

Aperçu des circonstances météorologiques et climatologiques de la tempête des 31 janvier et 1^{er} février 1953

par

Lucien PONCELET, dr. sc.,

Chef du Service Climatologique
de l'Institut Royal Météorologique de Belgique.

La tempête qui a sévi en mer du Nord les 31 janvier et 1^{er} février 1953 a eu des conséquences catastrophiques sur le niveau des marées de cette période. Il importe d'en examiner les circonstances météorologiques, afin de comprendre comment ces marées ont pu atteindre l'ampleur extraordinaire que l'on sait.

D'autre part, l'aspect climatologique et plus spécifiquement, l'aspect statistique doit être aussi examiné, afin de permettre une évaluation de la probabilité de voir se reproduire pareil phénomène naturel. Enfin à partir de l'étude des circonstances météorologiques, on peut esquisser une méthode permettant de fixer les conditions où un état d'alerte pourrait être instauré.

1. — Etude de la situation météorologique.

PRELIMINAIRES.

On sait qu'à nos latitudes, le temps est déterminé, en ordre principal, par des phénomènes d'échange à grande échelle, entre les masses d'air chaud issues des régions tropicales et les masses d'air froid venues des régions polaires.

Ce sont ces échanges qui, finalement, rétablissent périodiquement un certain équilibre entre l'excédent de chaleur solaire reçue dans les régions chaudes et le déficit des régions froides. Cet échange se fait par l'intermédiaire de perturbations plus ou moins actives, dites perturbations cycloniques, ou en abrégé cyclones. Il ne faut toutefois pas confondre ces cyclones des régions tempérées avec ceux décrits pour les régions tro-

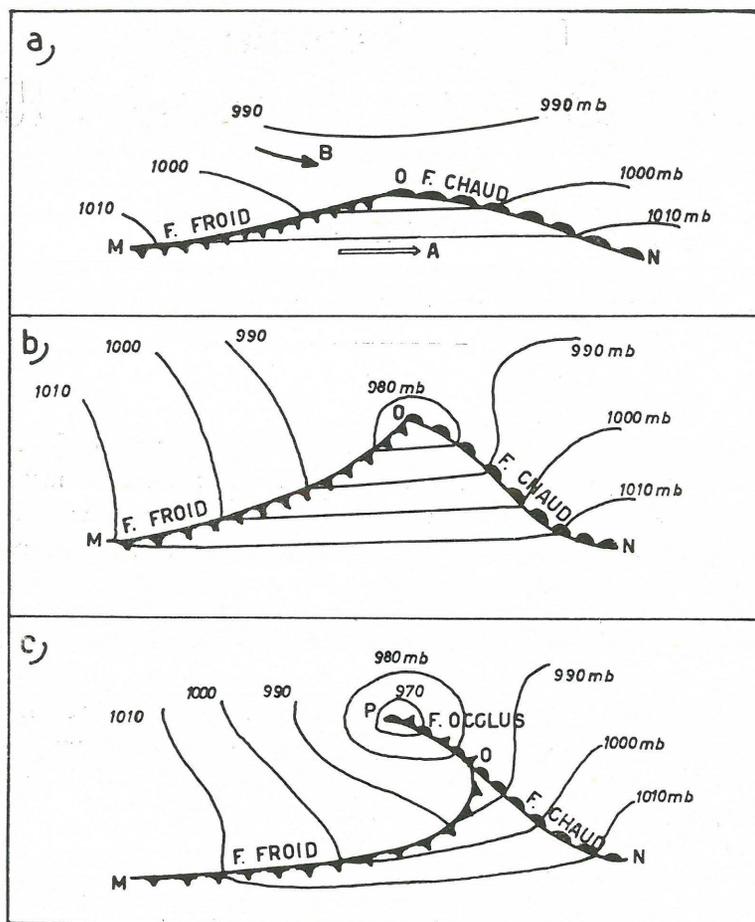


Fig. 1.

picales : chez nous, les dimensions des cyclones sont en général, beaucoup plus grandes et les phénomènes qui y sont liés sont moins intenses, parce que cette circulation est organisée de telle façon qu'il ne peut que bien rarement se produire une accumulation d'énergie potentielle suffisante pour donner lieu aux ouragans des régions tropicales. Ces derniers

sont souvent liés à la rupture brusque d'un état d'équilibre instable, ce qui permet de comprendre le pourquoi de leur grande violence.

Néanmoins, dans certaines circonstances, encore mal connues, il arrive que des perturbations des régions tempérées atteignent parfois sous une dimension relativement restreinte, une intensité extraordinaire. Certaines régions sont, à ce point de vue, plus fréquemment le lieu de ces phénomènes, en conséquence de certaines dispositions orographiques, ou de la présence de courants marins chauds proches de régions continentales très froides. Sans entrer dans le détail, disons que l'énergie des cyclones est, en partie, liée au contraste de température entre les masses chaude et froide en présence.

Rappelons très brièvement le schéma classique d'une pareille perturbation et de son évolution.

L'air chaud A et l'air froid B sont séparés par une surface, ou plus exactement, une couche de transition rapide dont la trace au sol est figurée en MON (fig. 1a) par ce qu'on appelle le front polaire. Dans nos régions, l'air chaud est généralement issu des hautes pressions des Açores et l'air froid vient du Groenland. Une ondulation de cette surface (inclivée de environ 1 % sur l'horizontale) produit ce qu'on appelle une onde du front polaire dont l'allure schématique est figurée en (a) fig. 1. Tant que cette onde ne se déforme pas, le centre de la dépression cyclonique qui se forme ainsi se déplace à peu près parallèlement aux isobares de la zone d'air chaud (secteur chaud).

En réalité, des ondes stables sont rares sur le front polaire et il se produit un phénomène vaguement analogue, dans sa figuration, au déferlement des vagues.

La dépression se creuse : la pression baisse en O et l'« onde » grandit (b). A ce moment encore, le déplacement du centre O est, en général, à peu près parallèle aux isobares du secteur chaud. Enfin, sur une partie croissante du front dit front froid (MO), à partir du centre, ce front rattrape le front chaud (ON) et il se forme ce qu'on appelle une occlusion OP. Corrélativement, le centre de la dépression commence à rester en arrière et, au stade final, O se meut vers l'alignement MN, tandis que OP, front occlus, est un phénomène de dégénérescence croissante de la perturbation : l'air chaud qui se trouvait, primitivement, dans le secteur MON est soulevé en altitude et remplacé au sol par de l'air polaire. Tels sont, dans leurs très grandes lignes, les phénomènes les plus caractéristiques de l'évolution des perturbations du front polaire à nos latitudes.

Si on suppose le phénomène immobile et qu'on promène un baromètre de f en e (fig. 1c), on rencontre d'abord des pressions décroissantes 1000, 990, 988 mb, ensuite des pressions croissantes 987, 990, 1000 : en fait, à l'approche de la perturbation, le baromètre baisse et, après son passage, il remonte.

C'est sur ces propriétés du champ des pressions (champ barique) et de divers autres caractères : types de masses d'air, de nuages, de précipitations, etc, que repose la prévision du temps : c'est en réalité de l'extrapolation des mouvements des perturbations qu'on détermine leur position future et cette extrapolation elle-même repose sur l'application pratique de règles semi-empiriques, explicables rationnellement après de longs calculs.

Rappelons aussi, sans entrer dans les détails, que la répartition des pressions figurées par les isobares permet d'évaluer la vitesse du vent : plus les isobares sont serrées, plus le gradient de pression est élevé et plus le vent est fort. On peut déterminer ainsi, avec une bonne approximation le vent régnant entre 500 et 1000 m (vent géostrophique). Lorsqu'on veut obtenir une meilleure approximation, on doit tenir compte de la courbure des isobares : on obtient ainsi le « vent du gradient », qui est d'autant plus réduit vis-à-vis du vent géostrophique que la courbure des isobares est accentuée.

Ces préliminaires étaient nécessaires pour comprendre certains aspects de la situation synoptique et de l'évolution du temps au cours de la tempête, que nous examinerons maintenant.

EVOLUTION DE LA SITUATION METEOROLOGIQUE DES 30 et 31 JANVIER ET DU 1^{er} FEVRIER 1953.

Le 30 janvier 1953, à 6 h GMT, une dépression de 995 mb. se trouvait au SE de l'Islande. Elle offrait les caractères d'une perturbation récente : secteur chaud très ouvert et aspect isobarique analogue à celui de la fig. 1a. L'isobare de 995 mb. dans le secteur chaud était orienté SW-NE et on devait présumer que cette perturbation se dirigeait vers le NE ou au plus vers l'E.

A 18 heures (fig. 2), la dépression s'est fortement creusée et son centre de 985 mb. se trouve au N. de l'Ecosse, ayant parcouru environ 500 km dans la direction ENE 1/4 E. Les isobares du front froid se présentent en V caractérisé, ce qui postule que le déplacement du front

froid a une tendance à ralentir, la composante normale au front du vent, isobarique étant relativement faible. Ceci suppose aussi que le phénomène d'occlusion ne se produira que lentement, le front froid n'ayant guère tendance à rattraper le front chaud (fig. 1 c). Les isobares du

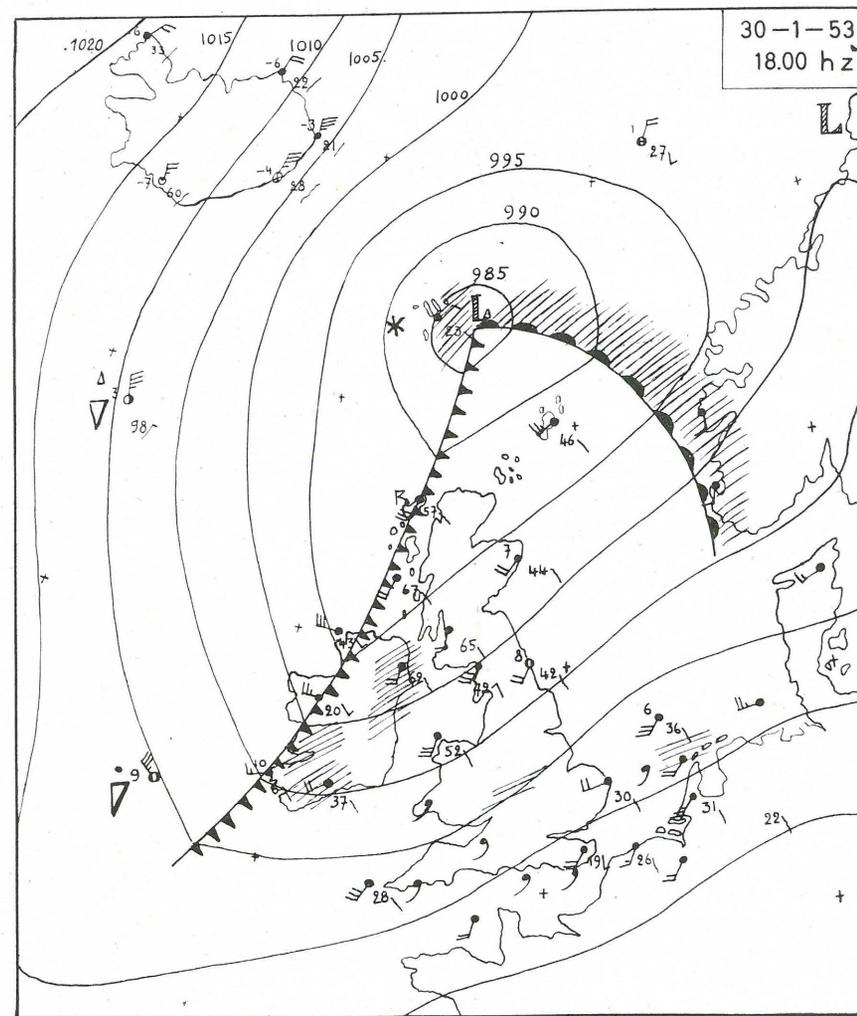


Fig. 2.

secteur chaud sont restées pratiquement parallèles à leur position antérieure, ce qui permet de présumer encore, le 30 à 18 h, que la perturbation se dirigera vers la cote norvégienne en n'influençant qu'indirectement nos régions.

Le 31 janvier à 6 h, (fig. 3), le centre qui s'est encore creusé, à peu près à la même vitesse de 10 millibars en 12 heures, se trouve entre l'Ecosse et la Norvège. La perturbation commence à s'occlure, mais nos régions, les Pays-Bas, le Danemark et le S de la Norvège se trouvent

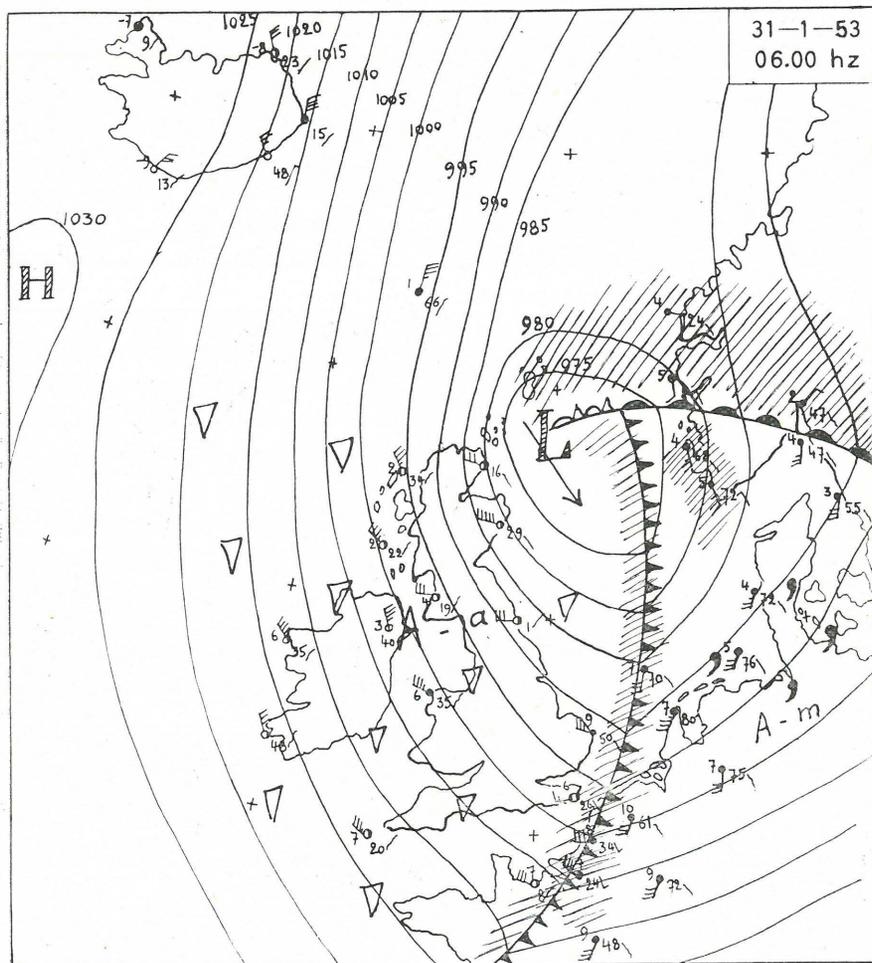


Fig. 3.

toujours dans le secteur chaud, avec vent SW assez fort. Chose remarquable, le front froid a accéléré son déplacement malgré ce qu'on aurait pu croire la veille à 18 h : il aborde nos côtes, ayant parcouru, depuis la veille à 18 h, quelque 700 km.

Il s'est donc produit, à l'arrière de la dépression, un afflux énergétique d'air froid (air polaire). Autre fait remarquable : la trajectoire du centre

cyclonique, au lieu de poursuivre une trajectoire normale vers le NE ou l'ENE, s'est infléchi vers le SE.

