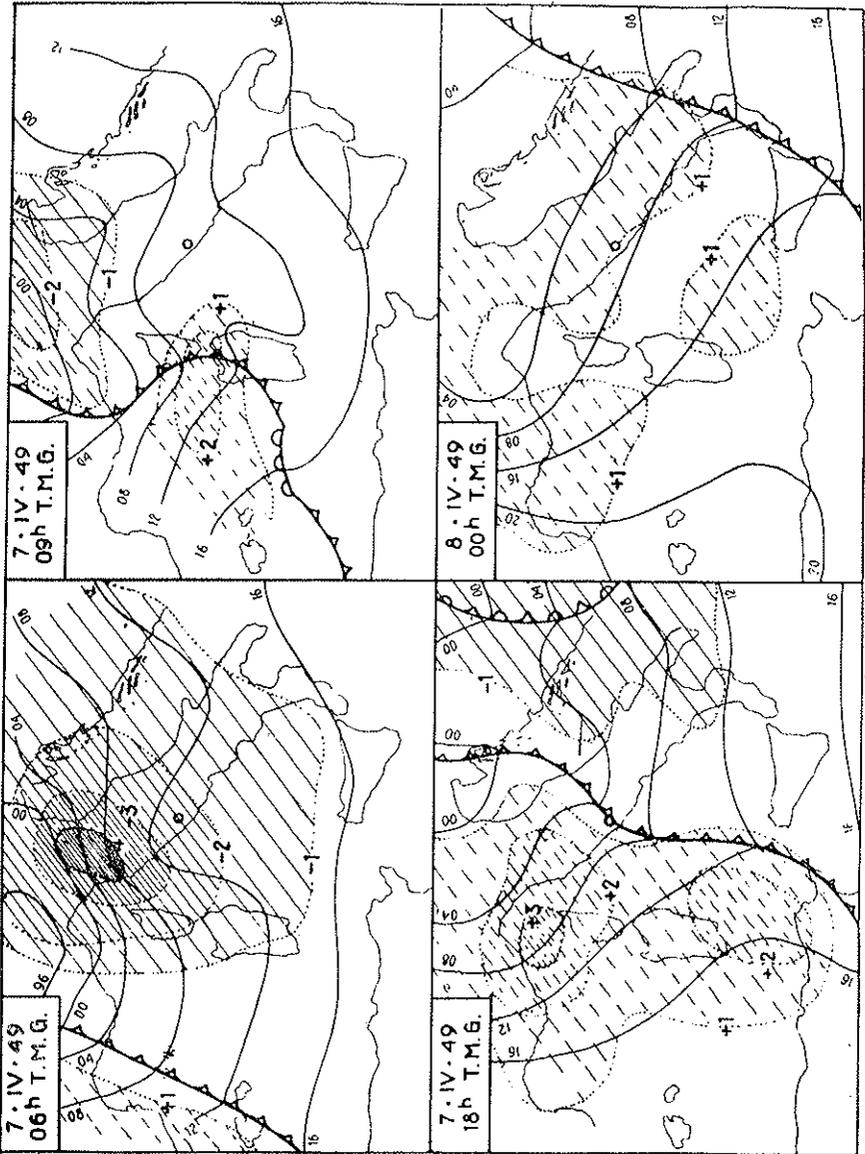


FIG. 6.

sement brusque des mers italiennes et de l'Italie de la part du très gros noyau négatif n'a produit aucune agitation microséismique.

Aux heures 09 la situation découvre qu'en trois heures une rapide évolution s'est produite: le noyau négatif s'est atténué en se centralisant sur la plaine padane et en se réduisant sensiblement du point de vue de l'ampleur, tandis que le front froid a subi une considérable diversification dans ses parties: alors que la partie plus septentrionale a procédé à une vitesse modérée, la partie centrale s'est poussée en avant avec une grande décision, de façon à former une sorte de coin déjà tendu sur la Sardaigne septentrionale. Cette partie du front est précédée de la partie la plus avancée d'un noyau de tendances positives qui s'annonce énergique. Les barogrammes des stations météorologiques côtières sardes (comme on peut le déduire de la « caractéristique » de la tendance barométrique) découvrent qu'une rapide augmentation de pression apparaît sur le bord occidental de la Tyrrhénienne à la latitude de Rome aux heures 08 environ. La partie méridionale du front froid, enfin, tout en se déplaçant assez rapidement vers les côtes africaines, subit une ondulation momentanée à SE des Baléares. C'est alors que commence brusquement à Rome l'agitation microséismique avec une période de 3 sec. très régulière (indice d'une origine circonscripte et voisine) et un rapide accroissement d'intensité.

Ici encore, il est essentiel de constater qu'on ne trouve aucune trace d'un centre dépressionnaire dans toute la zone, le centre étant sur l'Allemagne; on ne peut dès lors parler de microséismes reliés au centre dépressionnaire.

A 12 heures les tendances positives se sont étendues à toute la Tyrrhénienne centrale (jusqu'à présent, la Tyrrhénienne méridionale n'est pas englobée dans cette affaire); c'est ainsi que la situation microséismique atteint son maximum précisément à cette heure; on ne pourrait envisager une autre cause plus immédiate. Il est également opportun d'observer le mouvement du vent et l'état de la mer, dont les maximums suivent avec quelques heures de retard.

Après les heures 12, la situation évolue régulièrement; le noyau principal positif s'est porté sur le Golfe ligurien tandis qu'un autre noyau avance au S entre la Sardaigne et la Sicile et le front froid traverse en plein la Tyrrhénienne (19 heures). On commence simulta-

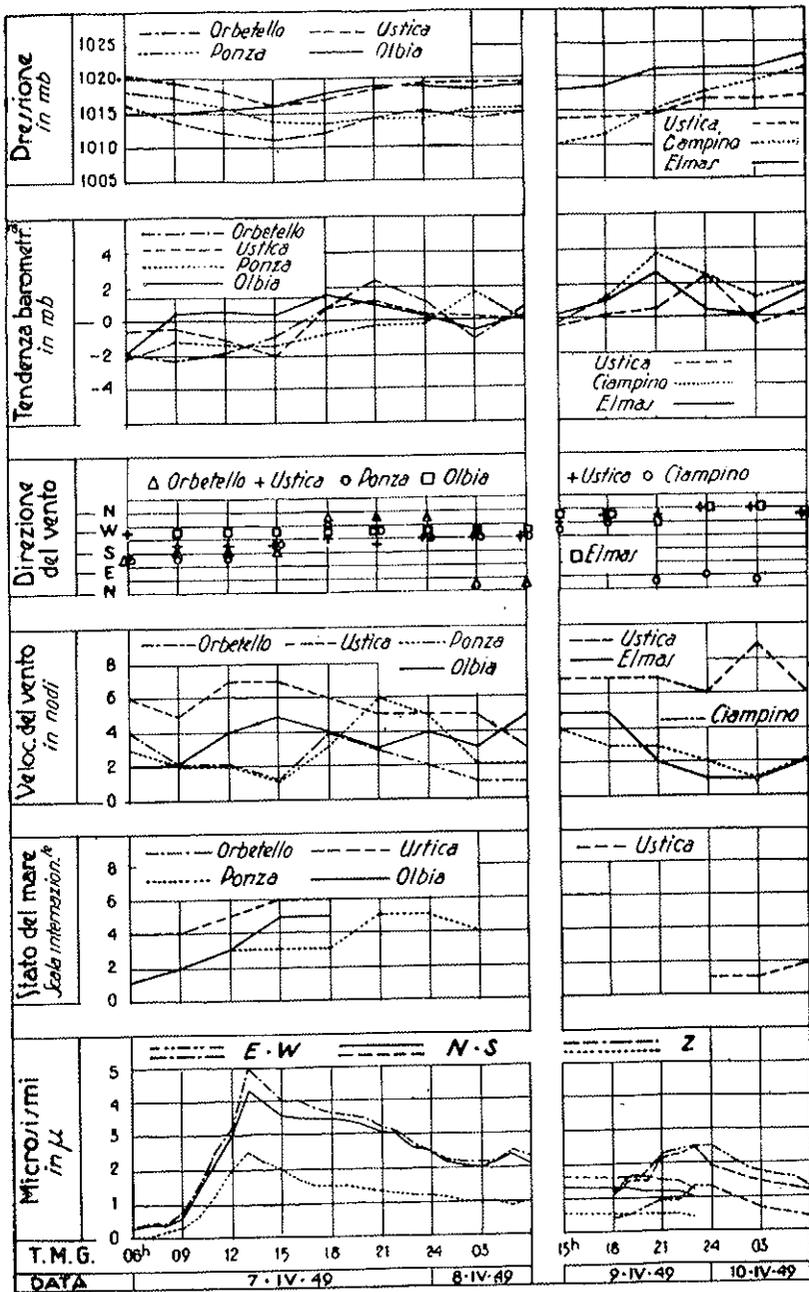


FIG. 7.

nément de noter une forte activité dans les stations de Padoue et de Bologne, tandis que Messine et Catane sont inertes.

Les diversités des valeurs dans les ampieurs des microséismes à Bologne et à Padoue s'expliquent par le différent comportement des

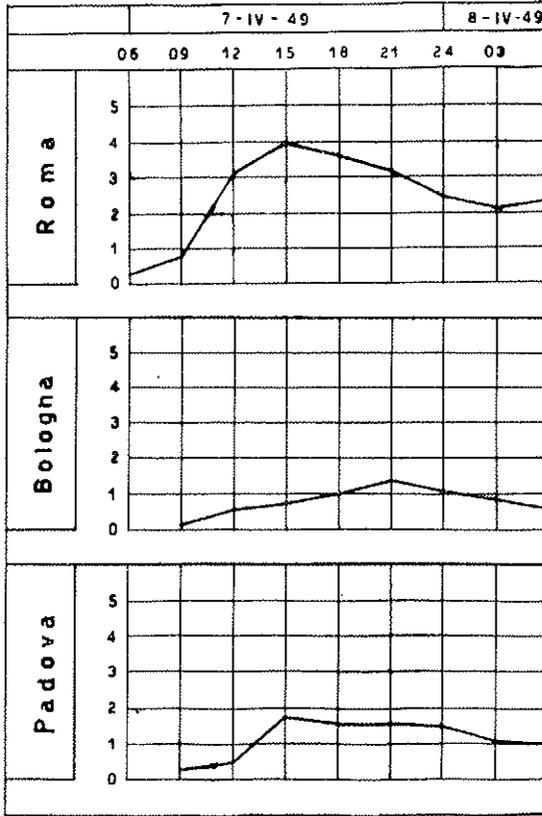


FIG. 8.

relatifs sous-sols en ce qui concerne les ondes élastiques. Enfin, aux heures 00 du 8, cette partie de la vicissitude semble terminée: le front froid a complètement abandonné la Tyrrhénienne, qui est une très vaste zone faiblement positive. Constatons que pendant que l'agitation se réduit considérablement, et n'a qu'une reprise vers les heures 12 du 8, le vent et la mer demeurent forts pendant les journées 8, 9 et 10.

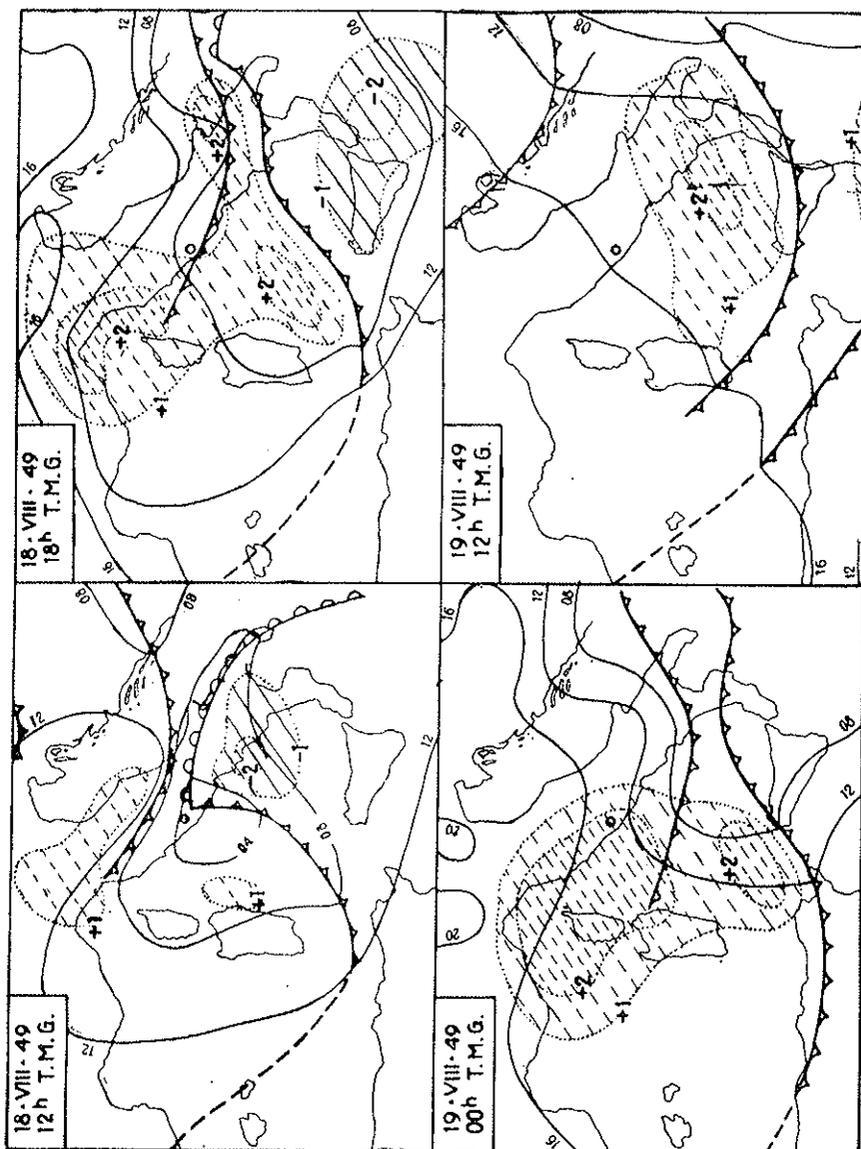


FIG. 9.

18-19 août 1949

Il se produit que les perturbations présentes soient souvent plus d'une; dans ces cas, généralement, l'agitation microsismique devient très ample et confuse, de telle sorte qu'on ne peut conduire une enquête raisonnable sur les rapports entre elle et les causes présumables: tous les éléments sont pratiquement présents, dès lors à la complexité de la structure des microsismes s'oppose, globalement, la complexité de la situation météorologique. La situation du 18-19 août revêt une importance toute particulière; elle permet en effet l'analyse de l'agitation des deux composants, en surprenante harmonie avec la nette duplicité des perturbations en route sur la Tyrrhénienne. Le graphique de l'ampleur des microsismes reproduit le mouvement des deux types d'agitation, parfaitement identifiables et que l'on peut suivre pendant toute la tempête. Il serait aisé de considérer, comme nous l'avons fait dans les autres situations, les mouvements des périodes par rapport à la distance des noyaux de tendances positives, pour en constater encore une fois le lien; or, du fait que tout ceci doit être considéré comme déjà démontré, tandis que l'intérêt spécifique de la situation à l'examen est de beaucoup différent, abstraction faite de ces deux périodes, nous nous bornerons à signaler leur brièveté pour les deux types (aucun des deux n'atteint jamais les 3,5 sec.).

18 août, 12 heures. — La situation météorologique est commandée par l'anti-cyclone atlantique qui pousse un promontoire sur l'Europe occidentale; conséquemment, les lignes de courant se disposent de NE vers SW. Sur la Méditerranée, une dépression qui s'est précédemment formée a provoqué l'ondulation du front tropical qui se trouve maintenant en processus d'occlusion. Les vents, prépondérément nord-occidentaux, sont médiocrement forts.

Un peu plus au nord du front tropical se trouve un front froid provenant des Balkans et en mouvement vers SW qui n'englobe cependant pas encore la Tyrrhénienne. Les noyaux des tendances barométriques ont une disposition typique par rapport aux fronts: un noyau négatif sur la Tyrrhénienne méridionale, un noyau positif peu étendu sur la Tyrrhénienne centre-occidentale derrière le front froid

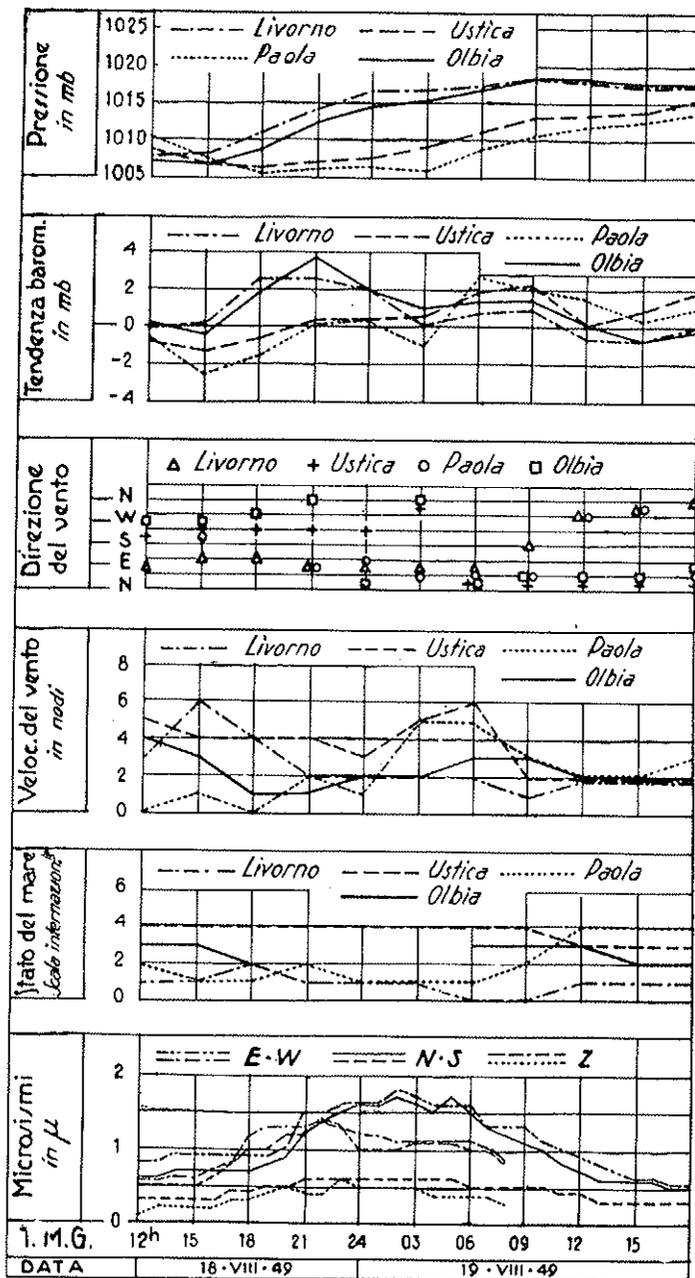


FIG. 10.

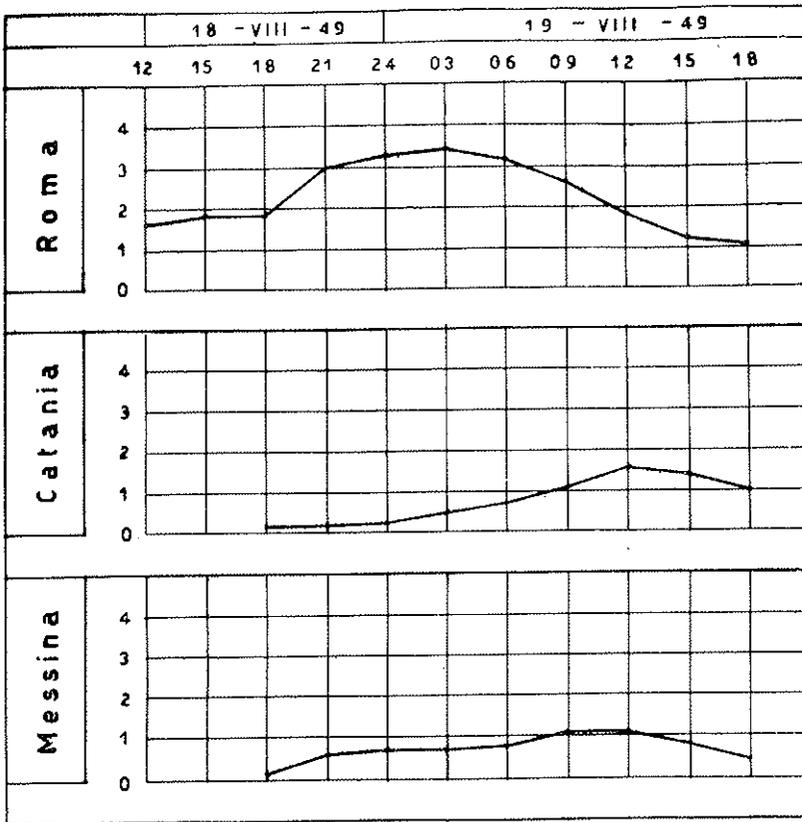


FIG. 11.

tropical, derrière le front froid d'origine balkanique qui commence d'englober le Golfe ligurien.

L'activité microsismique dénonce à Rome deux agitations distinctes de périodes respectivement de 2s ca. et 3 sec.; on peut donc supposer que l'oscillation sismique de plus courte période, qui actuellement a une moins grande ampleur, doit être mise en rapport avec le faible noyau positif en proximité de la côte sarde, tandis que l'autre de 3 sec., doit se rattacher aux tendances positives sur le Golfe ligurien.

18 août, 18 heures. — L'ondulation sur le front tropical s'est déplacée à E; dès lors, ce front englobe la Tyrrhénienne méridionale;

tandis que le front foïd d'origine balkanique en continuant son mouvement vers SO englobe maintenant la Tyrrhénienne centre-septentrionale.

Les différents noyaux démontrent que la dépression méditerranéenne va s'atténuer en effet, tandis que le négatif disparaît dans la Ionienne, les noyaux positifs signalés ci-dessus et qui se trouvent maintenant, l'un dans la Tyrrhénienne sud-occidentale entre la Sardaigne et la Sicile, et l'autre sur la Tyrrhénienne septentrionale, sont immergés dans une vaste zone positive. Par rapport au mouvement des tendances positives, l'activité microsismique à Rome est en augmentation sensible, mais, comme on peut le constater à la lecture du graphique qui représente le mouvement des ampieurs, cette augmentation est plus marquée par l'agitation de période mineure, qui devient prépondérante; simultanément commence une sensible activité dans les Observatoires de Messine et de Catane.

19 août, 00 heures. — Les deux systèmes frontaux continuent dans leur évolution; tandis que celui tropical a quasi dépassé la Tyrrhénienne, celui de provenance balkanique traverse maintenant la Tyrrhénienne centre-méridionale. A cette même heure, le noyau positif plus septentrional s'est étendu vers le sud englobant également la Tyrrhénienne centrale. Entretemps, l'activité microsismique a subi une inversion dans l'intensité des deux composants: l'agitation de Rome reliée au noyau plus au sud a dépassé la phase maxima et va déclinant, tandis que l'agitation connexe aux perturbations de provenance balkanique prévaut nettement; à Catane et à Messine, la perturbation est augmentée.

19 août, 13 heures. — Les systèmes frontaux sont désormais, tous deux, hors de la Tyrrhénienne; seul le second noyau positif dont l'extension va diminuant, englobe encore la Tyrrhénienne centre-méridionale. L'agitation microsismique tend, elle aussi, à s'éteindre.

25-26-27 novembre 1949

25 novembre, 18 heures. — Toute l'Europe, en régime de basse pression, est le siège de nombreuses perturbations frontales. En ce qui concerne la Méditerranée centrale et occidentale, la situation est commandée par une dépression plutôt considérable dont le centre est

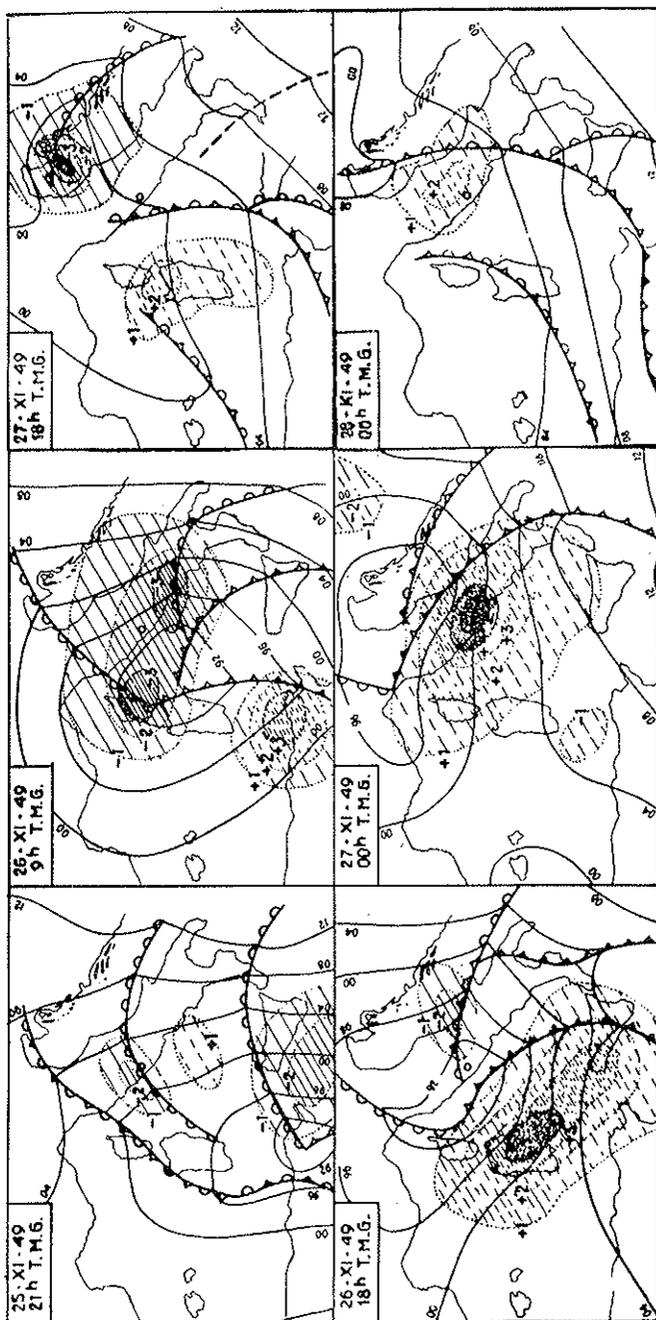


FIG. 12.

sur la Tunisie. La Tyrrhénienne et l'Italie sont traversées par de successifs fronts chauds secondaires; la directrice des courants est en direction SN.

