

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
المعهد الوطني لعلوم البحر و قبيئة الساحل

Institut National des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



**Mémoire de fin d'étude pour l'obtention de
Diplôme des études universitaires appliquées
(D.E.U.A)**

**Thème :
Eléments de météorologie marine**



Présenté par :

**Mlle. Hakem Nesrine
Mlle. Merchichi Amira**

Promoteur :

M. Bouaicha Farid

Promotion : 2005/2006

Remerciement

Nous tenons a remercier tous ceux qui nous ont aider de près ou de loin à réaliser ce modeste travail, et nous commencerons par :

- Nos parents respectifs : MERCHICHI MOHAMED et sa défunte épouse MERCHICHI BAYA « rahimaha allah », HAKEM KHALED et son épouse HAKEM FADHILA qui, on espère, seront toujours fière de nous.

-Ma tante BENARBA HOURIA qui a eu la gentillesse de m'héberger tout le long de ces 3 années.

-Notre promoteur M^{er} BOUAICHA FARID qui a eu la gentillesse et la patience de nous accompagner dans ce travail.

-Nos frères : Farid, Mahrez, Kamel, Didine, Raouf, Rabie et sœurs Nadia, Samia, Hassiba, Wahiba, Hayet et Amel MERCHICHI.

- Mon grand-père HATTALI BRAHEM que dieu le garde pour nous.

-Ma grand-mère MOKDAD YAKOUT qua j'aime tant.

-Nos cousins et cousines : Biba, Lola, Mimia, Iza, Aida, Momo, Hamza, Minett, Nounou, Rachid, Halim, K-mel, Moh, Tobi, Khaled qui nous ont beaucoup aider.

-L'ensemble du personnels de l'ISMAL (agents de sécurité, agents d'entretiens, personnels administratifs, professeurs et directeurs.) de l'ISM et de l'ONM.

-Tous nos amis : Riad, Zoheir, Massi, K-1000, Khaled, Amina (2), , Houda, Hichem, Nesrine, Anissa, Djazia, Rachida, Chalabia, Rafik, K-matcho, Khalef..

SOMMAIRE

Introduction.....	01
--------------------------	-----------

Chapitre I : Services météorologiques et assistance à la marine

I-1 Les principaux services mondiaux s'occupant de la Météorologie marine	
I-1-1 introduction.....	02
I-1-2 Les réseaux météorologiques.....	03
I-1-3 réseaux d'observation	03
I-1-4 les stations météorologiques.....	04
I-1-5 les réseaux de transmission.....	04
I-2 Prévision du temps.....	05
I-3 Assistance à la marine.....	05

Chapitre II : éléments météorologiques constituant les besoins des usagers maritimes

II-1 Introduction.....	07
II-2 Interaction océan atmosphère.....	11
II-3 Eléments météorologiques constituant les besoins des usagers maritimes	
II-3-1 Température de l'air.....	14
II-3-2 L'eau dans l'atmosphère.....	15
a- Humidité de l'air.....	15
b- La nébulosité.....	15
c- Les précipitations.....	17
II-3-3 Température de la mer en surface.....	17
II-3-4 Pression atmosphérique.....	18
a- Variations de la pression.....	19
b- Le champ de pression.....	19
II-3-4-1 Les cyclones tropicaux.....	20
II-3-5 Vents, vagues et houles	22
II-3-6 Marée.....	29
II-3-7 Givrage, Glace de mer et Iceberg.....	30

Chapitre III Instruments de mesure et traitement des observations

III-1 Instruments de mesure.....	33
III-1-1 Mesure de la température de l'air.....	33
III-1-1-1 Les différents types de thermomètres.....	33
III-1-1-2 Exposition des thermomètres.....	33

III-1-2	Mesure du vent.....	34
III-1-2-1	Mesure du vent en surface.....	35
III-1-2-1-1	Les différents types d'instruments mesurant le vent.....	35
III-1-2-2	Le vent en altitude.....	36
III-1-2-2-1	Les différents types d'instruments mesurant le vent.....	36
III-1-3	Mesure de L'humidité.....	37
III-1-3-1	Les différents types d'instruments mesurant l'humidité.....	37
III-1-4	Mesure de la pression atmosphérique.....	39
III-1-4-1	Les différents types d'instruments mesurant la pression.....	39
III-1-5	Mesure des précipitations.....	41
III-1-5-1	Les différents types d'instruments mesurant les précipitations.....	41
III-1-6	Observation de la visibilité.....	41
III-1-7	Observation des nuages.....	42
III-1-7-1	les différents types d'instruments d'observation des nuages.....	42
III-1-8	Mesure des vagues.....	43
III-1-9	Mesure des courants marins : La courantométrie.....	46
III-1-9-1	Les instruments de mesure des courants.....	46
III-1-10	Mesure du rayonnement du ciel.....	50
III-2	Les satellites météorologiques.....	51
III-3	Les observations marine.....	51
III-3-1	Introduction.....	52
III-3-2	Traitement des observations marines	52
III-3-2-1	La réalisation des cartes météorologiques	52
III-3-2-2	Problèmes rencontrés lors des traitements d'observations.....	53
III-3-2-3	Les cartes météorologiques.....	54
Conclusion	58	