Remarquons toutefois que le dessin isobarique sur la partie N de la mer du Nord, entre l'Ecosse et la Norvège, est un peu aléatoire, un seul bateau permettant d'en estimer les grandes lignes : il est possible que le minimum de la pression ait été plus bas (par ex. 970 mb) et que le centre se trouve à une place un peu différente (à 100 km près). A cette situation correspond une forte tempête sur l'Ecosse, qui a provoqué divers dégâts. En extrapolant le déplacement du centre dépressionnaire on présume que ce centre se déplacera vers le SE (flèche indiquée sur la carte) et que les vents forts de NW se déplaceront vers le S de la mer du Nord : c'est pourquoi le 31 janvier à 9 h 50, après le dessin de cette carte, un avis de tempête de NW est envoyé aux ports de mer belges.

Remarquons enfin que, dès ce moment, un puissant courant de N règne sur l'Atlantique, entre l'Islande et les Feroë, constituant une invasion d'air polaire direct bien caractérisée.

Le même jour, à 18 h (fig. 4), la perturbation a cessé de se creuser et commence même à se combler légèrement : elle se trouve centrée à l'extrémité NE du Danemark et a pris l'aspect d'un vaste tourbillon dont la partie la plus rapide se trouve sur la mer du Nord, à l'E des côtes de la Grande-Bretagne. Pour autant que le très petit nombre de stations en mer du Nord permette de garantir l'exactitude du tracé isobarique dans cette région, les vitesses du vent régnant à cet endroit devaient être de l'ordre de 100 à 120 km/h.

Effectivement, des sondages aérologiques effectués en Grande-Bretagne donnent, au niveau de 700 mb (environ à 3000 m), des vents de NW à N de l'ordre de 30 m/sec; soit 108 km/h, vitesses obtenues par mesures directes au radar ou au radiothéodolite.

Remarquons que pour un « vent du gradient » de 110 km/h, on doit s'attendre, au niveau de la mer à un vent de 82 km/h, le frottement réduisant de 1/4 la vitesse du vent au contact de la surface de l'eau : sur terre, la réduction atteint en moyenne 40 % et parfois plus.

Devant cette aggravation de la tempête soufflant en mer du Nord, un second avis de tempête est envoyé, le 31 à 21 h 10, signalant l'approche d'une violente tempête (zeer zware storm) : cette procédure est exceptionnelle car, automatiquement, l'avis de tempête lancé le matin couvrait déjà une période de 48 heures.

En même temps que la dépression glissait vers le SE, au cours de la journée du 31, une zone de hautes pressions (1030 mb) se déplaçait vers l'ENE sur l'Atlantique. La forme allongée du S au N et le déplacement vers l'E, relativement rapide (350 à 400 km en 12 h), de cet anticyclone

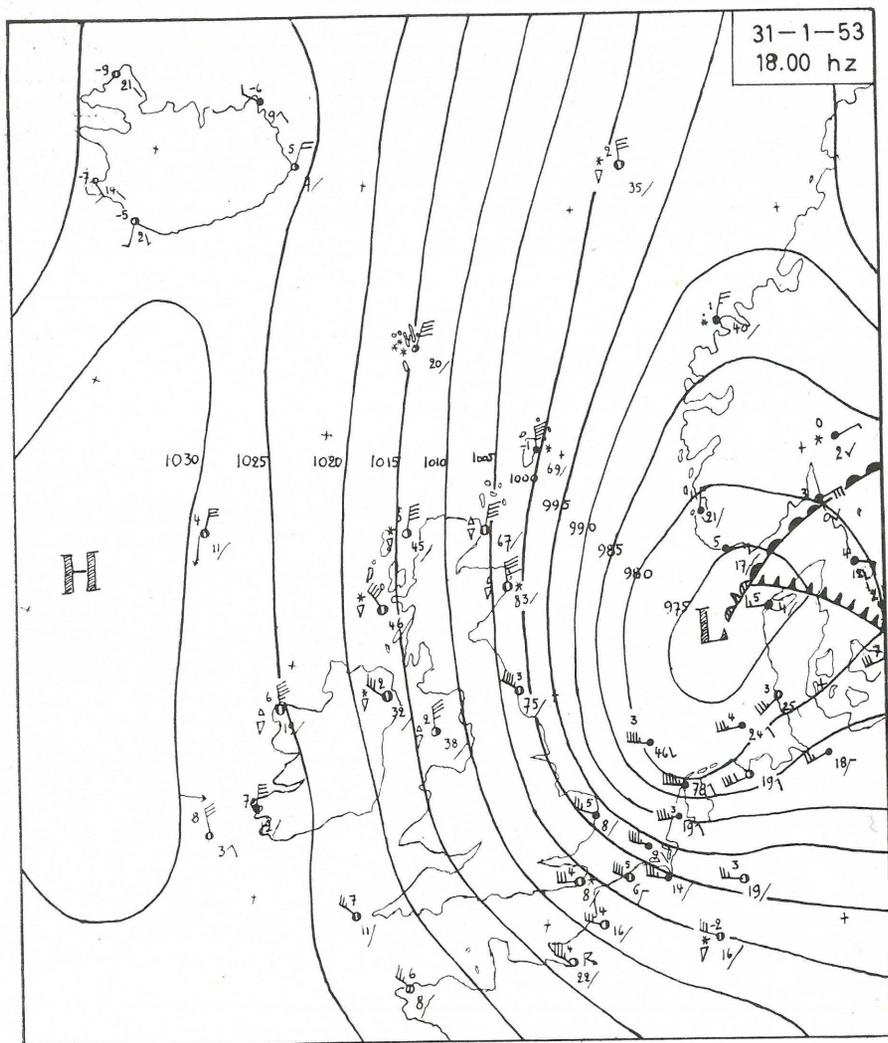


Fig. 4.

allaient contribuer à maintenir un gradient de pression élevé sur toute la partie de l'océan comprise entre l'Islande et la Norvège, ce qui eut comme corollaire, la persistance, pendant 36 heures au moins, d'un vio-

lent courant de N venant s'engouffrer dans l'entonnoir formé par l'Écosse d'une part et les monts de Norvège d'autre part.

La figure 5 résume l'histoire de la perturbation, depuis le 30 à 6 h jusqu'au 1 à 18 h., où elle disparaît vers l'E en se comblant régulièrement.

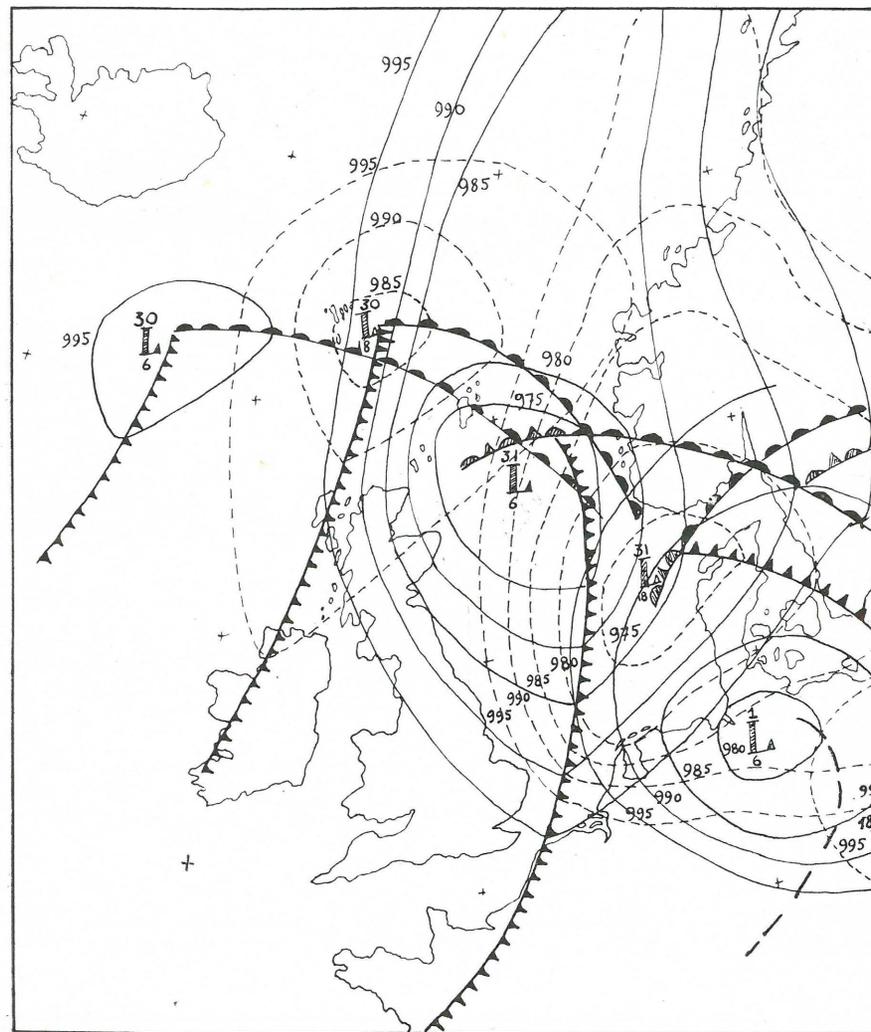


Fig. 5.

Nous n'avons reproduit que les cartes de 6 et de 18 h de chacune de ces journées en limitant leur tracé à l'isobare de 995 mb : pour celles de 6 h GMT, les isobares sont en trait plein et pour celles de 18 h, en traits interrompus. On peut ainsi suivre aisément l'accroissement extrêmement

rapide de la zone perturbée par la tempête et le creusement de la dépression. On voit également que le front froid a présenté une accélération manifeste du 30 à 6 h au 31 à 18 h. Par la suite, il n'est plus guère discernable, la perturbation ayant dégénéré en un véritable tourbillon,

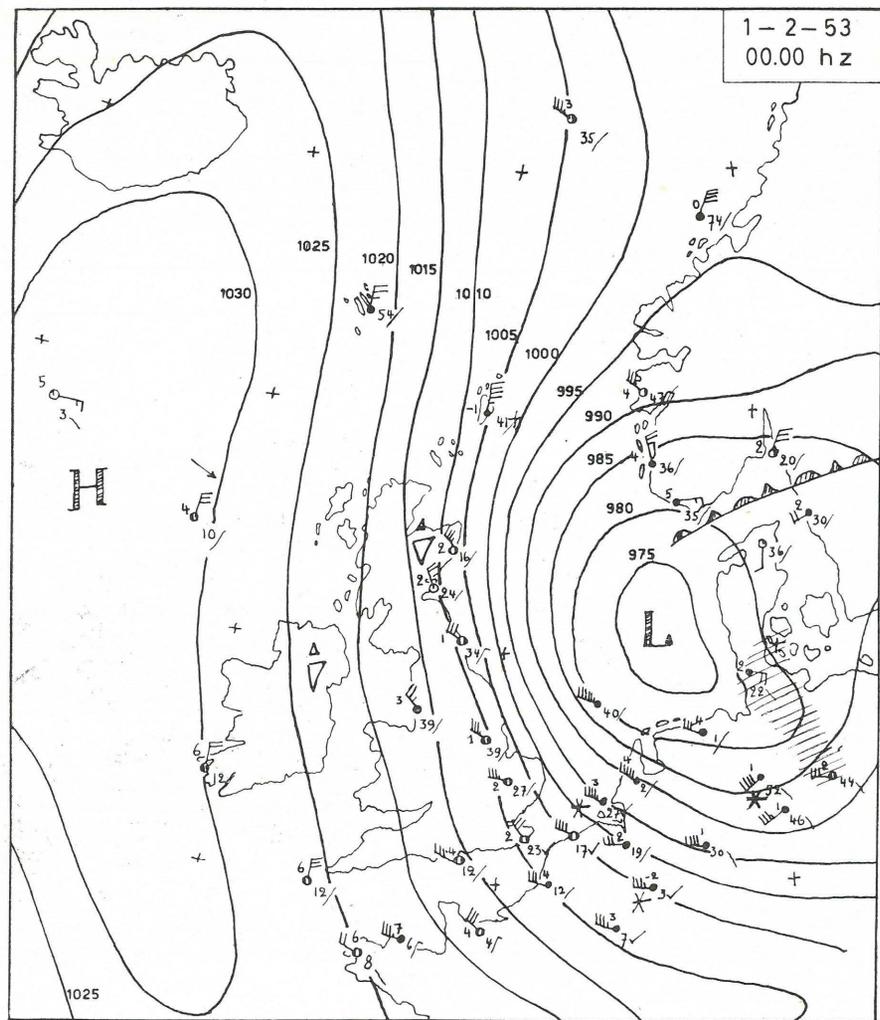


Fig. 6.

pratiquement tout entier dans de l'air polaire au voisinage du sol. Autre fait caractéristique : le front chaud, au lieu de se déplacer suivant la direction des isobares du secteur chaud, a plutôt rétrogradé vers le S ou le SE, un peu comme si les monts de Norvège constituaient un obstacle

à son déplacement normal. Signalons toutefois que la localisation exacte du front chaud est sujette à caution, ainsi que nous verrons plus loin.

Tels sont les aspects principaux révélés par l'analyse des cartes synoptiques au sol, qui furent tracées de 6 en 6 heures.

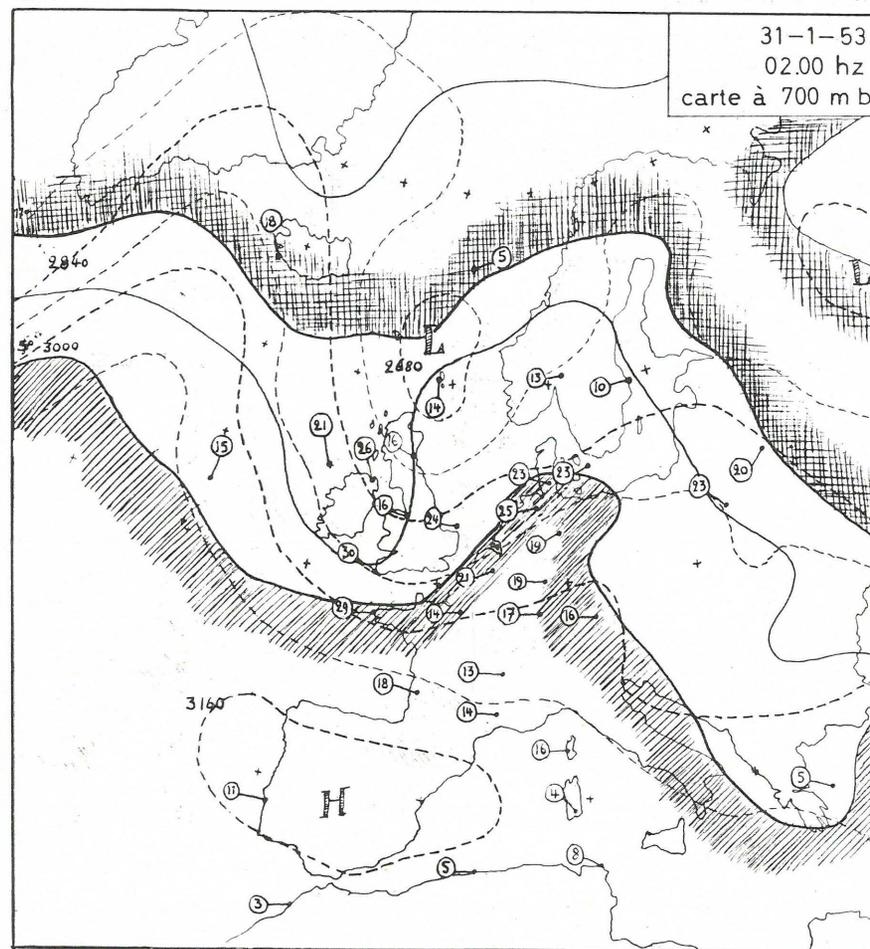


Fig. 7.