Un centre dépressionnaire est en lent mouvement vers NNE; en effet, les tendances barométriques découvrent un noyau négatif assez actif sur la Tyrrhénienne méridionale.

On enregistre des vents forts et très forts sur la Sicile occidentale et sur la basse Tyrrhénienne, qui deviennent forts et modérés plus au N; des pluies intenses se déversent sur l'Italie septentrionale et sur une partie de l'Italie centrale. L'agitation microsismique est encore pratiquement sans importance.

A 21 heures, tout le système méditerranéen s'est déplacé vers NNE tandis que le centre dépressionnaire et les perturbations frontales se sont légèrement transportées dans la direction du N. La zone de tendances négatives qui précédemment englobait toute la Tyrrhénienne centrale et méridionale et le canal de Sicile, s'est maintenant partagée en deux noyaux séparés; l'un d'eux, le précédent, s'est nettement déplacé vers le N, en embrassant l'Italie centre-septentrionale, l'autre s'est mieux caractérisé dans le canal de Sicile; entre les deux, un noyau positif a pris consistance. A l'intérieur de la Tunisie se dessine un noyau positif considérable qui successivement, ainsi que nous le verrons, avance vers le N.

Les vents demeurent forts au S et se renforcent vers le N. L'agitation microsismique prend consistance avec une période de 3 sec., en harmonie avec le noyau positif qui procède vers le N et successivement atteint le continent vers les 00 du 26.

Aux heures 00 du 26, le centre dépressionnaire, dans son déplacement vers le N s'est porté entre les côtes de la Sardaigne et celles de la Toscane. Deux systèmes frontaux se trouvent ainsi reliés, l'un derrière l'autre, et tous deux très actifs; toute l'Italie est soumise à des précipitations ayant quasi partout un caractère d'averse.

Les noyaux de tendances barométriques ont voyagé de compagnie vers NE. Il est particulièrement important de suivre les vicissitudes du couple de noyaux négatif et positif d'égale intensité indiqués sur la carte et plus spécialement du noyau positif qui avance maintenant des côtes tunisiennes en pleine mer dans la direction NNE.

Est en effet évidente la concordance du développement considérable de l'activité microséismique per l'entrée en pleine mer de ce noyau.

La période de l'agitation microséismique à Rome est fondamentalement différente de celle des heures précédentes: de la valeur de trois sec. environ, elle passe à 4,5 sec. ce qui indique que pour son énergie prévaut une cause d'origine plus éloignée; par ailleurs, il est encore une fois démontré que les noyaux négatifs, bien qu'énergiques et en rapide déplacement, ne constituent pas une cause efficiente pour les microséismes.

Les vents demeurent forts et l'état de la mer est partout agité; le développement de l'activité microséismique, d'autre part, ne peut être situé qu'en rapport avec la disparition du noyau de tendances positives; en outre, en suivant la variation de l'intensité de l'activité microséismique mesurée en fonction de l'ampleur en rapport à l'intensité du noyau, il est aisé d'en enregistrer le mouvement conforme.

Nous nous réservons de communiquer, dans une prochaine note, les résultats quantitatifs.

26 novembre, 18 heures. — Le noyau positif s'est approfondi et considérablement étendu, il continue de se déplacer dans la direction du N. Le noyau plus intense tend à orienter sa course dans la direction NE; en effet, des côtes orientales sardes il englobe la Tyrrhénienne centrale et se dirige vers les côtes de l'Italie centrale. À 17 heures, l'agitation microséismique à Rome entre dans une phase de paroxysme; la période est maintenant passée à 4 sec. environ; la considérable extension du noyau englobe, également avec une activité microséismique intense, les Observatoires de Catane et de Messine.

La diminution de la période par rapport aux heures précédentes, malgré le fort mouvement de l'ampleur, est particulièrement significative; elle découvre l'approchement de l'origine des microséismes. Dans ce cas également, et d'une manière encore plus évidente, la seule cause efficiente à laquelle peut être attribuée la source d'énergie de l'exceptionnelle activité microséismique, est le considérable noyau de tendances positives en pleine mer.

Aux heures 00 du 27 la zone la plus profonde du noyau positif a pénétré à l'intérieur de la péninsule à la hauteur des côtes du La-

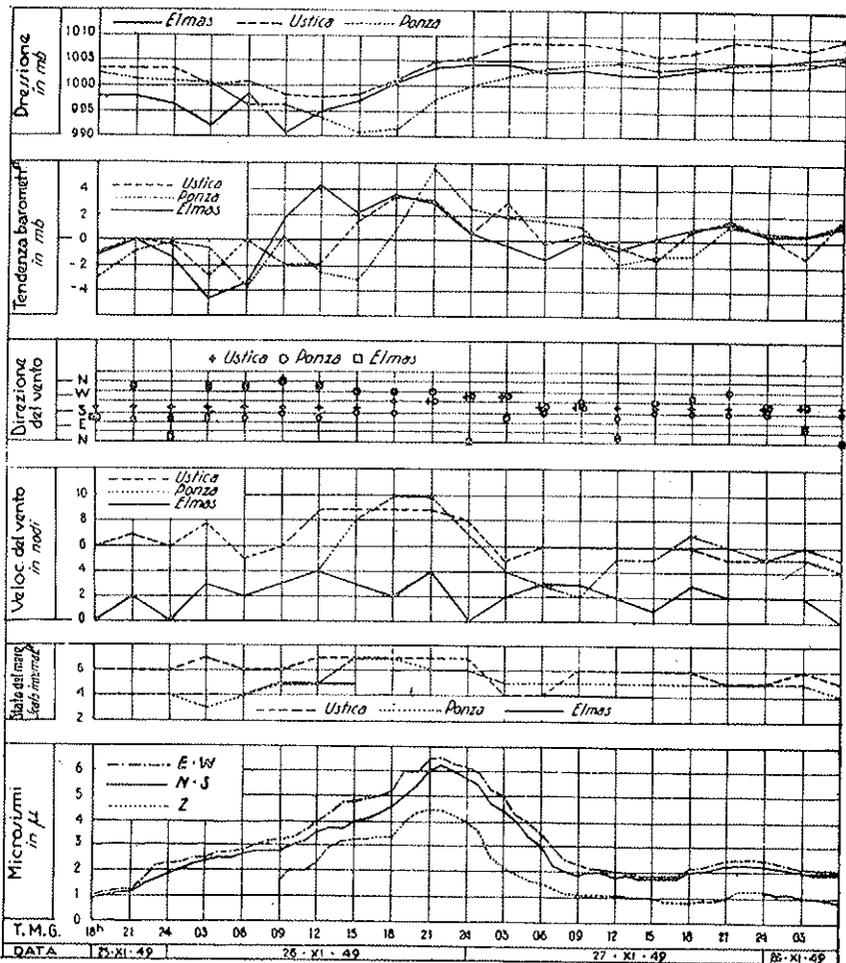


FIG. 13.

tium; par ailleurs, toute la Tyrrhénienne constitue une zone de fortes tendances positives.

L'agitation microsismique a atteint la phase culminante entre 21 et 23 heures avec amplitudes 6-7 μ , tandis que le noyau traversait en plein la Tyrrhénienne centre-méridionale. A Ponza, le minimum de pression s'est manifesté quelque peu avant 18 heures et la

tendance barométrique atteint sa valeur positive maximum (5,9 mb) à 21 heures environ.

Le 27, dans les heures qui suivent, le noyau positif continue dans la même direction. Aux heures 06 il est centralisé sur le haut Adriatique et continue vers les Balkans. Le vent demeure très fort et la

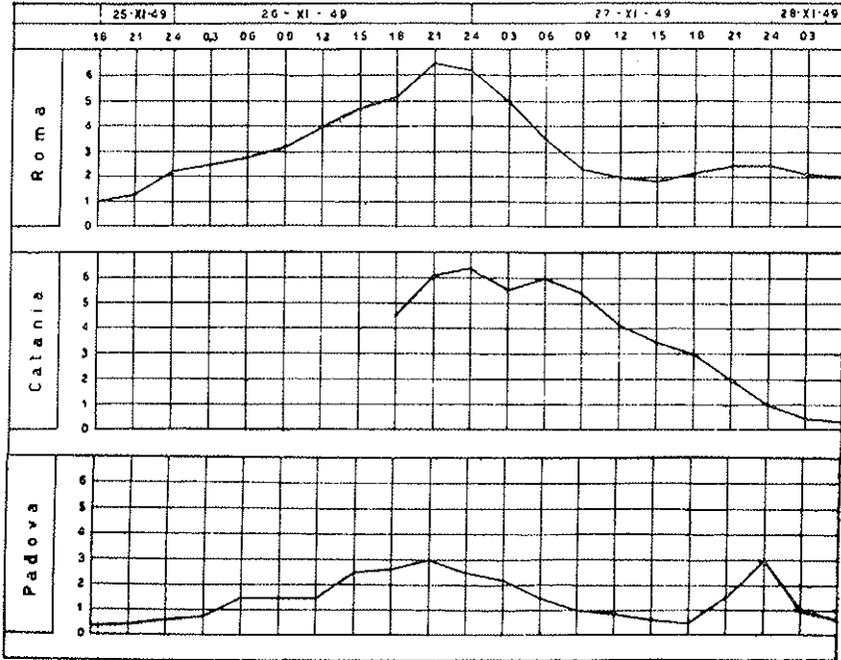


FIG. 14

mer grosse pendant toute la journée du 27, cependant que derrière le noyau ci-dessus mentionné se dessine un nouveau noyau négatif qui au cours de l'agitation microsismique, à une graduelle diminution suivie d'une augmentation; en effet, le 27 à 18 heures, après le passage du fort noyau négatif apparaît, sur la Tyrrhénienne, en correspondance avec les côtes septentrionales de la Sardaigne, un noyau positif. (Mentionnons que le minimum barique qui accompagne cette perturbation se contrapose au défaut d'un minimum barique dans

prélude au passage d'une nouvelle perturbation et conséquemment à la disparition d'un noyau positif successif. On peut donc s'attendre, les tempêtes de l'avril). Celui-ci traverse la Tyrrhénienne dans la direction NE et le 28, aux heures 00, il a déjà pénétré au centre de la péninsule en continuant son chemin dans cette même direction au cours des heures successives, jusqu'à englober l'Adriatique; on enregistre dès lors un considérable développement de l'agitation micro-séismique, à Padoue, alors que Catane demeure complètement inerte.

L'intensité de ce noyau est d'environ la moitié du précédent. L'activité microséismique à Rome, en harmonie avec le mouvement de ce noyau, interrompt sa phase descendante à 18 heures et, accusant un accroissement, elle atteint le maximum vers les heures 00 du 28; puis elle recommence de baisser. La période de 2,5-3 sec. s'accorde avec celles qui ont été enregistrées lors des tempêtes microséismiques en provenance de cette même zone.

CONCLUSIONS

Nous pouvons ainsi résumer les résultats de l'examen comparé entre le développement de l'activité microséismique et l'évolution des perturbations atmosphériques simultanées, examen conduit d'une manière continue dans la durée de quelques années d'observation.

a) Le retard que l'on observe constamment entre le passage d'un centre dépressionnaire et le début d'une activité microséismique, démontre que l'une ne dépend pas de l'autre.

b) Il n'existe aucune dépendance directe entre le passage des front à caractère froid, et l'activité microséismique.

c) Il n'existe aucune relation entre l'activité microséismique et les fronts à caractère chaud.

d) Enfin, il n'existe aucune corrélation constante entre la force du vent, la direction du vent, les conditions de la mer, d'une part, et l'activité microséismique, de l'autre.

e) *La presque totalité des cas examinés indique, par contre, d'une façon absolue, qu'il existe une dépendance directe entre l'activité microséismique, d'une part, et la présence, l'extension et l'intensité des centres de tendance barométrique positive en haute mer, d'au-*

tre part; les quelques cas où cette dépendance n'a pu être constatée d'une façon certaine et expresse, ne constituent pas une preuve du contraire.

Il est important de noter, en effet, que même dans ces derniers cas la condition météorologique ci-dessus était toujours présente, même lorsqu'elle n'accusait pas une nette supériorité, vis à vis des autres éléments. En d'autres termes, cette condition était toujours présente; et seulement en quelques cas sporadiques on n'a pu déterminer cette dépendance de cause et d'effet, d'une façon plus précise.

Le résultat fondamental des recherches est donc le suivant: *Le point d'origine des microséismes provenant de la Méditerranée se trouve dans des zones en pleine mer, centres de tendances barométriques positives stationnaires ou en mouvement.*

La cause spécifique des microséismes ayant été précisée, nous avons pu, par la suite, prouver de la manière la plus évidente et directe ce qu'aucun autre auteur n'avait pu faire jusqu'ici, à savoir que la période de l'agitation microséismique est déterminée par le lieu où elle naît, et représente un élément fondamental et caractéristique, lié à la façon à laquelle l'oscillation microséismique est engendrée, à l'intensité du noyau; ainsi qu'à la profondeur de la mer et, enfin, aux caractères sismo-élastiques et structurels de la croûte terrestre.

Cette période varie dans le même sens que la distance et l'intensité de l'agitation; par ailleurs, une agitation qui s'est produite pendant une perturbation atmosphérique, bien qu'elle varie successivement quant à son amplitude et à sa période, suivant les variations de l'énergie et des positions des noyaux de tendances positives, conserve toujours son caractère morphologique spécifique.

En raison du but que nous sommes proposé, nous exposons ces résultats sous une forme qualitative; ils forment toutefois l'objet d'études quantitatives, se rapportant soit à l'entité des grandeurs en jeu, soit par-dessus tout, à la détermination des variations barométriques, dont dépendent, à leur tour, les phénomènes relatifs à l'agitation microséismique.

Les recherches effectuées démontrent donc qu'il existe une correspondance entre l'agitation microséismique et la présence de noyaux de tendances positives sur les mers.

Un tel résultat représente un perfectionnement, par rapport à

celui qui établit une correspondance, déjà établie depuis longtemps, entre l'agitation microséismique et les fronts froids, et il a un intérêt considérable. Il est bien connu que les noyaux de tendances positives et les fronts froids représentent des éléments qui sont souvent liés les uns aux autres; toutefois ils sont bien distincts; parfois ils ne sont pas accouplés; mais dans le même endroit ils sont toujours séparés dans le temps.

Le front froid représente une ligne sur la surface terrestre, le long de laquelle les masses d'air, qui par leur provenance sont plus froides (ou plus exactement qui ont une température pseudopotentielle plus petite) se substituent aux masses préexistantes, moins denses. Après le passage du front, la pression croît, parce que en présence d'épaisseurs toujours croissantes, on a une substitution des masses plus lourdes: substantiellement, mais non exclusivement, car il faut aussi tenir compte des phénomènes de convergences et de divergence qui interviennent.

Or, la pratique quotidienne de l'analyse synoptique des cartes du temps, montre que la variation positive de la pression derrière le front froid, atteint sa valeur maximale à une certaine distance du front même et souvent à des centaines de Kms. de distance.

Il est bien connu aussi que les météorologues ont été poussés par un grand nombre de faits, à attribuer à ces variations positives une existence spécifique, et une permanence individuelle considérable. Il suffit de rappeler à ce propos les méthodes isallobariques et des variations, ainsi que les travaux théoriques sur ce sujet. Les noyaux accouplés, le négatif à l'avantgarde et le positif à distance, parcourent souvent, avec une indiscutable analogie, d'entité et de démarche, des distances considérables, arrivant à des milliers de Km., dans leurs phases parallèles, sur le trajet de la perturbation.

Parfois on a des fronts froids même très prononcés, accompagnés de variations positives faibles, parce que (au moins, on le croit) la masse froide a une épaisseur; et souvent aussi parce que la circulation dans les couches élevées peut être dans une phase qui provoque une divergence de masses. Parfois on a des fronts froids accompagnés non pas par des noyaux bien caractérisés des tendances, mais seulement par des surfaces plus ou moins étendues; uniformément positives.

Parfois, enfin, on voit apparaître derrière des fronts froids faibles (et même aux limites inexistantes au sol) des noyaux positifs considérables, ce que semble indiquer l'existence du front à une haute altitude, ou d'une forte convergence, en altitude élevée.

Dans tous les cas d'un manque de rapports entre fronts froids et noyaux positifs, et toutes les fois que ces deux éléments sont très éloignés géographiquement, on peut constater que l'agitation micro-séismique coïncide avec les noyaux, d'une façon bien plus satisfaisante qu'avec les fronts froids.

Tel est le résultat de nos recherches systématiques. La documentation y relative est très ample et il est bien opportun souligner que pour aboutir à une affirmation semblable il est indispensable de procéder à un examen systématique, ne se bornant point au choix de quelques cas intéressants, mais couvrant dans toute son étendue une période assez longue; il ne s'agit pas de constater quelle est la situation météorologique, lorsque les séismographes accusent une agitation considérable, mais au contraire, il faut prendre parallèlement en considération l'ensemble des conditions météorologiques, son développement, tous ses éléments observés au sol et en haut, ainsi que l'agitation micro-séismique dans tous ces aspects changeants.

Naturellement, l'agitation micro-séismique, ainsi que les noyaux positifs des tendances barométriques, peuvent être liés parfois plutôt à une occlusion qu'à un front froid. Il paraît que tel est le cas des agitations d'origine atlantique, surtout si on se trouve aux hautes altitudes, où la perturbation est déjà en état d'occlusion bien développée.

Cette circonstance, signalée aussi par d'autres auteurs, a une grande importance, par cause des considérations que l'on peut en tirer.

Essayons maintenant à nous demander quel est l'agent spécifique, qui engendre les micro-séismes et quel est le mécanisme de son action.

Il me semble que les résultats de nos recherches dont nous avons parlé, suggèrent des hypothèses assez raisonnables. Le fait que l'agitation micro-séismique soit concomitant non pas avec des fronts froids, mais avec des noyaux, qui généralement les suivent, nous fait penser que l'action de cet agent n'est pas de nature superficielle, mais qu'elle parte d'une altitude plus ou moins élevée.

En d'autres termes, ce n'est pas l'action directe de la masse froide sur la surface de la mer sur laquelle elle avance, c.à.d. une action qui se produit le long de son parcours. Par conséquent, il ne faut pas non plus envisager un éventuel effet dynamique dû à la rotation du vent qui accompagne le passage du front. Peut être parfois on observe cet effet, qui semble se résoudre en une agitation turbulente, irrégulière, de petite amplitude et sans période définie; mais il ne s'agit que de cas rares, peu nombreux et très localisés.

Par conséquent, l'hypothèse selon laquelle la transmission de l'énergie des grandes altitudes à la surface de la mer à travers la couche atmosphérique, acquiert une grande vraisemblance.

On connaît bien la principale différence morphologique entre les surfaces frontales chaudes régulières, sans turbulence, accompagnées de nuages stratifiés et de vents constants, — et les surfaces frontales froides, turbulentes, avec des mouvements convectifs très actifs et des nuages cumuliformes et cumulonimbiformes et des vents à rafales.

Puisque l'agitation suit à distance le passage du front froid, ceci pourrait signifier que l'on peut s'attendre à des effets sensibles en ce qui concerne la génération des microséismes, seulement lorsque la masse froide turbulente atteint une épaisseur considérable, et suffisante.

Nos recherches à cette fin, basées sur l'analyse des sondages thermodynamiques, indiqueraient des épaisseurs entre 1 et 3 Km., exerçant le plus grand effet.

Mais le fait que l'agitation est concomitante avec la plus grande vitesse de variation de la pression barométrique, dans la zone centrale du noyau de tendances positives, peut indiquer quelque chose de plus important: on a une zone de tendances maximales, là où la surface frontale atteint, dans l'atmosphère, une telle altitude que l'effet de la substitution des masses froides aux masses chaudes, atteint son maximum (il faut rappeler qu'aux altitudes supérieures cet effet s'atténue, parce que la densité de deux masses devient trop petite). Or, il est raisonnable de supposer (bien que sur ce point la météorologie ne soit pas encore à même de fournir des données exactes) que la zone élevée où le remplacement des masses a des effets bariques plus considérables (c.à.d. en correspondance des noyaux) est aussi la zone où les ondulations des surfaces de séparation sont plus étendues.

D'autre part, à ces altitudes, l'effet perturbatoire de la surface terrestre peut disparaître et les ondulations peuvent devenir plus régulières. En somme, on a une substitution continue des couches d'air lenticulaires alternativement chaudes et froides, qui peut engendrer un effet analogue au « pumping » du Père GHERZI; mais il est peut-être plus vraisemblable que là, où la tendance est maximale, on a aussi un état d'agitation et de turbulence atmosphériques maximales, alors que sur la surface de la mer arrive un grand nombre de chocs de pression: sous l'action de ces chocs la mer, selon sa profondeur et son étendue, entre en résonance avec les diverses périodes et peut ainsi transmettre l'énergie de ses vibrations à la croûte terrestre solide.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) *Bibliography on microseisms*. California Institute of Technology, Pasadena, 1944.
- (2) ROSINI E.: *L'agitazione microsismica e le perturbazioni atmosferiche*. « Riv. Met. Aeronautica », a. VIII, n. 4, 30-40 (1948).
- (3) GIORGI M.: *Su alcuni aspetti caratteristici dei microsismi a Roma in relazione con fattori meteorologici*. « Annali di Geofisica », v. II, n. 2, 24-39 (1949).
- (4) GIORGI M. - ROSINI E.: *Sulla natura delle cause che generano i microsismi*. « Annali di Geofisica », v. 3, n. 2, 173-213 (1950).
- (5) GIORGI M. - ROSINI E.: *Sulla origine dei microsismi nel Mediterraneo*. « Annali di Geofisica », v. 4, n. 4, 479-492 (1951).

DISCUSSION

GHERZI — A la suite de toutes ces discussions, on a mentionné souvent les fronts. Dans les tempêtes tropicales, les météorologistes admettent qu'il n'y a pas de front et on a pourtant des m.s. en masse. Dans les tempêtes extra-tropicales, on a les mêmes m.s. Pourquoi penserions-nous que le front qui existe dans une dépression extratropicale soit la cause des m.s.?

J'ai noté le cas que M. GIORGI a cité, d'une situation atmosphérique sans front. Nous sommes maintenant dans les régions extratropicales et il y a eu des m.s., mais il n'y a pas eu de fronts.

Dans les régions tropicales, dans les cyclones il n'y a pas de front et il y a tout de même des m.s. Les deux cas sont semblables: extratropical, sans front; tropical, sans front; les m.s. sont les mêmes.

Pourquoi nous acharnons-nous à vouloir trouver une influence, une corrélation entre les fronts et les m.s.?

Deuxième point à noter: M. GIORGI parle des noyaux de hausse. Ce n'est pas très clair, si ces noyaux de hausse sont précédés par un trouble atmosphérique.

Ces fronts occlus impliquent une dépression en surface, ou une dépression dans les hauts niveaux. Il y a aussi une dépression, dans l'air, qui donne des hausses avec dépression. En Extrême Orient, c'est la même chose: il y a des cas de hausse (arrivée de la Mousson d'Hiver), sans dépression; et il n'y a pas de m.s. en groupe.

GIORGI — Quand on parle de front froid, on entend naturellement l'intersection de la surface frontale avec la surface terrestre. Ainsi on ne peut comprendre comment certains peuvent attribuer au front marqué sur les cartes une action dynamique: le front des cartes météorologiques est seulement une ligne représentative qui marque la limite des masses d'air qui précèdent et qui suivent. On pourrait penser que, justement, sur la ligne du front, des perturbations s'engendrent, en ce sens que par la déviation des isobares, la direction du vent change. Ainsi, il peut se faire que

le long du front, par un effet de la rotation il se produise quelque chose. Mais cela ne peut être qu'un effet absolument local, ne pouvant intéresser une zone à vaste rayon et incapable de provoquer des m.s. dans une station éloignée de quelques centaines de Kms.

Au contraire on peut penser que, si ceci représente la surface de la mer (dessin au tableau) et cela la surface frontale, on observe à une certaine distance (par rapport à la ligne de front, d'après nos observations relatives aux sondages) des ondulations de la surface frontale, par lesquelles on a de fortes variations de pression causées par l'avance du front froid en correspondance avec ces ondulations et par conséquent, immédiatement les masses d'air froid se substituent aux masses chaudes moins denses qui les précèdent.

On a ainsi des impulsions de pression vers le bas qui correspondent à des groupes parce qu'elles se produisent d'une manière tumultueuse. On a par l'effet de cette série de coups de pression une action de choc qui provoque des ondes atmosphériques plus ou moins longues du même type que les ondes acoustiques.

La formation des m.s. arrive seulement quand le groupe se trouve en pleine mer donc la mer entre pour une part essentielle dans la formation des m.s.

Nous avons observé en effet que lorsque ces noyaux, bien que très profonds, ne sont pas sur la mer, ils ne produisent pas de m.s. Naturellement, pour affirmer d'une manière absolue l'action violente *catabatique* de cette masse d'air par rapport aux noyaux de tendance positive il faudra multiplier les observations de turbulence en altitude.

ROTHÉ — Il me semble que le résultat de la discussion c'est: que la cause primitive est le front, mais le front d'altitude. La carte des tendances n'est que la projection en plan d'un phénomène qui se passe dans un grand volume.

Le front, tel que les météorologistes le tracent (j'ai tracé de nombreuses cartes et j'ai toujours admiré ceux qui tracent des fronts avec une telle précision) n'est qu'une ligne tracée sur le plan horizontal de la mer, mais c'est l'aboutissement d'un grand plan incliné, présentant justement des ondulations; et finalement il y a des discontinuités entre une masse chaude et une masse plus froide; alors, puisqu'il y a ces ondulations dans un front froid en altitude, voilà la cause et ce n'est pas le noyau de tendance posi-

tive, qui est simplement la traduction sur la carte des phénomènes de ces ondulations du front froid en altitude.

J'interprète la discussion de tout à l'heure.

GIORGI — Ce qu'observe le Prof. ROTHÉ est juste. Mais effectivement c'est pour cela que nous nous sommes limités au secteur méditerranéen parce que les renseignements y sont plus nombreux et plus contrôlables. Au contraire, nous n'avons pu encore obtenir tout ceci d'une manière décisive pour les tempêtes de l'Atlantique parce que là, il n'est pas facile de déterminer les noyaux de tendance à cause du manque d'observations.

Pour ce qui regarde le tracé des cartes, même pour ce qui arrive en altitude, il est à noter qu'il se fait seulement au moyen d'observations sporadiques dans le temps et l'espace, et donc d'une manière absolument insuffisante pour établir une définition parfaite de la situation météorologique en altitude.