Références bibliographiques

Annexes

Liste des figures

- Figure (II-01)** : Cycle de l'eau.
Figure (II-02) : Phénomènes dynamiques.
Figure (II-03) : Carte de la circulation océanique en surface.
Figure (II-04) : Enfouissement thermodynamique dans la boue giratoire (sphère chaude).
Figure (II-05) : La circulation de la thermo haline.
Figure (II-06) : Énergies perdues et reçues par l'océan.
Figure (II-08) : Brume et brouillard.
Figure (II-09) : Température de surface (C°) moyennes annuelles.
Figure (II-10) : Variations annuelles des températures mensuelles (C°).
Figure (II-11) : Carte représentant le champ de pression.
Figure (II-12) : Les zones de formation des cyclones et les trajectoires habituelles.
Figure (II-13) : Cyclones tropicaux.
Figure (II-15) : Direction des vents moyens à la surface de la terre (moyenne annuelle).
Figure (II-16) : Force de pression, centrifuge et de frottement.
Figure (II-17) : Carte de la hauteur significative des vagues en cm.
Figure (II-18) : Icebergs et banquise.
- Figure (III-01)** : Thermomètres à minima-maxima électronique.
Figure (III-02) : Thermomètres.
Figure (III-03) : Girouette.
Figure (III-04) : Ballon sonde.
Figure (III-05) : Psychromètre.
Figure (III-06) : Différents types de baromètres.
Figure (III-07) : Spectre de fréquence.
Figure (III-08) : Zoom sur le spectre de fréquence.
Figure (III-09) : Corrélation entre lecture sur le batteur et fréquence de houle.
Figure (III-10) : Célérité de la houle.
Figure (III-11) : Courantomètre RCM7.
Figure (III-12) : Courantomètres reliés à des enregistreurs.
Figure (III-13) : Courantomètre RCM9 Doppler.
Figure (III-14) : ADCP.
Figure (III-15) : Schéma d'une ligne de mouillage.
Figure (III-16) : Les flotteurs dérivants.
Figure (III-17) : Flotteurs MARVOR.
Figure (III-18) : Carte d'analyse de surface.
Figure (III-19) : Ouragan sur un radar météo.
Figure (III-20) : Image de l'Europe prise en lumière visible par un satellite polaire.

Liste des tableaux

Tableau 01 : Quantité de nuages

Tableau 02 : Les différents types de vagues

Tableau 03 : Codes météorologiques

Tableau 04 : Différents types de glaces

Tableau 05 : Récapitulatif des paramètres de la houle

La météorologie procède à l'observation des météores en même temps qu'elle tente de les expliquer : la composition et la structure de l'atmosphère, les pressions et les vents, les températures, les condensations et précipitations.

Dans ce travail, nous avons fait référence à l'état de l'atmosphère, à température, à l'humidité, à la sécheresse, aux vents et à la couverture nuageuse. Aux éléments énumérés dans cette définition, s'ajoutent les mesures prises afin de rendre possible le processus de prévision météorologique. Ces observations traditionnelles sont celles portant sur l'état du ciel, le vent, la température atmosphérique et la présence d'eau dans l'atmosphère sous forme d'humidité, de brume, de brouillard ou de précipitations. Il y a également les facteurs qui en découlent, comme la visibilité et la formation de givre, tous observés à partir du sol. L'observateur météorologue peut se servir de toutes sortes d'instruments, qui doivent être situés à des endroits stratégiques et utilisés de manière appropriée.

Introduction

Introduction

La météorologie est, au sens large, la science physique étudiant les atmosphères des différents astres, y compris les comètes. Au sens courant, cependant, elle représente essentiellement la science appliquée qui étudie la moyenne atmosphère et surtout la basse atmosphère terrestres ainsi que les phénomènes qui s'y produisent, ceci dans deux buts principaux : maintenir et étendre une statistique des événements et des grandeurs mesurables ou observables liés dans le temps et l'espace à cette atmosphère terrestre, c'est la climatologie et prévoir l'évolution de l'atmosphère et de ses phénomènes, de même que l'évolution des climats, en vue de répondre aux besoins suscités par l'organisation de la sécurité des personnes et des biens, par la conduite de la défense nationale, par le fonctionnement de l'aéronautique civile, par le déroulement et l'expansion des activités économiques, par la protection de l'environnement et par la volonté d'amélioration du bien-être individuel.

La météorologie présente systématiquement les caractéristiques d'une science très jeune aux racines très anciennes. Présente au quotidien dans les préoccupations des hommes, et cela dès la plus haute Antiquité, elle n'a pu trouver les voies de son expression rationnelle qu'à travers la lente conceptualisation de certaines grandeurs physiques permettant une observation météorologique quantifiée au sol, parmi lesquelles la direction et la vitesse du vent, la pression atmosphérique, la température, l'humidité de l'air. Cette construction des outils météorologiques actuels a dû se prolonger du XVI^e au XVIII^e siècles inclus, alors qu'il a suffi du siècle suivant pour découvrir et entreprendre de résoudre trois problèmes préalables à tout passage à une météorologie pratique : l'obtention de données en altitude, l'élaboration d'une méthode de suivi des perturbations atmosphériques et la mise en place d'un réseau international et synchronisé d'observation et de transmission l'assurant.

Dès le premier quart du XX^e siècle, l'organisation d'un réseau mondial, les progrès des transmissions, l'invention du radiosondage ont mieux isolé un obstacle essentiel, à savoir, l'impossibilité de résoudre de façon rapide et réaliste le système d'équations destiné à prévoir l'évolution de l'atmosphère quand l'état de celle-ci est supposé connu à l'instant initial de la prévision.