Ajoutons-y, pour être complets, l'aspect de la carte du 1^{er} février à 0 h (fig. 6), qui marque probablement l'apogée de la tempête en mer du Nord et représente la situation au moment où la mer gonflée et agitée déborde et rompt ses digues.

Les courants d'air polaire direct, qui ont quitté l'Océan Arctique quelques heures plus tôt, nous arrivent à 100 km/h; ils charrient des averses

de neige qui vont affecter le NW de la plaine rhénane autant que nos régions et ajouter à l'horreur des inondations, celle du froid.

A ce moment, au large de l'Angleterre, le vent du gradient atteint une vitesse de l'ordre de 100 km/h. Sur nos côtes, une légère divergence des courants ramène cette vitesse à 90 km/h, ce qui fait qu'en réalité,

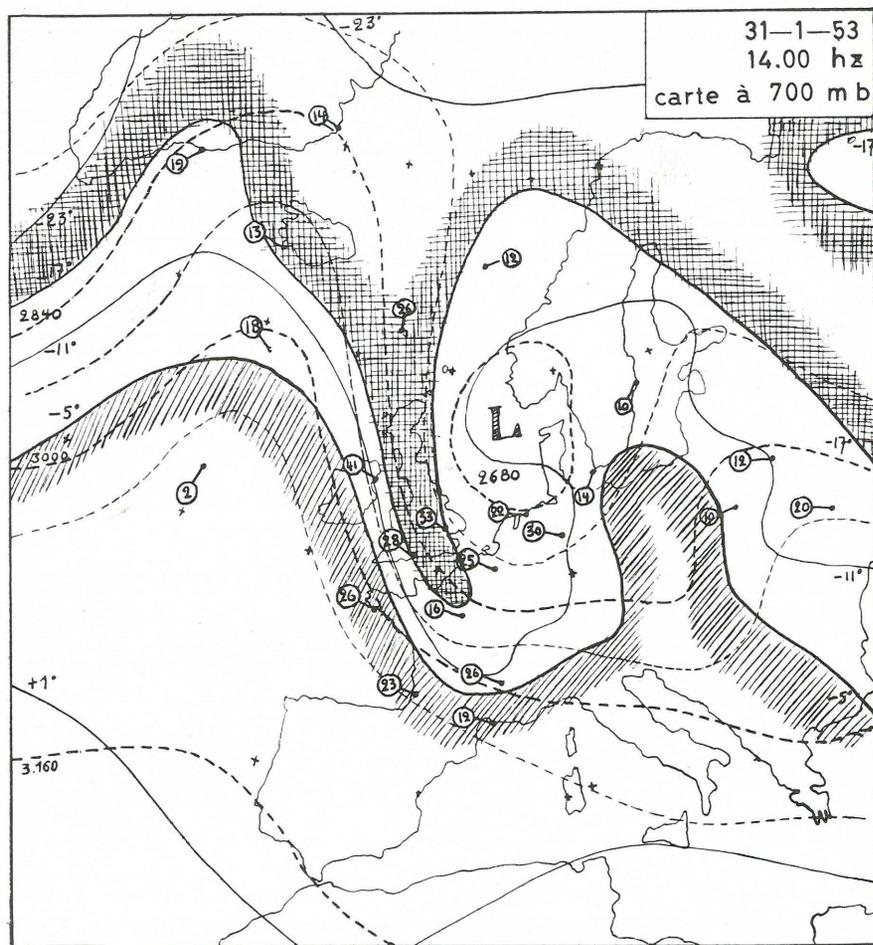


Fig. 8.

à la côte même, le vent est sans doute très fort, mais n'atteint pas une valeur exceptionnellement élevée : nous avons eu, en Belgique, notamment le 14 novembre 1940, une tempête bien plus violente, puisque les pointes maxima du vent ont dépassé largement 40 m/sec en de nombreux endroits, alors que dans la nuit du 31 janvier au 1^{er} février, les pointes enregistrées en Basse et Moyenne Belgique n'atteignent que 30

à 32 m/sec environ (1). En réalité c'est probablement à quelque 400 km au N de nos côtes qu'a pris naissance le formidable gonflement de la marée et la houle d'ouragan qui devaient, cette nuit, ravager la côte S de la mer du Nord.

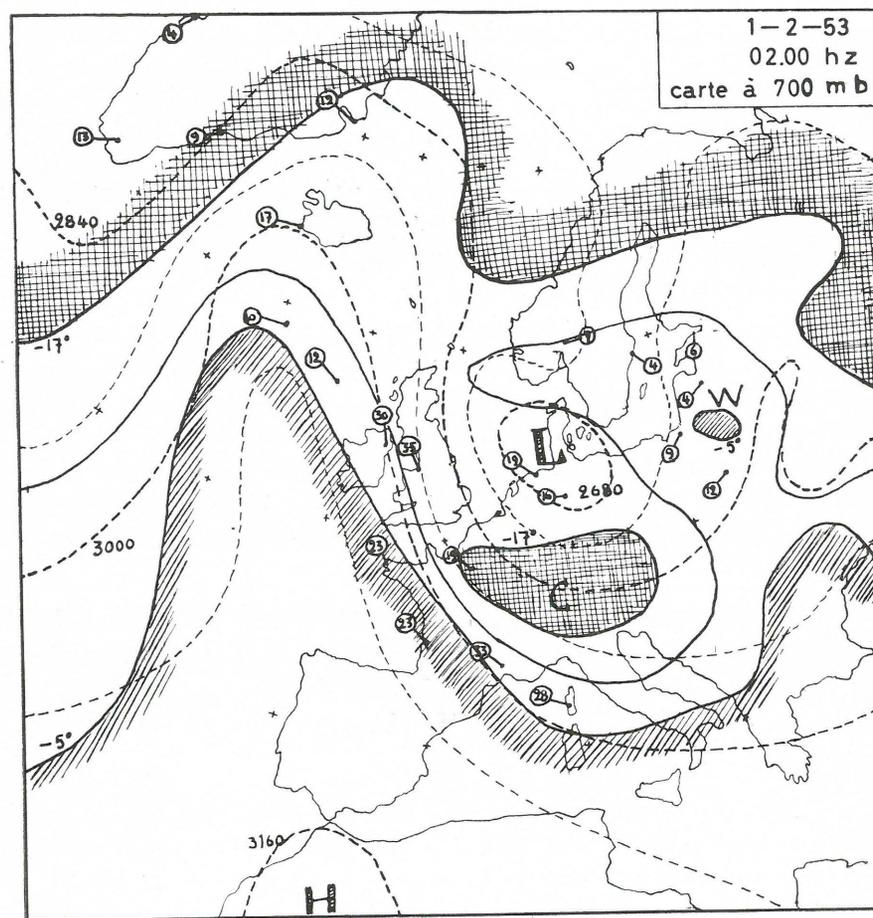


Fig. 9.

Avant de passer à l'examen des effets du vent sur la mer, nous rencontrerons encore quelques aspects météorologiques particuliers de la tempête elle-même, par l'examen des cartes d'altitude.

Les figures 7, 8 et 9 représentent les cartes à 700 mb du 31 à 2 h GMT, du 31 à 14 h GMT et du 1^{er} à 2 h GMT. Elles sont dressées à l'aide

(1) R. SNEYERS: — La tempête et le débordement de la mer du 1^{er} février 1953 : Ciel et Terre 1953 « 3-4 » pp. 97 à 108.

de sondages aérologiques effectués en un assez grand nombre de stations du NW du continent. Les lignes interrompues représentent la topographie de la surface isobare de 700 mb et les traits pleins sont les isothermes de 6° en 6°. La partie hachurée représente conventionnellement l'air considéré comme chaud à cette saison (température > -5° vers 3000 m) et la partie quadrillée, l'air froid (température < -17° à 700 mb). On peut voir sur la fig. 7 que le centre de basses pressions en altitude se trouve au N de l'Écosse, décalé un peu vers l'W vis-à-vis du centre dépressionnaire au niveau du sol : ceci est normal.

De même, on retrouve une légère poussée de l'air froid vers le S à l'arrière de la perturbation, tandis que l'air chaud présente une avancée vers nos régions. Mais à 14 h (fig. 8), l'aspect de la répartition des masses a changé considérablement. Alors que la poussée d'air chaud s'est déplacée un peu vers l'E sur l'Allemagne, une longue langue d'air froid s'est avancée, en 12 heures, de 700 km, au niveau de 700 mb. Cette poussée brutale d'air froid se détache rapidement de sa source polaire et, le 1^{er} février, nous la retrouvons, à 2 h (fig. 9) sous forme d'une enclave isolée d'air froid s'étendant du Nord de la France aux Alpes et à la Bavière, tandis que ne subsiste plus, de la poussée d'air chaud, qu'une petite enclave à l'E de la Pologne : le paroxysme du tourbillon est passé et il est en voie d'évanouissement.

Les chiffres entourés d'un petit cercle indiquent sur les cartes d'altitude la vitesse mesurée du vent, tandis que les traits joignant le cercle au point représentatif de la station donnent la direction d'où souffle le vent. On a relevé ainsi, le 31 après-midi, en Irlande du Nord, un vent de 41 m/sec, soit 148 km/h vers 3000 m.

Nous ne pousserons pas plus loin l'analyse de la situation atmosphérique de cette période: elle fera sans doute l'objet d'études dynamiques plus serrées mais qui requièrent la mise en œuvre de renseignements plus nombreux, contrôlés à la source et l'utilisation de considérations énergétiques qui ne trouveraient pas leur place dans l'exposé que nous avons voulu faire ici. Tous les renseignements et les cartes sont tirés de la documentation et des cartes quotidiennes dessinées chaque jour par le Service Synoptique de l'Institut Royal Météorologique de Belgique, à Uccle.

On doit donc considérer les figures ci-dessus comme des documents provisoires (documents de travail), susceptibles de pouvoir subir lors d'une analyse rétrospective plus poussée, certaines modifications de détail mais dont les grandes lignes sont certainement correctes.

Signalons, à titre documentaire, que le passage du front froid qui abordait nos côtes le 31 vers 6 h GMT (fig. 3) s'est traduit par une chute de température de 10 à 13° C dans toute l'épaisseur de la troposphère, à part la couche voisine du sol (entre 0 et 500 m), perturbée par le refroidissement nocturne le 31 à 2 h GMT.

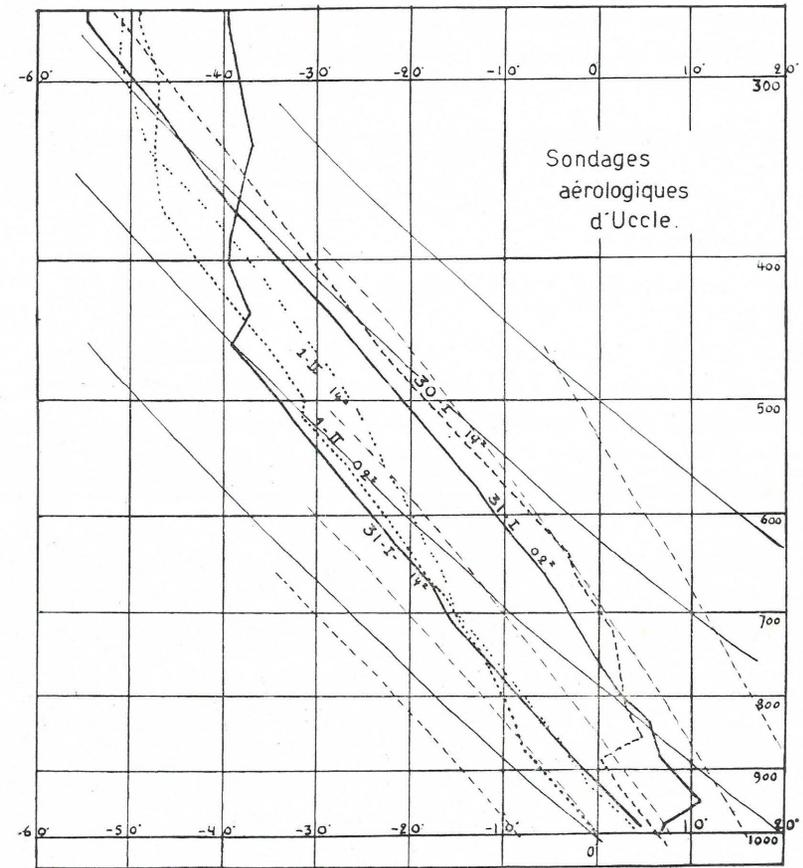


Fig. 10.

Les graphiques des sondages d'Uccle (fig. 10) montrent bien la différence considérable entre les masses d'air qui précédaient et suivaient le front froid de la perturbation.

On remarquera que les sondages du 30 à 14 h et du 31 à 2 h mettent en évidence, au voisinage du sol, une couche d'air plus froid que la masse générale de la troposphère, dont la structure révèle manifestement de l'air chaud. Ce phénomène est fréquent en hiver et fait souvent hésiter

sur la localisation à donner au front chaud, la partie inférieure de la masse chaude n'arrivant que par un lent mélange, à enlever la pellicule d'air froid qui, en quelque sorte, tend à adhérer au sol, par suite de sa plus grande densité.

C'est ainsi que les températures au sol ne diffèrent guère entre le 31 à 2 h et à 14 h à Uccle, malgré le passage certain d'un front froid.

On remarquera également que le 1^{er} février à 2 h GMT, la couche de 1500 m voisine du sol était encore de 4° plus froide sur toute cette

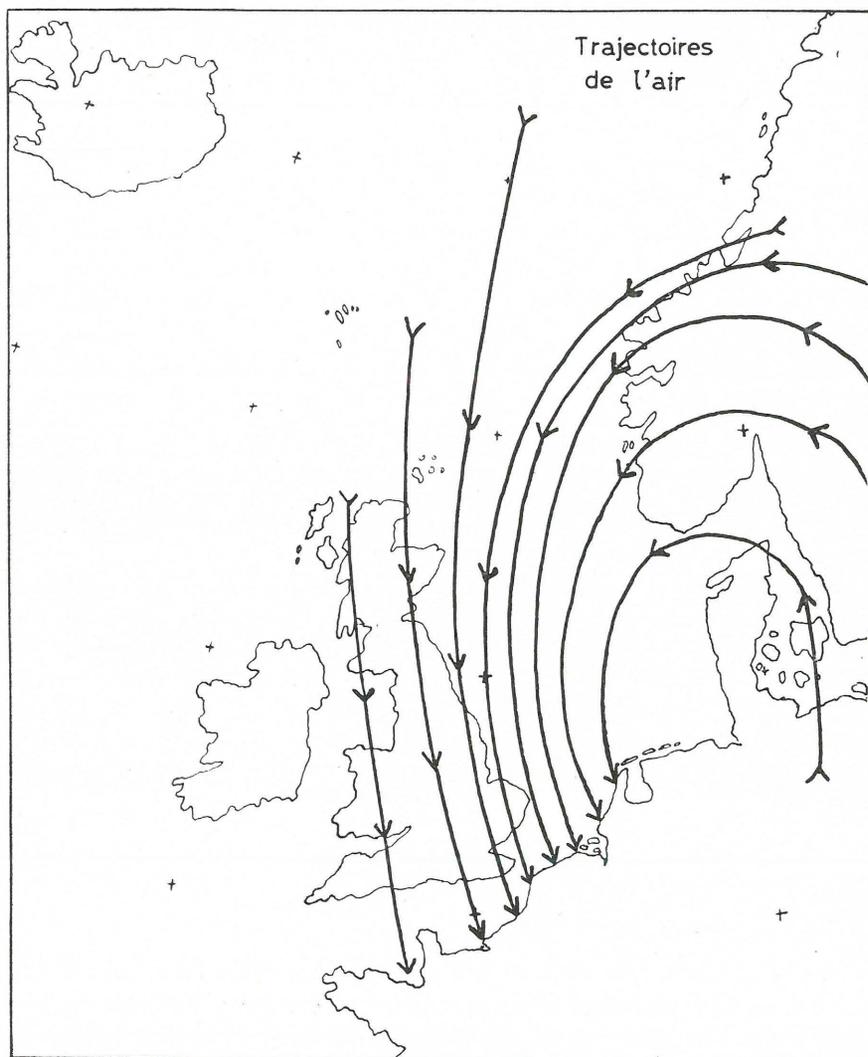


Fig. 11.