HARDTWIG — Je voudrais vous faire part de certaines observations que nous avons faites à Stuttgart. Nous avons pu tout de même observer une influence des fronts froids sur les m.s.; et nous avons observé, contrairement à ce qui a été dit, que les m.s. ont augmenté au moment où le front froid était passé sur la terre ferme.

Nous ne savions pas exactement comment nous expliquer ce phénomène, mais nous avons cru qu'on pouvait l'attribuer au fait qu'un front froid ne représente pas une ligne continue et, par conséquent, ne touche pas en même temps ni la terre ni la mer sur toute leur étendue.

Nous avons pensé qu'on pouvait attribuer ce phénomène à la masse d'air variable qui suit le front froid et qui est stratifiée d'une façon instable; et précisément cette instabilité est cause des conditions de turbulence qui peuvent être à l'origine de l'augmentation des m.s. qui a été observée.

Mais je voudrais aussi faire une observation sur les remarques du Père GHERZI, qui dit que des m.s. ne se produisent que lorsqu'il y a un cyclone. Je voudrais lui communiquer que nous avons observé un cas, plutôt énigmatique; n'ayant pas trouvé de possibilités d'explication, j'ai abandonné cette investigation, mais tout de même je peux en assurer la réalité: à savoir, que nous avons observé un m.s. très fort, avec une amplitude très grande et avec des périodes énormes, un jour, où il y avait un front froid qui portait avec lui des masses d'air provenant de la région

arctique. Mais je peux assurer que ce jour là il n'y a eu ni cyclone, ni vent; malgré cela, il y a eu un m.s. très prononcé.

GHERZI — Le prof. HARDTWIG a donné un cas extrêmement intéressant, le premier que j'ai pu avoir, c'est à dire une invasion de noyaux de hausse polaire, qui se présentait sans aucun cyclone. Et l'avancée de ce noyau de haute pression a donné la formation des m.s.

Comme l'a dit M. HARDTWIG, cette invasion a été très turbulente et les m.s. n'étaient pas produits par un cyclone.

Ceci s'accorde très bien avec les expériences que nous avons faites en Extrême Orient, où nous n'avons pas de front, mais des situations atmosphériques particulières. Et la haute pression de la Mousson envahissant la zone, sans la présence de cyclones, ne donne probablement pas de m.s. proprement dits, pour la raison qu'il n'y a pas assez de turbulence.

De sorte que toujours on revient à dire: la première cause des m.s. n'est pas le front froid en Chine; mais c'est la turbulence des masses d'air qui avancent sur la région.

CALOI — L'exemple que j'ai donné ce matin regardait la hante Adriatique. Je parle du premier exemple donné. Dans ce cas il y a eu un enregistrement de m.s. avec une absence complète de cyclone et de vent. Il y avait simplement un passage de perturbations rapides de l'atmosphère suivant les lois que j'ai dites; et auxquelles doivent être imputés les m.s. Ni cyclones, ni vents. Et les m.s. se sont vérifiés. Donc l'unique cause était ce passage de turbulence de l'atmosphère.

MACELWANE — Dans nos observations, qui ont été faites avec un microbarographe, nous avons pu obtenir l'observation d'un phénomène qui se répète tout le temps. Nous avons observé que des oscillations rapides dans l'atmosphère existent pendant un certain temps, variant d'une heure, une demi-heure, *une ou deux heures, avant l'arrivée des fronts*, lorsque le front approchait et, *lorsqu'il se trouvait au dessus de la station, il y avait un calme absolu. Environ deux heures après son passage, au contraire, on commençait à observer une activité que vraiment on peut désigner comme terrible.* Mais nous n'avons pas trouvé quelles corrélations ce phénomène peut avoir avec les m.s.

GHERZI — On a donc en Europe des cas qui semblent rares, de m.s. à groupes, produits par l'avance d'un noyau de haute pression, sans la présence de cyclones. Et le fait que chez nous l'avance de noyaux de pression ne donne pas de m.s., semble signifier encore une fois que la turbulence de l'atmosphère doit avoir un caractère spécial pour qu'elle puisse produire des groupes de m.s. dans le cas d'une avance de haute pression sans cyclone. Il y a sans doute ici quelque chose à explorer par des radiosondes.

CONTRIBUCION AL ESTUDIO DE LOS MICROSISMOS EN ESPANA

ANTONIO DUE ROJO, S. I.

Desde su fundación en 1902 tuvo el Observatorio de Cartuja una sección sismológica que pocos años después tomó a su cargo el R. P. Manuel M^a Sánchez Navarro Neumann, Director de la misma hasta su muerte en 1947. En más de 30 años de intensa labor, no solamente fué notable su contribución a los estudios sismológicos, como lo prueba la extensa bibliografía de sus trabajos, sino que por sí mismo llevó a cabo la construcción de sismógrafos de registro mecánico y magneto-fotográfico, que aun hoy prestan excelentes servicios.

La colección de sismogramas que se ha utilizado para el presente trabajo es, por tanto, de gran valor, no solamente por su cantidad y homogeneidad (por lo que se refiere a los péndulos bifilares CARTUJA, en idénticas condiciones de periodo y aumento inicial desde 1909 a 1951), sino también por la calidad, especialmente en el grupo de tres componentes magneto-fotográficas, completo desde 1931, que ha seguido después funcionando sin interrupción.

La agitación microsísmica del suelo en sus diversas formas ha sido estudiada durante unos 40 años en conexión con los factores meteorológicos, y su carácter general puede resumirse así: 1) la *posición geográfica* del Observatorio, al SE de la península ibérica, le coloca en la proximidad de los núcleos de bajas presiones que vienen del Atlántico sobre Europa y de los que se forman eventualmente en el golfo de Vizcaya, Mediterráneo occidental y estrecho de Gibraltar; y como frecuentemente existen simultáneamente varios núcleos en diversas partes, su evolución se hace sentir en Granada, manifestando claramente los sismogramas la interferencia microsísmica de múltiples ondas que llegan de diferentes azimutes; 2) por otra parte,

debido a las *condiciones de transmisión del subsuelo*, la agitación microsísmica registrada es de gran amplitud, bastante mayor que en las demás estaciones sismológicas españolas, lo que unido a la frecuencia de las tempestades microsísmicas mayores o menores y aun mínimas, dan a la estadística un valor no común; 3) por último, la gran *sensibilidad y aumento* de los péndulos magneto-fotográficos, especialmente en la componente vertical, de periodo más corto y por tanto más próximo al de los microsismos normales, dan como resultado una continuidad absoluta en el registro de estas ondas, que nunca cesan de agitar el suelo durante todo el año.

A) *Estudio de los periodos.* — Se han investigado las diferentes clases de agitación microsísmica, clasificadas según sus periodos; prescindiendo aquí de las de periodo muy largos ($T = 0,5 - 4$ min.), cuyas relaciones con agentes meteorológicos locales y regionales se ha podido establecer con bastante precisión, entre los microsismos normales se han estudiado preferentemente los de periodos comprendidos entre 2 y 6 seg.

Los rápidos, de cerca de los 2 seg., aparecen, en 240 casos seleccionados durante 4 años (1946-1949) en evidente conexión con el avance de frentes polares; el acortamiento de periodo suele ser bastante apreciable en los sismogramas, generalmente con dos días de anticipación respecto de la llegada del mínimo termométrico al Observatorio; es decir, cuando el frente frío se halla a unos 1.000 km. de distancia; por tanto en esa cantidad se puede cifrar su radio de acción para Granada. No faltan casos dudosos en esta determinación, debido a que se superponen unas a otras las ondas procedentes de diversos frentes, que se suceden con intervalos no muy largos, o que llegan aquí procedentes de direcciones diferentes; pero de ordinario vienen del Atlántico Norte en dirección NW-SE. La amplitud microsísmica no parece depender del valor absoluto de la temperatura de cada frente frío, sino más bien de la velocidad de desplazamiento sobre el mar y del gradiente térmico a lo largo de la línea de propagación. Estas comprobaciones se han podido hacer con especial facilidad en verano, cuando más fácilmente ocurre el caso de una invasión *aislada* de masas de aire relativamente más frías y en ausencia de tempestades microsísmicas propias del invierno; porque éstas en Granada nunca

es posible analizarlas aisladamente: tal es su multiplicidad, manifestada en el aspecto dentado e irregular de los grupos de microsismos, que aquí sólo excepcionalmente se presentan en trenes regulares.

B) *Estudio de las amplitudes.* — Refiriéndonos particularmente a las ondas de periodo cercano a los 5 seg., se han podido establecer interesantes relaciones entre las amplitudes de Granada y las de Uppsala, que han permitido determinar el radio de acción de numerosos centros de baja presión a su paso por el Atlántico; por ejemplo, al desplazarse de SW a NE, el máximo de amplitud de Granada precede al de Uppsala, si el nucleo depresionario tiene suficiente intensidad durante su avance hacia Suecia; por el contrario, se ha comprobado en otros casos la independencia de los máximos de amplitud registrados en una y otra estación, debido a que se trata de núcleos menores y de menor duración, que sólo alcanzan a propagarse hasta una y otra de ellas, pero no hasta las dos. Asimismo se han registrado en Granada incrementos de amplitud microsísmica en ausencia de núcleos definidos de bajas presiones, pero al menos había siempre en las isobaras del mapa un gradiente móvil muy acusado, correspondiente a diferencias de presión que se desplazaban sobre el mar.

C) *Relación de los microsismos con las variaciones rápidas de presión.* — De acuerdo con las sugerencias hechas en la Semana de Estudio sobre el problema de los microsismos, una de las cuales recomendaba el estudio simultáneo de esta clase de ondas sísmicas y del efecto de *pumping* registrado en los microbarógrafos, parece oportuno consignar aquí, que desde el año 1939 funciona sin interrupción un variógrafo muy sensible, construido en el mismo Observatorio, con velocidad de registro y amplificación diez veces mayores que en los barógrafos ordinarios, cuyas gráficas contienen variaciones de presión de pocos segundos de periodo y amplitudes del orden de 0,1 mm. de Hg.; sobre ellas se han publicado varios trabajos relativos al desplazamiento de masas de aire a diferentes alturas y ofrecen material para una investigación ulterior de su relación con la génesis de la agitación microsísmica del suelo.

D) *Bibliografía.* — Con más amplitud de lo hasta ahora expuesto, se ha tratado esta materia en los siguientes trabajos, publi-

cados en *Revista de Geofísica* del Instituto Nacional de Geofísica del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (Ríos Rosas, 9, Madrid): 1) *La agitación microsísmica del suelo en Granada*, vol. 2, pgs. 278-289; 2) *La agitación microsísmica de periodo medio en Granada*, vol. 4, pgs. 87-98; 3) *Tempestades microsísmicas registradas en Granada durante los días 10 al 17 de Febrero de 1944*, vol. 3, pgs. 300-303; 4) *La agitación microsísmica en Granada durante el otoño e invierno de 1945-1946*, vol. 5, pgs. 178-186; 5) *La agitación microsísmica de periodo largo en Granada*, vol. 6, pgs. 197-211; 6) *El factor térmico en la génesis de los microsismos*, vol. 9, pgs. 321-333; 7) *Olas y tempestades en la corteza terrestre*, publicado en el Boletín de la Universidad de Granada, vol. 18, pgs. 175-178.

EL ESTUDIO DE LOS MICROSISMOS EN ESPAÑA

J. M. LOPEZ DE AZCONA

RESUMEN

La posición geográfica de los Observatorios geofísicos en España (uno en el centro y los restantes a lo largo de las costas mediterránea y atlántica) les permite una labor coordinada en diversos terrenos de la sismología; los microsismos son estudiados en todas ellas, con arreglo al plan internacional de horas de observación y han servido de base a numerosos trabajos publicados sobre de esta materia. Es muy intensa la agitación del suelo de este género en España, debido a su proximidad a los núcleos depresionarios del Atlántico y Mediterráneo.

RELAZIONI TRA MICROSISMI, ONDE MICROBARICHE E MAREOGRAFICHE

FRANCESCO VERCELLI

Nell'Osservatorio Geofisico di Trieste sono in corso osservazioni comparative tra i microsismi e le perturbazioni microbariche e mareografiche. Diamo sommarie notizie sui primi risultati.

I microsismi (m.s.) a Trieste hanno ampiezze relativamente piccole e, come nelle altre stazioni, mutano aspetto e caratteri a seconda delle cause da cui sono eccitati. Particolare interesse hanno i m.s. derivati da cause lontane, normalmente da zone marine sulle quali incombono sistemi depressionari. Nei casi da noi esaminati sembra sia necessaria la presenza di fronti sul mare; i cicloni occlusi non destano m.s. e neppure i fronti limitati su aree di terraferma. Si deve tuttavia ricordare che il tracciamento dei fronti, nelle centrali meteorologiche, è operazione che comporta sempre interpretazioni di carattere personale, e le linee frontali disegnate da distinti uffici risultano notevolmente diverse. I riferimenti ai fronti lasciano quindi sempre qualche margine di incertezza; resta anzi il dubbio se i centri genetici dei m.s. debbano essere localizzati proprio sulle linee frontali traversanti il mare, oppure sugli adiacenti settori dei sistemi depressionari.

Abbiamo esaminato se esistano definite correlazioni tra i m.s. e le onde microbarografiche (o.m.) registrate con variometri a breve periodo, tipo Alfani, e con variometri a lungo periodo, del Bossolasco.

Le o.m. hanno aspetto mutevole a seconda che sono eccitate dal vento, da temporali, o da sistemi depressionari; in ogni caso presentano forme tipiche e inconfondibili. Nel caso del vento il microbarografo dà indicazioni precise sulla direzione di provenienza, perchè le o.m. mutano forma e periodo colla direzione del vento. I periodi sono variabilissimi fra 0 sec. e 5 minuti; le ampiezze raggiungono oltre 0,5 mb.

nelle fasi di terremoto; tremiti preliminari, onde massime, coda con onde lunghe in graduale estinzione. La pioggia tranquilla dà onde
 Nei temporali abbastanza vicini le onde m.b. si seguono come

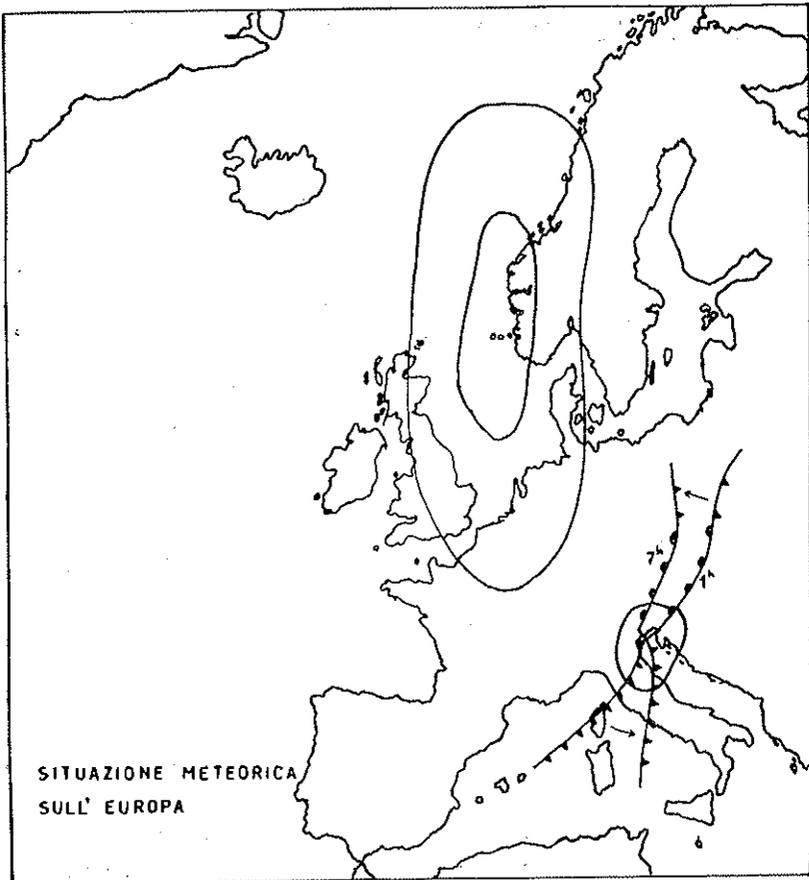


FIG. I.

liscie e lunghe, che ricordano quelle tipiche dei venti sciroccali.

Il passaggio di fronti freddi sull'Adriatico settentrionale dà origine a o.m. lunghe da 20 minuti a 2 ore, le quali hanno ampiezze crescenti coll'avvicinarsi del fronte e raggiungono valori massimi, circa 0,5 mb, quando il fronte transita sulla stazione. I cicloni occlusi, senza linee frontali, non destano o.m.

Le vibrazioni del microbarografo non sono necessariamente associate coi microsismi; questi insorgono anche se le linee frontali sono lontane, per esempio sull'Adriatico centro-meridionale; le o.m. invece si manifestano solo quando i fronti distano meno di 200 km, e sogliono presentarsi con ritardi anche molto grandi rispetto ai m.s.;

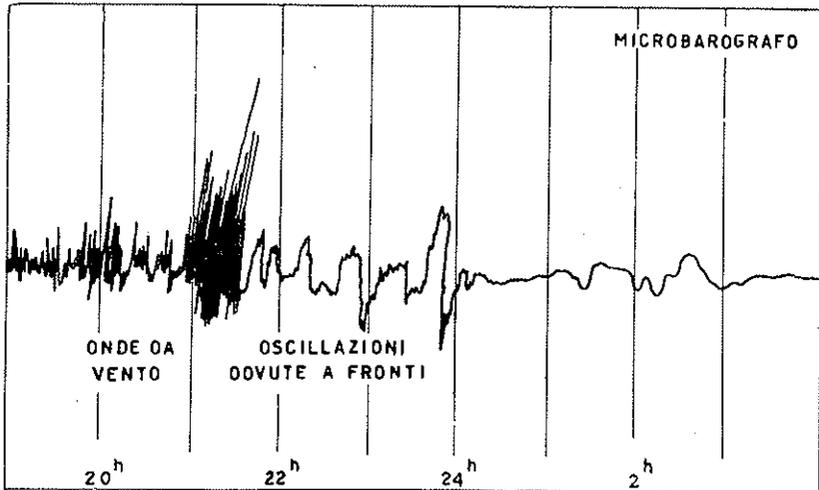


FIG. 2.

esse derivano più spesso da perturbazioni locali. È chiaro quindi che i due ordini di fenomeni sono indipendenti, anche se talora possono derivare da una medesima causa.

Poca attenzione è stata prestata sinora al fatto che tanto i m.s. quanto le o.m. possono risultare associate con vibrazioni superficiali marine, registrate dai mareografi. È noto che le agitazioni locali dell'aria e del mare, vento temporali onde, destano vibrazioni mareografiche (v.m.) ampie anche parecchi o.m. Importa rilevare che queste v.m. possono presentarsi anche in assenza di ogni causa locale perturbante, in diretta associazione coi m.s. Se questi provengono da zone marine lontane, le v.m. prendono inizio con ritardo di ore, o possono anche mancare. Se le linee frontali interessano solo le zone lagunari dell'Alto Adriatico, con il mare aperto, non destano m.s., ma possono invece generare cospicue v.m.

Gli ordinari mareografi a lento scorrimento male si prestano per

questo genere di osservazioni, perchè le vibrazioni hanno periodi brevi e nel grafico si sovrappongono, dando al diagramma l'aspetto di una striscia nera più o meno larga, nella quale non è possibile riconoscere l'individualità delle singole onde. Per uno studio accurato sarà necessario accelerare la velocità di scorrimento del diagramma, almeno per gli intervalli in cui si vogliono avere tracciati utili per l'analisi delle vibrazioni.

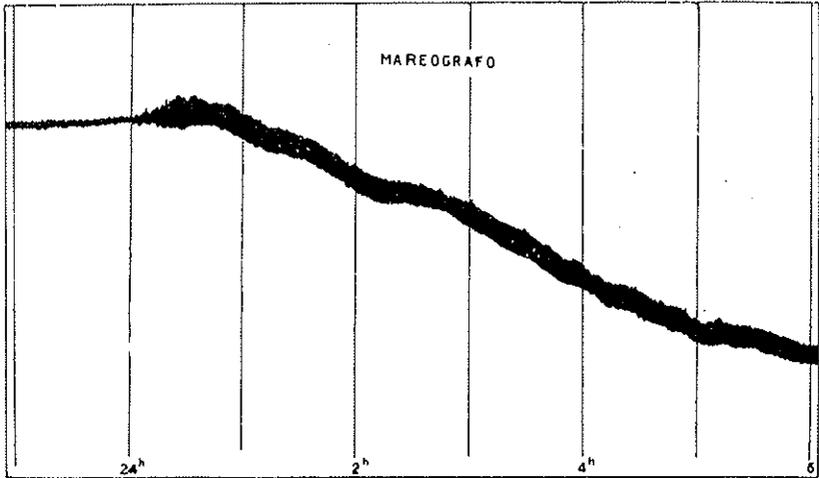


FIG. 3.

Presentiamo una figura che illustra uno dei tanti casi esaminati. La sua interpretazione è resa evidente dalle indicazioni del tempo e dai raffronti tra i diversi diagrammi.

Le segnalazioni fatte in questa comunicazione hanno carattere preliminare e riteniamo possano incoraggiare altri studiosi a compiere ricerche più estese, in vista di esaminare in modo più generale i fatti che abbiamo osservato nella zona orientale dell'Alto Adriatico.

BIBLIOGRAFIA

- MOSSETTI F., *Teoria del microbarografo Alfani*, Annali di Geofisica, IV, 3, 1951.
 -- *Nuovi tipi di onde atmosferiche messe in evidenza dal microbarografo*. Ibidem, IV, 4, 1951.

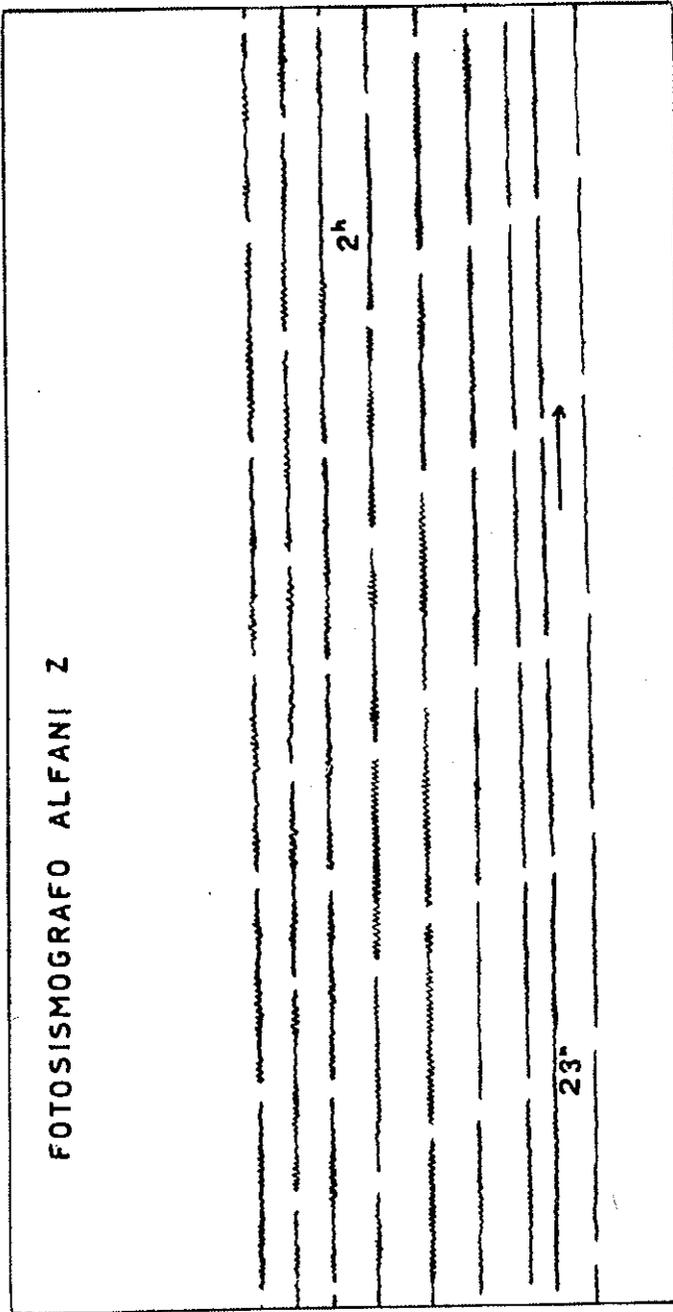


FIG. 4.

ONDE MICROSISMICHE E LORO CAUSE

FRANCESCO VERCELLI in collab. col Prof. CARLO MORELLI

Si accenna brevemente agli studi fatti in questi ultimi anni nell'Osservatorio Geofisico di Trieste. Dopo aver fatta una netta distinzione tra i microsismi dovuti a perturbazioni locali e quelli di lontana origine, si conclude che questi traggono origine da impulsi atmosferici su aree marine. Le osservazioni fatte in occasione di esplosioni di mine nel golfo di Trieste valorizzano la teoria di PRESS e EWING sul meccanismo di trasmissione dei microsismi attraverso la massa oceanica.

Nell'Osservatorio Geofisico di Trieste vennero eseguiti recenti studi sui microsismi (m.s.); riassumiamo i risultati esposti nelle pubblicazioni citate nella bibliografia [1] [2] [3] [4].

Conviene fare distinzione tra m.s. di origine lontana e m.s. dovuti a perturbazioni locali.

I m.s. di *origine lontana* sono generati dalle perturbazioni atmosferiche in sistemi depressionari passanti sul mare.

I *periodi* variano colla distanza della stazione registratrice, durante il percorso sulla terra ferma; e variano anche coll'ampiezza del moto. Non pare invece dipendano dalle condizioni tettoniche lungo il tragitto dei m.s.

La *forma* delle oscillazioni è tipica per ogni zona di provenienza, tanto da consentire l'individuazione di questa.

L'*ampiezza* dipende dalla intensità della perturbazione originaria.

I m.s. di *origine locale*, eccitati da vento marosi frangenti traffico temporali ecc., hanno aspetti variabilissimi colla natura dei fattori agenti; i periodi sono generalmente inferiori a 2 sec.; avviene un rapido assorbimento lungo la propagazione, così che questa risulta molto limitata.

Nel seguito intenderemo riferirci solo ai m.s. della prima categoria; essi interessano vaste zone continentali, hanno periodi compresi fra 2 e 10 sec. e il caratteristico aspetto di treni di onde sinusoidali amplificate e smorzate. Escludiamo dalle seguenti considerazioni anche i m.s. generati dai frangenti lungo estese linee costiere, per quanto essi possano interessare regioni assai vaste [6] [7].