Contourner l'obstacle précédent par des interprétations à la fois physiques et cartographiques a longtemps été le lot des prévisionnistes, jusqu'à ce que le développement des ordinateurs, dans la deuxième moitié du XX^e siècle, permit l'exploitation de modèles numériques de prévision capables de calculer rapidement des solutions approchées du système d'équations météorologiques. Depuis lors, une osmose s'est établie entre la montée en puissance des ordinateurs et la sophistication toujours plus grande des modèles utilisés.

Pareille révolution informatique, qui ouvre de nouveaux domaines de prévision, s'accompagne d'une révolution technologique fondée sur l'emploi des satellites météorologiques (dans l'observation et la télécommunication), mais aussi des radars météorologiques, des bouées, des stations automatiques, des instruments de télédétection, etc. [1]

Chapitre I

Chapitre I :

Services météorologiques et assistance à la marine

I-1 Les principaux services mondiaux s'occupant de la Météorologie marine

I-1-1 introduction

Il n'est sans doute pas inutile d'expliquer en premier lieu ce que représentent les services météorologiques. Car leur organisation, les mesures qu'ils effectuent en permanence sur le globe, leurs possibilités et les services qu'ils rendent (ou sont susceptibles de rendre), tout cela est souvent mal connu, même par un public averti.

1-1-2 Les réseaux météorologiques

Les météorologistes sont souvent conduits à avoir une attitude d'esprit mondialiste car les perturbations, les dépressions et les anticyclones qu'ils doivent étudier ignorent les frontières nationale : des informations doivent être échangées en permanence entre tous les pays et une planification doit être réalisée (et l'est effectivement) à l'échelle de globe tant en ce qui concerne les horaires d'observations que les méthodes de mesure et, en bref, le traitement de l'information. La météorologie, science de l'atmosphère, impose la coopération internationale. [A]

1-1-3 réseaux d'observation

Le premier réseau européen d'observations météorologiques et de transmission de ces observations a été créé, il y a plus de cent ans, sous l'énergique impulsion de l'astronome Le Verrier. A partir de 1856, des cartes isobariques couvrant l'Europe ont pu être établies quotidiennement. Comme les observations faisaient défaut sur l'océan et que les perturbations viennent généralement de l'ouest, ces cartes ont présenté, pendant des décennies, un intérêt fort limité en ce qui concerne la prévision de temps sur les côtes. Et surtout on était à cette époque, dans l'incapacité de tracer des cartes en altitude, lesquelles sont indispensables pour élaborer une prévision vraiment scientifique de temps. Depuis lors, bien sur, des progrès considérables ont été réalisés. C'est ainsi qu'actuellement de nombreuses stations d'observations et de radiosondages fonctionnent de manière permanente dans tous les pays du monde et sur la plupart des océans, conformément aux règles de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). Les services météorologiques ont organisé sur leurs territoires nationaux des réseaux d'observation et de mesure comprenant principalement des stations situées sur les aérodromes ainsi que des postes côtiers et des stations de montagne et aussi parfois des bateaux feu.

Les observations, effectuées toutes les heures ou toutes les trois heures, portent couramment sur la plupart des phénomènes atmosphériques, identifiables, notamment le vent, la pression, la température, l'humidité, la nébulosité, la visibilité; elles sont concentrées immédiatement au Service Central de chaque pays puis échangées internationalement dans les délais les plus brefs (pendant l'heure ou les deux heures qui suivent, pour la plupart des observations).le réseau mondial d'observation synoptique comporte plus de 10 000 stations.

Notons enfin qu'un certain nombre de phénomènes (comme le vent, la température, la pression, l'insolation...) sont enregistrés de façon continue par de multiples appareils enregistreurs.

Un certain nombre de stations (près de 500 sur l'hémisphère nord) effectuent, deux fois par jour en principe, des mesures en altitude de la température, de la pression et de l'humidité, à l'aide de radiosondes (emportées par un ballon gonflé d'hydrogène, à la vitesse verticale de 400 mètres par minute) elles effectuent en outre des mesures de la direction et de la vitesse du vent à divers altitudes. Les données des radiosondes, immédiatement transmises aux services centraux mondiaux, permettant l'établissement de cartes de pression et de température en altitude à de multiples niveaux.

Certaines stations enregistrent les émissions des satellites météorologiques qui transmettent les photographies, généralement prises de 400 à 1500 Km d'altitude (ou de 36000 Km dans le cas de satellite stationnaire se trouvant au-dessus de l'équateur). Il s'agit là d'observations de grande valeur car elles sont faites à une échelle qui convient parfaitement à l'analyse synoptique et elles couvrent des zones qui sont parfois dépourvues d'observateurs. Les satellites effectuent également des mesures de rayonnement dont on déduit la température de l'air à différents niveaux, ainsi que la température du sol et de la mer.

Outre les avions de reconnaissances météorologiques, de nombreux avions des lignes commerciales exécutent et transmettent, en cours de vol, des observations météorologiques extrêmement utiles pour l'analyse de la situation à haute altitude. Mais le principal rôle spécialement dévolu aux avions de reconnaissance à long rayon d'action.

Ces avions larguent des sondes qui mesurent la température, la pression et l'humidité entre le niveau de vol de l'avion et le niveau de la mer, permettant de connaître avec précision les conditions régnant dans les cyclones, notamment la pression minimale dans l'œil.