épaisseur, ce qui semble indiquer, pour cette masse, une origine encore plus froide que l'air polaire direct : elle pourrait provenir des champs de neige des monts de Norvège. En effet, en traçant une carte des lignes de courant, déduites des cartes isobariques, on arrive au dessin schématique de la fig. 11, qui semble corroborer cette hypothèse. Cette figure 11 montre le trajet effectué en 18 heures (de 6 en 6 h) par les particules abordant nos côtes (abstraction faite du frottement de la couche voisine du sol). Elle est établie en « remontant » les isobares qui, à partir du niveau de 500 m, donnent la direction instantanée du vent régnant et conduit à une première approximation plus ou moins satisfaisante de l'allure du phénomène.

QUELQUES ENREGISTREMENTS DES ELEMENTS METEOROLOGIQUES OBTENUS EN BELGIQUE.

A titre documentaire, nous donnons, sur la fig. 12, la reproduction des anémogrammes du 31 à 8 h au 1^{er} à 8 h environ, obtenus à Ostende, Anvers (Oorderen) et Uccle, à l'aide des anémographes universels de Fuess qui y sont en service.

L'interruption et le fonctionnement défectueux à Ostende, entre 21 h 30 et 0 h 30, sont dus aux chocs des vagues sur l'estacade Est, où sont placés les instruments. Par suite de ces chocs, le tambour a tourné par saccades à l'envers pendant ces 3 heures, au plus fort de la tempête.

On peut estimer à 85 ou 90 km/h la vitesse moyenne du vent pendant cette période.

A Oorderen, l'observateur, par suite des inondations, n'a pu enlever immédiatement la feuille, qui est restée en place jusque vers 13 h. Enfin à Uccle, l'altération de l'enregistrement des pointes de vent au cours de la nuit est due à l'obturation de l'ouverture du tube de Pitot par la neige, tombée en abondance à ce moment.

Sur cette même figure on trouve également la reproduction des barogrammes obtenus à Uccle et à Ostende. On remarquera le caractère haché de l'enregistrement d'Ostende; le bâtiment du pilotage, à l'extrémité de l'estacade Est, dans lequel se trouve le poste d'observation étant secoué par la violence des vagues, qui à certains moments déferlaient par dessus le toit du bâtiment, selon le témoignage des observateurs qui y séjournèrent cette nuit, au péril de leur vie.

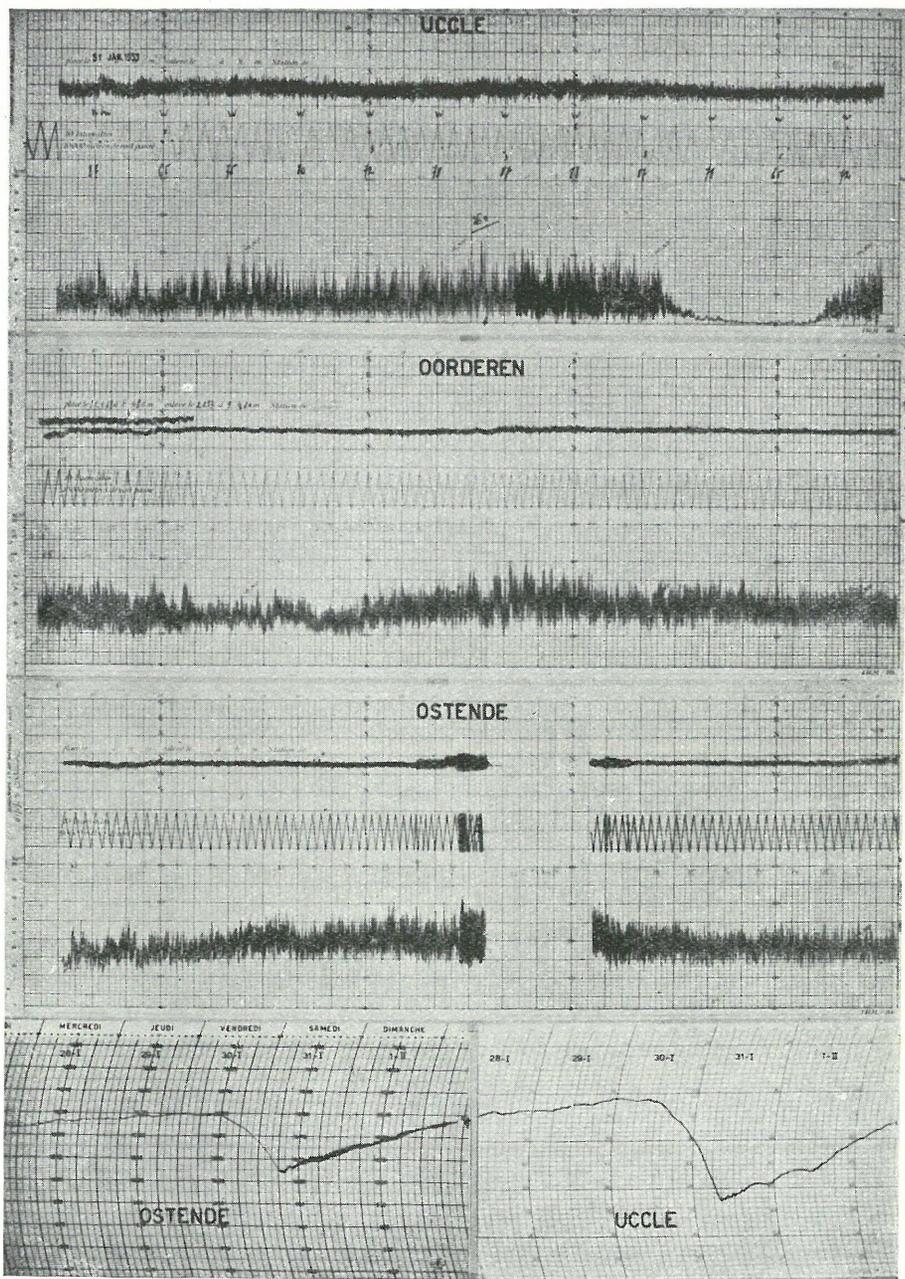


Fig. 12.

2. — Effets du vent sur la mer.

Bien que les effets du vent sur la surface de la mer relèvent plutôt de l'océanographie que de la météorologie, il se fait que l'étude de ces effets a surtout été entreprise par des météorologistes, pendant la dernière guerre, où les problèmes de prévision de la houle, notamment, avaient une grande importance dans certains cas.

On peut distinguer deux effets distincts du vent : l'un est le soufflement de l'eau par effet de frottement, qui provoque un gonflement de la mer vers les côtes, lorsque le vent souffle vers la côte; l'autre est la formation des vagues et de la houle.

Ces deux phénomènes ayant eu chacun leur part dans la catastrophe du 1^{er} février, nous les examinerons rapidement ici.

L'effet de gonflement de la mer par le vent a été spécialement étudié pour la côte néerlandaise, par W.-F. Schalkwijk (1).

L'auteur a étudié, théoriquement et empiriquement, par comparaison avec les observations, l'amplitude du gonflement du niveau en fonction de la direction et de la vitesse du vent, en vue de permettre le calcul pratique de cet effet à partir des cartes météorologiques régulièrement tracées : il utilise la direction du vent déterminée par les isobares et le « vent du gradient » réduit de 25 %.

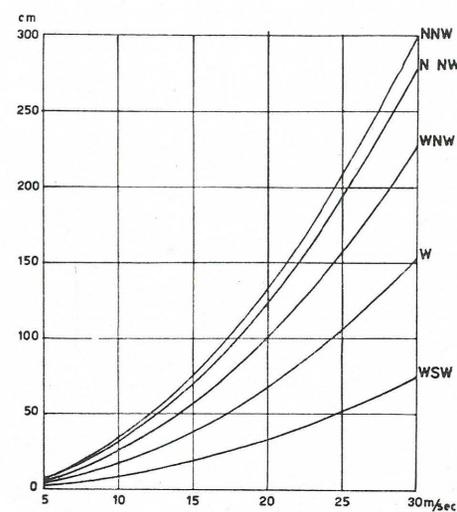


Fig. 13.

Les formules théoriques, confirmées par les observations, ont permis à l'auteur de montrer que le gonflement de la mer par le vent était proportionnel au carré de la vitesse du vent. Nous empruntons à cette publication les figures 13 et 14.

(1) W. F. SCHALKWIJK : A contribution to the Study of storm surges on the Dutch Coast 1947. Mededelingen en Verhandelingen Série B, public. n° 7, du Kon. Nederlands Meteorologisch Inst. à De Bilt (Nederland).

La première se rapporte à la partie S de la mer du Nord et la seconde à l'Escaut oriental. Bien que les calculs aient été faits pour le territoire néerlandais, ces graphiques s'avèrent utilisables pour la côte belge et pour l'Escaut occidental, à Anvers, à quelques cm près. Ils permettent de prévoir l'effet d'une tempête sur le niveau de la mer. Il convient toutefois de remarquer, avec l'auteur, que la prédiction ne peut être précise au delà de 10 cm près, car il y a des interférences avec les phénomènes dus à la marée d'une part, et parfois, avec des phénomènes antérieurs, de sorte que c'est un ordre de grandeur qu'on peut ainsi estimer. Il s'agit d'un gonflement qui se superpose aux variations de niveau dues aux marées.

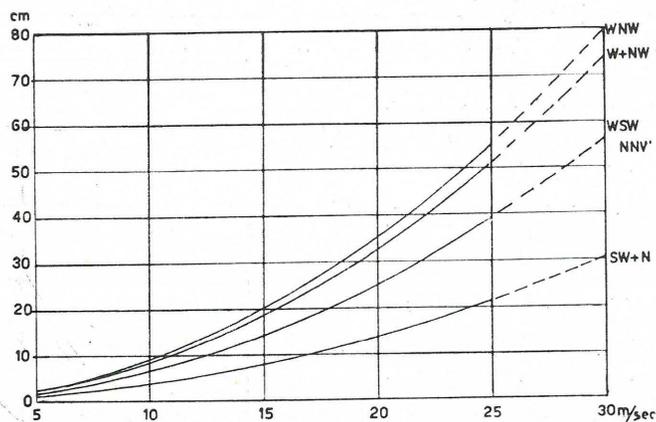


Fig. 14.

Si on évalue l'effet du vent pour la direction NNW, qui est la direction moyenne des isobares au plus fort de la tempête (fig. 6), pour une vitesse de 80 à 90 km/h, soit 22 à 25 m/sec, on arrive à un gonflement de 1 m 60 à 2 m 10. Si on devait évaluer cet effet sur les pointes maxima du vent, dépassant 30 m/sec; on arriverait à une valeur de 3 m, ce qui paraît excessif.

Schalkwijk a aussi calculé l'effet d'un vent homogène sur l'ensemble de la mer du Nord. D'après le graphique (non reproduit ici) le gonflement serait de 1 m 75 à 2 m 30 pour les vitesses moyennes de 22 et 25 m/sec et 3 m 40 pour 30 m/sec.

On ne peut dire que la vitesse était homogène sur toute l'étendue de la mer du Nord, mais on peut admettre qu'elle se rapprochait de cet état.

Pour l'Escaut, en adoptant les valeurs que l'on peut déduire des abaques de Schalkwijk, il faudrait ajouter à ce gonflement une valeur comprise entre 40 et 55 cm, ce qui conduirait à 2 m au moins et 2 m 65 au plus.

En introduisant les vitesses maxima de 30 m/sec, on arriverait ainsi à 3 m 80, ce qui est certainement exagéré.

Ces gonflements de la mer s'ajoutent directement à la hauteur des marées calculées et permettent de déterminer la hauteur effective de la cote atteinte par la mer.

A Ostende, la marée haute du 31 janvier au 1^{er} février devait atteindre 4 m 80 et à Anvers 5 m 25. Ainsi qu'on le verra plus loin, les cotes observées sont voisines de 7 m 20 et de 7 m 85, ce qui conduit à un gonflement observé de 2 m 40 à Ostende et de 2 m 60 à Anvers. Il est donc probable que le vent moyen sur la mer du Nord était supérieur à 25 m/sec et que l'effet observé à Ostende provenait, pour une part au moins, du vent régnant au large de nos côtes, vers le N. Mais, dans l'ensemble et compte tenu du caractère d'incertitude de l'ensemble des mesures, l'accord entre la théorie et les faits observés est satisfaisant. Nous ne disposons pas de la courbe du marégraphe d'Ostende, l'instrument ayant été mis hors d'usage. Il n'est donc pas possible de déterminer exactement le gonflement maximum de la mer, puisque celui-ci peut avoir lieu avant le maximum normal de la marée. Ce fut notamment le cas sur les côtes hollandaises.

Il reste à évaluer l'effet du vent sur la formation des vagues et de la houle. En effet, parmi les effets destructeurs de la tempête, les coups de bélier des masses d'eau déferlantes ont certainement contribué à la création de certaines brèches, là où le niveau de la crête des digues dépassait le niveau moyen maximum de la mer, mais où les vagues passaient périodiquement au-dessus des crêtes en ravinant progressivement le dos des digues : c'est en fait ainsi que les digues cèdent le plus souvent, par affouillement de l'à-dos.

Ici encore on devra se borner à des évaluations très approximatives. L'effet prolongé du vent sur la surface de la mer se traduit par la formation de vagues de hauteurs assez variables. Ces vagues se propagent ensuite au loin sous la forme de houle, qui peut atteindre la côte bien avant que la tempête n'y souffle. La houle, une fois engendrée, ne s'amortit que lentement et si la tempête se déplace, l'effet du vent sur la houle transforme alors celle-ci en vagues proprement dites. En réalité les phéno-

mènes sont très complexes et relativement mal connus. La profondeur de la mer joue un rôle important dans le comportement des vagues à partir du moment où elle est inférieure à la moitié de la longueur des plus grandes vagues (distance de crête à crête). En outre, lorsque la profondeur diminue graduellement vers la côte, ce qui est le cas pour la côte belge, les vagues peuvent déferler à une certaine distance et ce qui vient battre la digue n'est plus une vague proprement dite, mais une sorte de rouleau d'eau qui court rapidement sur la surface plus ou moins agitée de la mer.

On voit que les phénomènes ne sont pas simples et qu'il est très difficile de dire exactement ce qui a pu se passer à la côte.

Ajoutons que la présence de certains hauts-fonds au large a très probablement provoqué, par endroits, des déferlements en mer, ce qui expliquerait, notamment, les observations suivant lesquelles la mer était toute blanche au large d'Ostende.