I molteplici punti di vista vennero affacciati sulla localizzazione dei centri genetici dei m.s. Nel caso di uragani tropicali le ricerche antiche e recenti concordano nel riconoscere che i m.s. traggono origine dalle perturbazioni atmosferiche nell'area centrale di uragani traversanti l'oceano. Le interpretazioni divergono quando si tratti di cicloni extratropicali. Così CALOI [8] attribuisce l'agitazione microsismica osservata a Trieste « all'azione delle rapide variazioni di pressione atmosferica che accompagnano il brusco innalzamento di pressione al transito di nuclei ciclonici ». GIORGI e ROSINI [9], sulla base di uno studio dei m.s. originati sul Mediterraneo centro-occidentale, osservati sistematicamente nel corso di un anno, localizzano i centri genetici in corrispondenza dei nuclei con tendenza barometrica positiva. Invece BATH [10] dà preponderante influenza al passaggio dei fronti freddi, nei m.s. osservati sulla Scandinavia; e anche a Trieste siamo indotti alla stessa ammissione, per i m.s. di origine adriatica.

Comunque, resta sempre il fatto che i m.s. sono dipendenti dalla presenza di un sistema depressionario sull'oceano; le future ricerche potranno precisare quale sia il settore in cui più efficace è la perturbazione agente. Più difficile è il problema di riconoscere il meccanismo della genesi e della propagazione dei m.s., per tramite della massa marina.

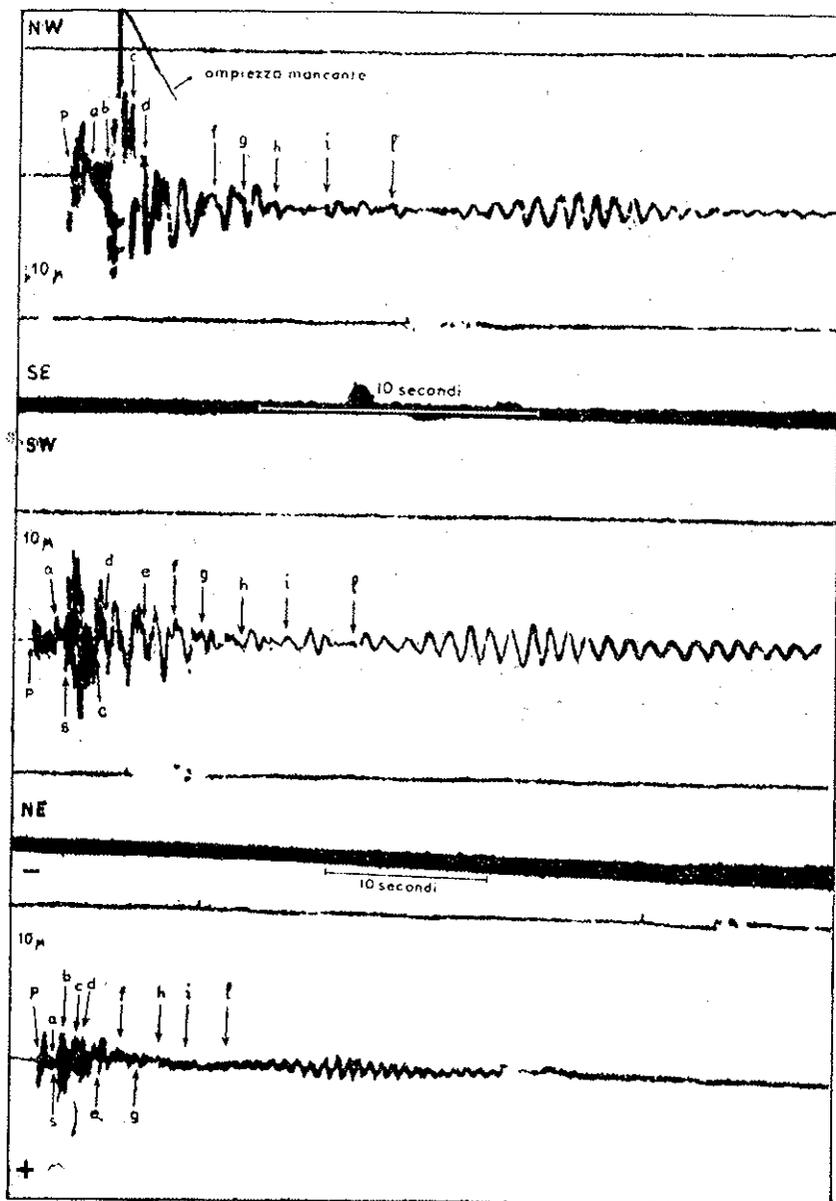
Abbiamo dimostrato [11] che non occorrono impulsi di tipo periodico; basta un singolo impulso, come l'esplosione di una mina in acque poco profonde, per generare sulla terraferma treni di onde

sinusoidali smorzate aventi le stesse caratteristiche dei m.s., come appare dalla figura annessa.

Trattandosi di onde elastiche con propagazione dispersiva, i periodi predominanti sono associati coi valori stazionari della velocità di gruppo. Essi dipendono dalla profondità dell'acqua e dalle proprietà elastiche del fondo. E questa appunto è la ragione per cui i periodi e le forme dei m.s. sono caratteristici per le diverse zone di origine [1].

La teoria di PRESS e EWING [12] sembra bene idonea per chiarire il meccanismo della propagazione dall'acqua alla terra.

I fenomeni di dispersione e di assorbimento spiegano perchè i periodi e la regolarità dei m.s. aumentino colla distanza. La complessità del moto di una particella sollecitata dai m.s. [4] rivela che il moto è l'effetto risultante di interferenze fra onde superficiali di vario tipo, o che hanno seguito diversi percorsi per effetto di rifrazioni e riflessioni. Per questo motivo il metodo ideato dal Bungers per determinare la direzione di provenienza dei m.s. non può essere valido [4], idea ammessa pure da HARDTWIG [7]. Sotto questo aspetto vanno considerati i risultati ottenuti in Russia [6] e in Germania [7] dove prevalgono i m.s. generati dall'urto dei marosi atlantici contro le coste rocciose.



Sismogramma di un'esplosione di mina subacquea nel Golfo di Trieste a 5450 m, $h = 19$ m, dal quale risulta il caratteristico treno d'onde sinusoidali smorzate risultante per interferenza da periodi molto prossimi, corrispondenti al valore minimo della velocità di gruppo (2.5.1947-9.08).

BIBLIOGRAFIA

- [1] MORELLI C.: *Contributo allo studio dei microsismi*. Annali di Geofisica, I, 4, 621-652, ROMA, 1948.
- [2] D'HENRY C. - MORELLI C.: *Sulle cause dei microsismi*. Ibidem, II, 2, 281-289, 1949.
- [3] MORELLI C.: *Studio comparativo dei microsismi registrati a Roma ed a Trieste*. Ibidem, III, 1, 77-85, 1950.
- [4] D'HENRY G.: *Sulla natura fisica dei microsismi*. Ibidem, III, 1, 87-94, 1950.
- [5] MENIS S. - MORELLI C.: *Contributo allo studio della cosiddetta « fase principale » di un sismogramma*. Ibidem, II, 4, 545-575, 1949.
- [6] BONCHKOVSKY V. F.: *Microseisms and their causes*. Acad. Sc. URSS, Publ. Inst. Séismol., n. 120, 1946.
- [7] HARDTWIG E.: *Untersuchungen über Mikroseismik in Deutschland während des zweiten Weltkrieges*. Annali di Geofisica, IV, 1, 95-106, 1951.
- [8] CALOI P.: *Due caratteristici tipi di microsismi*. Ibidem, III, 3, 303-314, 1950.
- [9] GIORGI M. - ROSINI E.: *Sulla natura delle cause che generano i microsismi*. Ibidem, III, 2, 173-213, 1950.
- [10] BATH M.: *The microseismic importance of cold fronts in Scandinavia*. Arkiv für Geophysik, I, 12, 267-358, Stockholm, 1951.
- [11] MORELLI C.: *Studio di alcune esplosioni di mine subacquee nel Golfo di Trieste*. Annali di Geofisica, II, 1, 113-116, 1949.
- [12] PRESS F. - EWING M.: *A theory of microseisms with geologic applications*. Trans. Am. Geoph. Union, 29, 2, 163-174, april 1948.

DISCUSSION

BERNARD — Je n'ai pas très bien compris ce que M. VERCELLI a dit au sujet de la haute mer. Envisage-t-il une influence de la marée?

VERCELLI — Ce sont des mots qu'on ne peut traduire aisément. En italien, « alto mare » c'est la haute mer; on pourrait dire: au large. Des perturbations sur la lagune ne donnant pas de m.s., le mouvement s'engendre au large, à 10 ou 20 Km. de la Lagune. Si les perturbations sont sur la Lagune, on n'a pas de m.s. On peut avoir des perturbations dans le marégraphe et on peut en avoir aussi dans le baromètre.

ROTHÉ — Quelle profondeur a la Lagune? Et quelle profondeur a la haute mer?

VERCELLI — Dans la haute Adriatique, au maximum on a 40 m.; dans la Lagune, 2 cm. A un certain point, dans le Sud de l'Adriatique il y a une fosse de 1260 mètres. Sur la partie nord, il y a une profondeur très faible.

STUDIES OF MICROSEISMS FROM SELECTED AREAS

MAURICE EWING AND WILLIAM L. DONN

INTRODUCTION

Three areas have been selected for this study. Bermuda records are available from a wide variety of instruments and it is an isolated island receiving only microseisms which are generated locally. Palmer Land in Antarctica has been selected because most of the adjacent ocean areas are ice-covered during the winter or active microseism season, also because of its relation to an island arc in a very remote and previously unstudied area. For the East Coast of North America a wealth of data is available for study of generation of microseisms and their propagation through a typical continent. Short period earthquake surface waves have propagation features which are identical with those of microseisms waves, and a study of the former offers an easier approach to some problems of the latter.

BERMUDA

Bermuda observations on microseisms are considered significant because the island is a small one remote from any continent, and not situated on an island arc. Data are available from three sources at Bermuda: the first is a pair of Milne-Shaw seismographs installed in 1937 at Fort George; the second is a tripartite microseism station installed as part of the U.S. Navy Microseism Project about 1950; and the third is a more complete seismological station — the Bermuda-Columbia Seismological Station, which includes Benioff long and short period seismometers and other instruments. This has been in

operation since 1952. A study of hurricane microseisms recorded at Bermuda indicates very strongly that the limit of detection is about 200 miles to the east, west and south and somewhat greater to the north. The increase to the north is complicated because of the usual increase in hurricane size after the hurricane passes north of Bermuda. The period of hurricane microseisms seems to depend on position, reaching a maximum of about 6.4 sec when the storm is in the deeper water southeast of the island, and a minimum of about 4.5 sec when the storm is west of Bermuda. The peak amplitudes occur either at the time of closest approach of the storm or at a slightly later time. It is a definite fact that in many cases the amplitude of microseisms has risen strongly before any swell from the hurricane could possibly have reached Bermuda.

Frontal microseisms of considerable strength are recorded at Bermuda with the passage of most cold fronts. The periods are about 4 sec, and the microseisms do not become perceptible until the front is within the range of about 100 miles, the distance depending on the strength of the front.

It is a significant fact that strong microseisms recorded on Bermuda show no correlation whatever with the strength of microseisms at any station on the east coast of North America. This conclusion is drawn from an analysis of about eight years of microseism recording. The stations at Bermuda do not record microseisms from very intense storms on the continental edge south of Newfoundland, even at times when microseisms of sufficient strength are generated to produce large amplitude recordings at all stations in the eastern part of the United States. The microseisms generated on the Newfoundland continental margin have characteristic periods of 8 sec which would make them easily detectable against the background of shorter period microseisms which are recorded at Bermuda.

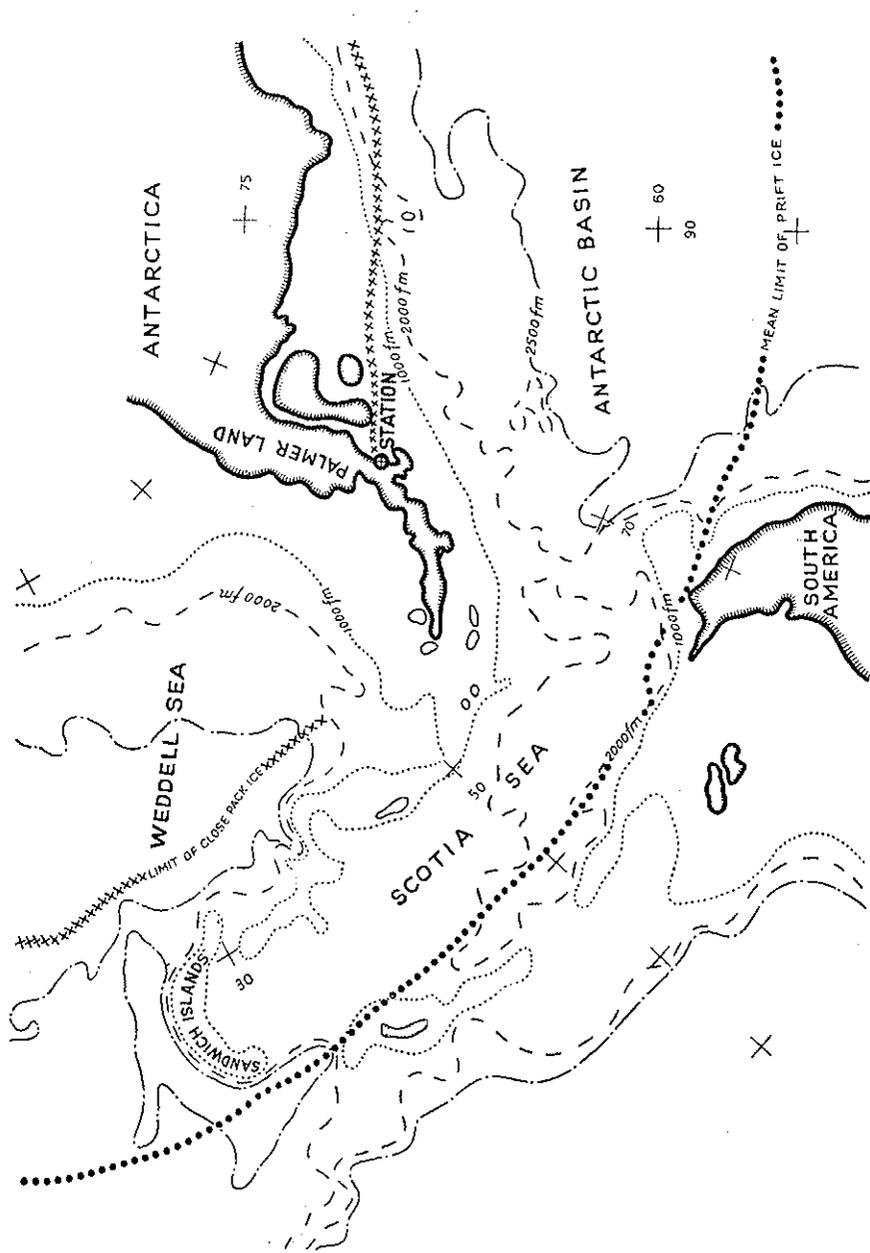
Strong microseisms of periods 8-10 sec generated by storms off the coast of Alaska or western Canada affect all stations on the North American continent, but have never been detected with certainty on the Bermuda seismograms, despite the fact that these again would be very conspicuous because of the contrast in periods mentioned above. These microseisms of Pacific origin reach the Palisades station in great strength, and have repeatedly been correlated with Pacific

coast storms. This failure of the microseisms to pass the continental border and reach Bermuda is exactly parallel to observations that strong surface waves from West Coast earthquakes which produce large amplitudes in the period range 8-10 sec at Palisades are never recorded at Bermuda.

Observations at Bermuda can be understood on the basis of very poor transmission across oceans, very good transmission across continents and the possibility that strong generation occurs only at continental margins or other regions of strong gradient in crustal thickness.

PALMER LAND - ANTARCTICA

The observations on Palmer Land were made by A. A. Thompson, between 18 May 1947 and 15 February 1948 as part of the activity of the Ronne Antarctic Research Expedition (1). His pioneering geophysical observations represent an outstanding scientific achievement. His microseism observations are of great value because they are the first reported data from an area in which there is extensive ice coverage of all the nearby water areas. In fig. 1 is a sketch map of the area on which Palmer Land, the Weddel Sea, Cape Horn, South Georgia, the Sandwich Islands, the Scotia Sea, and the Antarctic Basin of the Pacific Ocean can be identified. The limits of the pack ice and the northern and mean limits of drift ice are also shown. Approximate depths of the principal bodies of water are 2500 fm for the Weddel Sea, 2000 fm for the Scotia Sea, and about 2700 fm for the Antarctic Basic. It was found that storms approaching Palmer Land from the west do not produce microseisms in advance of their arrival, hence microseisms readings were of no value in forecasting the approach of storms. When a storm reaches the narrow strip of shallow water on the west side of the Palmer Peninsula, the microseism intensity begins to rise. It is a general rule that the microseism intensity increases as the low pressure area moves into the Weddell Sea after crossing to the eastern side of the peninsula. The microseismic peak associated with the storm generally occurred when the storm center was well out into the Weddell Sea, the lag after the passage of the storm center over the west coast of Palmer Land being about 15 to 20 hours. Under such conditions cold air in the western half of the storm occupies the part of the Weddell Sea between the storm



ADAPTED FROM U.S. HYDROGRAPHIC OFFICE
CHART NO. 2562

center and the Palmer Peninsula. This is the storm portion which has been shown by Jones (2) in the southern hemisphere and Donn (3) in the northern hemisphere to be the significant generating area. There is a sharp decrease in microseism intensity when the storm passes the Sandwich Islands and leaves the Weddell Sea.

Sea swells were recorded by Thompson on the standard automatic tide machine on the west coast of the peninsula. Although there was a slight correlation between the swells and the microseisms, the largest microseismic peaks were not accompanied by large sea swells. There was no recording of tides or swells on the Weddell Sea side of the peninsula; however the fact that this sea was covered with close pack ice during most of the period of observation precludes the possibility that swell on this body of water played any part in the generation of microseisms. The most intense microseism storm observed occurred in mid-September during the time of greatest ice development. During the months of minimum ice microseismic activity was slight, with very few high peaks. Thus at the only time when significant swell could possibly have been generated in the Weddell Sea, there were no microseisms. The periods of the microseisms were generally larger than those obtained at the other stations mentioned in this study, ranging from about 5 to 7 sec, and there is a tendency for the waves to become longer as this storm center moves toward the eastern end of the Weddell Sea in the direction of the Sandwich Islands.

The weather maps prepared by the expedition, although admittedly based on scanty data, show in practically all cases strong evidence that an active part of the storm was over the island arc which forms the northern boundary of the Weddell Sea during the period of microseisms generation. It seems perfectly certain that the microseisms recorded at this station are of local origin — that is to say that they are generated by storms shown on the weather maps, to be near the station. Furthermore, in practically all of the cases the ice conditions positively preclude the existence of appreciable swell in the relevant region. The fact that storms to the west do not produce microseisms at the Palmer Land station, while those to the east do so may be understood from the following considerations:

1. Microseism waves are not transmitted to any appreciable distance across open ocean.

2. Microseism waves are transmitted very efficiently through continental crust, including narrow strips such as the island arc forming the northern boundary of the Weddell Sea.

3. The possibility that a storm can generate storm microseisms effectively only in regions where there is a strong gradient in crustal thickness.

EASTERN NORTH AMERICA

In striking contrast with a station at Bermuda, where microseisms are always of local origin, a station in the eastern part of North America will, upon occasion, receive microseisms generated from either coast of this continent (CARDER, 4; DONN, 5). Obviously the situation is much more complicated and steps must be taken to identify the source of a given microseisms storm. This is easily done, however, when records from a suitable distribution of stations are studied together. This identification is further greatly facilitated by the fact that microseisms from certain areas of generation have characteristic periods. For example, intense storms east of Labrador, commonly have produced 6 second microseisms registered by every sensitive seismograph station in North America. Those off the Pacific Northwest Coast have likewise caused registration at all sensitive stations on the continent, the periods being 8-10 seconds. Periods of 2.5 to 3.5 sec are characteristic of storms in the Gulf of Mexico, but these are recorded only at stations very near the coast. The failure of these disturbances to penetrate further inland is not due to the action of a barrier but simply due to the increased absorption at higher frequencies, as is proved by the fact that the Labrador microseisms reach the most southerly stations (DONN, 6). Short period disturbances with periods ranging down as low as $1\frac{1}{2}$ sec are generated on all continental shelves, but most workers agree that they are not detectable very far inland because the absorption for high frequency is great (BATH, 7; ROMNEY, 8).

At coastal stations in eastern North America, such as Palisades, regular microseisms of high amplitude in the period range from 2 to 6 sec are frequently observed. They are characterized by a very narrow spectrum of frequency. It is these which have the typical group pattern. The shorter periods are recorded by nearby stations

when a cold front or a storm of very limited area is entirely on the continental shelf. The longer period microseisms of this character are generated when the small area storm or the front is in deep water near the edge of the continental shelf. As would be expected, irregular microseisms with a broad frequency spectrum are recorded when a storm overlaps shallow to deep water. When a storm moves from deep water to shallow water off the east coast of North America there is a transition from long period to shorter period microseisms at east coast stations, and, conversely, when a storm or front moves from the land to the sea, there is an increase in microseism period at nearby stations during the transit.

It is a simple fact of experience in studying the records of the Palisades station and in an extensive study of records from tripartite stations along the entire east coast that no storm makes microseisms detectable on the continent if it is more than about a hundred miles from the foot of the continental slope. This result applies equally well to stations on the West Indian island arc or on the mainland adjacent to it. A storm center for a storm of small area must be within about 100 miles of the island arc to generate microseisms; however, when generated, they can travel along the island arc for a considerable distance. It is obvious that complicated phenomena will be observed when a storm moves parallel to the edge of the continental shelf for a long distance, because the area of the storm often tends to increase considerably with time and because the exact distance from the edge of the continent is often uncertain. Further complications are introduced if the direction of propagation from the storm to the microseism station is also a line parallel and near to the edge of the continent.

It has been pointed out (EWING and PRESS, 9) that the edge of the continent is an absolute barrier for the transmission of earthquake surface waves having periods from 4 to 12 sec. in a direction normal to it, whether from land to sea or from sea to land. It follows at once that propagation along a line parallel to such a barrier, and only a few wave lengths away, must introduce great complications due to refraction, reflection scattering and perhaps transformation of the waves. For these reasons the problem of greatest difficulty in the study of microseisms is that of a storm moving parallel to a coast at close range, with the recording stations spaced along the same coast.

These complications introduce great difficulty into the study of amplitude vs. time at a given station, and also into the study of direction of approach from tripartite observations, or by components of particle motion.

As a direct consequence of the fact that microseism disturbances will not travel to any appreciable distance across deep ocean areas, any seismological station at which a study of direction of approach of microseisms is to be made, is restricted to using propagation paths parallel to its coastline if it studies storms in the adjacent ocean. As might be expected, no station so located has made successful direction determinations for an offshore storm (DONN, 10; KAMMER, 11). RAMIREZ (12) at St. Louis was able to get good bearings by tripartiting. DONN (5), using components of motion indicated by matched 3-component seismometers at Palisades, and assuming Rayleigh wave propagation, was unable to get useful bearings from local coastal cyclones, but obtained excellent bearings for storms off the northeast coast of Labrador and off the Pacific coast of Canada and southern Alaska.

Although microseisms in this area are more complicated than those in the other two discussed in this paper, for the reasons pointed out above, the principal features may still be understood on the basis of three principles:

1. Propagation of microseisms across deep ocean areas is practically non-existent.
2. Propagation through continental areas is highly efficient.
3. There is a strong possibility that the generation of strong microseisms is limited to regions where there is a strong gradient in the thickness of the crust, such as the margin of a continent or at island arcs.

GENERAL REMARKS

It is concluded from the studies on which this paper is based that the problem of generation of microseisms — that is, the transfer of energy from the atmosphere to the solid crust of the earth — is still completely lacking a solution. In several of the cases presented, it seems entirely impossible that ocean swell could play a role in the

generation of the microseisms. The fact that the microseisms from the Antarctic stations are similar in most respects to those generated in other parts of the world, despite the unique environment and location of this station, emphasizes again the point that the group microseisms generated at stations all over the world by the passage of a storm over the ocean have a similar origin wherever encountered. The factors which determine microseism period are not completely understood, but it is increasingly evident that certain characteristic periods are associated with certain areas of generation. The conclusions drawn from studies of short period earthquake surface waves at continental borders, and the contrasts between propagation of these waves in continents and in oceans, are fully applicable to the problem of microseisms (13). The study of these short period earthquake surface waves is providing a valuable approach to the solution of some of the fundamental problems of microseisms.

REFERENCES

- (1) THOMPSON A.: *Microseisms and weather on Palmer Land Peninsula, Antarctica*, « Ronne Antarctic Research Expedition », Office of Naval Research, Navy Department, April 1950.
- (2) JONES W.: *New Zealand microseisms and their relation to weather conditions*, 7th Pacific Sci. Cong., 1949.
- (3) DONN W.: *Cyclonic microseisms generated in the western North Atlantic Ocean*, « Jour. Meteorol. », v. 9 no. 2, 1952.
- (4) CARDER D.: *Discussion of amplitude distribution of microseisms*, « Symposium on Microseisms », Natl. Res. Council pub. 306, 1953.
- (5) DONN W.: *Direction Studies using microseism ground-particle motion*, « Trans. Amer. Geophys. Un. », October 1954.
- (6) DONN W.: *Propagation of microseisms in eastern North America* (in preparation).
- (7) BATH M.: *An investigation of the Uppsala microseisms*, « Med. Met. Inst. Uppsala », no. 14, 1949.
- (8) ROMNEY C.: *Discussion of microseism period spectra*, « Symposium on Microseisms », « Natl. Res. Council » pub. 306, 1953.
- (9) EWING M. and PRESS F.: *Propagation of earthquake surface waves at continental margins* (in preparation).
- (10) DONN W. and M. BLAIK: *A study and evaluation of the tripartite-seismic method of locating hurricanes*, « Bull. Seism. Soc. Amer. », v. 43 no. 4, 1953.
- (11) KAMMER E.: *Directional properties of microseisms during hurricane « Easy » 1951*, « Earthquake Notes », v. 23, nos. 3 and 4, 1952.
- (12) RAMIREZ J.: *An experimental investigation of the nature and origin of microseisms at St. Louis, Mo.*, « Bull. Seis. Soc. Amer. », v. 30 nos. 1 and 2, 1952.
- (13) EWING M. and PRESS F.: *Propagation of elastic waves in the ocean with reference to microseism* (in the volume please complete ref.).