Il convient de mentionner ici l'utilisation de radars permettant de détecter les précipitations dans un rayon de d'une centaines de milles. Les averses orageuses, qui passent souvent entre les mailles du réseau des stations d'observation, sont ainsi décelées très nettement. Ces données complètent les informations fournies par les satellites. En plus du réseau d'observation, il existe plusieurs types de stations et de centres qui ont pour mission de recueillir et de transmettre les observations ou de les utiliser en vue de l'assistance aux divers usagers de la météorologie (aviation, agriculture, marine... etc.). [A]

1-1-4 les stations météorologiques

La notion de station météorologique d'observation, dans son sens le plus général, recouvre l'association d'une telle installation et d'un tel personnel. Elle peut se référer par exemple à un simple capteur dont les mesures (et, éventuellement, les positions) sont identifiées et transmises à distance automatiquement à intervalles de temps réguliers :

Il s'agit alors du cas le plus élémentaire de station météorologique automatique . Mais elle peut aussi s'appliquer à une structure considérable où une équipe permanente mène sur place, outre les missions d'observation locale, des missions de réception, de transfert et d'émission de données au sein d'un réseau de transmission , des missions de gestion de données climatologiques, des missions de réalisation et de diffusion de prévisions générales ou spécialisées, enfin des missions de participation aux services publics — en tout premier lieu la sécurité des personnes et des biens — , de prestation de services aux particuliers, aux professionnels et aux médias et de communication.

La notion de station météorologique est solidaire de celle de réseau météorologique (ou *réseau d'observation*), qui suppose la définition d'un territoire sur lequel sont réparties des stations météorologiques vouées à au moins une mission commune et pourvues d'un système de transmission de données adéquat. Il est prioritaire ou au moins utile que les données ainsi fournies puissent être intégrées de façon directe ou différée aux données et produits obtenus et exploités dans le cadre de la Veille météorologique mondiale : c'est pourquoi, dans un sens plus strict, l'attribution du titre de station météorologique suppose non seulement l'existence des éléments précédemment suggérés — une ou plusieurs missions préétablies, un lieu aménagé et repérable à chaque instant, un parc instrumental, un équipement logistique et de transmissions , l'affectation d'un personnel sur ce lieu ou dans un lieu auquel il est connecté — , mais aussi l'agrément d'un ou plusieurs Membres de l'OMM qui mettent en application les classifications, consignes et recommandations émises au niveau de l' Organisation météorologique mondiale tout en étant directement ou indirectement les responsables ou les bénéficiaires des données délivrées par la station considérée. La caractérisation d'une station ou d'un réseau se fonde alors sur de nombreux critères où entrent en jeu de façon corrélée les choix des missions, des lieux, des instruments et de leurs supports.[1]

1-1-5 les réseaux de transmission

Le réseau des transmissions joue un rôle important :

Il assure d'abord dans chaque pays la concentration nationale des données d'observations, c'est-à-dire des données brutes. Cette concentration doit s'opérer en un temps aussi court que possible (inférieur à une heure en général. Ensuite ces données sont immédiatement échangées par ordinateurs entre les divers services nationaux, suivant un plan international. Enfin, les cartes actuelles et prévues sont diffusées à partir des centres de prévision, soit par fac-similé, soit par message codé. [A]

I-2 Prévision du temps

Les services d'assistance à la marine chargés de rédiger les bulletins disposent évidemment des cartes isobariques frontologiques actuelles et prévus qui permettent à tous les météorologistes de connaître les caractères généraux du temps et les vents qui régneront dans les différentes zones qui sont sous leur responsabilité.

Il existe diverses sortes de bulletins :

- Les BVF (bulletins de vent fort) sont émis par les stations météorologiques rédactrices des bulletins côtiers et des bulletins pour les CROSS, quand le vent doit dépasser la force 5 Beaufort.
- Les BMS (bulletins météorologiques spéciaux) de coups de vent ou de tempête sont élaborés dès que des vents de force égale ou supérieure à 8 Beaufort sont prévus sur les zones protégées (cotes, large ou grand large).
- Le BQR (bulletin quotidien de renseignement) est édité chaque jour par le service Central de la Météorologie et envoyé. Ce bulletin comporte notamment les cartes de situation générale isobariques et frontologiques à 18h la veille et à 6h le jour même. Ce bulletin fort intéressant est envoyé par fac-similé et permet d'obtenir des cartes beaucoup plus récentes et très diversifiées, ainsi que des cartes prévues (cartes d'état de la mer et de la température de l'eau cartes de pressions et de fronts prévus, cartes en altitude, etc.).[A]

Actuellement, les modèles de prévision sont numériques, c'est-à-dire qu'ils font appel aux lois de la dynamique et de la thermodynamique de l'atmosphère considérée comme un fluide. La prévision numérique nécessite un grand nombre de données qui doivent se répartir sur la surface terrestre de la façon la plus homogène possible. Pour cela, on définit un maillage en trois dimensions de milliers de petits volumes fictifs élémentaires qui, en se juxtaposant et en se superposant, recouvrent toute la planète. Pour que les prévisions soient acceptables à un moment donné, 10 millions de données chiffrées sont indispensables. De dix minutes en dix minutes, il faut environ 1,5 milliard d'opérations mathématiques pour établir des prévisions planétaires pour vingt-quatre heures. Le résultat de tous ces calculs, qui nécessitent les plus gros ordinateurs, se présente sous forme de cartes des vents, des températures, des pluies prévues, etc.