Quoiqu'il en soit, on peut néanmoins utiliser les études sur la formation et la propagation des vagues pour fixer certains ordres de grandeur.

Si on considère la portion de la mer du Nord où la profondeur dépasse 60 m, le long de la côte écossaise, par exemple, on peut calculer, à partir de la vitesse et de la durée du vent, la hauteur probable, la longueur, la période et la propagation de la houle. Ces relations ont beaucoup été étudiées pendant la dernière guerre et les résultats de ces études commencent à être accessibles.

En appliquant les valeurs observées, on obtient, par les graphiques de Sverdrup et Munk (1), pour une durée de vent de 12 h, des vitesses de 80 et 100 km/h et une longueur de « fetch » (distance sur laquelle le vent agit avec la vitesse adoptée, ici 500 km), des hauteurs respectives de 8 m 2 et 11 m 75. Si on adopte 24 h pour la durée d'action, les hauteurs maxima de crête à creux seraient respectivement de 9 m 70 et 14 m 10, d'où l'on déduit des longueurs de crête à crête de 102, 133, 149 et 177 m et des périodes de 7^s6, 9^s, 9^s7 et 10^s5. Il s'agit bien ici de données relatives à des eaux profondes et non utilisables près de nos côtes, où la profondeur est de 20 à 30 m, donc de loin inférieure à la moitié de la longueur d'onde des vagues.

(1) H. V. SVERDRUP et W. H. MUNK. — Empirical and theoretical relations between wind, sea and swell : Trans. Amer. Geophysical Union, Vol. 27, n° VI, Dec. 1946.

Si on considère que ces vagues ont donné naissance à une houle venant soit de 200 miles, soit de 100 miles au N de nos côtes, cette houle subit un amortissement et sa période s'allonge.

On peut évaluer, à l'aide des graphiques de Munk et Arthur (1), les coefficients de réduction de la hauteur et les périodes allongées correspondantes, ainsi que les durées de traversée; on arrive ainsi à des hauteurs comprises entre 5 m 30 et 9 m 90 pour des vents de 80 km/h et de 7 m 35 à 12 m 50 pour les vents de 100 km suivant que la source de la houle se rapproche. Quant aux périodes, elles vont de 8^s9 à 9^s6 et de 10^s7 à 11^s0. D'après les mêmes auteurs, les hauteurs seraient de 7 m 50 et 10 m 80 après 12 h et 11 m 20 et 15 m 30 après 24 h, les périodes étant de 7^s4, 8^s6 et 10^s5, 12^s : ces dernières évaluations concordent relativement bien avec les premières. Cependant, les hauteurs paraissent considérables, si on les compare aux valeurs données par Thorade (2) qui admet que les vagues ne dépassent pas 6 m dans la mer du Nord (4 m dans la partie méridionale).

En utilisant un autre graphique donné par Munk (3), on arrive à des hauteurs nettement moindres, à savoir, respectivement 4 m 50 à 6 m 90 et 7 m 50 à 11 m 40, les périodes restant à peu près les mêmes.

Signalons enfin que d'après Sverdrup et Munk (4), les vagues déferlent quand la profondeur $h = 1,28 H$ (H étant la hauteur de la vague) soit donc, d'après les derniers chiffres, 5 m 70 à 8 m 80 et 9 m 60 à 14 m 60.

Nous avons donné un certain nombre d'évaluations qui montrent bien que les estimations de hauteur sont aléatoires (5). Quant aux périodes elles sont plus concordantes. D'après les derniers auteurs (4), les périodes seraient de 8^s5 à 8^s9 pour un vent de 80 km à 100 km/h régnant à 200 miles de la côte pendant 12 h et de 7^s9 à 8^s2 si c'est à 100 miles que se trouve la source de la houle.

(1) W. H. MUNK et R.-S. ARTHUR : Forecasting Ocean Waves, in Compendium of Meteorology de T.F. Malone, Boston 1951.

(2) H. THORADE : Probleme der Wasserwellen, dans la collection Probleme der Kosmischen Physik, Vol. XIII et XIV, Hambourg 1931.

(3) W. H. MUNK : Ocean Waves as a meteorological tool — Comp. of Meteor.

(4) H. V. SVERDRUP et W. H. MUNK : Theoretical and empirical relations in forecasting breakers and surf. Trans. Amer. Geophysical Union, Vol. 27, n° IV, dec. 46, p. 828.

(5) D'après une information verbale de nos collègues du Kon. Nederl. Met. Inst. de De Bilt (Pays-Bas), la hauteur des vagues, observées à bord du bateau phare stationné au centre de la mer du Nord, aurait atteint l'ordre de grandeur de 7,50 m.

Si le vent souffle pendant 24 h les périodes correspondantes deviennent respectivement de 10^s7 à 11^s4 et de 10^s1 à 10^s8 .

La seule estimation que nous possédons de la période de vagues à Ostende repose sur l'examen des traits d'enregistrement de la vitesse moyenne du vent : l'appareil étant soumis aux chocs des vagues, de petites impulsions rendent le trait irrégulier (fig. 15). On peut ainsi compter environ 26 pulsions pour 5 minutes, ce qui correspond à un peu plus de 11^s . Si on tient compte de l'imprécision de cette estimation, on peut considérer que l'accord est bon avec les périodes théoriques dues à un vent soufflant pendant quelque 24 h à quelque 200 miles au N de nos côtes et dire que la houle provenant du « fetch » situé sur le bord W de la mer du Nord est probablement la cause principale du mouvement de la surface de l'eau sur nos côtes.

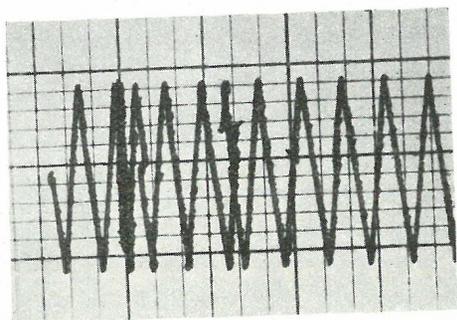


Fig. 15.

conservant la dénomination de vagues à des phénomènes périodiques qui n'ont plus que de lointains rapports avec les vagues proprement dites.

En réalité il est probable qu'au voisinage de nos côtes, c'est un phénomène complexe qui s'est présenté, la houle venant du N se superposant aux vagues engendrées localement par le vent, de sorte que des phénomènes d'interférence et de battements se sont probablement produits, donnant naissance de temps en temps, peut-être périodiquement, à des vagues plus grosses, ou déferlant à d'autres endroits que la plupart.

Signalons, à titre d'indication utile pour les hydrauliciens, que la vitesse de propagation de ces vagues, donnée par la formule $V = \sqrt{gh}$ en eau peu profonde (1), serait donc pour les profondeurs de 30, 20 et 10 m, de 17 m 20; 14 m 10 et 10 m par sec.

(1) BOUASSE : Houles, rides, seiches et marées.

On peut admettre que les rouleaux d'eau de plusieurs mètres de hauteur et de dizaines de mètres de largeur venaient frapper la digue à la vitesse de 10 m/s au moins et de quelque 15 m/sec au plus, et ce toutes les 11 secondes environ, ce qui donne une idée de la force vive agissant ainsi à certains endroits de la digue.

De pareilles « vagues », heurtant pratiquement de front le plan incliné de la digue, rejaillissaient à des hauteurs considérables; une partie, celle qui est pulvérisée, est emportée par le vent, mais la masse principale retombe sur l'à-dos en torrents d'eau formant bélier.

Rappelons enfin que, dans certaines circonstances locales dues à la configuration des côtes et des ouvrages d'art, il se produit des réflexions et des interférences qui peuvent donner lieu à des phénomènes quasi stationnaires d'amplitude plus grande encore et augmenter ainsi, localement, les effets destructeurs de la houle ou des vagues.

3. — Caractères météorologiques de tempêtes récentes ayant provoqué des inondations.

Il est intéressant de reprendre les situations atmosphériques qui ont donné lieu, dans le passé, à des phénomènes analogues à ceux qui se sont produits le 1^{er} février. Notamment, nous avons repris les cas du 31 janvier 1877, du 12 mars 1906, du 23 novembre 1930 et du 1^{er} mars 1949. Rappelons que les côtes maxima atteintes par la marée à Ostende, furent respectivement de 6 m 88, 6 m 54, 6 m 58 et 6 m 40. Pour la tempête du 26 janvier 1944, les cartes météorologiques ne sont pas disponibles (guerre).

En 1877, il n'était tracé qu'une carte isobarique par jour, à 8 h. Nous avons donc reproduit, en tireté, le tracé isobarique du 30 et en trait plein celui du 31 janvier (fig. 16). On peut voir que la veille de la tempête, il régnait un vent fort de SW à W sur la Manche et le Sud de la mer du Nord. La vitesse estimée du vent du gradient était de l'ordre de 105 km/h, soufflant de SW, le 30, tandis que le 31 il a tourné au NW et est de l'ordre de 100 km/h. Le centre de la dépression s'est déplacé de l'Ecosse sur la Baltique méridionale, parcourant quelque 1100 km en 24 h. Le fait caractéristique est la puissante invasion d'air polaire à l'arrière de la dépression; il faut y ajouter la poussée de l'anticyclone sur le SW de la France, qui contribue à maintenir un fort gradient de pression sur la mer du Nord pendant au moins 18 h.

En 1906 (fig. 17), la dépression en formation le 11 à 8 h au NW de l'Irlande s'est déplacée d'abord très rapidement vers la mer du Nord et s'est creusée assez fort, puisque le 12 à 8 h, la pression était tombée à 960 mb sur le Skager-Rak, alors que la veille à 14 h elle était encore de 985 mb au centre. Le 11, après 8 h, le vent a soufflé d'WSW à une vitesse de l'ordre de 80 km/h (vent du gradient) tandis que, le 12, il avait tourné à l'WNW et atteignait environ 77 km/h, sur nos côtes.

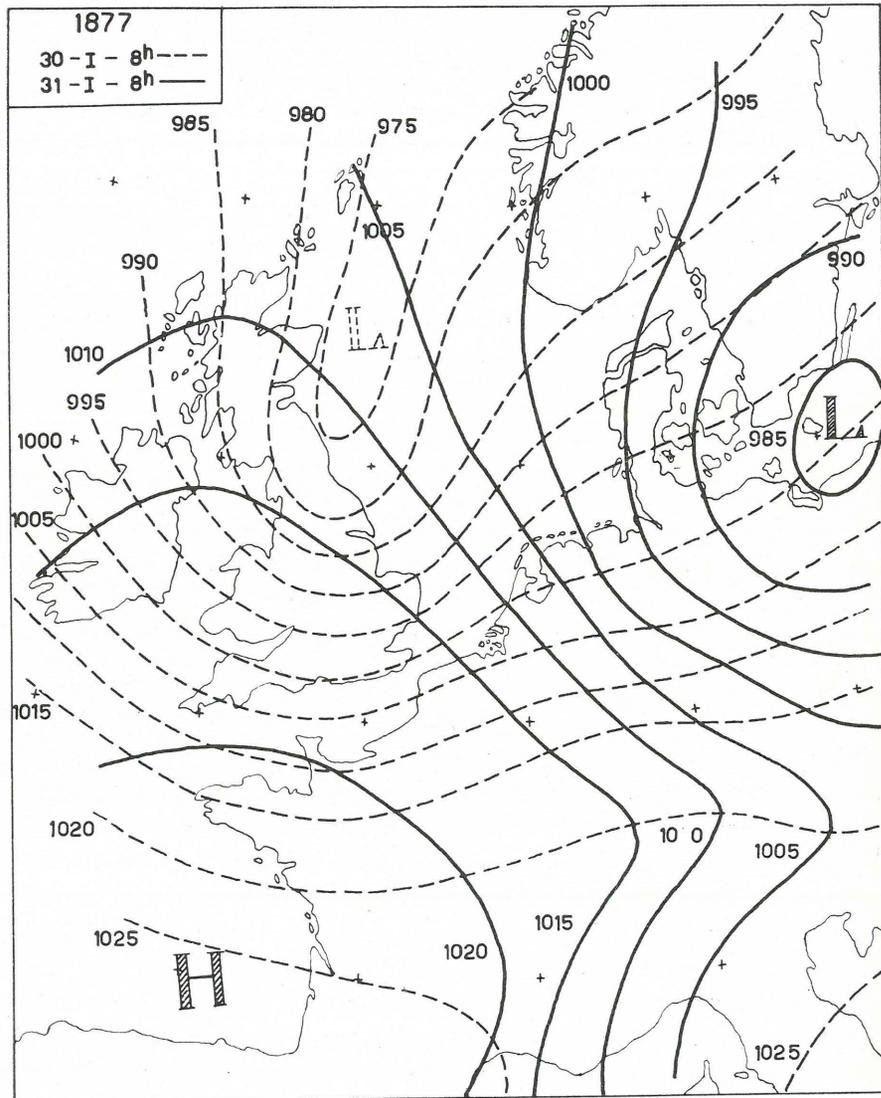


Fig. 16.

Cependant, entre l'Ecosse et le Danemark, le resserrement des isobares était tel que le vent y dépassait certainement 100 km/h. Depuis 18 h, le 11 jusque la soirée du 12, le vent a soufflé continuellement en tempête d'air polaire direct d'origine N sur la majeure partie de la mer du Nord refoulant l'eau vers les rives Sud de celle-ci.

En 1930 (fig. 18) l'évolution est différente par certains détails. Le 22 une petite onde apparaissait, à 8 h à l'E de l'Ecosse (975 mb) entre

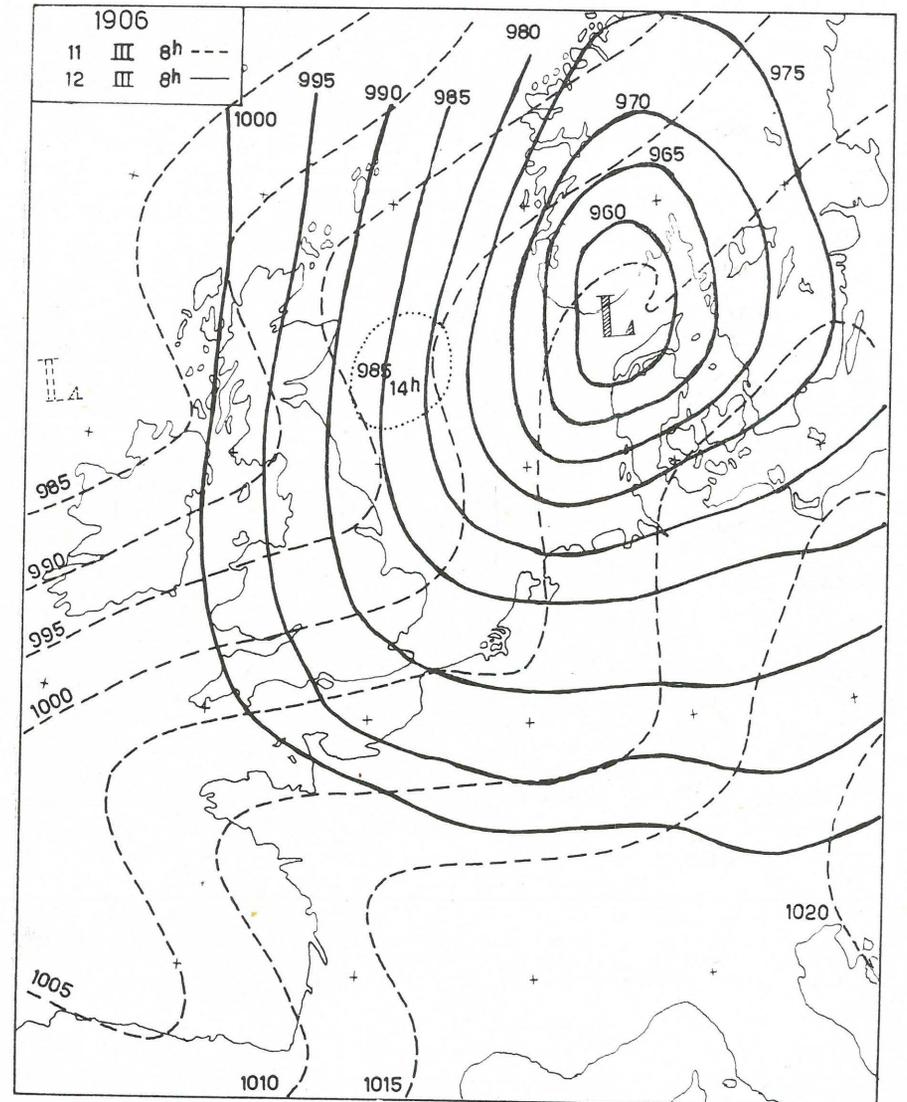


Fig. 17.

des courants de NE régis par un anticyclone centré sur l'Islande et des courants de SW forts (90 km/h) qui régnaient sur le S de l'Angleterre et de la mer du Nord. Le 23, à 8 h, bien que la dépression ne se soit pas creusée (975 mb comme la veille), la circulation atmosphérique a changé totalement d'allure et un centre dépressionnaire bien formé se trouve sur le Danemark, le Skager-Rak et le S de la Norvège, tandis qu'un puissant afflux d'air polaire balaie la mer du Nord et l'W de l'Europe.