DISCUSSION

MACELWANE — Nous avons une station qui se trouve à 5 Km. sud de la station centrale; mais nous n'avons pas eu les corrélations que vient de nous signaler M. EWING. Je voudrais savoir si ce fait est considéré par lui pour, ou contre son hypothèse.

EWING — Avant de répondre à la question posée par M. MACELWANE, je dois souligner que je considère que les expériences faites à St. Louis offrent un des meilleurs moyens pour approfondir la question qui nous intéresse.

En ce qui concerne la question même, je crois que je ne peux pas donner une réponse, en précisant s'il s'agit d'un résultat contraire, ou favorable.

Une étude soignée de la concordance entre les registrations aux trois stations et les valeurs obtenues pour la vitesse de phase à partir des instants dans lesquels chaque maximum traverse le triangle devrait permettre de décider quel est le type d'onde qui prédomine.

STONELEY — Je voudrais exprimer vraiment non seulement mon approbation, mais le véritable plaisir avec lequel j'ai écouté le rapport, si clair et contenant tant de choses fondamentales, de M. EWING, d'autant plus qu'il a illustré certains problèmes qui m'ont occupé pendant beaucoup d'années et je n'aurais jamais cru qu'on avait fait des progrès si importants, en ce qui concerne la possibilité de leur solution.

Le rapport de M. EWING contient tellement de points intéressants, que si je voulais vraiment les discuter, je devrais m'asseoir à son côté et parler au moins une heure; mais je dois me limiter à envisager un ou deux points.

Je trouve très intéressante la suggestion que la propagation des m.s. ne se fait pas seulement par des ondes superficielles mais aussi par P. ou

SV. à travers les continents; et ici un problème de diffraction a été soulevé, qui certainement constituera une joie énorme pour les mathématiciens, puisqu'ils devront s'en occuper pendant très longtemps, avant d'arriver à une solution satisfaisante.

M.elle docteur MARGERY NEWLANDS de Cambridge a achevé très récemment un travail sur la diffraction dans un milieu élastique, avec une couche superficielle élastique. Elle nous a rappelé que dans la diffraction, nous n'avons pas un petit nombre d'ondes, réfractées ou réfléchies, mais un nombre considérable d'arrivées, il ne faut pas oublier ce fait. Et je voudrais ici exprimer mon admiration à M. EWING, pour l'habileté avec laquelle il a formulé et posé le problème, que je trouve vraiment important pour inspirer des études ultérieures. C'est qu'il a posé le problème envisageant ses aspects fondamentaux, de façon à nous permettre de poursuivre la solution de ce problème en ayant des bases solides, sans nous perdre dans des études de détail, qui, au lieu de nous rapprocher du but, risqueraient de nous en éloigner.

Les expériences de J. J. SHAW avec des instruments identiques ont montré qu'à une distance de 11 Km. il n'y avait pas de corrélation entre les enregistrements des m.s. Je voudrais faire une suggestion en m'adressant particulièrement aux séismologues des Etats Unis où il y a toujours une richesse extraordinaire de moyens de travail et de possibilités, il faudrait ne pas se limiter à des installations tripartites, mais, en partant des stations tripartites, arriver à des installations multipartites par exemple installées dans deux directions perpendiculaires. Et de cette façon, on pourrait peut être arriver à indiquer quel est le mécanisme de la diminution de corrélation qu'on a observée.

BATH — Je voudrais rappeler ici une note qui a été publiée dans les « Transactions of American Geophysical Union » par M. LYNCH. Dans cette note, il démontre qu'on peut identifier des ondes sur une distance de 6 à 7 « miles », ce qui correspond à 10 Km. env.

EWING — Pour ce qui regarde l'observation du Père LYNCH les périodes des microseismes étaient si petits que les intervalles entre ces stations c'était adéquate pour une bonne détermination de la vitesse de phase si les corrélations pouvaient être faites sans doute.

MACELWANE — J'ai eu une difficulté, que je ne savais comment résoudre, et peut être M. EWING pourra-t-il me donner une explication. Si nous prenons une surface de terre, où les P et les SV. sont réfractés dans la direction de bas en haut sous un angle presque vertical, presque en ligne verticale, dans ces conditions le front des ondes est à peu près parallèle à la surface; et par conséquent cette diminution de la corrélation, les différences de temps dans les arrivées aux différentes stations, seraient trop faibles pour qu'on puisse les étudier.

EWING — Je crois que cette vitesse de phase superficielle pourra être mesurée d'une façon satisfaisante, si nous sommes tous d'accord sur le résultat d'autres mesures du tableau. Nous savons que la vitesse des P. à 23° est d'à peu près 11 Km. par sec.; tandis que la vitesse de la propagation des ondes de surface est de 3,5 Km. par sec. Ce rapport par conséquent n'est pas une chose extraordinaire; et je crois que nous aurons aussi une réponse, en ce qui concerne cette vitesse de phase, lorsque nous serons parfaitement d'accord sur les valeurs que nous avons obtenues dans les autres mesures.

HARDTWIG — Pendant la guerre, on a essayé à Stuttgart et à Göttingen de faire des enregistrements brefs de groupes d'ondes. Et on avait essayé de déterminer la présence des mêmes groupes d'onde sur des stations éloignées l'une de l'autre, au temps correspondant. On n'a jamais réussi à constater la présence des mêmes groupes d'onde en deux stations, sauf dans un seul cas: lorsque ces ondes avaient des caractéristiques vraiment très marquées. Mais je crois que même dans ce cas là, il ne s'agissait pas d'une coïncidence, et que c'était plutôt un hasard, une similitude seulement visuelle sans raisons physiques.

Je crois que, étant donné le caractère des groupes d'onde, le phénomène de la dispersion entre en jeu: ce qui rend extrêmement difficile, pour ne pas dire impossible, de déterminer la vitesse de propagation des ondes particulières.

On pourrait penser qu'il s'agit ici d'un mécanisme comme la mécanique des ondes illustrée par SCHROEDINGER; des paquets d'ondes se réunissent, et marchent en même temps, et ayant des vitesses différentes, se dissocient, et c'est pour cette raison, étant donné le dynamisme de cette formation, qu'il n'y a pas la possibilité d'avoir les mêmes résultats dans des stations différentes, se trouvant à une certaine distance l'une de l'autre.

BATH — J'ai fait des tentatives pour déterminer la direction du mouvement d'onde à Uppsala et j'ai aussi l'expérience que dans mes tentatives de mesurer la longueur d'onde, j'ai eu des résultats différents et entre autres j'ai eu la « Vector Recording » à Pasadena, qui donne des images très compliquées et présente des combinaisons de composantes nord-sud et est-ouest, et souvent on ne peut pas distinguer une direction précise. Cependant il arrive parfois qu'on peut distinguer certaines directions très définies et même quelquefois un mouvement d'onde dans une direction perpendiculaire; et je serais vraiment reconnaissant au prof. EWING s'il voulait me donner quelques illustrations et commentaires au sujet de ses enregistrements.

EWING — Je crois que nous pouvons avoir vraiment un espoir bien fondé sur les enregistrements faits par le séismographe vectoriel qui doivent être considérés satisfaisants. J'hésite à faire des commentaires, jusqu'à ce que j'aie une connaissance approfondie des résultats obtenus, dans leur détail. Mais tout de même je dois dire que nous devrions aussi établir dans combien de cas le vecteur indique une direction différente. Ce qui porte à confusion c'est que nous n'avons jamais devant nous un point exact d'origine des ondes; et leur génération se produit toujours sur un certain espace; et par conséquent il est juste que les instruments signalent ce fait.

En outre, toutes les données concernant les ondes des tremblements de terre et celles qui sont dues à des explosions, indiquent une quantité d'effets dispersés, étant donné que leurs périodes sont de 3, ou 4, 2 sec. Les indications sont très dispersées et ceci évidemment rend difficile leur interprétation.

Ceci peut s'appliquer aussi comme j'ai démontré dans les exposés donnés, à certains types des ondes de Rayleigh de 2^e mode.

BATH — Le fait que les m.s. ont leur génération sur un espace au lieu d'un point ne peut pas expliquer la prépondérance d'une direction et la direction perpendiculaire, supposant les m.s. étant P et SV selon le prof. EWING.

STONELEY — Il y a un point qui est particulièrement intéressant: et c'est l'horizon guide des ondes. JJe ne vois pas, lorsqu'il y a un tel horizon et qu'on a affaire à une surface de discontinuité, comment l'énergie

peut abandonner cet horizon guide. Je voudrais savoir à quel endroit et comment les ondes peuvent en sortir, pas seulement au contact entre le continent et la mer, mais en général sur toute la surface. Voilà un problème de diffraction très difficile à résoudre.

L'énergie d'une explosion donne des oscillations qui peuvent entrer assez facilement, dans l'horizon-guide, mais il est bien difficile d'expliquer comment cette énergie peut sortir de cet horizon et s'enregistrer à une station, sauf s'il y a un changement de disposition de couches par exemple à la limite d'un Continent.

ÜBER DIE FORMÄNDERUNG MIKROSEISMICHER WELLEN WÄHREND DES AUSBREITUNGSVORGANGES

E. HARDTWIG

Es ist eine merkwürdige und wohlbekannte Tatsache, dass die mikroseismischen Registrierungen ganz verschiedenes Aussehen haben können je nach dem Gebiet, in dem die Mikroseismik entsteht. Der Diktus, oder, wenn man will, das « Schriftbild » der Mikroseismik ist bald regelmässig, bald unregelmässig, in gewissen Fällen herrschen die längeren Perioden vor, in anderen wieder die kürzeren. Legt man die Auffassung zugrunde, dass die Mikroseismik in Europa zu einem wesentlichen Teil durch den Anprall der Meereswellen an Steilküsten oder Schelfränder entsteht, dann ist die Mikroseismik, die von der norwegischen Küste ihren Ausgang nimmt, ausgezeichnet durch sehr regelmässige, langperiodische Wellenzüge, die mehrere Minuten hindurch ihren Charakter beibehalten, sehr oft von Schwebungsbildern unterbrochen werden, im Grossen und Ganzen aber nur wenig von der Sinusgestalt abweichen. Im Gegensatz dazu ist Mikroseismik, die an der englischen und schottischen Westküste entsteht, ziemlich unregelmässig, länger andauernde, kohärente Wellenzüge sind verhältnismässig sehr selten, fehlen oft ganz, Schwebungsbilder treten nur vereinzelt auf, die Sinusform der Wellen ist nicht gewahrt, es treten Ecken und Zacken auf, die Perioden sind im Allgemeinen kürzer als jene der Norwegenmikroseismik. Sehr kurzperiodisch und sehr unregelmässig sind mikroseismische Bo-

denbewegungen, die ihren Ursprung an der bretonischen Küste oder am Ausgang des Ärmelkanals haben. Diese Unterschiede sind so deutlich, dass man oft allein schon aus dem Anblick der Registrierung Schlüsse ziehen kann auf die ungefähre Lage des Entstehungsgebietes. Darüber hinaus gilt ganz allgemein die Regel, dass die Perioden der Mikroseismik von zweierlei Umständen abhängen: einerseits von der Grösse der Amplituden insofern, als zu grösseren Amplituden auch die grösseren Perioden gehören; andererseits von der Entfernung des Quellgebietes in dem Sinne, dass zu grösseren Herdentfernungen auch die grösseren Perioden gehören.

Was hier physikalisch vorliegt, ist offenbar eine *Glättung* der Bodenbewegung einerseits und eine Periodenverlängerung andererseits, zwei Erscheinungen, von denen man annehmen darf, dass sie auf dieselbe Wurzel zurückführbar sind. Die Verlängerung der Periode während des Ausbreitungsvorganges ist eine Erscheinung, die man auch von den Erbebenwellen her kennt. Während die Perioden von Nahbeben eine halbe Sekunde und weniger betragen, vergrössert sich die Periodenlänge mit der Herdentfernung, sodass sie bei Fernbeben über eine Minute betragen kann. Es ist dabei aber kemeswegs so, dass die Periodenverlängerung etwa proportional der Entfernung sein würde. Es hat vielmehr den Anschein, als ob die Periodenverlängerung mit zunehmender Entfernung immer schwächer würde.

Beide Erscheinungen, Glättung und Periodenverlängerung, werden durch die übliche Theorie nicht wiedergegeben. Die klassische Elastizitätstheorie kennt nur einfach-periodische, nicht gedämpfte Sinuswellen. Eine Welle, die vom Quellpunkt ausläuft darf nach der Elastizitätstheorie während ihrer ganzen, unendlich langen Lebensdauer nur insoweit ihre Amplitude verringern, als dies dem Abnahmegesetz z.B. der Bessel'schen Funktionen entspricht, während die Periode ganz unverändert bleiben muss. Wir wissen, dass dies der Erfahrung widerspricht, die eine merkliche Dämpfung und zugleich Periodenverlängerung fordert.

Es entsteht die Frage nach dem Grunde für diese Veränderungen, die Frage nach der Ursache für das Auseinanderfallen von Theo-

rie und Erfahrung. Bei näherem Zusehen zeigt sich, dass dafür zwei verschiedene Arten von Gründen massgebend sein können:

1) Die übliche theoretische Behandlung der seismischen Wellen geht von den Grundgleichungen der Elastizitätstheorie aus. Diese aber sind selbst das Ergebnis von vereinfachenden Annahmen die man macht, um das System partieller Differentialgleichungen leichter integrieren zu können. Die Gleichungen sind zwar vielfach in der Erfahrung bewährt. Allerdings hat man bei der Anwendung und damit Überprüfung der Elastizitätstheorie immer nur Objekte von begrenzter Ausdehnung und Vorgänge von begrenzter Dauer vor sich und beschränkt sich auf solche Veränderungen, bei denen die Elastizitätsgrenze nicht überschritten wird. Es ist aber a priori nicht sicher, dass diese Übereinstimmung von Theorie und Erfahrung auch dann besteht, wenn man elastische Vorgänge an Objekten globalen Ausmasses und stundenlanger Dauer beobachtet. Es ist nicht nur denkbar, sondern muss sogar erwartet werden, dass die an den elastischen Grundgleichungen vorgenommenen Vereinfachungen für Vorgänge dieser Art ihre Berechtigung verlieren, was darin zum Ausdruck kommt, dass zwischen Theorie und Beobachtung zunehmende Unterschiede auftreten.

2) Es ist denkbar, dass die wichtigste physikalische Grundannahme, die man bei Aufstellung der elastischen Grundgleichungen macht, nicht zutrifft, die Annahme nämlich, die Erde sei vollelastisch. Nun ist es gewiss so, dass die Erde als Ganzes kurzperiodischen Beanspruchungen gegenüber sich wie vollelastisch verhält, es ist aber ebenso sicher, dass die einzelnen Schichten der Erde, die für die Fortpflanzung der Erdbebenwellen in Frage kommen, neben elastischen auch visköse Eigenschaften aufweisen. Gerade die Berücksichtigung dieser « Visko-Elastizität » scheint nun in der Theorie der Erdbebenwellen und damit auch der mikroseismischen Wellen eine bedeutende Rolle spielen zu sollen.

Es soll nun macheinander gezeigt werden, in welcher Weise jeder der beiden hier erwähnten Umstände dazu beiträgt, die Form der elastischen Welle während des Ausbreitungsvorganges zu verändern.

I. *Der Einfluss der Vernachlässigungen in den Grundgleichungen der Elastizitätstheorie auf die Theorie der Erdbebenwellen*

Versieht man unter v^i die Geschwindigkeitskomponenten, unter $p^{i\alpha}$ die Komponenten des Spannungstensors, so lauten die Grundgleichungen in ihrer ursprünglichen Form bekanntlich

$$[1] \quad \rho \frac{dv^i}{dt} = \sum_{\alpha} \frac{\partial p^{i\alpha}}{\partial x_{\alpha}} \quad i = 1, 2, 3$$

Zusammen mit der Kontinuitätsgleichung bestimmen diese drei « Impulssätze » die Bewegung des einzelnen Massenteilchens während der elastischen Verformung. Auf den linken Seiten der Gleichungen [1] stehen die Komponenten der Trägheitskraft, $\rho \frac{dv^i}{dt}$. Die seitlichen Ableitungen sind substantiell, d.h. sie folgen dem Teilchen bei der Weiterbewegung auf seiner Bahn gemäss

$$[2] \quad \frac{dv^i}{dt} = \frac{\partial v^i}{\partial t} + \sum_{\alpha} \frac{\partial v^i}{\partial x_{\alpha}} v^{\alpha}$$

Hier treten Glieder zweiter Ordnung in den Ableitungen der v auf, das System partieller Differentialgleichungen [1] ist also nicht linear. Für die Integration bedeutet dies eine Schwierigkeit, man macht die Integration daher künstlich leichter ausführbar, indem man Vernachlässigungen vornimmt. Diese erstecken sich

- a) auf die Trägheitskraft,
- b) auf den Ausdruck für das elastische Potential.

Untersuchen wir zunächst, was die Vernachlässigungen in der Trägheitskraft für Folgen nach sich ziehen!

In [2] pfllegt man die Summe zu vernachlässigen, d.h. die substantielle durch die lokale Ableitung nach der Zeit zu ersetzen. Um die physikalische Bedeutung dieser Vereinfachung zu erkennen genügt es, sich auf das eindimensionale Problem zu beschränken und eine, in der x -Richtung sich ausbreitende rein-periodische Wellenbewegung

$$u = A \cos (mx - \omega t), \quad \omega = \frac{2\pi}{T} = \text{Kreisfrequenz}$$

zu betrachten. Mikroseismische Wellen sind, wenigstens annähernd, von dieser Art, übrigens auch die gewöhnlichen Erdbebenwellen. Dann ist

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right) = -\omega^2 A \cdot \cos(mx - \omega t), \quad \frac{\partial v}{\partial x} = +\omega m A \cdot \cos(mx - \omega t)$$

und die Vernachlässigung in 2) beträgt

$$\omega^2 m A^2 \cdot \cos(mx - \omega t) \sin(mx - \omega t) \text{ gegenüber } \omega^2 A \cdot \cos(mx - \omega t)$$

Das vernachlässigte Glied ist also nicht grösser als das mA -fache des Hauptgliedes. Nun ist $m = 2\pi/\lambda = 2\pi/VT$. Fassen wir Transversalwellen ins Auge, für die $V \sim 3 \text{ km/sec} = 3 \cdot 10^5 \text{ cm sec}^{-1}$ ist, so schwankt m zwischen rund $2 \cdot 10^{-4}$ und $3 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^{-1}$, wenn die Periode zwischen 0,1 und 60 sec variiert. In Herdgebieten von Erdbebenwellen mit Amplituden von $A \gg 1 \text{ cm}$ kann mithin für sehr kurze Perioden die Vernachlässigung schon so viel ausmachen, dass die Messgrenze überschritten wird. In grösseren Entfernungen, in denen $A \ll 1$ ist, wird sich der Fehler, zumindest was die Grösse der Amplitude anlangt, nicht mehr bemerkbar machen. Für die schnelleren Longitudinalwellen liegen die Verhältnisse entsprechend günstiger. *Wenn es sich bloss um die Grösse der Amplituden handelt, ist gegen die vorgenommene Vernachlässigung also nichts einzuwenden.*

Anders ist es mit dem qualitativen Verhalten der Welle, Die Trägheitskraft $\rho \, dv/dt$ wird zwar, wie die Welle selbst, ebenfalls mit der Geschwindigkeit V weitergetragen, aber sie wird nicht mehr reinperiodisch sein. In der Tat wird

$$\begin{aligned} \rho \frac{dv}{dz} &= -\omega^2 A \rho \cdot \cos \varphi + \omega^2 m A \rho \cdot \cos \varphi \cdot \sin \varphi, \quad \varphi = mx - \omega t \\ &= -\omega^2 A \rho \cdot \cos \varphi + \frac{1}{2} \omega^2 m A \rho \cdot \varphi \sin 2\varphi, \end{aligned}$$

d.h. der der lokalen Ableitung entsprechende Anteil $-\omega^2 A \rho \cdot \cos \varphi$ wird von einem Anteil $\frac{1}{2} \omega m A \rho \cdot \sin 2\varphi$ überlagert, der mit halber Periode schwingt, wie aus

$$2\varphi = 2mx - 2\omega t = 2mx - \frac{2\pi}{T/2} t$$

unmittelbar ersichtlich ist. Die ursprünglich rein-periodische Welle wird also laufend verformt, sie verliert ihre Formbeständigkeit. Da aber, wie oben gezeigt, das Zusatzglied nur sehr klein ist, macht sich seine Wirksamkeit erst nach längerer Zeit bemerkbar, nach einer Zeit, die bei seismischen Vorgängen aller Art sehr wohl erreicht werden kann.

Dazu kommt das Aufhören des Superpositionsprinzips. Um dies einzusehen, nehmen wir als ursprüngliche Wellenbewegung eine aus zwei Partialwellen zusammengesetzte von der Form an

$$u = A_1 \cos(m_1 x - \omega_1 t) + A_2 \cos(m_2 x - \omega_2 t) .$$

Ist, wie in der klassischen Theorie, die lokale Ableitung allein vorhanden, so wird die sie weitertragende Trägheitskraft von der Form sein

$$\rho \frac{dv}{dt} = -\rho [\omega_1^2 A_1 \cos(m_1 x - \omega_1 t) + \omega_2^2 A_2 \cos(m_2 x - \omega_2 t)] .$$

Gestalt der Welle und Periode werden also beibehalten. Nimmt man jedoch die *totale* Ableitung, so kommt ein Glied

$$\rho [\omega_1 A_1 \sin \varphi_1 + \omega_2 A_2 \sin \varphi_2] \cdot [\omega_1 A_1 m_1 \cos \varphi_1 + \omega_2 A_2 \cos \varphi_2]$$

$$\varphi_v = m_v x - \omega_v t \quad (v = 1, 2)$$

hinzu, das man auf die Form bringen kann

$$\rho \frac{\omega_1^2}{2} A_1^2 m_1^2 \sin 2\varphi_1 + \rho \frac{\omega_2^2}{2} A_2 m_2 \sin 2\varphi_2 +$$

$$+ \frac{\rho}{2} \omega_1 \omega_2 A_1 A_2 (m_1 + m_2) \sin(\varphi_1 + \varphi_2)$$

$$- \frac{\rho}{2} \omega_1 \omega_2 A_1 A_2 (m_1 - m_2) \sin(\varphi_1 - \varphi_2) .$$

Neben den ursprünglichen Gliedern der Perioden T_1 und T_2 treten mithin *erstens* Glieder mit den halben Perioden $T_1/2$ und $T_2/2$ auf, *zweitens* Glieder mit neuen Perioden, die den Kreisfrequenzen $\omega_1 \pm \omega_2$ entsprechen. In der Tat ist

$$\omega_1 \pm \omega_2 = \frac{2\pi}{T_1} \pm \frac{2\pi}{T_2} = \frac{2\pi}{T'} , \quad \omega_0 T' = \frac{T_1 T_2}{T_1 \pm T_2} .$$

Die anfänglich vorhandenen Partialwellen mit den Perioden T_1 und T_2 werden sich also zunächst überlagern, im Laufe der Zeit werden aber neue hinzutreten, zunächst die oben beschriebenen, dann, von den neuen ausgehend, abermals neue und so fort. Während des Ausbreitungsvorganges bleibt die anfängliche Überlagerung zwar weiter bestehen, hier gilt die Superposition weiter, aber es kommen im Laufe der Zeit immer mehr und mehr neue Wellen hinzu, die an der dauernden Umformung der ursprünglichen Wellenform arbeiten. Das Ersetzen der substantiellen Ableitungen durch die lokalen in den Impulsgleichungen ist mithin ein sehr folgenreicher Schritt. Mit ihm verliert die Trägheitskraft die Fähigkeit, zeitliche Formänderungen wiederzugeben, also eine im Hinblick auf die Wiedergabe länger dauernder Vorgänge wesentliche Eigenschaft. Der scheinbare Gewinn, das Wirksamwerden des Superpositionsprinzips, wird durch den Nachteil aufgehoben, Formänderungen der Welle nicht mehr beschreiben zu können.

Nun zu den Vernachlässigungen im elastischen Potential!
Mögen

$$[3] \quad e_{ik} = \frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \sum_{\alpha} \frac{\partial u_{\alpha}}{\partial x_i} \frac{\partial u_{\alpha}}{\partial x_k}, \quad i, k, = 1, 2, 3$$

die Komponenten des Deformationstensors sein. Versteht man dann unter Φ das elastische Potential, so sind die Komponenten des Spannungstensors definiert durch

$$[4] \quad p^{ik} = \frac{\partial \Phi}{\partial e_{ik}} + \frac{\partial \Phi}{\partial e_{ik}} \quad i, k, 1, 2, 3$$

Die Bauart des Spannungstensors ist also im wesentlichen durch die Bauart des elastischen Potentials bestimmt. Im Allgemeinen wird es ausser von den Komponenten des Deformationstensors auch noch von den Raumkoordinaten abhängig sein, man wird also eine Entwicklung

$$[5] \quad \Phi \equiv \Phi(x, y, z, e_{11}, \dots, e_{33}) = \Phi_0 + \sum A^{\alpha\beta} e_{\alpha\beta} + \sum B^{\alpha\beta, \gamma\delta} e_{\alpha\beta} e_{\gamma\delta} + \dots$$

annehmen dürfen. Für die Spannungskomponenten folgt daraus wegen 3) sofort

$$[6] \quad p^{ik} = p_0^{ik} + 4 \sum B^{ik, \alpha\beta} e_{\alpha\beta} + \sum C^{ik, \alpha\beta, \gamma\delta} e_{\alpha\beta} e_{\gamma\delta} \dots$$

Und nun wird die Annahme gemacht, die Beziehung zwischen Deformation und Spannung sei eine lineare, d.h. man beschränkt sich im Ausdruck [5] für das Potential auf Glieder zweiter und somit im Ausdruck [6] für die Spannungskomponenten auf Glieder erster Ordnung in den e . Nicht genug damit, macht man auch die Annahme, dass die e in [3] nur linear von den Verrückungsgradienten abhängen. Die aus [5] durch Umgruppierung folgende Entwicklung des Potentials nach Gradienten wird also bewusst nach den Gliedern zweiter Ordnung abgebrochen. Die auf der rechten Seite der Impulsgleichungen [1] stehenden Komponenten der elastischen Spannung, die den Tragheitskräften das Gleichgewicht halten, erfahren durch unsere Annahmen also dasselbe Schicksal wie diese Tragheitskräfte selbst: sie werden künstlich so abgeändert, dass die Linearität der Gleichungen und damit auch das Superpositionsprinzip gerettet wird, zugleich geht aber die Fähigkeit verloren, die auch von dieser Seite her eintretende Deformation der Wellen, ihre Formveränderlichkeit im Laufe des Ausbreitungsvorganges, zu beschreiben.