I-3 Assistance à la marine

Cette assistance s'effectue au bénéfice de tous les usagers maritimes, en vue d'assurer leur sécurité ; pour cela, un certain nombre de bulletins réguliers ou spéciaux sont diffusés continuellement. En France, par exemple, ils concernent trois domaines maritimes : le domaine du grand large couvre une grande partie de l'Atlantique Nord et de la Méditerranée occidentale ; le domaine du large couvre le proche Atlantique, la Manche, la mer du Nord et la moitié nord du bassin méditerranéen occidental ; enfin, le domaine de la côte est constitué par une bande côtière d'une largeur de 20 milles nautiques. Une assistance particulière s'adresse également aux plaisanciers ainsi qu'aux skippers qui participent aux grandes courses océaniques.

La météorologie marine joue désormais un rôle très important dans le cadre de la pêche dite industrielle, par la prévision de certains éléments océano-météorologiques qui agissent directement sur la concentration des bancs de poissons.

Enfin, la météorologie prend une part active dans tous les chantiers où sont effectués des travaux en mer, et en particulier dans la recherche et l'exploitation du pétrole.

- L'assistance aux transports et à l'industrie

Le rail, la route, les rivières et les canaux sont souvent touchés par les intempéries ; en fonction des caractéristiques de chaque type de transport, la météorologie fournit des messages d'alerte dès que certains seuils sont atteints ou dépassés. Chantiers, EDF-GDF, travaux publics demandent une assistance météorologique qui concerne les pluies, le vent, etc. Dans certains cas, lorsque certains seuils locaux de pollution atmosphérique sont atteints ou dépassés, les services de la météorologie diffusent des messages d'alerte, qui peuvent aboutir à une réduction ou à un arrêt momentané de l'activité industrielle responsable de cette pollution atmosphérique (ou marine dans le cas de rejets de déchets polluants dans l'océan). D'autre part, une information est faite, pour le grand public, par la presse, la radio et la télévision, à l'aide de bulletins météorologiques, dont certains concerne les activités de loisir (plaisance, montagne).[F]

Chapitre II

Chapitre II : Éléments météorologiques constituant les besoins des usagers maritimes

II-1 Introduction

II-I-1 Océan

L'océan couvre environ 70 % de la surface du globe. La surface de la mer est le lieu de transmission de l'énergie et la matière de l'océan vers l'atmosphère, et du milieu extérieur (atmosphère, espace) vers l'océan.

Comprendre les mécanismes de ces échanges, les quantifier avec précision et suivre leur évolution, est donc un enjeu important pour la compréhension du climat et de ses processus, puis pour maîtriser la modélisation du système couplé océan - atmosphère, donc du climat terrestre (les surfaces continentales ne sont toutefois pas moins importantes).

La surface océanique est la source essentielle d'eau atmosphérique. Or la vapeur d'eau est le principal gaz à effet de serre, et les nuages contribuent au cycle de l'eau, arrêtent partiellement le rayonnement solaire.

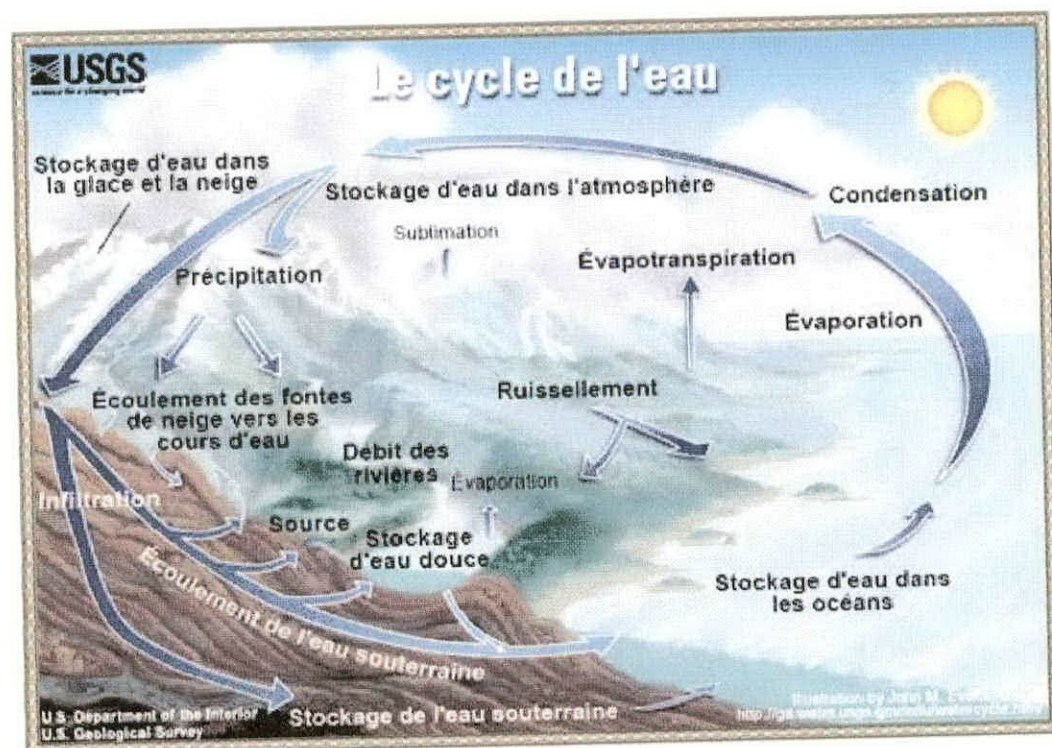


Figure (II-1): Cycle de l'eau

Le rôle de l'océan n'est pas seulement d'être une source d'eau, mais aussi de chaleur : en effet, l'inertie thermique de l'eau est bien plus élevée que celle de l'air ou du sol, ce qui ralentit considérablement le refroidissement saisonnier. De plus, les courants marins tels que le Gulf Stream ou le Kuro Shio ralentissent les refroidissements hivernaux de température, et adoucissent les contrastes avec la latitude (climat tempéré jusqu'à 50° latitude N sur les bords ouest des continents).