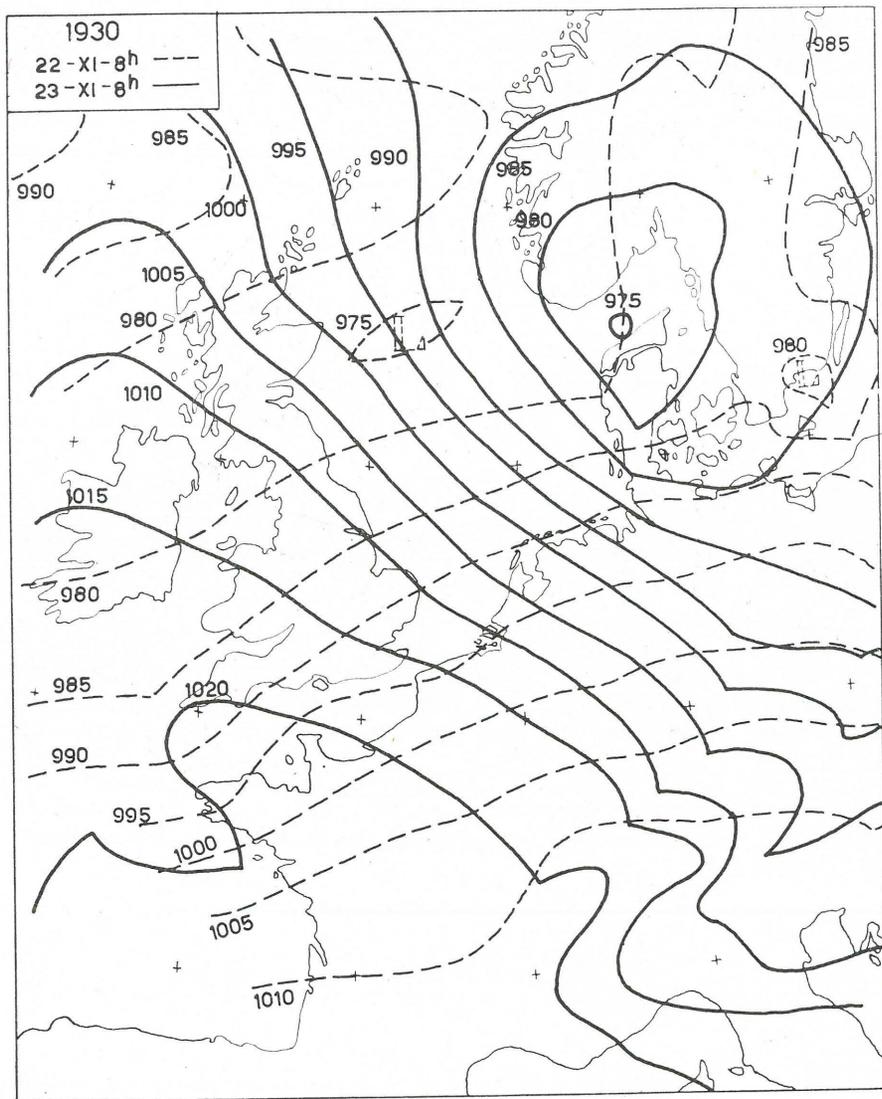


Fig. 18.

et qu'une crête anticyclonique mobile apparaît sur la Bretagne et le Centre de la France.

Enfin, en 1949 (fig. 19), c'est une dépression relativement récente mais déjà bien formée qui apparaît le 28 février à 8 h au large des côtes de Grande-Bretagne et se déplace en suivant une trajectoire d'abord WNW-ESE, puis plein SE : la trajectoire s'incurve vers le S à peu près de la même façon qu'en janvier 1953. Mais ici, le déplacement de la

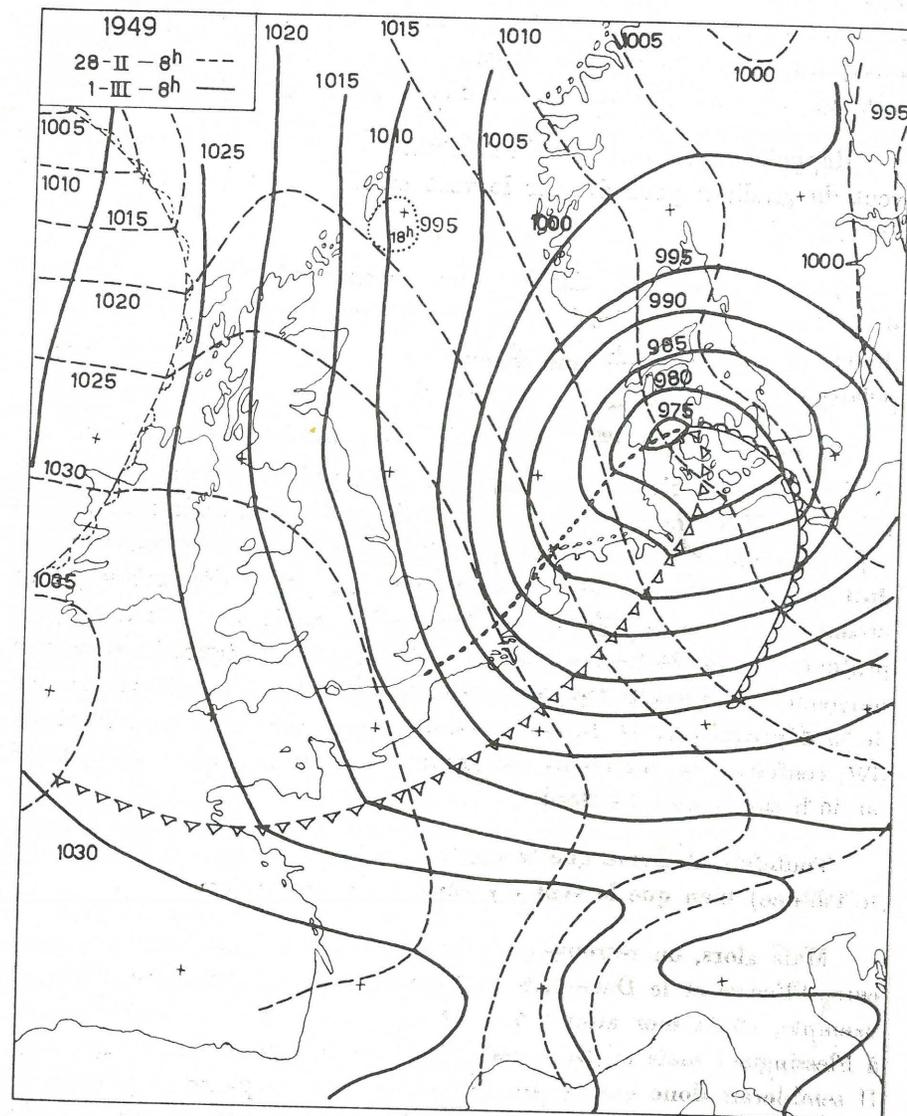


Fig. 19.

perturbation suit, au moins entre 8 et 18 h, la loi classique et le déplacement du centre est pratiquement parallèle à la direction des isobares du secteur chaud.

En outre, la dépression se creuse rapidement (30 mb en 24 heures) et, ce n'est qu'entre 18 h et 8 h le 1^{er} mars que sa trajectoire s'incurve vers le SE. Au cours de la nuit du 28 au 1^{er}, le vent a soufflé d'abord fort d'W, ensuite très fort de NW après le passage du front froid. Le 1^{er} mars au matin, le vent est plein N sur la mer et NNW à la côte, atteignant une vitesse calculée de quelque 105 km/h à la côte, tandis que à 350 km au Nord, il devait atteindre 115 à 120 km/h (vent du gradient).

Rappelons qu'il convient de soustraire 25 % à toutes les vitesses de vent du gradient pour évaluer le vent au niveau de la mer (effet de frottement).

On remarquera que dans chaque cas examiné ci-dessus, correspondant chacun à des marées destructrices, il régna sur l'ensemble de la mer du Nord un fort courant NW à N, correspondant à une invasion d'air polaire direct.

Si on reprend, depuis 1877, toutes les marées ayant dépassé la cote de 6 m, chaque fois, c'est une invasion d'air polaire avec courants forts d'WNW à N qui est la cause principale du gonflement de la mer : il n'y a pas d'exceptions à cette règle. Les circonstances dans lesquelles se produit cette invasion varient : tantôt c'est une petite dépression qui se creuse en passant de l'Ecosse au Danemark, parfois c'est une dépression profonde qui en 24 heures, passe de l'Ecosse à la Baltique, à une vitesse moyenne de 58 km/h (le 19 février 1882) ; souvent, associé au passage de la dépression au N de nos côtes, un anticyclone vient, de l'W ou du SW, renforcer ou maintenir un gradient de pression élevé pendant 24 ou 36 h sur la mer du Nord.

Toutefois, il arrive que la marée soit forte à Ostende (la plus forte de l'année) bien que le vent n'y soit pas extraordinaire.

Mais alors, on retrouve les vents de tempête plus haut vers le N, entre l'Ecosse et le Danemark : tel fut le cas le 28 novembre 1901, par exemple, où la mer atteint 6 m 08 avec un vent de force 3 Beaufort à Flessingue : mais au Danemark, il atteint les forces 9 et 10 Beaufort. Il semblerait donc que le gonflement de la mer puisse se propager à distance, tout en s'amortissant progressivement, un peu comme la houle.

Mais les marées d'ouragan se produisent, pratiquement toujours, par vent fort de NW en moyenne au voisinage de nos côtes. Ceci correspond d'ailleurs aux résultats de Schalwijk (fig. 13).

4. — Relation avec la marée luni-solaire.

Il ne suffit toutefois pas d'une forte tempête de NW pour provoquer une mer dangereusement haute; en réalité, c'est surtout de la coïncidence entre une forte tempête de NW et de fortes marées luni-solaires que proviennent les marées catastrophiques (marées d'ouragan).

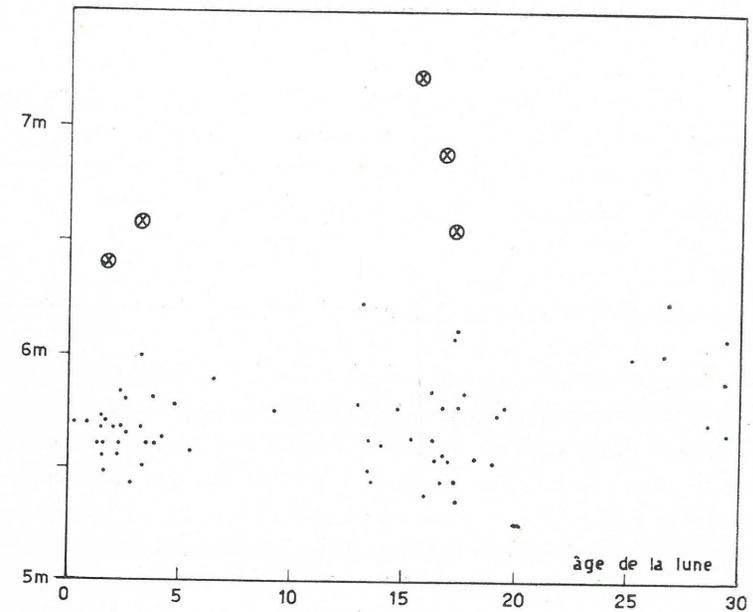


Fig. 20.

On sait en effet que la hauteur des marées varie avec la position respective de la lune et du soleil vis-à-vis de la terre.

La figure 20 qui représente en ordonnée les plus grandes hauteurs observées chaque année entre 1877 et 1949 à Ostende et en abscisse l'âge de la lune correspondant à ces marées (durée écoulée depuis le moment de la nouvelle lune) montre clairement que les plus fortes marées correspondent, en général, soit à la nouvelle lune, soit à la pleine lune, avec les deux jours de décalage entre le passage de la lune et la marée la plus haute (retard de la marée). On peut dire qu'à part circonstances excep-

tionnelles, c'est de un ou deux jours avant la nouvelle (ou la pleine) lune jusqu'à quatre ou cinq jours après que l'occurrence d'une forte tempête est susceptible de provoquer un niveau dangereux de la mer.

Rappelons que la différence des hautes mers de syzygie (marées des vives eaux) et des hautes mers de quadrature (marées des mortes eaux) atteint une variation annuelle (effet solaire) dont l'amplitude est de 40 à 60 cm, les plus fortes marées (marées d'équinoxe) se présentant en mars et en septembre.

Remarquons enfin que les marées de pleine lune sont de 30 à 50 cm moins fortes que les marées de nouvelle lune au printemps et, inversement en automne, où les marées de pleine lune dépassent les marées de nouvelle lune.

Il ne faudrait toutefois pas conclure des propriétés astronomiques de la marée que c'est au printemps et en automne que les niveaux catastrophiques de la mer sont le plus souvent atteints : en réalité l'influence du vent reste prépondérante, ainsi que nous le verrons ci-après.

5. — Répartition statistique des grandes marées catastrophiques.

Nous avons tiré, de l'ouvrage de E. Vanderlinden : Chronique des événements météorologiques en Belgique jusqu'en 1834 (1), la répartition des grands débordements de la mer depuis l'an 800 jusqu'à nos jours. Tous les cas sont reportés sur la figure 21b. On voit nettement apparaître une densité de points plus grande fin janvier et vers la mi-novembre. Sur la même figure, nous avons reporté en a les niveaux des plus hautes mers observés à Ostende depuis 1877, leur date étant située approximativement dans la décade correspondante. Les mêmes caractères statistiques se confirment : novembre et janvier sont privilégiés, si l'on peut dire, en ce qui concerne les hautes marées. C'est à ces moments que se produisent généralement les plus grandes tempêtes et ceci montre l'influence prépondérante du vent sur les marées catastrophiques.