Die klassische Elastizitätstheorie verwendet nur die vollständig linearisierten Impulsgleichungen, nämlich

$$[7] \quad \rho \frac{\partial^2 u_\nu}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_\nu} + \mu A u_\nu, \quad \nu = 1, 2, 3, \quad \rho = \text{const},$$

$$\theta = \text{div } u$$

Sie ist aber aus den angeführten Gründen nicht imstande, die zeitliche Veränderung der Wellen wiederzugeben. Hierin mag der eine Grund dafür liegen, dass in der Seismologie Theorie und Erfahrung nicht übereinstimmen.

In welchem Sinne erfolgen die Deformationen der Wellen? Unsere Überlegungen haben gezeigt, dass neben der vom Quellpunkt ausgehenden Welle der Frequenz ν auch solche der doppelten, dreifachen ... Frequenz auftreten. Diese Frequenzen sind offenbar in der Überzahl gegenüber den ebenfalls auftretenden Kreis-Frequenzen $\omega_2 - \omega_1$, bei Überlagerungswellen. Physikalisch bedeutet dies, dass die ursprüngliche Welle während der Ausbreitung spitzer wird, dass vorhandene Ecken und Spitzen verschärft werden. Diese Tendenz mag vielleicht eine gewisse Rolle spielen — die Erfahrung zeigt aber, dass die Wellen geglättet, die Perioden vergrössert werden.

Wir müssen daher nach einer Ursache dafür suchen, dass diese Tendenz nicht nur ausgeglichen, sondern sogar überboten wird durch eine entgegengesetzt wirkende. Wir werden sehen, dass die Annahme von der Visko-Elastizität der Erde imstande ist, die in der Natur beobachteten Formänderungen seismischer Wellen zu erklären, zumindest qualitativ.

2. Der Einfluss der Viskosität des Erdkörpers auf die Form von Erdbebenwellen

Die Einführung der Viskosität kann so erfolgen, dass man das elastische Potential ausser von den Deformationen auch von den Deformationsgeschwindigkeiten abhängig annimmt — bekanntlich hängt in der Hydrodynamik visköser Flüssigkeiten das Potential u von den Geschwindigkeiten ab. Für die Spannungen ergibt sich dann der Ansatz

$$[8] \quad p^{ii} = \left(\lambda + \frac{\partial}{\partial t} \lambda' \right) \theta + 2 \left(\mu + \frac{\partial}{\partial t} \mu' \right) u_i, \quad p^{ik} = \left(\mu + \frac{\partial}{\partial t} \mu' \right) \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_k} + \frac{\partial u_k}{\partial x_i} \right) \quad i \neq k$$

und die Impulsgleichungen nehmen die Form an

$$[9] \quad \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \left[(\lambda + \mu) + \frac{\partial}{\partial t} (\lambda' + \mu') \right] \theta + \left(\mu + \frac{\partial}{\partial t} \mu' \right) \Delta u_i, \quad i = 1, 2, 3$$

Die Grössen λ' , μ' , die wir nun weiterhin als Konstanten ansehen wollen — das Medium sei wieder als homogen vorausgesetzt — haben die Aufgabe, die Viskositätseigenschaften der Mediums zu charakterisieren.

Es verdient hervorgehoben zu werden, dass diese Möglichkeit, einen Körper zu charakterisieren, nicht die einzige dieser Art ist, es gibt unendlich viele Möglichkeiten, das elastische Verhalten eines Körpers, der nicht voll elastisch ist, zu beschreiben. Welche dieser Möglichkeiten auf die Erde zutrifft, kann von vornherein nicht gesagt werden. Es kann sich hier nur um einen Versuch handeln, der erst durch die Erfahrung bestätigt oder widerlegt wird. Der Vorteil des Ansatzes besteht in seiner Plausibilität einerseits und in der mathematisch leichten Behandlungsweise andererseits.

Wollten wir alle Möglichkeiten ausschöpfen, die in dem Ansatz enthalten sind, müssten wir für die Wellen einen komplexen Ausbreitungsvektor annehmen. Die entsprechenden Rechnungen, die zum Grossteil bereits von Herrn *Caloi* durchgeführt worden sind, führen auf recht kompliziert Formelbilder. Ich habe mich daher hier auf einen reellen Ansatz beschränkt, muss aber dafür in Kauf nehmen, dass er auf einen sehr speziellen Fall führt, auf den Fall nämlich, dass

$$[10] \quad \lambda' = \lambda, \quad \mu' = \sigma\mu, \quad \sigma = \text{const.}$$

ausfällt, d.h. dass jeder Deformationsvorgang von einem proportionalen Fliessvorgang begleitet ist. Es sollen reine Rayleighwellen an der Oberfläche des unendlich ausgedehnten Halbraumes betrachtet werden, der von dem visco-elastischen Medium erfüllt ist. Für die Horizontal- und Vertikalverrückungen erhält man im zweidimensionalen Fall — diesen allein wollen wir der Einfachheit wegen ins Auge fassen, folgende Formeln:

$$[11] \quad \begin{aligned} u &= -C\Gamma_1(\alpha, z)e^{-\alpha t} \sin \alpha(x \pm Vt) \\ w &= +C \frac{1-x}{\sqrt{1-2x}} \Gamma_2(\alpha, z) e^{-\alpha t} \cos \alpha(x \pm Vt) \end{aligned}$$

Hier stellen die $\Gamma_1(\alpha, z)$, $\Gamma_2(\alpha, z)$ die bekannten Exponentialausdrücke dar

$$\Gamma_1(\alpha, z) = e^{-q_1 z} - (1-x)e^{q_2 z}, \quad \Gamma_2(\alpha, z) = -(1-x)e^{-q_1 z} + e^{-q_2 z},$$

wo x die kleinste Wurzel der Rayleigh'schen cubischen Gleichung ist,

$$x = 0,422 \ 648\dots$$

und

$$q_1 = \alpha \sqrt{1 - \frac{2}{3}x} \quad q_2 = \alpha \sqrt{1 - 2x}.$$

Wir sind dabei von der in der Seismik oft angewandten, jedoch nicht ganz berechtigten Annahme ausgegangen, es sei $\lambda = \mu$. Zu der gefundenen Partikularlösung, zu der es eine entsprechende mit Ver-

tauschung von sin und cos gibt ist zu bemerken: die hier auftretenden Wellen sind zeitlich gedämpft, die Dämpfungskonstante beträgt

$$[12] \quad \varepsilon = \frac{\sigma \mu}{\rho} \times \alpha^2 ,$$

ausserdem ergibt sich als Phasengeschwindigkeit

$$[13] \quad V = \sqrt{2\kappa} \cdot \sqrt{\frac{\mu}{\rho} - \frac{\mu^2 \sigma^2}{2\rho^2} \times \alpha} .$$

Die Viskosität, deren Stärke in unserem Falle durch die Konstante σ gemessen wird, übt also einen doppelten Einfluss auf die Wellen aus: sie dämpft sie einerseits, denn das Medium ist energieverzehrend; andererseits erleiden die Wellen eine Dispersion, denn im Ausdruck für V taucht ein Glied auf, das die Wellenlänge bzw. Periode enthält. Da nämlich

$$\alpha = \frac{2\pi}{\lambda} , \quad \lambda = \text{Wellenlänge}$$

ist, wird die Dämpfung

$$\varepsilon = 4\pi^2 \times \sigma \frac{\mu}{\rho} \cdot \frac{1}{\lambda^2}$$

und damit die Phasengeschwindigkeit wellenlängenabhängig. Erdbebenwellen zeigen in der Regel keine oder doch nur eine unmerklich kleine Dispersion. Wir dürfen daher im Ausdruck für die Phasengeschwindigkeit das dispersionserzeugende Glied weglassen, die Geschwindigkeit der Rayleighwellen wird dann, wie auch in der klassischen Theorie, zu

$$V = \sqrt{2\kappa} \cdot \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} .$$

Was nun die Dämpfung anlangt, so erweist sie sich als verkehrt proportional *dem Quadrat der Wellenlänge*, und gerade dieser Umstand ist von grösster Bedeutung. Kleine Wellenlängen — und damit auch kleine Perioden — werden viel stärker gedämpft als grosse. Wenn sich ein aus den verschiedensten Perioden zusammengesetztes Bündel von

Wellen vom Herd aus ausbreitet, werden während des Ausbreitungsvorganges die kurzen Wellen mehr und mehr ausgetilgt, und zwar umso mehr, je kürzer sie sind. Hier taucht die Möglichkeit auf, das Glätten der Wellen zu erklären. Diese Möglichkeit besteht in folgendem:

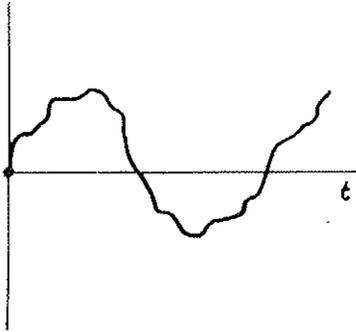


BILD 1.

Angenommen, am Herd entsteht irgendein Wellenzug, etwa im Sinne der nebenstehenden Zeichnung (Bild 1). Er sei unregelmässig gebaut, habe Zacken und Ecken. Wir können nun nach dem Vorbilde der Fourier'schen Reihen diesen Wellenzug durch eine unendliche Reihe von Partikularlösungen der Form [11] darstellen, d.h. wir können dafür sorgen, dass die allgemeine Lösung der Differentialgleichungen am Herd einen Wellenzug der angegebenen Form wiedergibt. Wir werden dazu unendlich viele Partialwellen mit jeweils verschiedenen Wellenlängen benötigen. Die langen Perioden werden die grossen Unrisse des Wellenzuges wiedergeben, die kleinen aber werden zur Darstellung der Unregelmässigkeiten, der Zacken und Ecken herangezogen.

Während des Ausbreitungsvorganges nun nimmt der Wellenzug sozusagen seine Darstellung durch partikuläre Integrale mit, aber diese unterliegt nun einer Veränderung: die kurzperiodischen Partikularwellen werden ausgetilgt, umso mehr, je kurzperiodischer sie sind, die langperiodischen beginnen zu überwiegen, d.h. das Bild

des Wellenzuges wird glatter und glatter. Nach einiger Zeit wird es etwa folgendermassen aussehen (Bild 2):

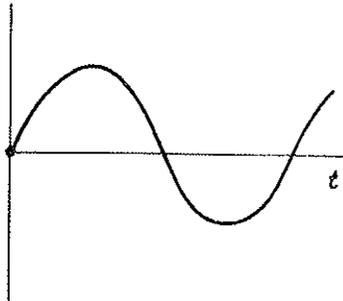


BILD 2.

Wir sehen hier also einen grundsätzlichen Weg, das bei mikro-seismischen Wellen so auffällig in Erscheinung tretende Glätten der Wellen physikalisch zu deuten. Wir werden später an einem Beispiel zeigen, dass der Vorgang sich wirklich so abspielt. Dazu bedarf es einer kurzen Vorbereitung hinsichtlich der mathematischen Behandlung derartiger Aufgaben.

Um nicht zu weit mathematisch abzuschweifen, wollen wir hier nicht die Randwertaufgabe lösen in der die allgemeine Lösung am Rande des Bereiches, also am Herd, in die vorzugebende Teilchenbewegung übergeht, sondern die etwas einfacher zu behandelnde Anfangswertaufgabe. Wir schreiben also für den Zeitpunkt $t=0$ auf der Oberfläche des Mediums einen bestimmten Deformationszustand vor und sehen zu, was sich nach dem Start aus dieser Anfangskonfiguration entwickelt. Wir können uns etwa vorstellen, dass wir der Oberfläche eine bestimmte Schablone aufdrücken, die wir im Augenblick $t=0$ plötzlich abheben. Der Verformungszustand wird sich zurückbilden, die Ausbreitung dieses Vorganges erfolgt in Wellenform. Dabei müssen alle jene Umstände in Erscheinung treten, die bei Wellenausbreitungen in visco-elastischen Medien überhaupt auftreten.

Wir wollen nun annehmen, die Oberfläche des Mediums sei folgendermassen beschaffen:

1. Zur Zeit $t=0$ soll für die Vertikalverschiebung an der Oberfläche $z=0$ ein « Profil » $f(x)$ vorgegeben sein entsprechend

$$[14] \quad t=0, \quad W(x,0) = f(x).$$

2. Die Verschiebungen sollen aus einer bestimmten Verteilung $g(x)$ der vertikalen Anfangsgeschwindigkeiten heraus vor sich gehen, entsprechend

$$[15] \quad t=0, \quad \left(\frac{\partial W}{\partial t} \right)_{t=0} = g(x)$$

Es sei für den Anfang der Bewegung also auch ein « Geschwindigkeitsprofil » vorgeschrieben. Dabei ist immer vorausgesetzt, dass wir ein zweidimensionales Problem vor uns haben und nur die Zustände an der Oberfläche selbst, nicht im Innern des Mediums betrachten. Ich übergehe die Einzelheiten der Rechnung und führe nur das Ergebnis an. Man findet für die Lösung dieses Anfangswertproblems:

$$[16] \quad \left\{ \begin{array}{l} U(x, t) = \frac{1}{2\pi k} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\lambda) d\lambda \left\{ \int_0^{\infty} e^{-a^2\alpha^2 t} \sin \alpha (\lambda - \overline{x - \sqrt{V}t}) dx + \right. \\ \quad \left. + \int_0^{\infty} e^{-a^2\alpha^2 t} \sin \alpha (\lambda - \overline{x + \sqrt{V}t}) d\alpha \right\} + \\ \quad + \frac{1}{k\sqrt{V}\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} g(\lambda) d\lambda \int_0^{\infty} \frac{1}{\alpha} e^{-a^2\alpha^2 t} \sin \alpha (\lambda - x) \sin \alpha \sqrt{V}t \cdot d\alpha \\ \\ W(x, t) = \frac{1}{4a\sqrt{\pi t}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\lambda) d\lambda \left\{ e^{-\frac{(\lambda-x-\sqrt{V}t)^2}{4a^2 t}} + e^{-\frac{(\lambda-x+\sqrt{V}t)^2}{4a^2 t}} \right\} + \\ \quad + \frac{1}{2\sqrt{V}\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} g(\lambda) d\lambda \int \frac{e^{-\gamma^2}}{\frac{\lambda-x-\sqrt{V}t}{4a\sqrt{t}}} d\gamma \quad \begin{array}{l} a^2 = \frac{\sigma\mu}{\rho} \kappa \\ K = \frac{1-\kappa}{\sqrt{1-2\kappa}} \end{array} \end{array} \right.$$

Man erkennt aus dem verhältnismässig komplizierten Bau der Formeln, dass das Durchrechnen einzelner Beispiele eine recht mühsame Rechenarbeit erfordert.

Wir spezialisieren nun die Aufgabe: zu Anfang der Zeitrechnung mögen alle Punkte der Erdoberfläche in Ruhe sein, d.h. es wird

für $t=0$ vorausgesetzt $g(x)=0$. Hingegen sei das Anfangsprofil so, wie in der Abbildung dargestellt. Im Ursprungsgebiet möge das Profil, das im übrigen mit der ruhenden Erdoberfläche zusammenfällt, eine dreiecksförmige Erhöhung bilden (Bild 3). Wäre das Medium

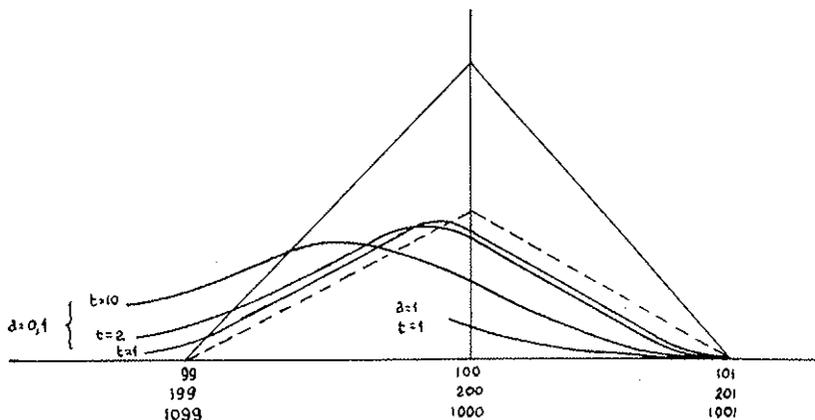


BILD. 3

voll elastisch, so würde sich folgendes abspielen: in dem Augenblick, in dem die profilerzeugende Schablone losgelassen wird, teilt sich das Dreieck in deren zwei von halber Höhe, von denen jedes nach einer anderen Richtung mit der Phasengeschwindigkeit V auswandert, ohne sich dabei zu deformieren. Dies ist aus der Elastizitätstheorie bekannt, der Vorgang als solcher ist also nicht neu. Anders wenn das Medium viscoelastisch ist. In diesem Falle werden die beiden auseinanderstrebenden Dreiecke verformt. Die Durchrechnung zeigt, dass dann nach einiger Zeit die Wellen folgendermassen aussehen (Bild 4):

Gegenüber dem elastischen Fall treten zwei Erscheinungen neu auf.

1) Die Höhen der Dreiecke, also sozusagen die Amplituden der Schwingungen nehmen fortwährend ab, denn infolge der Dämpfung geht mehr und mehr Energie verloren. Zugleich werden die Stellen grössten Ausschlags nach rückwärts verlegt.

2) Hinter den beiden Dreiecken bildet sich eine Art von Schleppe aus, deren Endpunkte mit den ursprünglichen Lagen der

Dreiecke zusammenfallen Die aus der Ruhelage gebrachten Punkte des Mediums Rommon erst nach unendlich langer Zeit in ihre Ausgangslage zurück.

Das Beispiel wurde für verschiedene Werte von a durchgerechnet, insbesondere für $a=0,1$ und $a=1,0^\circ\Phi$. Als Phasengeschwindigkeit

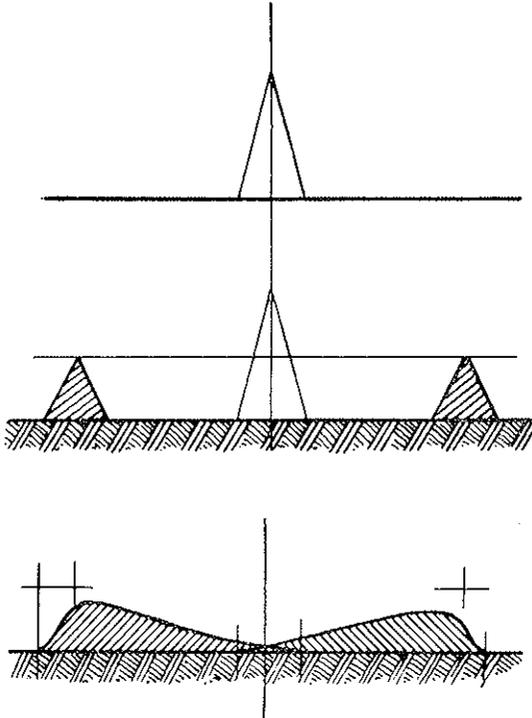


BILD 4.

keit wurde $V=100$ angenommen. Das Ergebnis der Rechnung ist in einem Diagramm festgehalten. Es zeigt sich, dass bereits nach 1 Sekunde eine merkliche Wirkung der Viskosität festzustellen ist: der an der Spitze des Dreiecks auftretende Winkel wurde abgerundet, der Wellenkopf setzt nicht unter einem endlichen Winkel mit der x -Achse ein sondern schmiegt sich asymptotisch an diese Richtung an. Mit dem Abrunden der Spitze wird zugleich das Maximum nach rück-

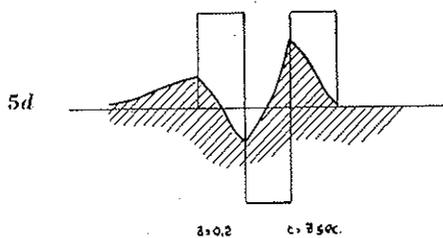
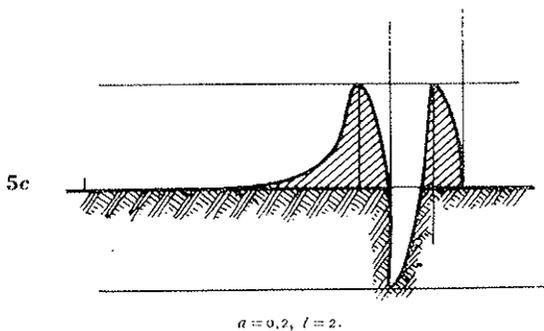
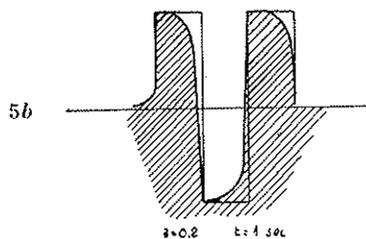
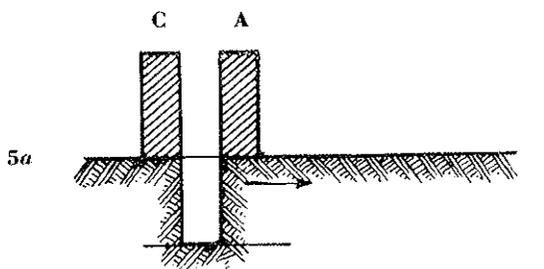


BILD 5.

wärts verlegt, die vorerwähnte Schleppe ist bereits deutlich zu sehen. Nach $t=2$ bzw. $t=10$ Sekunden ist die Wirkung qualitativ dieselbe, quantitativ aber wesentlich verstärkt. Zum Vergleich wurde auch $a=1$ angenommen. Hier ist bereits nach $t=1$ Sekunden eine wesentliche Verringerung der Amplitude bemerkbar, die Welle ist in diesem Zeitraum viel flacher geworden als bei $a=0,1$. Von einer Welle dieser Art würde man bereits nach wenigen Sekunden in der Zeichnung kaum mehr etwas merken können.

Wir sehen also, wie bereits in diesen Beispielen das, was wir ins Auge fassen wollen, die Erscheinung des Glättens auftritt. Wir

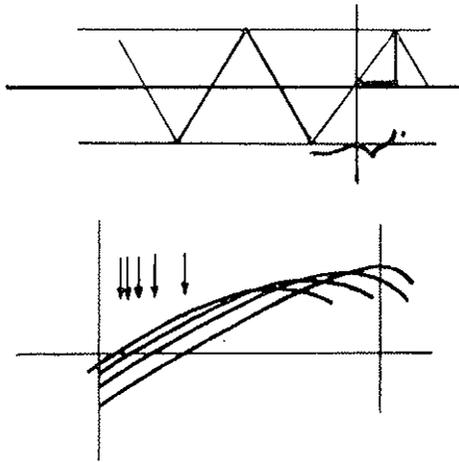


BILD 6.

dürfen wohl annehmen, dass dies stets der Fall ist, wie immer wir auch die Anfangs- bzw. Randstörung (Herdvorgang) annehmen wollen. Es geht dies aus der mathematischen Form der allgemeinen Lösung 16) hervor.

Es ist interessant, dass es Fälle gibt, in denen die Ecken während des Ausbreitungsvorganges nicht verschwinden bzw. abgerundet werden. Es scheint, als ob dort, wo im Profil eine « Sprungstelle » auftritt, für die ganze Zeit der Ausbreitung eine Ecke erhalten bleibt. Um dies zu zeigen, nehmen wir an, das Profil sei von der Art, wie in Bild 4 wiedergegeben. Die Durchrechnung zeigt, dass die Sprungstellen bei A, B, C während der Ausbreitung in Form von Ecken, also Spungstellen in den ersten Ableitungen, erhalten bleiben.

Der Wellenzug nach $t=1, 2, 3$ Sekunden wurde unter der Annahme $a=0,2$ gerechnet und gezeichnet. Man erkennt deutlich das Bestreben der Wellen, die « Eckpunkte » möglichst geradlinig zu verbinden. Nach hinreichend langer Zeit wird der Wellenzug zu einer sägeartigen Form mit geradlinigen Zacken umgewandelt sein.

Es soll nun noch qualitativ gezeigt werden, wie man sich die Periodenverlängerung etwa vorzustellen hat. Zu diesem Zwecke wur-

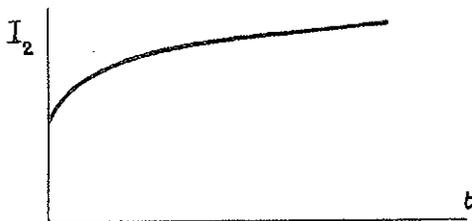


BILD 7.

de angenommen, dass ein Wellenzug von der aus der Abbildung ersichtlichen Art sich nach rechts ausbreitet. Betrachtet wurde, wieder unter der Annahme $a=0,1$ und $V=100$ die Form dieses Wellenzuges nach $t=1, 2, \dots, 10$ Sekunden. Untersucht wurde, als allein interessant, der Abstand der beiden ersten, aufeinander folgenden Extrema, also die Halbperiode unmittelbar hinter dem Wellenkopf.

Es ist aus der Zeichnung zu ersehen, wie aus der Halbperiode — von Periodizität im eigentlichen Sinne kann hier nicht mehr gesprochen werden — nach und nach immer grössere Halbperioden werden. Zugleich werden die Amplituden kleiner, die Extrema mehr und mehr nach rückwärts verlegt.

Es ist aber auch zu ersehen, dass die Halbperiode — und damit zugleich die Periode — im Laufe der Zeit keineswegs gleichmässig zunimmt. Das Wachstum ist zu Anfang bedeutend stärker als später, zu späteren Zeitpunkten ist von einer Periodenzunahme kaum mehr etwas zu merken. Es hat den Anschein, als ob die Periode sich asymptotisch einem Grenzwert nähern würde. Dies wird besonders deutlich, wenn man in einem Diagramm die Werte der Halbperioden als Funktion der Zeit aufträgt. Die Kurve hat entweder asymptotischen oder logarithmischen Charakter. Hier müsste eine eingehende mathematische Untersuchung einsetzen.

Das ist deshalb bedeutungsvoll, weil es zeigt, dass das Gesetz der Periodenvergrößerung nicht dazu verwendet werden kann, aus der Grösse der Perioden mikroseismischer Wellen mit einigermaßen Genauigkeit auf die Entfernung des Quellgebietes zu schliessen. Sind die Entfernungen der Herdgebiete von der Station gross, so macht es kaum etwas aus, ob die Wellen etwa 1000 km mehr oder weniger durchlaufen haben. Die Periodenvergrößerung ist dann so nahe dem « Grenzwert », oder wächst doch so langsam, dass genaue Rückschlüsse unmöglich sind.