L'océan a un rôle bénéfique et protecteur pour les régions continentales proches, mais les tempêtes, cyclones et autres événements météorologiques violents seraient très rares sans les océans (source de chaleur et d'eau, et pas de relief pour empêcher le vent de souffler!).

Enfin, l'océan a été dans l'histoire de la terre à l'origine de la vie, et la vie aquatique de la surface, là où arrive la lumière solaire dépend pour son développement du phytoplancton, constitué d'algues microscopiques.

Ces quelques exemples montrent que pour tous les domaines du climat (prévision saisonnière, scénarios climatiques) mais aussi pour la météorologie, la prévention des aléas, les écosystèmes marins et les ressources marines, la connaissance des mécanismes agissant à l'interface océan - atmosphère est indispensable. [2]

II-I-1-1 La dynamique de l'océan

La théorie Ekman permet d'expliquer la raison pour laquelle les courants décrivent des mouvements cellulaires. Des phénomènes de divergences et de convergences sont provoqués par l'effet du vent et de la déviation de Coriolis.

- Lorsqu'on a un vent d'origine anticyclonique (tournant dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord), l'eau s'accumule (convergence) au centre. Alors pour compenser l'élévation de la surface, la thermocline plonge en profondeur.
- Lors des vents dépressions (tournant dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord) le phénomène s'inverse, ce qui provoque un mouvement ascendant de l'eau de mer et une remontée de la thermocline : c'est le pompage d'Ekman.

Fréquemment des remontées d'eaux (upwelling) près des côtes ont lieu pour renouveler l'eau de la surface qui est chassée au large par les vents. [3]

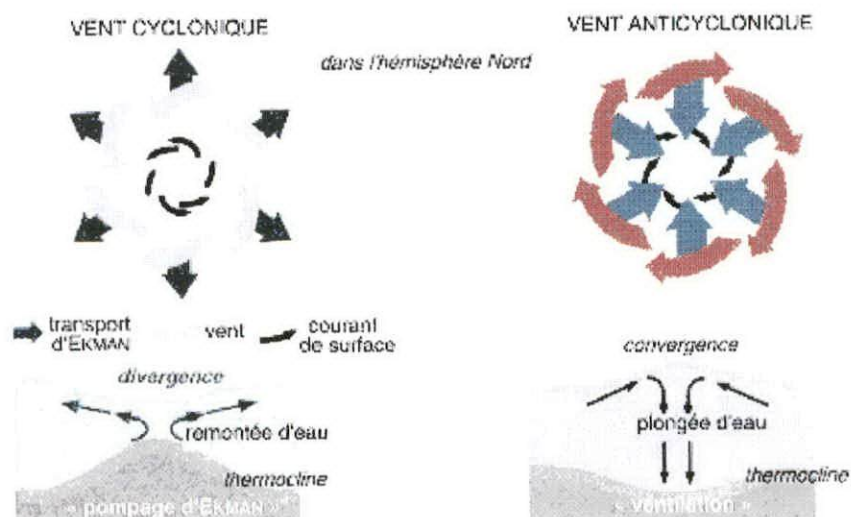


Figure (II-2) : Phénomènes dynamiques

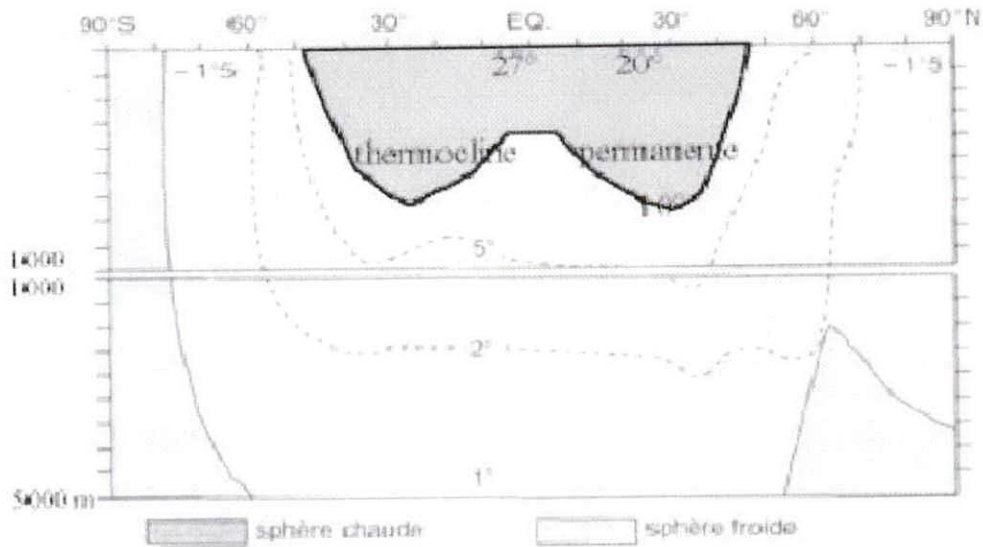


Figure (II-4) - Enfoncement thermocline dans boucle giratoire (sphère chaude)
 - Température moins variable dans sphère froide (circulation thermo haline)

On a la circulation thermo haline qui est une circulation à très grande échelle et qui brasse l'ensemble des bassins océaniques. Dans l'Atlantique nord, le courant arrive dans la Mer de Norvège et du Labrador où de la glace de mer se forme. Le taux de salinité des eaux est plus élevé, l'eau froide, plus dense, plonge dans les profondeurs de l'Océan Atlantique le long des côtes américaines Nord et Sud, traverse l'Atlantique Sud pour pénétrer dans l'Océan Indien. Puis une partie des eaux remonte à l'ouest de l'Australie et le reste dans le Pacifique Sud. Dans le Pacifique Nord les eaux refont surface en traversant les zones tropicales où elles se réchauffent.