D'autre part, la figure 22 donne, sous forme d'histogramme, la fréquence des débordements de 800 à 1953, groupés mois par mois : la date la plus probable est le 12 novembre; 68 % des cas se produisent entre le 10 octobre et le 1^{er} février et 91 % entre le 20 septembre et le 20 mars.

(1) E. VANDERLINDEN : Mémoires de l'Acad. Royale de Belgique, 1924, n° 1325.

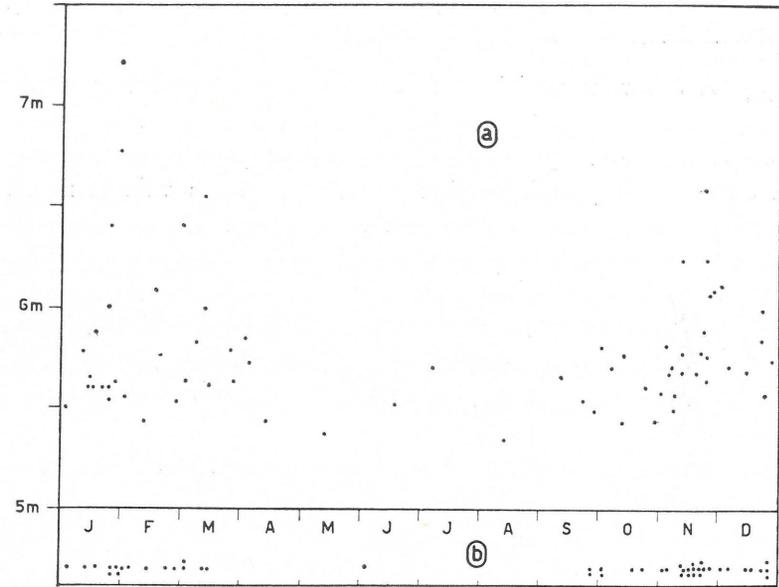


Fig. 21.

Il serait cependant périlleux, à l'aide des données statistiques dont on dispose, de calculer la probabilité de l'occurrence d'une marée d'un niveau donné; le nombre de cas dont on dispose est relativement réduit, puisqu'il n'y a pas 100 ans qu'on relève régulièrement la côte atteinte

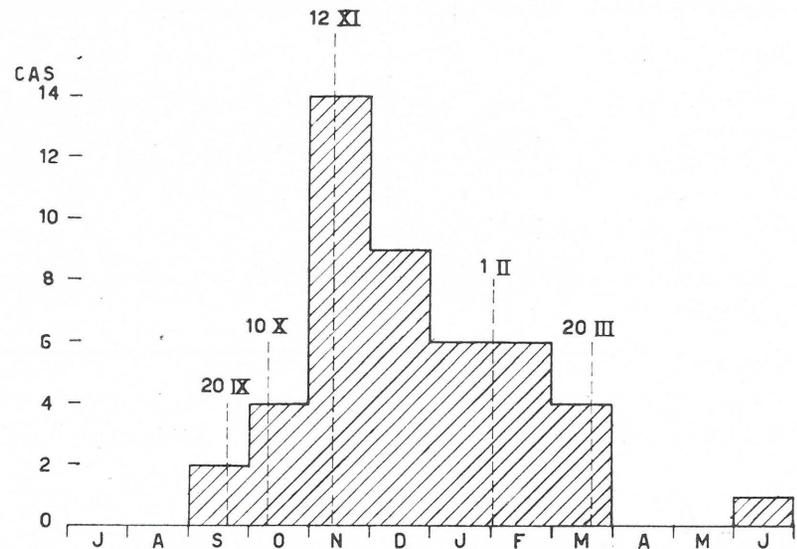


Fig. 22.

par la mer et qu'il n'y a pas non plus, loin de là, cent ans qu'on mesure convenablement le vent en mer ou à la côte.

On peut évidemment faire une évaluation grossière de cette probabilité, en extrapolant une courbe mathématique tracée au mieux dans les observations dont on dispose. Mais il ne faut pas perdre de vue que cette courbe est d'autant plus incertaine qu'on s'écarte des valeurs normales pour entrer dans les valeurs exceptionnelles, par définition, fort rares. En outre, si on trouve que pareil phénomène a des chances de se produire 1 fois en cinquante ou deux cent ans, rien n'est dit quant à la date où il pourrait avoir lieu et rien n'exclut qu'il se produise demain, ou ne se produise plus pendant 100 ans ou plus. Ces réserves étant faites quant à la valeur des probabilités qu'on peut tirer des statistiques, rien n'empêche de calculer la probabilité que présentait, avant de s'être produite, la côte exceptionnelle de 7 m 20 observée à Ostende le 1^{er} février vers 0 h. En utilisant à cet effet les observations de 1877 à 1918 et de 1924 à 1949, soit 68 ans, on peut calculer à l'aide d'une courbe normale ajustée, la probabilité d'occurrence de certains niveaux en 1000 ans (1). Si on incorpore, à ces observations, la cote de 7 m 20 observée en 1953, on obtiendra évidemment une probabilité différente.

Le tableau suivant donne les résultats obtenus par ce procédé suivant qu'on n'incorpore pas (a) ou qu'on incorpore (b) la cote extraordinaire de 1953.

Côte dépassant	6m50	6m60	6m70	6m80	6m90	7m00	7m10	7m20
Probabilité	a) 41,87	24,18	11,91	4,92	1,70	0,76	0,30	(0,001)
en ‰	b) 88,01	67,37	44,72	27,29	13,74	6,42	2,67	1,50

Rappelons que ces chiffres sont très aléatoires parce que la période d'observation est courte et que le tracé des courbes dans les petits nombres de cas extrêmes est très incertain.

Si on réduit les probabilités à la période de 68 ans disponible, on obtient le tableau suivant :

Côte dépassant	6m50	6m60	6m70	6m80	6m90	7m00	7m10	7m20
a)	2,85	1,64	0,81	0,33	0,12	0,05	0,02	0,0
b)	5,98	4,58	3,04	1,85	0,93	0,44	0,18	0,1
Cas observés	4	2	2	2	1	1	1	1

(1) Cf. p. ex. C. E. P. BROOKS et N. CARRUTHERS : Handbook of Statistical Methods in Meteorology. Londres 1953.

Par cette comparaison entre la théorie et l'observation on voit que l'estimation (b) correspond relativement bien aux faits, tandis que l'estimation (a), la seule qu'on pouvait faire avant le 1^{er} février 1954 excluait pratiquement les cotes dépassant 7 m.

Il faudrait donc conclure que la probabilité de voir se reproduire à Ostende une cote de 7 m 20 serait de l'ordre de 0,001 (environ 1 fois en 680 ans) et que la probabilité de voir dépasser le niveau de 7 m, d'après (b), serait de 0,006, soit 1 fois en 150 ans.

Mais de ces chiffres, une autre conséquence peut être tirée, que R. Sneyers a déjà ébauchée (op cit., in fine).

Si on admet que le dénombrement des inondations dues à la mer est à peu près complet dans le relevé de E. Vanderlinden (op. cit.) on arrive à une fréquence moyenne de 5,5 par siècle : d'après le tableau (b) ; ceci situerait à 6 m 65 environ la côte critique à partir de laquelle des dégâts importants sont à prévoir ; R. Sneyers arrivait, par une méthode d'ajustement différente, à 6 m 35.

Les années de débordement récentes, soit 1825, 1877, 1906, 1930, 1944, 1949 et 1953 ont présenté les côtes respectives de 6 m 78, 6 m 88, 6 m 54, 6 m 58, 6 m 40, 6 m 40 et 7 m 20. On peut donc dire qu'à partir de 6 m 50 au moins, il y a menace, sinon certitude, de débordements locaux, dont la gravité s'accroît rapidement lorsque la côte augmente : la statistique montre qu'en moyenne, ces cas se présentent quelque 6 fois par siècle.

Remarquons pour terminer ici que la côte de 6 m 50 n'est probablement pas dangereuse en elle-même, si la mer était calme et les digues en parfait état, puisque le niveau le plus bas des crêtes des digues de mer se trouve théoriquement à 9 m.

Mais l'effet de la houle et des vagues qui, périodiquement, viennent battre le sommet des digues et les détruisent localement en y provoquant des brèches, est probablement la cause déterminante des accidents locaux, même pour des niveaux apparemment sûrs. Ceci expliquerait qu'en 1949, le vent au niveau de la mer n'étant que de 80 km/h, il y ait eu des dégâts, parce que plus au Nord, il devait être de plus de 90 km/h.

Pour 1944 (période de guerre), les données manquent. En 1906, la même particularité de vents très forts au N de nos côtes se présente encore, comme on l'a vu précédemment.

Un cas récent (10 septembre 1953) montre qu'avec un vent de 60 à 45 km/h, et un niveau de la mer qui devait, d'après les données de Schalkwijk atteindre la cote de 5 m 00 seulement, alors que les vagues déferlaient jusqu'au sommet des digues, soit au niveau de 9 m 50 (Heyst), de très légers dégâts semblent déjà s'être produits.

Le calcul de la hauteur de la houle en appliquant les graphiques de Munk (op cit.) à un « fetch » de 1000 km et à un vent de 50 km/h conduit à des vagues de l'ordre de 3 m qui en se brisant sur les côtes, donnaient lieu à un déferlement atteignant donc 4 m 50 environ.

6. — Abaque pour la prévision de la valeur probable de la marée haute en cas de tempête du secteur NW.

En utilisant les données de Schalkwijk (op cit.) on peut dresser un abaque (fig. 23) qui donne, en fonction de la hauteur calculée de la marée et de la vitesse du vent, la hauteur probable à quelque 20 cm près de la marée réelle.

Comme l'effet du vent dépend non seulement de sa vitesse, mais aussi de sa direction et de l'aire sur laquelle il s'exerce, nous avons utilisé des échelles de vent différentes, adaptées à la courbe de gonflement (surge) de la mer, à partir des niveaux calculés.

Nous nous sommes limité délibérément aux vents du secteur compris entre l'W et le N puisque ce sont les seuls réellement dangereux. L'utilisation en est immédiate. A partir de la graduation de gauche qui donne les niveaux calculés (publiés pour chaque grand port), on remonte la courbe correspondante jusqu'à la verticale du vent prévu (vent du gradient réduit de 25 %), d'après la carte synoptique, en choisissant, pour le vent, l'échelle adéquate, suivant la direction prévue et suivant l'aire affectée par la tempête : l'aire I correspond à la partie Sud de la mer (entre le 50° et le 55° parallèle) du Nord, l'aire II à la partie Nord (entre le 55° et le 60°) et l'aire III concerne l'entière de la mer du Nord (du 50° au 60° parallèle).

Au point d'intersection de la courbe de gonflement et de la verticale du vent correspondant, sur la graduation de droite, on lit la hauteur probable de la haute mer correspondante.

En fait cet abaque ne fait que présenter sous une forme différente les résultats obtenus par Schalkwijk : au lieu d'utiliser une courbe dif-

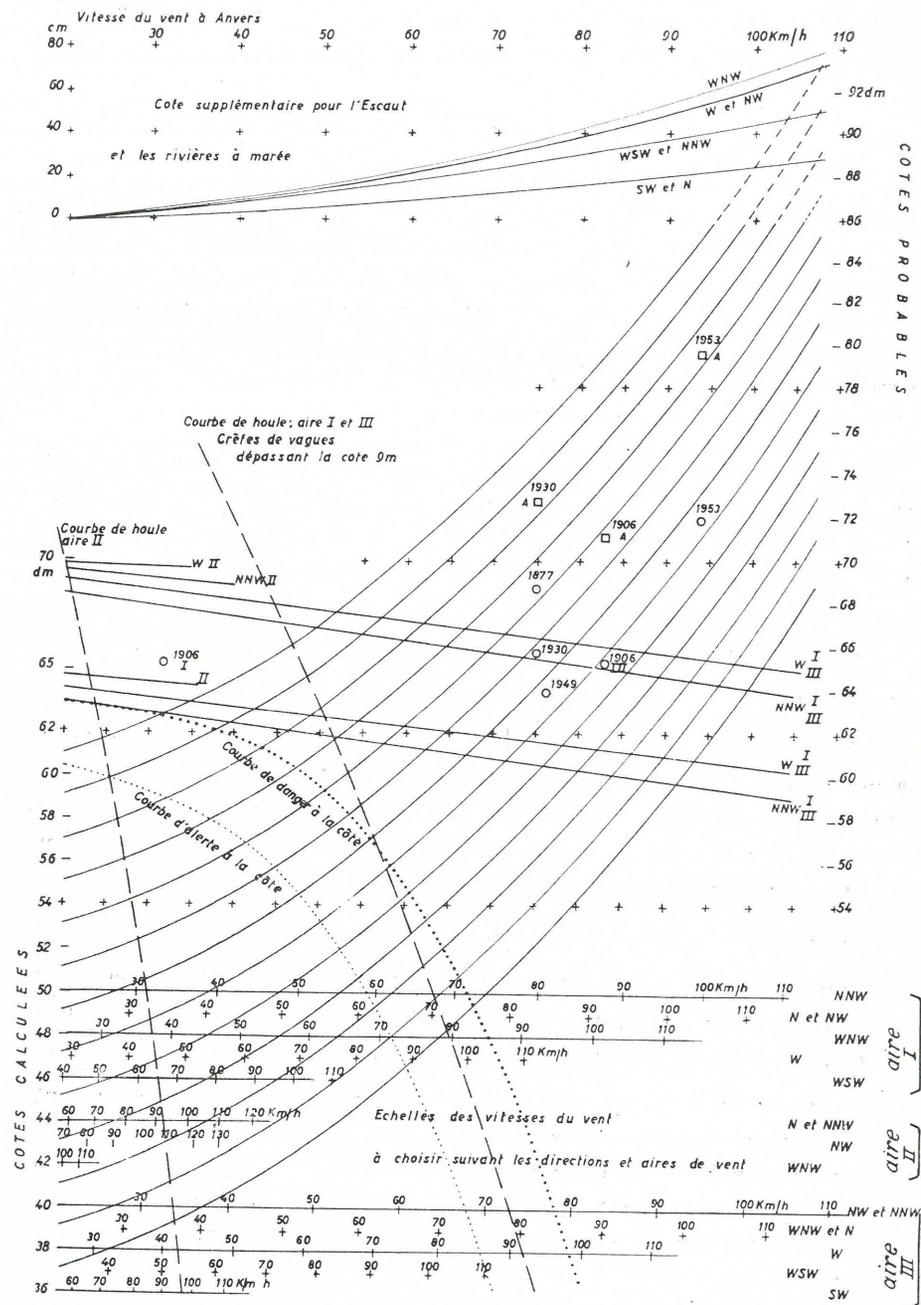


Fig. 23.

à choisir suivant les directions et aires de vent ?

férente pour chaque direction de vent et des familles de courbes pour chaque aire d'action considérée, nous avons adopté des graduations différentes pour les échelles de vent suivant leurs directions et les aires d'action. Il convient de noter que notre aire I correspond, à peu près, à l'aire II de Schalkwijk, notre aire II à son aire III et notre aire III à la « whole North Sea » de l'auteur cité.

Pratiquement, lorsqu'on examine les cartes du temps, il subsiste souvent un certain doute quant au choix de l'aire à considérer : il suffit alors de considérer successivement les deux ou trois cas à envisager, de déterminer les deux ou trois points représentatifs (points d'intersection) correspondants pour obtenir un aperçu des diverses possibilités à envisager en nous souvenant de ce qu'il ne s'agit en chaque cas que d'une estimation entachée d'une incertitude à priori.

Il faut en outre tenir compte du fait que les vents du secteur NW sont en général peu homogènes (air polaire) et que le vent du gradient qu'on doit déterminer par interpolation sur la mer du Nord est relativement imprécis : éventuellement on procèdera à deux déterminations en des endroits différents du champ barique.