Was hier vorgeführt wurde, sind Beispiele. Es ist klar, dass man dabei von Zahlenwerten ausgehen muss, die zu Ergebnissen führen, die man schon nach wenigen Sekunden überblicken bzw. zeichnerisch darstellen kann. Die in der Natur wirklich auftretenden Zahlenwerte sind wesentlich andere.

Abschliessend kann gesagt werden: die Annahme, die Erde sei ein visco-elastisches Medium vermag — zunächst wenigstens vorwiegend qualitativ — jene charakteristischen Eigenschaften der Mikroseismik zu deuten, die bei der Betrachtung von Registrierungen unmittelbar ins Auge springen, die Glättung der Wellen und deren Periodenverlängerung. Wie gross man nun tatsächlich die Konstanten λ' und μ' zu wählen hat, ist damit noch nicht entschieden, dies ist ausschliesslich eine Frage der Erfahrung. Sicher ist nur, dass die Dämpfung sehr klein ist, dass also auch die hier besprochenen Effekte nur für lange Zeiten sichtbar werden. Es ist das Verdienst von Caloi, hierzu Zahlenwerte beigebracht zu haben.

DISCUSSION

MACELWANE — Il me semble que la différence principale est que dans les milieux visco-élastiques, les phénomènes ont un caractère de continuité; tandis que dans un milieu plastoélastique il y a solution de discontinuité dans les phénomènes.

HARDTWIG — Je n'ai pas fait de recherches sur la propagation des ondes dans des milieux plastoélastiques. Je crois qu'on n'a réussi, jusqu'à présent à décrire les phénomènes plastoélastiques que d'une manière satisfaisante par des équations différentielles.

VERCELLI — Il y a cette différence: dans le milieu plastoélastique le comportement plastique commence à un certain point soudainement et à un autre certain point il n'est plus élastique. Tandis que dans les milieux visco-élastiques la variation est continue, là au contraire il y a une discontinuité.

GHERZI — Vous avez parlé, M. HARDTWIG, d'une façon mathématique. Je voudrais avoir des précisions du point de vue physique et savoir si vous considérez l'eau comme un milieu visco-élastique et les rochers comme des milieux visco-élastiques: cela au point de vue physique, purement pratique.

Au point de vue mathématique, les conclusions sont exactes; mais en pratique, d'habitude on ne considère pas les rochers au point de vue des m.s. comme un milieu visco-élastique.

HARDTWIG — C'est une question de nomenclature. Je pense que tout milieu que vous avons est en réalité un milieu quasi visco-élastique, même le rocher.

La terre entière vis à vis des sollicitations à période courte, réagit com-

me un milieu réellement élastique. Mais lorsqu'il s'agit de sollicitations à longues périodes, on observe toujours la présence de visco-élasticité, dans la réaction de la terre.

Le milieu élastique n'est qu'une fiction, en réalité toutes les couches du sol ne sont pas absolument élastiques.

EWING — Je voudrais savoir si la théorie illustrée par M. HARDTWIG s'applique aussi lorsqu'il s'agit d'ondes sinusoïdales.

HARDTWIG — Naturellement; ce sont des exemples extrêmes que j'avais proposé pour démontrer les points caractéristiques qui distinguent le milieu purement élastique et le milieu viscoélastique se distinguent. Les modifications ne touchent pas les ondes purement sinusoïdale, mais au point de départ, les mouvements ne sont pas ordinairement purement sinusoïdale.

MENZEL — Je voudrais demander à M. HARDTWIG, étant donné que le prof. SEZAWA au Japon s'est occupé des mêmes problèmes, si les résultats auxquels il est arrivé coïncident avec ceux obtenus par ce savant.

HARDTWIG — Le prof. SEZAWA aussi considère un milieu viscoélastique; mais la solution à laquelle il arrive ne concerne qu'un cas particulier, tandis que mes conclusions ont un caractère général. M. SEZAWA ne formule pas le problème général. Il ne donne pas la solution générale du problème.

GHERZI — Pour nous, c'est essentiel, du point de vue physique, de savoir comment est la vibration initiale.

HARDTWIG — Dans nos stations, nous ne pouvons pas encore, même en appliquant les formules que je vous ai illustrées, déterminer exactement quelle est la forme de vibration à la source des oscillations. Chercher le mouvement de la particule à la source étant donné l'enregistrement à la station, est un problème très, très difficile.

MENZEL — Je voudrais rappeler que cette déformation des ondes peut avoir lieu aussi lorsque le milieu est élastique; et ceci dans le cas où le milieu est stratifié. Une semblable possibilité a été citée dans un ouvrage de PEKERIS, sur la propagation dans le sol des ondes superficielles.

THE COMMUNICATION OF ENERGY FROM OCEAN WAVES TO THE OCEAN FLOOR

R. STONELEY

To attempt to find one general cause of microseisms is perhaps as unwise as studying electromagnetic waves without paying heed to the different characteristics associated with different orders of period — e.g. gamma-rays, light waves, radio waves. While elastic waves of different periods have their general features in common, they naturally fall into classes. In particular, the use of long period seismographs has traditionally focussed attention on the band of periods 4-10 sec.; it is of these that I now wish to speak.

There is no need to recapitulate the evidence for a close connexion of these long period microseisms with oceanic disturbances. The causes were ably analyzed in 1936 by Gutenberg (Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 26, p. 111). He points out (p. 112) that a well-developed low pressure area over an ocean does not in general produce microseisms before the disturbance can produce surf on the coast, and that high surf on the coast (p. 113) does not necessarily coincide with a great increase in the amplitude of microseisms. He inclines to the « surf theory » but is aware of the difficulty of explaining the fairly regular periodicity observed. Many researches have been made since that date, and notable advances have been made by the observations of BERNARD, and later Deacon, who subjected both sea-waves arriving at the Coast of Cornwall (West England) and at Kew to frequency analyses. Deacon's results are illustrated in the following slides:

- 1) Depression in Atlantic.
- 2) Frequency analyses show 2:1 relationship in period of swell at Perranporth and microseisms at Kew, and their nearly simultaneous arrival.
- 3) Depression.

- 4) Frequency analyses. Long period microseisms begin at Kew at time before swell arrives at Perranporth, and time of transit of swell is as predicted. The swell at Perranporth starts new crop of microseisms.

Thus, the following facts, which appear interconnected, need a quantitative explanation:

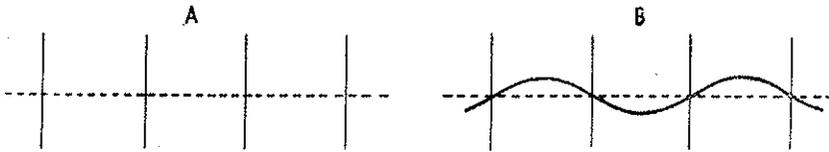
- 1) Microseisms started by waves approaching a coast, period one half that of waves.
- 2) Microseisms started *before* waves from a depression reach the coast, corresponding in period to half the period of the swell that eventually reaches the coast after an interval corresponding to travel across the ocean with appropriate group-velocity. (This swell *then* generates a new series of microseisms).
- 3) Regular form of microseisms despite the irregular shape of the coast.

In particular, the *mechanism* of the transfer of energy to the ocean floor requires elucidation, bearing in mind that according to the 1st order theory of waves on deep water the amplitude of the fluctuating pressure is insignificant at depths of the order of a few wave-lengths. Thus earlier attempts to explain the transfer of energy were unsatisfactory and bound, I think, to fail.

I agree with F. GHERZI, Prof. EWING, Prof. VERCELLI and Prof. HARDTWIG that one must in the end consider the system as a whole. This, indeed, was my view-point over 20 years ago when I discussed the oscillations of a compressible ocean and an elastic sea-floor; I likewise cited the analogy of the overtones of an organ-pipe.

The key to the frequency relation was provided by an investigation of *Miche* that the mean pressure on the ocean floor below a train of *standing-waves* is not constant (as for progressive waves) but fluctuates with an amplitude independent of the depth and proportional to the *square* of the wave height, and is thus of the second order. Further (i) this pressure is in phase at all points of the bottom, and is thus able to communicate a large amount of energy to the sea-bed, (ii) the frequency is twice that of the water waves. This result was generalised and extended by Dr. M. LONGUET-HIGGINS

to show that when two wave trains of the same period and *different* amplitudes interfere, there is produced an unattenuated pressure variation proportional to the product of the wave amplitudes and of twice their frequency. In general terms this is easy to see, for in a standing wave we consider the configuration of maximum velocity (as at A) where the centre of gravity is at the lowest point, whereas at the maximum amplitude B the centre of gravity has to be raised, and this oscillation takes place *twice* in a complete cycle. Since the



vertical motion of the centre of gravity is determined solely by the vertical forces acting, *then the only variable vertical force (the pressure on the bottom) must likewise fluctuate in a period one-half that of the waves.*

Dr. LONGUET-HIGGINS (*) extended this analysis to cover the two-dimensional frequency spectrum of waves over a large area of the sea, and showed that the second order pressure variations arise only from opposite pairs of wave-components in the frequency spectrum, and that their contribution would be of twice their frequency and proportional to the product of their amplitudes; and further that the total force would be the integrated sum derived from all opposite pairs of wave-components separately.

For a restricted part of the sea, the « sharp » spectrum becomes replaced by a « blurred » spectrum, but for areas large in comparison with the wave lengths involved the approximation is quite adequate.

It remains to show that this pressure variation is quantitatively competent to communicate sufficient energy to the sea-floor. This is done by using Scholte's result for the disturbance produced in sea bed by an oscillatory force in the free water-surface. Now standing-

(1) *Phil. Trans. A.*, vol. 243 (1950), pag. 1-35.

waves may be produced (i) by reflexion from a coast, (ii) by interference among the inward-moving components of progressive waves in a more or less circular depression, and (iii) in a depression in fairly rapid motion, by the interference of waves produced by winds blowing along the isobars on opposite sides of the depression. The standing waves produced by reflexion from a coast or continental shelf will account for the arrival at Kew of microseisms (whose time of transit is negligible) just after waves arrive at the South-western shore of Great Britain; the period ratio confirms this explanation. Cause (iii) is likely to be more favourable than (ii), and, as shown, actual examples give good agreement when the time of transit of progressive waves across the Atlantic is taken into consideration: these water-waves will generate a further set of microseisms on reaching a steep coast. LONGUET-HIGGINS has shown for instance, that in the idealised case of a circular depression with a storm area of 1000 km² the amplitude of the oscillation of the sea-floor at a distance of 2000 km. corresponding to waves of height 3 metres and period about 13 sec. is about 6.5, which is of reasonable order of magnitude when damping in transit is allowed for. A rough calculation for waves partially reflected at a steep coast gives 0.3.

Thus, an explanation has been found for the amplitude and period of the regular long-period microseisms.

Admittedly, there has been a selection of particular phenomena out of the totality of observations: but it is only by simplifying the situations (by omitting those circumstances that appear to require merely a small correction) that most scientific generalisations have been made. Here we have a theory that agrees quantitatively (as far as order of magnitude is concerned) with the salient facts. There is no suggestion that it is the only cause of microseisms. However, any set of observations of long period microseisms should be examined in the light of LONGUET-HIGGINS's theory, partly as a test of that theory, and partly to see whether alternative, or additional, causes must be proposed. For instance, the technique of tracking hurricanes by observation of microseisms does not always succeed completely; now this concentrated disturbance would be expected to afford favourable conditions for wave-interference, and the general success of the procedure of storm-tracking could be held to support the theory of

LONGUET-HIGGINS. Since other possible causes, such as the « pumping effect », may be present in addition, it is desirable that so far as may prove practicable these disturbances should be studied in detail.

Mr. NEUMANN recently commented to me on the suddenness with which microseisms are set up as a pressure front reaches the coast; it is important to determine whether pressure changes over land can set up microseisms, as in sometimes asserted, although it may be difficult to exclude the possible effect of disturbances over the ocean. I am inclined to consider the detailed study of the oceanographic and microseismic records of a limited number of storms to be more useful than the compilation of tables of monthly or yearly means. A more promising line of investigation would be to set aside, say, 10 days of each year for several years as world-wide « microseism days »: representative records of the stations co-operating could be published under international auspices, and cooperation with oceanographical and meteorological institutions could be aided by a joint committee of the International Association, of Seismology, Oceanography and Meteorology.

CONCLUSIONS

La synthèse de l'ensemble des discussions, qui ont fait l'objet de la Semaine d'Etude sur « Le Problème des Microséismes », permet aux Participants soussignés d'arriver aux « Conclusions » suivantes, qui sont présentées dans l'ordre prévu par le Règlement des Semaines d'Etudes :

- a) points, sur lesquels un accord général a été réalisé;
- b) points, sur lesquels un accord n'a pas paru réalisable;
- c) raisons, pour lesquelles l'accord n'a pas pu être réalisé;
- d) suggestions relatives aux recherches paraissant les plus aptes à résoudre les difficultés.

a) CLASSIFICATION DES MICROSÉISMES (m. s.)

Il y a plusieurs types de m. s. naturels et artificiels.

Sur la base des périodes, les m. s. naturels peuvent être classifiés ainsi qu'il suit :

- 1) période très courte, jusqu'à 0,1 sec.;
- 2) période courte 0,3-0,5 sec.;
- 3) période moyenne 1-3 sec.;
- 4) période longue 4-8 sec.;
- 5) période très longue 10 sec. et plus.

Les m. s. naturels de longue période, tels qu'ils sont enregistrés, peuvent être divisés en trois classes, à savoir :

- 1) microséismes en groupes;
- 2) microséismes continus;
- 3) microséismes de caractère mixte.

Gènèse — On admet que les m. s. purs de la première classe (en groupes) ont leur source sur la mer et sont excités par des perturba-

tions atmosphériques (cyclones tropicaux, dépressions extra-tropicales).

Caractères — Les m. s. ont l'apparence d'ondes superficielles.

La valeur des périodes est fonction de plusieurs variables, dont l'importance relative est difficile à préciser.

L'amplitude des mouvements m. s. enregistrés dépend de l'énergie initiale communiquée au sol, des conditions géologiques entre la source et la station et de la nature du sous-sol des stations.

La mesure de la vraie vitesse de propagation est actuellement si difficile à effectuer, qu'on peut douter qu'elle soit réalisable.

La vitesse apparente peut être déterminée en utilisant des stations tripartites.

Détermination de la direction de provenance — Dans le cas des m. s. en groupes purs, la zone d'origine du mouvement m. s. peut être précisée:

1) par interséctions des lignes azimuthales de 2 ou 3 stations tripartites;

2) par l'utilisation d'abaques d'amplitude propres de plusieurs stations suffisamment rapprochées.

Origine et transmission de l'énergie — La source immédiate de l'énergie se trouve, de l'avis unanime, dans l'atmosphère.

Dans le cas des cyclons tropicaux, la cause atmosphérique est une turbulence de l'air dans une zone d'une épaisseur de 3 km. env. (Père GHERZI).

Dans le cas de dépression extra-tropicales, la zone de turbulence est probablement plus étendue en altitude.

Les grandes perturbations m. s. se produisent, lorsque l'énergie initiale est transmise par la mer.

Vibrations microbarographiques (m. b.) — En général, les vibrations m. b. sont indépendantes des grands mouvements m. s.

b) et c) CARACTÈRES DES MICROSÉISMES

On ne peut pas affirmer que les m. s. soient des ondes superficielles, de RAYLEIGH ou de LOVE; des types P et SV; des vibrations

propres des couches du sous-sol; des ondes transmises par des horizons-guides. On reconnaît l'existence de plusieurs périodes, mais il n'y a pas d'accord sur les causes qui produisent cette distribution des périodes, à savoir: l'amplitude, les conditions à l'origine, la distance, la structure géologique, etc.

Étant donné qu'il est extrêmement difficile d'identifier une même onde dans plusieurs stations à grande distance, il est par suite difficile de préciser la vitesse de propagation.

Une diminution de l'énergie se vérifie le long du trajet des ondes m. s.; mais il est délicat d'en séparer les causes possibles: absorption, diffusion, dispersion, effets de discontinuité.

Origine — On a plusieurs théories sur le lieu d'origine des m. s. Selon la position des stations d'observation, l'un ou l'autre des éléments suivants peut apparaître prédominant: zone centrale des cyclones; fronts; systèmes des vents et des vagues; noyaux de tendance barométrique positive ou négative; déferlement de la houle sur les côtes.

C'est pourquoi les participants aux réunions de la Semaine d'Études ont manifesté trop la tendance à concentrer chacun son attention de préférence sur l'un ou sur l'autre de ces phénomènes, parce qu'ils étaient prédominants sur leur stations.

Origine de l'énergie — L'origine de l'énergie des cyclones tropicaux peut être attribuée aux deux causes suivantes:

1) la première et la plus importante, est le mouvement ascendant d'une colonne d'air chaud jusqu'à se rencontrer avec un puissant courant horizontal d'air froid à une hauteur de 3 km. env. Par conséquent, des systèmes d'ondes doivent se trouver à l'intérieur du corps du typhon, comme c'est le cas pour les ondes atmosphériques en contact avec deux couches d'air, ayant des vitesses relatives différentes;

2) la deuxième cause a un caractère intermittent. La chaleur latente libérée sous l'effet de la condensation produit une accélération verticale, comparable à celle qu'on a dans une bulle d'air surchauffé

Les oscillations se produisent dans les couches supérieures; celles, ayant une période de 4 à 6 sec., semblent trouver les conditions de résonnance les plus favorables dans la mer et dans le fond:

Même si la cause 2) manque, par ex. lorsqu'on n'a pas de pluie, les m. s. existent encore, dûs à la cause 1).

Transmission de l'énergie — Les théories de PRESS et d'EWING, ainsi que la théorie de LONGUET-HIGGINS illustrée par STONELEY, sont complémentaires.

La première ne dit pas grand-chose sur le mode de transmission de l'énergie de l'air à l'eau; elle envisage aussi la transmission de l'énergie à travers l'eau, le fond de la mer et la terre ferme. Sa contribution principale consiste à expliquer comment les périodes des m. s. peuvent être mises en relation avec la structure des côtes, dans la zone de formation des m. s.

La deuxième théorie explique la transmission de l'énergie de l'air au fond de la mer, à travers l'eau, d'accord avec la théorie hydrodynamique et avec le rapport 2:1 observé entre les périodes de la houle et les m. s. associés. L'explication comporte l'introduction des termes du second ordre dans l'analyse mathématique du phénomène.

D'autre part, le Clapotis stationnaire, nécessaire à la transmission suivant la théorie précédente, existe au centre des dépressions sous la forme des vagues pyramidales, que P. BERNARD considère comme la cause des microséismes d'origine cyclonique.

Phénomènes associés

Parmi les phénomènes associés, les phénomènes suivants ont été surtout pris en considération:

Vibrations microbarométrique: elles ne semblent pas nécessairement associés avec les m. s. dans les enregistrements.

Vibrations maréographiques: on a parfois des vibrations simultanées avec le m. s.; mais aussi des cas dans lesquels l'un des phénomènes est indépendant de l'autre. Cet ordre de recherche doit être encore étudié dans ses caractères essentiels.

Pumping effect: c'est une succession de coups d'air, comme dans un piston oscillant, par effet de condensations intenses.

d) SUGGESTION FINALES PROPOSÉES PAR LA SÉMAINE

Les divergences de vues, les questions obscures, les problèmes non résolus s'expliquent par insuffisance d'observation et de coordination internationale.

Les participants à la Semaine d'Études présentent une série de recommandations, qui ont pour but:

- 1) d'uniformer les méthodes d'interprétation des enregistrements;
- 2) d'établir des ententes internationales pour l'exécution de recherches simultanées au cours de certaines époques de l'année;
- 3) de suggérer des recherches complémentaires.

Méthodes d'élaboration des enregistrements

1. Les amplitudes a des mouvements faisant l'objet de mesures, sont les amplitudes *simples* qui doivent être exprimées en « micron » et dixièmes de « micron » (p. ex. 10. 7 « micron »).

2. Les périodes T sont exprimées en sec. et en dixièmes de sec.

3. La mesure régulière des m. s. est faite 4 fois par jour et comporte, pour chaque composante, l'indication de l'amplitude, de la période et du caractère de l'agitation.

L'amplitude est calculée en prenant la valeur moyenne des amplitudes maxima de 5 trains d'ondes les plus importants, se produisant dans l'intervalle de vingt minutes, disposé symétriquement autour des heures donnes: 0, 6, 12, 18. T.M.G.

4. La période est calculée en prenant la moyenne des 5 périodes des trains d'ondes utilisés pour le calcul de l'amplitude.

5. Le caractère de l'agitation est indiqué par le code suivant:

- 1) agitation présentant des m. s. en groupes;
- 2) agitation continue;
- 3) agitation mixte irrégulière.

6. On utilisera, en outre, les annotations suivantes:

pas de mesures, pour une cause quelconque (par ex. tremblement de terre):

o pas de m. s. ou m. s. inférieurs à 0.1 « micron ».

Jours internationaux

On propose d'organiser chaque année deux semaines internationales, pour l'étude du mouvement m. s. au cours desquelles des mesures horaires seront faites à chaque heure ronde, suivant le procédé

recommandé pour les mesures régulières. Les semaines internationales devraient avoir lieu pendant les périodes :

du 25 au 31 mars;

du 24 au 30 septembre.

Les stations sismologiques sont invitées à utiliser au cours des journées internationales les appareils les plus sensibles et les plus aptes à enregistrer l'agitation m. s. dont elles disposent et à publier le plus rapidement possible les résultats du dépouillement des enregistrements.

Les réseaux météorologiques et les stations séismographiques seront invités à participer à ces études, en intensifiant leurs observations pendant les journées internationales établies.

Recherches éventuelles

1. Installation de stations tripartites dans l'Europe.
2. Publication des observations faites par radiosondes.
3. Analyse des vibrations maréographiques relevées avec des appareils à grande vitesse d'enregistrement.
4. Mesure des variations de la pression en mer profonde, au moyen d'appareils reliés à la terre ferme par des câbles.

Rome, 26 novembre 1951.

BATH, BERNARD, CALOI, DUE ROJO, EWING,
GHERZI, GIORGI, HARDTWIG, LEHMANN, LOPEZ
DE AZCONA, MACELWANE, MENZEL, ROTHÉ, STONELEY, VERCELLI.

APPENDIX



Francesco Verselli

FRANCESCO VERCELLI

(1883-1952)

Le 24 novembre 1952, à Camerano Casasco où il s'était réfugié atteint par une grave maladie, et pendant qu'il travaillait à la préparation de ce volume, la mort frappa S. E. FRANCESCO VERCELLI, Académicien Pontifical et Président de la « Semaine d'Etude » sur « Le problème des Micro-séismes ».

Il faudrait plusieurs pages pour illustrer ici l'importante contribution apportée par ce savant illustre au progrès de la science; d'ailleurs il est si connu dans le monde international des hautes études qu'il nous semble plus approprié de dresser ici simplement une liste aussi exacte que possible de ses publications.

Mais nous voudrions bien ajouter ici quelques mots pour rappeler la grandeur de son âme, la puissance de son esprit et la bonté de son coeur.

Tous ceux qui l'ont connu gardent le doux souvenir de ses vertus humaines, cachées mais transparentes, et c'est pour cela que nous croyons bien de reproduire ici une lettre adressée par sa fille Vittoria au Prof. Giovanni Silva, lettre qui nous renseigne sur les derniers moments de notre inoubliable Ami, et où resplendissent, aussi dans sa vie de famille, les dons lumineux de son âme intimement croyante.

« Le mariage avec ma mère (Clementina Calderino) fut célébré le 8 avril 1912 à Asti. Ce fut une union très heureuse et jamais le moindre nuage ne vint offusquer la vie commune durant 40 ans. Années dures, pendant la Grande Guerre, au cours desquelles nous les trois enfants, nâquimes. Années très sereines et heureuses quand, à Trieste, nous remplîmes la

vie de nos parents par notre exubérante jeunesse; années obscures, effrayantes, avec la deuxième guerre lorsque nous suivîmes tous les trois notre sort nous dispersant dans le monde et que le plus jeune (Livio) fut déclaré disparu durant une incursion nocturne sur Malta, après une seule année de guerre. A partir de ce moment commença le déclin de mon Père. Il ne se rebélla jamais au destin, ne prononça point d'imprécations; jamais nous n'entendîmes une lamentation de ses lèvres, cependant la douleur et le malheur ne s'éloignèrent plus jamais de notre maison et Papa, s'élançant la tête basse dans le travail, trouva la force pour continuer ses études.

La destruction de l'Institut de Géophysique et son ensevelissement sous les décombres sont aussi une période tragique de sa vie. Je possède une lettre, qu'il m'a écrite de l'Hôpital durant les premiers jours de sa "résurrection" où il me dit ce qu'il éprouva pendant qu'il attendait et invoquait la mort, enseveli vivant. C'est une lettre fort belle et déchirante, un colloque avec la Mort, entre un homme pur de coeur et d'esprit et le Tribunal Suprême.

Papa fut un grand chrétien; il n'exagéra jamais dans les manifestations extérieures mais combien et combien de fois il mit en pratique la parole de l'évangile de tendre la joue gauche après le soufflet sur la droite! Peut-être savez-vous que sur l'image funèbre imprimée après la perte de mon frère aîné (Enzo) il fit inscrire: "Deus dedit, Deus abstulit! sicut Domino placuit, ita factum est; sit nomen Domini benedictum".

La mort de Enzo, qui était aux premiers échelons d'une très brillante carrière et sur lequel Papa avait reversé tout son amour, le brisa. Nous le vîmes encore sourire aux petits-enfants auxquels nous avons donné le nom de ses fils mais nous n'osâmes jamais troubler ses silences, lorsqu'il s'appuyait au balcon de notre maison de campagne et regardait le lointain cimetière. Il y a exactement un an, assis sur notre tombe de famille, il nous dit, à mon mari et moi: d'ici peu vous ajouterez mon nom à celui de Enzo et de Livio: je suis fini! Nous fûmes pétrifiés et fîmes un effort pour plaisanter; nous ne savions pas encore la terrible condamnation qui fut prononcée quelques jours plus tard. Toutefois ce fut la seule fois qu'il nous parla de la mort que le quettait. Je lui cachai, ainsi qu'à ma mère, la sentence des nombreux médecins consultés et mon Père, avec une naïveté et une résignation de petit enfant, se soumit aux traitements, aux examens et aux souffrances.