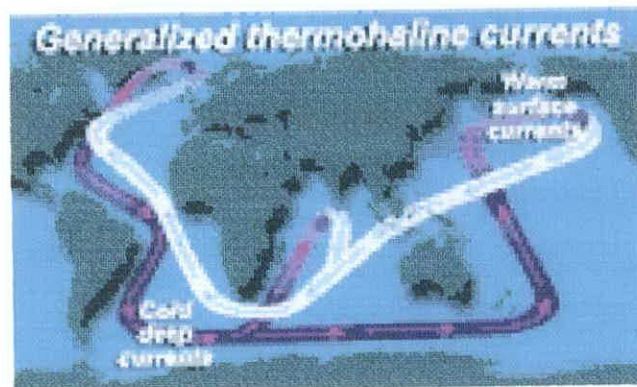


Figure (II-5) : La circulation de la thermo haline

En profondeur, le courant connaît une circulation caractérisée par sa lenteur (souvent de 15 à 25 cm. /s). L'eau qui remonte le Pacifique Nord est la même que celle qui est descendue de l'Atlantique Nord il y a quelques centaines ou milliers d'années. [3]

II-2 Interaction océan atmosphère

La source essentielle d'énergie pour la terre est le soleil. Celui ci émet un rayonnement centré dans le domaine visible, qui traverse partiellement l'atmosphère avant de toucher la surface. La surface réfléchit une partie de ce rayonnement (selon son albédo), et absorbe le reste. La pénétration de la lumière peut atteindre plusieurs dizaines de mètres dans l'océan, permettant un chauffage des couches supérieures de la mer, alors que seule la surface du sol est chauffée par le soleil, cette chaleur pénétrant ensuite par conduction.

Les lois physiques sur l'absorption de rayonnement expriment le fait que tout corps en équilibre thermodynamique qui absorbe un rayonnement réémet la même quantité. Mais cette réémission se fait à une longueur d'onde d'autant plus grande que la température physique du corps est basse. C'est pourquoi l'émission de la terre se situe dans la bande infrarouge thermique des 10 – 12 micromètres (température de l'ordre de 290K), alors que le soleil, de température 6000K, émet dans le visible (entre 0,4 et 0,9 micromètres).

L'atmosphère n'est pas totalement transparente au rayonnement solaire : les molécules des gaz composant l'atmosphère, les gouttelettes et cristaux nuageux, et les poussières (aérosols) ont des pouvoirs significatifs d'absorption dans l'infrarouge (gaz et nuages), de diffusion et réflexion. Ainsi l'atmosphère est elle-même chauffée par le soleil, et elle émet à son tour un rayonnement dans l'infrarouge thermique (vers le bas et vers le haut) ; les nuages réfléchissent vers le haut (espace) une partie du rayonnement, absorbent, réémettent et diffusent le reste dans toutes les directions. Le bilan radiatif de la basse atmosphère tient compte de tous ces rayonnements. Par exemple, lors d'une nuit claire et sèche, l'atmosphère contribue très peu à réchauffer la surface de la terre, qui de ce fait se refroidit radiativement. A l'inverse, la présence de vapeur d'eau et de gaz carbonique, gaz à effet de serre, c'est à dire qui absorbent une part importante de rayonnement et le réémettent, contribuent au réchauffement de la basse atmosphère et la surface, de même que la couche nuageuse.

Mais à ces flux radiatifs s'ajoutent deux autres flux importants à la surface : les flux de chaleur sensible et de chaleur latente. Lorsque la température de la surface est plus élevée que celle de l'atmosphère qui la surmonte, l'excès de chaleur est transféré vers le haut par conduction et surtout par la turbulence, et ce transfert est d'autant plus fort que l'écart de température est élevé et que le vent souffle fort. De même, l'évaporation à la surface croît avec l'écart d'humidité entre la surface et la première couche de l'atmosphère, et augmente avec le vent. L'évaporation se traduit localement par un refroidissement de la surface, mais la vapeur d'eau, en se condensant plus haut dans l'atmosphère, restitue la chaleur latente à l'atmosphère. Il s'agit donc bien d'un flux de chaleur de la surface vers l'atmosphère.

Dans le cas de l'océan, le bilan d'énergie de surface (somme des flux vers l'atmosphère et vers l'océan, exprimés en $W.m^{-2}$) a les caractéristiques suivantes :

II-2-1 - Energie perdue par l'océan

a - Rayonnement infrarouge :

Ce rayonnement dépend de sa température de surface. Il affecte une pellicule de l'ordre du micromètre.

b- Chaleurs sensible et latente :

Le refroidissement de la surface par évaporation de l'eau est la principale perte d'énergie de l'océan.

II-2-2 Sources d'énergie pour l'océan

a- Rayonnement solaire :

L'albédo de l'océan est faible (environ 0,08, alors que celle de la glace ou la neige peut atteindre 0,9), mais une fraction importante du rayonnement solaire pénètre dans la mer.

b- Rayonnement de l'atmosphère :

L'atmosphère contribue, par son rayonnement infrarouge thermique, à l'apport d'énergie pour l'océan.