Il reste à déterminer, sur cet abaque, à partir de quel moment on doit considérer qu'il y a danger de débordements ou de ruptures de digues.

A titre d'essai, nous avons tracé, en pointillé, une courbe d'alerte et une courbe de danger : disons de suite que ces courbes, tracées empiriquement, sont sujettes à critique et peuvent évidemment être déplacées soit vers le haut si on les estime trop pessimistes, soit vers le bas si on les trouve trop optimistes.

Leur tracé a été établi d'après les considérations suivantes :

- a) l'incertitude sur l'évaluation de la vitesse du vent est admise égale à 10 % quelle que soit la vitesse, c'est-à-dire que la courbe doit présenter une allure descendante vers les vents forts.
- b) l'ampleur de la houle, fonction non seulement de la vitesse du vent mais de sa durée, augmente le danger de ruptures locales plus vite que ne monte le niveau moyen à prévoir. Comme la houle augmente avec la vitesse du vent, les courbes d'alerte et de danger doivent descendre notablement plus encore que ne l'exige l'incertitude de 10 % sur la vitesse.

La cote la plus basse des quais des ports peut être estimée à 6 m 50 (à l'intérieur de certains bassins) et la cote moyenne à 7 m, tandis que

la cote des crêtes des digues à front de mer, où les vagues agissent directement, est de 9 m au moins. Pour les débordements (en nappe) on peut donc considérer les niveaux de 6 m 50 comme critiques et pour les dégâts aux digues de mer par l'effet des vagues, le niveau de 9 m. En tenant compte de l'incertitude de 10 %, on obtient les obliques à faible pente correspondent aux niveaux de danger de débordement de 7 m et de 6 m 50, suivant la direction du vent et son secteur d'action.

Les courbes tiretées marquent la limite des conditions de vitesse du vent donnant lieu à des vagues atteignant au moins la cote de 9 m : dès que le point d'intersection de la courbe de gonflement et de l'abscisse du vent se trouve à droite de cette courbe, les vagues dépassent la cote de 9 m.

Pour les courbes de limite, la direction du vent n'intervient guère, on sait en effet que lorsque la houle et les vagues se dirigent vers la côte, elles tendent à se redresser de façon à ce que les crêtes soient parallèles à la direction générale de la côte; il nous a donc suffi, ici, de considérer la houle venant de NNW. Vu l'incertitude quant à l'évaluation de la hauteur de la houle (et des vagues) nous avons adopté une valeur moyenne pour les aires I et II.

On remarquera aussi que pour l'aire II, la courbe de houle dépassant le niveau de 9 m se trouve notablement plus à gauche, mais le vent qui doit régner pendant au moins 24 h dans cette aire II ne produit pareille houle que s'il atteint des vitesses vraiment très élevées et ces cas semblent jusqu'à présent très rares.

Les calculs ont été faits en admettant que la hauteur des vagues déferlantes est égale à celle de la houle en pleine mer: en réalité, cette hauteur est probablement plus grande, mais on suppose que la « fleur » de la vague déferlante peut être négligée.

Les courbes d'alerte et de danger ont été tracées au mieux entre les deux types de dangers à prévoir : débordements et ruptures locales. En fait, la courbe de danger devrait, théoriquement, suivre d'abord l'oblique en trait plein, puis, à partir de son intersection avec la courbe de houle, l'oblique en traits tiretés : nous avons d'une part, raccordé les deux obliques et, d'autre part, dépassé vers la droite l'oblique tiretée, parce que dans ces cas où le niveau de la mer est relativement bas, la houle et les vagues ne peuvent pas atteindre le même développement que lorsque le niveau est plus élevé. La courbe d'alerte, tracée parallèlement à la courbe de danger, permettrait simplement de fixer sur l'abaque la région

où il convient de commencer à faire attention au déroulement des événements.

Nous répétons que ces courbes n'ont été tracées qu'à titre indicatif et que seule l'expérience permettra de les corriger progressivement.

Nous avons placé, sur l'abaque, les points correspondant aux divers cas analysés dans cette étude : ces points constituent une certaine justification de l'emplacement de ces courbes d'alerte et de danger. Pour 1906, les deux points correspondent à deux solutions suivant qu'on choisit les aires d'action I ou III. D'autre part, nous ne disposons pas des hauteurs prévues pour ces cas. Celles d'Anvers (petits carrés) sont connues.

A titre de simple *suggestion*, la courbe d'alerte pourrait aider à définir les cas où il convient de mettre en place un dispositif d'alerte relativement simple et peu onéreux, tandis que la courbe de danger justifierait éventuellement la mise en branle d'avertissements à la population et de mobilisation *préalable*, à la disposition des autorités, des moyens matériels nécessaires pour colmater aussi rapidement que possible les brèches dès qu'elles deviennent accessibles par suite du retrait de la mer et avant que le retour de la marée haute suivante ne transforme les brèches en ruptures, cause la plus fréquente de l'ampleur de certaines catastrophes. Il est entendu qu'il n'est pas possible d'enrayer ni le gonflement de la mer ni la houle : mais il semble possible, par une intervention, sinon immédiate, au moins la plus rapide possible, de limiter les dégâts, d'où l'importance de l'état d'alerte ou de danger préalables, même si certaines prévisions se révèlent, à l'usage, erronées. Seule la pratique, si on peut dire, pourrait fixer les normes réelles à admettre en cette matière.

En ce qui concerne l'estuaire de l'Escaut et les rivières et canaux à marée, on sait que l'effet de la houle ne s'y fait pas sentir : elle est amortie assez rapidement à l'embouchure.

Par contre, sur la grande longueur de l'estuaire, le vent d'W produit un effet de gonflement supplémentaire de la marée, qui doit être *ajouté* à celui prévu pour le littoral. Dans la partie supérieure de l'abaque, nous avons fait figurer, avec graduation à gauche, le gonflement supplémentaire à prévoir : l'échelle de vitesse de vent à utiliser est la même que celle des vents de NW de l'aire III, (reprise au haut de l'abaque), mais il faut utiliser ces courbes suivant la direction du vent qui les surmonte dans le graphique.

Pour la clarté du dessin, nous n'avons pas indiqué de courbe d'alerte ou de danger pour l'Escaut et ses dépendances, mais ici il est probable que seule l'incertitude de 10 % sur la vitesse du vent devrait être prise en considération, avec, au plus des vagues de l'ordre de 1 m de hauteur, pour les vents les plus forts, (estimation empirique). Par ailleurs l'état de vétusté propre de chaque digue intervenant dans l'estimation du danger, il ne semble pas opportun de fixer en ce cas, un niveau unique d'alerte, celui-ci devant avoir une valeur variable d'après les circonstances locales : seul le niveau des quais à Anvers (7 m) a été mentionné.

L'abaque permet de déterminer, en outre, avec une certaine approximation, connaissant le niveau local des crêtes des digues, si des débordements en nappe sont à craindre en certains endroits où ces crêtes sont affaissées ou trop basses.

Vu la complexité du problème et, en particulier, la diversité des régimes des digues, cet abaque ne peut évidemment être considéré que comme un outil de travail provisoire et une base de discussion pour mettre sur pied un véritable service de surveillance et d'alerte. En réalité, le problème du gonflement de la mer par le vent est très complexe et l'état réel à un moment donné dépend non seulement de l'évolution antérieure du régime des vents mais aussi des phénomènes d'oscillations propres du bassin intéressé, qui peuvent provoquer des interférences quasi imprévisibles.

C'est pourquoi on doit compter sur une imprécision de l'ordre de 25 cm dans la prévision des hauteurs et sans doute de l'ordre du mètre pour la hauteur des vagues.

Remarquons enfin que, pour l'Escaut maritime, seules les obliques les plus proches de l'horizontale sont à considérer puisque la houle n'agit pas. Si on néglige l'effet des vagues, celles correspondant à la cote de 7 m sont déterminantes et si on veut en tenir compte, celles de 6 m 50 sont probablement utilisables.

Il ne faut toutefois pas oublier d'ajouter à la cote estimée, en utilisant la courbe de gonflement adéquate, le supplément dû au gonflement propre de l'Escaut, qu'on évaluera sur la partie supérieure de l'abaque. Comme il s'agit de courbes de gonflement, la différence des zéros utilisés à Ostende et à Anvers n'intervient pas et les valeurs des cotes calculées et probable sont utilisables aussi bien avec les échelles de la côte qu'avec celles de l'Escaut maritime.

Remarque importante : L'abaque donne la valeur du gonflement, mais le gonflement maximum, qui dépend de l'évolution de la situation atmosphérique ne coïncide pas nécessairement avec l'heure de la marée haute; de ce fait le niveau maximum peut précéder ou suivre même de plus d'une heure l'heure de la marée haute prévue. Ici encore, il convient d'être prudent dans l'utilisation de l'abaque.

7. — Conclusions.

De l'étude rétrospective des conditions météorologiques qui accompagnent les débordements catastrophiques de la mer du Nord et de l'Escaut maritime, et plus spécialement du cas du 1^{er} février 1953, on peut tirer un certain nombre de conclusions :

- 1°. Pratiquement, c'est toujours par vent fort de NW à N régnant sur la majeure partie de la mer du Nord que se produisent les débordements.
- 2°. Ces débordements se produisent surtout au voisinage des hautes mers de syzygie (marées de vives eaux).
- 3°. La fréquence des catastrophes liées à la coïncidence des marées de vives eaux et de tempêtes de NW est la plus grande en hiver, spécialement en novembre et en janvier. Toutefois il n'y a pas de mois qui échappe totalement à la possibilité de pareils phénomènes.
- 4°. Des accidents moins graves peuvent se produire aussi lorsque la tempête ne sévit pas à la côte même, mais se produit surtout au large à la hauteur de l'Ecosse. Il semble que la houle d'ouragan, en se propageant, contribue de façon importante à provoquer les dégâts aux digues de mer.
- 5°. L'organisation actuelle des services de prévision du temps, grâce au tracé des cartes synoptiques, permet d'estimer avec une approximation suffisante, le niveau probable de la marée. Il serait toutefois souhaitable, sinon indispensable, que le nombre de bateaux fixes transmettant les observations météorologiques en mer du Nord soit augmenté (par ex. 3 au lieu de 1) de façon à permettre un tracé plus exact des isobares, d'où doit dériver le calcul du vent et la hauteur probable de la marée. Il serait en outre désirable qu'à la côte même, des observations régulières et simultanées de la marée, de la houle et des vagues soient assurées en permanence, afin d'améliorer l'état de nos connais-

sances en ce domaine. Dans ces conditions, un avertissement pourrait probablement être émis quelque 6 à 12 heures avant que les phénomènes n'atteignent leur intensité maxima à la côte belge. La transmission rapide d'observations de la côte E de l'Ecosse rendrait probablement de grands services en l'occurrence.

Enfin, en guise de conclusion générale de cette étude, qu'il nous soit permis de mettre l'accent, si besoin en est encore, sur l'importance des services que peut rendre la météorologie et, aussi, sur l'interpénétration croissante des diverses sciences de la nature, et, nommément ici, de la météorologie et de l'océanographie.

Uccle, le 19 octobre 1953.

SAMENVATTING :

Overzicht van de meteorologische en klimatologische omstandigheden van de storm van 31 Januari en 1 Februari 1953

Steller heeft zijn uiteenzetting ingedeeld in drie delen.

Het eerste deel vangt aan met een bondige herinnering aan de elementaire begrippen betreffende het ontstaan en de vorming van de cyclonale storingen. Steller onderzoekt dan de evolutie van de meteorologische toestand van 30 Januari tot 1 Februari 1953 en toont aan welke de weersomstandigheden waren in de nabijheid van de Noordzee, toen de ramp zich voordeed.

Hij beschrijft de werking welke de wind op de zeespiegel uitoefent (opwaaien van het zeewater, deining en golven) en vergelijkt, volgens diverse auteurs, de theoretische orden van grootte met deze welke effectief werden waargenomen.

In het tweede deel bestudeert steller vier vroegere gevallen van stormweders die schade langs de kust hebben aangericht, namelijk deze van 1877, 1906, 1930 en 1949.

Hij onderzoekt daarna het verband tussen deze meteorologische gebeurtenissen en de maan-zongetijden, waarvan hij de voornaamste eigenschappen aanhaalt. Hij bestudeert de statistische verdeling van de

grote rampgetijden die sinds het jaar 800 werden opgetekend, alsmede de hoogste waterpeilen welke ieder jaar, sinds 1877, te Oostende werden waargenomen.

Steller leidt hieruit waarden af nopens de statistische waarschijnlijkheid dat dergelijke verschijnselen zich opnieuw zullen voordoen en de tijden van het jaar waarin zij het meest te vrezen zijn.

In het derde deel draagt steller ten slotte een grafiek voor, die voorlopig dienst zou kunnen doen bij het vooruitzien van gevaarlijke getijden. Deze grafiek is gesteund op een verhandeling van Schalkwijk verschenen onder de titel : « A Contribution to the Study of Storm surges on the Dutch Coast (1947) » ; zij werd aangepast aan de raming van het waarschijnlijk zeewaterpeil langs de kust en in de Schelde, bij een storm uit de sector van W tot N, op grond van de berekende waterpeilen en van de voorziene wind, volgens de synoptische kaarten van het weder.

COMPTE RENDU — VERSLAG

SUEDE. — ZWEDEN.

Het Europees Congres voor Grondmechanica gehouden te Stockholm

door

Ir. H. M. RAEDSCHELDERS,

wd. Directeur van het Rijksinstituut voor Grondmechanica.

In het kader van zijn regelmatig voorziene regionale bijeenkomsten, hield de Europese afdeling van de Internationale Vereniging voor Grondmechanica dit jaar een congres te Stockholm bijzonder gewijd aan het probleem der talud-afschuivingen. De geschiktheid van het landskader waarin dit onderwerp werd behandeld werd voldoende bewezen toen de deelnemers de eerste dag gezamenlijk van Göteborg naar Stockholm reisden. Aan beide oevers van de Göta-rivier, welke het Vänern-meer met de zee verbindt, ziet men talrijke sporen van min of meer belangrijke afschuivingen. Sommige zijn reeds oud en enkel een karakteristieke oevergolping wijst nog op de uitgestrektheid der vroegere afschuiving. Andere zijn echter zeer recent en vertonen duidelijk de kentekens der catastrofale gevolgen welke ze met zich brachten. Niet ver van Göteborg, in het dorpje Surte werd de plaats bezocht waar in September 1950 op enkele minuten tijd een dertigtal huizen door een afschuiving werden meegesleurd. (zie foto). Sommige onder hen ondergingen verplaatsingen van meer dan 100 meter. Het eigenaardige van de zaak is dat de helling der terreinglooiing maximaal slechts $24/4$ bedroeg en in het grootste deel van het afschuivingsgebied nog veel vlakker was. De oorzaak was natuurlijk te zoeken in de bijzondere natuur van de grond, welke tot het zogenaamde type « quick-clay » behoort.

Gedurende de verscheidene sessies van de studiebijeenkomsten konden de verschillende theorieën betreffende stabiliteitsberekeningen van taluds aan elkander worden getoetst. In het algemeen theoretisch gedeelte viel op te merken hoeveel verwarring er nog kan heersen over ogenschijnlijk zo eenvoudige begrippen zoals bijvoorbeeld de zekerheidscoëfficiënt. Mr. Frölich meent dat de zekerheidscoëfficiënt de verhouding moet zijn tussen de beschikbare wrijvingsweerstand en de werkelijke schuifspan-