Peut avant de perdre définitivement connaissance, il demanda les derniers Sacrements et il voulut baiser la main au Curé qui lui donna la Sainte Communion; ensuite il répondit en latin aux prières de l'Extrême Onction et offrit lui même les mains pour le rite sacré tandis que son corps n'était plus qu'une forme inerte. Sur l'enveloppe qui renfermait son testament il avait écrit: "J'ai conquis la vie en travaillant, je me repose dans la Mort". Près de la fin, il nous appella, ma mère et moi, et nous dit avec effort: "J'ai fait le bien toute ma vie, je vous bénis, bénissez-moi à votre tour et faites du bien, dites à ceux qui viendront après moi qu'il fassent du bien" ».

PUBLICATIONS DE F. VERCELLI

- (1) *Le teorie idrodinamiche delle sesse e loro applicazione al calcolo dei periodi e dei nodi delle sesse del Benaco.* « Mem. R. Ist. Lombardo », vol. XXI, fasc. I (1909).
- (2) *Le sesse del lago di Garda.* « Nuovo Cimento », ser. 5, vol. XX, agosto 1910.
- (3) *Le sesse.* « Natura », vol. I, p. 81, gennaio 1910.
- (4) *Les seiches du lac de Garde.* « Archives des Sciences phys. et nat. de Genève », tomo XXX, p. 225 (1910).
- (5) *Risposta a una Nota del dott. Defant: « Sulle sesse del lago di Garda ».* « Nuovo Cimento », ser. 5, vol. XX, p. 357 (1910).
- (6) *Relazione e ricerche sulle osservazioni della temperatura del lago di Como fatte negli anni 1898-1905.* « Mem. R. Ist. Lombardo », ser. 3, vol. XXI, p. 145 (1911).
- (7) *Sulla previsione matematica della temperatura nei trafori alpini* (in coll. con C. SOMIGLIANA). « Mem. R. Acc. Scienze Torino », ser. 2, vol. LXIII, Sc. F.M.N., p. 327 (1912).
- (8) *Sulla previsione della temperatura nelle gallerie alpine.* « Giorn. di Geologia pratica », fasc. 2, 1913.
- (9) *Considerazioni complementari alla Memoria: « Sulla previsione matematica della temperatura nei grandi trafori alpini »* di C. SOMIGLIANA e F. VERCELLI. « Atti R. Acc. Scienze Torino », vol. XLVIII, p. 836 (1913).
- (10) *Sulla determinazione dei coefficienti di conduttività termica mediante il raffreddamento di sfere.* « Nuovo Cimento », ser. 6, vol. VI, p. 427, dic. 1913.
- (11) *Sulle temperature lungo la progettata galleria attraverso allo Spluga.* « Rend. R. Ist. Lombardo », ser. 2, vol. XLVII, p. 645 (1914).
- (12) *Sul gradiente termico alla superficie dei pianeti e sulla loro temperatura interna.* « Atti R. Acc. Scienze Torino », vol. XLIX (1914).

- (13) *Sulla determinazione dei coefficienti di conduttività termica mediante il raffreddamento di sfere.* « Nuovo Cimento », ser. 6, vol. VIII, p. 403 (1914).
- (14) *Analisi armonica dei barogrammi e previsioni della pressione barometrica.* « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 5, vol. XXIV, I, p. 1125 (1915).
- (15) *Le sesse del Verbano.* « Rend. R. Ist. Lombardo », ser. 2, vol. XLVIII, p. 947 (1916).
- (16) *Oscillazioni periodiche e previsione della pressione barometrica.* « Mem. R. Ist. Lombardo », XXI, p. 309 (1916).
- (17) *Presagi meteorici in rapporto alle operazioni di guerra.* « Pubbl. Comando III Armata », gennaio 1918.
- (18) *Sul valore meccanico e fisico delle differenze e delle tendenze barometriche.* « Atti R. Acc. Scienze Torino », vol. LIII, p. 237 (1918).
- (19) *Il fattore atmosferico nei tiri di artiglieria.* « L'Aeronauta », I (1918).
- (20) *Sulla oscillazione barometrica annua.* « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 5, vol. XXVIII, 2, p. 78 (1919).
- (21) *Forme tipiche di oscillazioni barometriche.* « La Meteorologia pratica », maggio-giugno 1920.
- (22) *Sulla previsione del tempo.* « Boll. Soc. Met. It. », 1921
- (23) *Sulla dinamica delle oscillazioni barometriche* « La Meteorologia pratica », fasc. 3-4, 1921.
- (24) *Sulla previsione dei termini di correzione nelle maree.* « Riv. Marittima », febbraio 1922.
- (25) *Un grande problema della natura alla luce delle nuove teorie.* « Riv. Marittima », marzo 1922.
- (26) *Costanti armoniche delle correnti di marea nello stretto di Messina.* « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 5, vol. XXXI, 2, p. 554 (1922).
- (27) *Temperature normali e anomalie termiche del clima di Trieste.* « Boll. Uff. Lavoro e Statistica », XLVII, trim. 3^o. Trieste (1923).
- (28) *Crociera talassografica nello stretto di Messina.* « Riv. Marittima », gennaio 1923, p. 57.
- (29) *Le scienze fisiche e matematiche nelle opere di Dante.* « Riv. Marittima », febbraio 1923.
- (30) *Nuovi esperimenti di previsioni meteorologiche.* « Riv. Marittima », marzo 1923.
- (31) *Osservazioni sulla monografia del cap. F. Biazzi: « Sulla fisica del lago Maggiore ».* « Riv. Marittima », ottobre 1923, p. 91.
- (32) *Dati climatologici sulla pioggia a Trieste.* « Boll. Uff. Lavoro e Statistica », II, 2, Trieste (1924).
- (33) *Neue Versuche über meteorologische Voraussagen.* « Das Wetter », 10 (1924).
- (34) *I risultati delle crociere della R. Nave « Marsigli » nello stretto di Messina.* Nota I, *Le maree.* « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 6, vol. I, p. 74 (1925).
- (35) *Idem.* Nota II, *Ricerche sulle correnti.* Ibid., p. 174 (1925).
- (36) *Idem.* Nota III, *Costruzione di tavole generali delle correnti per scopi nautici.* Ibidem, p. 220 (1925).
- (37) *La meteorologia come scienza.* « Scientia », vol. XXXVIII, p. 383 (1925).
- (38) *Scilla e Cariddi.* « Le Vie d'Italia », settembre 1925, p. 984.

- (39) *Campagna idrografica della R. Nave « Amm. Magnaghi » in Mar Rosso, 1923-1924. Ricerche di Oceanografia fisica. Parte I, Correnti e Maree.* « Ann. Idrografici », vol. XI, p. 13 (1927), (vedi pure « Boll. n. 11 del Comit. Naz. It. Geod.-geofisico », p. 33, 1926).
- (40) *Crociere per lo studio dei fenomeni nello stretto di Messina. Parte I, Il regime delle correnti e delle maree.* « Comm. Intern. del Mediterraneo », Venezia 1925 (vedi pure « Boll. n. 11 del Comit. Naz. It. Geod.-Geofisico », p. 27, 1926).
- (41) *Teoria della propagazione dell'energia raggiante nell'acqua.* « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 6, vol. II, p. 198 (1925).
- (42) *Campagna idrografica della R. Nave « Amm. Magnaghi » in Mar Rosso, 1923-24. Ricerche di Oceanografia fisica. Parte II, Ricerche di ottica marina.* « Ann. Idrografici », vol. XI, p. 209 (1927).
- (42-bis) *Campagna idrografica della R. Nave « Amm. Magnaghi » in Mar Rosso, 1923-24. Ricerche di Oceanografia fisica. Parte III, Condizioni meteorologiche durante la crociera.* « Ann. Idrografici », vol. XI, p. 267 (1927).
- (43) *Tavole nautiche delle correnti nello stretto di Messina.* « Riv. Marittima », aprile 1926, p. 33.
- (44) *Lezioni di geografia matematica. Cartografia.* Litogr. per gli stud. dell'Università di Milano (1926).
- (45) *I risultati delle crociere della R. Nave « Marsigli » nello stretto di Messina. Nota IV, Influenze dei fattori fisico-chimici sul regime delle correnti.* « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 6, vol. III, p. 756 (1926).
- (46) *Sui risultati della campagna talassografica della « Magnaghi » nel Mar Rosso.* « Atti Soc. It. Prog. Scienze », XV riun. a Bologna 1926, p. 199.
- (47) *Crociere per lo studio dei fenomeni dello stretto di Messina. Parte II, Il regime fisico-chimico delle acque* (in coll. con M. PICOTTI). « Comm. Intern. del Mediterraneo », Venezia 1927.
- (48) *Lezioni di geografia fisica.* Litogr. per gli studenti dell'Univ. di Trieste, fasc. I e II, 1927.
- (49) *L'età della terra.* « Period. di Matem. », ser. 4, vol. VII, p. 129 (1927).
- (50) *Campagna idrografica della R. Nave « Amm. Magnaghi » in Mar Rosso, 1923-24. Ricerche di Oceanografia fisica. Parte IV, La temperatura e la salinità delle acque.* « Ann. Idrografici », vol. XI-bis, p. 1 (1930).
- (50-bis) *Relazione sull'attività della Sezione di Oceanografia presentata all'Assemblea generale dell'U.I.G.G.* (Praga, settembre 1927). « Boll. n. 13 del Comit. Naz. Geod.-geofisico », p. 21 (1927).
- (51) *Cimonalisi e applicazioni.* « Atti Soc. It. Progr. Scienze », XVII riun. Torino, p. 322 (1928).
- (52) *Rilievi sperimentali su alcuni metodi geoelettrici.* « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 6, vol. VIII, p. 342 (1928).
- (53) *La funzione potenziale compensatrice in un gcoide ellissoideico di rotazione.* « Atti R. Acc. Scienze Torino », vol. LXV, p. 48 (1929).
- (54) *Il regime delle correnti nello stretto di Bab-el-Mandeb, in epoca estiva.* « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 6, vol. X, p. 481 (1929).
- (55) *Lo studio degli stretti come vie di comunicazione fra i mari.* « Atti Congr. Intern. di Siviglia », 1929 (vedi pure « Boll. n. 18 del Comit. naz. it. Geod.-geofisico », p. 50, 1929).

- (56) *Osservazioni sulla Nota del prof. Oddone: « Sulla previsione matematica della temperatura nei grandi trafori alpini ».* « Ann. Lavori Pubblici », fasc. 12, anno 1929.
- (57) *Metodo generale per l'analisi delle periodicità nei diagrammi statistici e sperimentali.* « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 6, vol. XI, p. 625 (1930).
- (58) *Sui risultati della campagna oceanografica 1929 nel Mar Rosso.* « Atti Soc. It. Progr. Scienze », XIX riun. a Bolzano-Trento (1930).
- (58-bis) *Relazione sull'attività del R. Comitato Talassografico nell'esercizio 1928-1929.* « Boll. n. 19 del Comit. naz. it. Geod.-geofisico », p. 42 (1930).
- (59) *Il regime del vento a Trieste nel decennio 1920-29.* « Riv. Mens. Città di Trieste », 1930.
- (60) *Osservazioni complementari sulla mia Nota: « Metodo generale per l'analisi delle periodicità nei diagrammi statistici e sperimentali ».* « Rend. Acc. Naz. Lincei », ser. 6, vol. XII, p. 351 (1930).
- (61) *Onde barometriche e punti di simmetria.* « Boll. Comit. Naz. Geod.-geofisico », ser. 2, anno I, marzo 1931.
- (62) *Analisi delle periodicità nei diagrammi (Cimanalisi).* « Atti Ist. Naz. Assicurazioni », vol. III (1931).
- (63) *Il regime termico nelle grotte di San Canziano.* « Le grotte d'Italia », V, aprile-giugno 1931.
- (64) *Le esplorazioni talassografiche del Mar Rosso.* « Atti I Congr. Studi Coloniali », III (1931).
- (65) *Nuove ricerche sulle correnti del Mar Rosso.* « Ann. Idrografici », vol. XII, Genova (1931).
- (66) *Ricerche talassografiche italiane nei loro rapporti con la navigazione.* « Congr. Intern. di Nav. », Vienna 1931.
- (67) *La temperatura dei laghi.* « Bull. Conseil Intern. Recherches, n. 16, Sect. Hydrol. scient. » (1931).
- (68) *Alcuni problemi di geografia e di fisica del mare.* « Scientia », vol. LI, p. 137 (1932).
- (68-bis) *Penetrazione delle radiazioni nell'acqua marina.* « La Ric. Scientifica », anno III, febbraio 1932, p. 177.
- (69) *Ciò che sappiamo delle maree dell'Adriatico.* « La Ric. Scientifica », anno III, maggio 1932, p. 553.
- (70) *La perequazione dell'analisi delle curve.* « Boll. Comit. Naz. Geod.-geofisico », vol. II, n. 8 (1932).
- (71) *I tremiti della Terra.* « Scientia », vol. LII, p. 193 (1932).
- (72) *I nuovi problemi della stratosfera.* « Atti Soc. It. Progr. Scienze », XXI riunione a Roma (1932).
- (73) *Le nuove vedute sulla composizione dell'atmosfera.* « La Ric. Scientifica », anno IV, febbraio 1933, p. 133.
- (74) *L'Aria nella natura e nella vita.* I ediz. UTET, Torino 1933.
- (75) *Le ricerche geofisiche nel campo delle esplorazioni speleologiche.* « Atti I Congresso Speleol. Naz. », giugno 1933.
- (75-bis) *Marée et niveau moyen.* « Rap. Com. Intern. Explorat. Scient. Mediterr. », vol. VII, 1933.

- (76) *Metodi pratici per l'analisi delle curve oscillanti.* « La Ric. Scientifica », anno V, fasc. 7 (1934).
- (77) *La luce nel mare.* « Scientia », vol. LV, aprile 1934 (vedi pure « La Ric. Scientifica », anno V, I, p. 543, maggio 1934).
- (78) *Sulla propagazione delle radiazioni solari attraverso l'acqua.* « James Johnstone Memorial Volume », p. 340, Liverpool 1934.
- (79) *Cenni preliminari sulle nuove determinazioni delle costanti ottiche nelle acque marine.* « La Ric. Scientifica », anno V, 2, novembre 1934, p. 344.
- (80) *Le recenti misure subacquee di radiazione solare nel mare di Capri.* « Atti Soc. It. Progr. Scienze », XXIII riun. a Napoli (1934), p. 110.
- (81) *Organizzazione per lo studio delle radiazioni solari in Italia.* « Bull. Comit. Geod.-geofisico del C.N.R. », ser. 2, anno V, n. 8 (1935).
- (82) *La determinazione delle profondità ipccentrali.* « Boll. Comit. Naz. Geod. geofisico », ser. 2, anno V, p. 15 (1935).
- (83) *Le previsioni meteorologiche nelle escursioni.* « Club Alpino Ital. », agosto 1935.
- (84) *Analisi delle sesse termiche nella Bahia de Palma de Mallorca.* « Notas y Resum., Inst. Españ. de Ocean. », n. 93, 1936.
- (85) *In memoria di Luigi De Marchi.* « Boll. Comit. Naz. Geod.-geofisico del C.N.R. », ser. 2, anno VI, p. 1 (1936).
- (86) *Commemorazione del Sen. prof. Luigi De Marchi.* « Atti R. Ist. Ven. », tomo XCVI, part I, p. 81 (1937).
- (87) *Onde, sesse e maree interne.* « Scientia », vol. LXI, p. 273 (1937).
- (88) *Ricerche talassografiche nei mari delle colonie italiane.* « Atti Soc. It. Progr. Scienze », XXV riun. a Tripoli (1936).
- (89) *Schemi di calcolo per l'analisi dei diagrammi oscillanti.* « La Ric. Scientifica », anno VIII, fasc. 11-12, p. 609 (1937).
- (90) *I mari italiani.* Cap. II (p. 29) del volume *Italia* dell'opera *Terra e Nazioni*, Vallardi, Milano 1936.
- (91) *La propagazione delle radiazioni solari nelle acque marine.* « La Laguna di Venezia », vol. I, parte II, tomo V (1937).
- (92) *Le variazioni attuali del medio livello marino.* « Commission int. pour l'expl. scient. de la Mer Méditerranée », Rapports, vol. XI, p. 215 (1937).
- (93) *Misure sulla penetrazione della luce nelle acque di Rodi.* « R. Comit. Talass. Ital. ». Memoria 256 (1938).
- (94) *Terremoti naturali e terremoti artificiali.* « Sapere », marzo 1938, p. 156.
- (95) *La penetrazione delle radiazioni luminose nell'acqua di mare.* « R. Comit. Talass. Ital. », Memoria 271 (1939).
- (96) *Misure subacquee di radiazione di alcuni laghi alpini.* « Boll. Pesca, piscic. e idrob. », 5 (1939).
- (97) *L'esplorazione geofisica dei campi petroliferi.* Da *I combust. ital. ed il loro impiego.* « R. Acc. Scienze Torino », 1939.
- (98) *Analizzatore meccanico delle curve oscillanti.* « Commentationes Pontificiae Academiae Scientiarum », vol. III (1939).
- (99) *Colore e trasparenza delle acque nella Laguna di Venezia.* « Atti R. Ist. Ven. », tomo XCIX Cl. Sc. M. N., p. 53 (1939).
- (100) *Analizzatore meccanico.* « La Filotecnica », n. 1 (1940).

- (101) *Guida per l'analisi delle periodicità nei diagrammi oscillanti*. « Comit. Talass. It. », Mem. 285 (1940).
- (102) *Le maree e le sesse nel porto di Zara*. « La Ric. Scientifica », anno XII, gennaio 1941, p. 32.
- (103) *Onde atmosferiche*. « Scientia », vol. LXXI, p. I (1942).
- (104) *Ricerche sulla struttura e sulla previsione dei barogrammi*. « La Ric. Scientifica », febbraio-marzo 1942, p. 95.
- (105) *Convegno geofisico nell'Università di Padova*. « Riv. geomineraria », n. 2-3, 1943.
- (106) *Periodicità e previsioni barometriche*. « Riv. Meteor. Aeron. », luglio 1943.
- (107) *Caratteristiche delle onde barometriche*. « Commentationes Pontificiae Academiae Scientiarum », vol. X, n. 1 (1945).
- (108) *Analisi periodale dei diagrammi*. « Tecnica Ital. », n. s., vol. I (Trieste 1946).
- (109) *Giovanni Agamennone nel suo 90° compleanno*. « Geofisica pura ed applicata », vol. XII, fasc. 3-4 (1948).
- (110) *Relazioni fra attività solare e fenomeni meteorologici e climatici, con speciale riguardo ai lavori compiuti in Italia* (in coll. con S. POLLI), « Acc. Naz. Lincei, Problemi attuali di Sc. e Cult. », quaderno 7, p. 75 (1949).
- (111) *Il superamento delle altezze e delle profondità nelle esplorazioni geofisiche*. « Atti Ist. Ven. », tomo CVII, parte I, p. 41 (1949).
- (112) *Periodicità dendrologiche e cicli solari*. « Annali di geofisica », vol. II, n. 4, p. 477 (1949).
- (113) *Sui fattori tellurici delle epoche glaciali*. « Quaderno di studio n. 16, Acc. Naz. Lincei », p. 37 (1950).
- (114) *La dendrologie*. « Scientia », vol. LXXXV, p. 16 (1950).
- (115) *Trasparenza e colore delle acque della laguna di Venezia*. « Archivio di Oceanografia », VII, I (1950).
- (116) *Livelli marini e sfacelo dei ghiacciai*. « La Ric. Scientifica », anno XXI, aprile 1951, p. 497.
- (117) *Il moto dei ghiacciai*. « Scientia », vol. LXXXVI, p. 13 (1951).
- (118) *Il mare, i laghi, i ghiacciai*. UTET, Torino 1951.
- (119) *Le problème des microséismes*. « Pontificiae Academiae Scientiarum Scripta Varia N. 12 », Roma, Semaine d'étude sur le problème des microséismes, 1952.
- (120) *Onde microbariche e generi dei microsismi* (in collab. con C. MORELLI). Ibidem.
- (121) *Osservazioni sui rapporti fra onde microbarometriche, mareografiche e microsismi* (in collab. con F. MOSETTI). Ibidem.
- (122) *Commemorazione del m. e. Ernesto Laura*. « Atti Ist. Ven. », vol. CXIII, parte I, p. 53 (1952).
- (123) *Vicende dell'idrosfera*. « Scientia », vol. LXXXVII, p. 69 (1952).
- (124) *Le ignorate risorse alimentari del mare*. « La Ric. Scientifica », aprile 1952, p. 637.
- (125) *L'Aria nella natura e nella vita*. 2ª ediz. UTET, Torino 1952.
- (126) *Les variations actuelles des niveaux moyens de la Mer*. « Atti IV Congr. Int. del Mare », Ostenda 1951; pubbl. Amm. Marina Belga.

Relazione sull'attività scientifica dell'Ist. Geof. di Trieste:

« La Ricerca Scientifica ».

- Anno 1935 (pubbl. aprile 1936 p. 321);
» 1936 (» marzo 1937 » 241);
» 1937 (» aprile 1938 » 348); triennio 1935-37
» 1938 (» aprile 1939 » 354), (pubbl. giugno 1938, p. 621)
» 1939 (» marzo 1940 » 198);
» 1940 (» genn. 1941 » 114).

« Centro Studi Talassografici ».

- Anno 1946 (pubbl. luglio-agosto 1947, p. 1099 (« Ric. Scient. e Ric. »,
anno XVII);
Anno 1947-48 (pubbl. ottobre 1948 p. 1286);
» 1948-49 (» aprile 1950 » 461);
» 1950-51 (» maggio 1952 » 922).

INDEX

	PAGE
LE PROBLÈME DES MICROSEISMES	V
LA DEUXIÈME SEMAINE D'ÉTUDE SUR LES MICROSEISMES	XI
L'AUDIENCE ET LE DISCOURS DU SAINT PÈRE	XIX
RÈGLEMENT DES SEMAINES D'ÉTUDE	XLI

TRAVAUX SCIENTIFIQUES

The Period of the Group-Microseisms. (E. GHERZI)	I
Etude du mouvement microséismique à Strasbourg. (J. P. ROTHÉ)	19
On the Microseismic movement recorded in Greenland and its relation to atmospheric disturbances. (I. LEHMANN)	73
Study of small Microseisms of periods three-tenths to five-tenths second. (B. MACELWANE)	115
Propagation of Elastic Waves in the Ocean with reference to Microseisms. (M. W. EWING and FRANK PRESS)	121
Microséismes et prévision de la houle. (P. BERNARD)	131
Microseisms of High Frequency. (R. STONELEY)	151
Sur l'origine des microséismes (P. CALOI)	157
Über die seismische Bodenunruhe in Norddeutschland (H. J. MENZEL)	223
Review over investigations of Microseisms in Scandinavia (K. M. BATH)	239
The Microseismic Time lag Problem (K. M. BATH)	279
Sur l'origine des microséismes intéressants la Méditerranée (M. GIORGI et E. ROSINI)	293
Contribución al estudio de los microsismos en España (A. DUE ROJO)	333
El estudio de los microsismos en España (J. M. LOPEZ DE AZCONA)	337
Relazioni tra microsismi, onde microbariche e mareografiche (F. VERCELLI)	339
Onde microsismiche e loro cause (F. VERCELLI e C. MORELLI)	347
Studies of Microseisms from selected areas (W. EWING and W. L. DONN)	351
Über die Formänderung mikroseismischer Wellen während des Ausbreitungsvorganges (E. HARDTWIG)	367
The communication of Energy from Ocean Waves to the Ocean Energy Flor (R. STONELEY)	389
CONCLUSIONS	395

APPENDIX

FRANCESCO VERCELLI, n. 1883 - † 1952 (<i>Bibliographie</i>)	405
---	-----

EXPLICATION DES NUMEROS DES SILHOUETTES DES TABLES HORS TEXTE

(S.P.) -- LE SOUVERAIN POSTIFE

- | | |
|--|---|
| (2) S. E. F. Verceoli, <i>président de la Semaine d'Étude.</i> | (28) S. E. G. Lemaître, <i>académicien pontifical</i> |
| (3) Prof. K. M. Bath, <i>participant à la Semaine</i> | (29) S. E. Lombardi, » |
| (4) Prof. P. Bernard, » | (30) S. E. A. Michotte, » |
| (5) Prof. P. Caloi, » | (31) S. E. E. F. Petritsch, » |
| (6) Prof. A. Due Rojo, » | (32) S. E. E. Pistolesi, » |
| (7) Prof. M. W. Ewing, » | (33) S. E. U. Pierantoni, » |
| (8) S. E. E. Gherzi, » | (34) S. E. P. Rondoni, » |
| (9) Prof. M. Giorgi, » | (35) S. E. F. Severi, » |
| (10) Prof. E. Hardtwig, » | (36) S. E. C. Somigliana, » |
| (11) Prof. I. Lehmann, » | (37) S. E. R. Toniolo, » |
| (12) Prof. J. M. Lopez de Azcona, » | (2) S. E. F. Verceoli, » |
| (13) Prof. J. B. Macolwane, » | (38) Rev. P. A. Albaroda, <i>académicien surnumér.</i> |
| (14) Prof. H. J. Menzel, » | (39) Rev. P. W. Schmidt, » |
| (15) Prof. J. P. E. Rothé, » | (40) Prof. R. Galeazzi-Lisi, <i>académicien honor.</i> |
| (16) Prof. R. Stonoley, » | (41) Doct. P. Salvincci, <i>chancelier de l'Académie.</i> |
| (17) Prof. G. Roncali, <i>secrét. génér. de la Semaine,</i> | (42) M.me V. Preobrajenski, <i>secrétaire sténo-dactylographe polyglotte</i> |
| (18) S. E. A. Gemelli, <i>président de l'Académie</i> | (43) M.me M. Pino, <i>idem</i> |
| (19) S. E. U. Amaldi, <i>académicien pontifical</i> | (44) M.me H. Lotti, <i>interprète polyglotte</i> |
| (20) S. E. G. Armellini, » | (45) M.me K. Calvi di Coenzo, » |
| (21) S. E. M. Boldrini, » | (46) M.me N. Coppini, » |
| (22) S. E. G. Bonino, » | (47) Doct. M. Finocchi, » |
| (23) S. E. G. Colonnetti, » | (48) Dr. L. Trombetti, <i>chargé du Service de Presse</i> |
| (24) S. E. D. De Blasi, » | (49) Doct. F. Salvincci » |
| (25) S. E. C. De la Vallée Poussin, » | (50) M. M. Ereole, <i>technicien</i> |
| (8) S. E. E. Gherzi, » | (51) M. A. Albertini, <i>opérateur</i> |
| (26) S. E. A. Ghigi, » | (52) S. E. F. Callori di Vignale, <i>Pro-Maître de Chambre de Sa Sainteté</i> |
| (27) S. E. F. Giordani, » | (53) M.me P. Bernard. |