La figure ci-après montre le bilan d'énergie moyen de surface en fonction de la latitude. Le flux net (solaire = short wave, infrarouge=long wave) est l'écart entre flux entrant dans l'océan et flux émis.

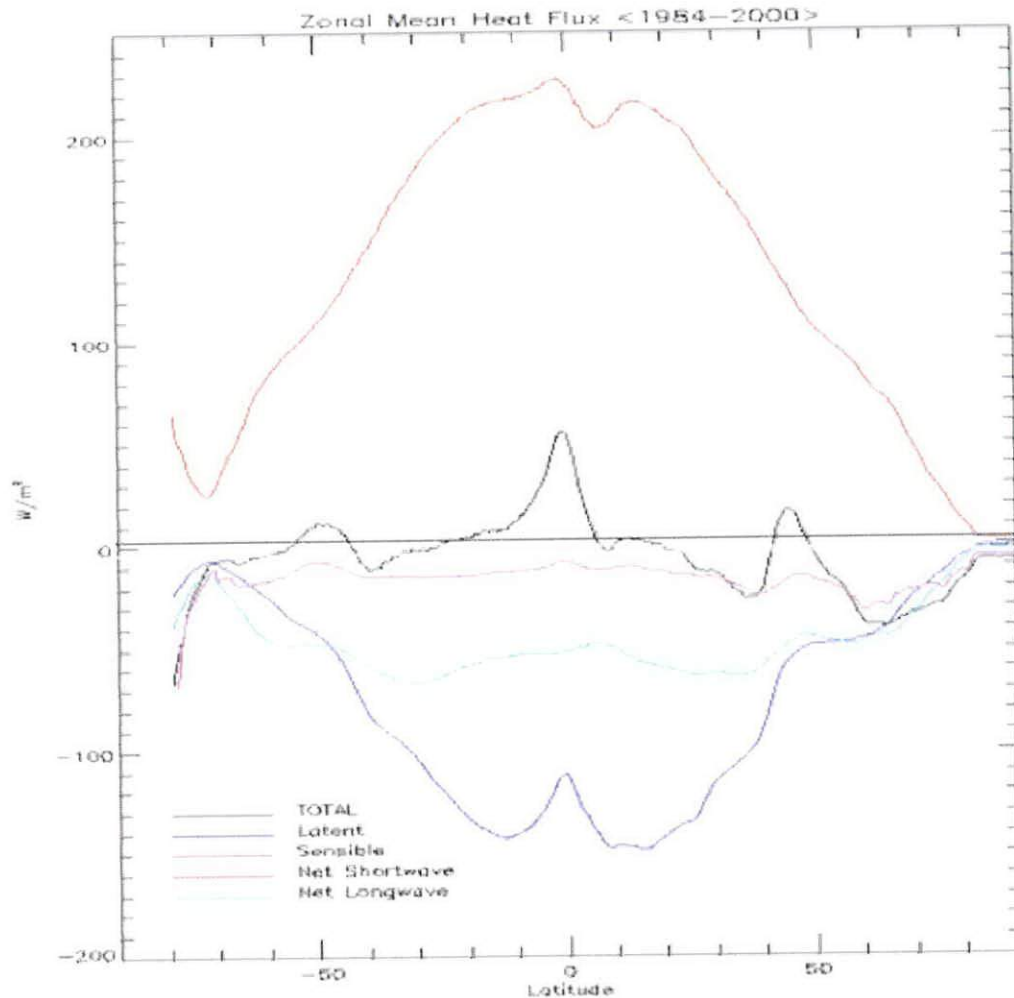


Figure (II-6) : énergies perdue et reçue par l'océan.

c- Transfert de chaleur par conduction

La rotation de la terre (effet de Coriolis) et la gravité terrestre, qui induisent des courants, et des mouvements verticaux. Elle contribue à répartir la chaleur reçue en surface (majoritairement autour de l'équateur) vers les hautes latitudes, et à faire plonger dans les profondeurs l'eau plus froide et plus dense dans certaines régions des latitudes tempérées et polaires.

d- Transfert de chaleur par convection

Le vent, qui par frottement à la surface, provoque vagues, houle, courant de surface. Le vent intervient également dans le refroidissement de la surface par un mécanisme de mélange vertical, entre l'eau chauffée par le soleil dans la « couche mélangée », qui occupe les premières dizaines de mètres (voire centaines de mètres dans certaines situations hivernales) et l'eau située au dessous de la thermocline, zone de transition située à la base de la couche mélangée.

II-2-3 Transfert de chaleur par évaporation

L'océan fournit à l'atmosphère de l'eau, par évaporation qui est le passage progressif de l'état liquide à l'état gazeux. Lorsqu'il existe un volume libre au dessus d'un liquide, une fraction des molécules composant le liquide est sous forme gazeuse. A l'équilibre, la quantité de matière sous forme gazeuse définit la pression e vapeur saturante, qui dépend de la température.

Ces échanges de différentes natures ne sont pas totalement indépendants, car température de surface et vent jouent un rôle important dans les variations de la plupart des flux. La production primaire (croissance du phytoplancton, associée à l'absorption de CO₂) a en retour un effet sur les échanges de chaleur, car elle modifie la turbidité de l'eau superficielle, donc la pénétration de la lumière solaire dans la couche mélangée. [2]

II-3 Eléments météorologiques constituant les besoins des usagers maritimes

II-3-1 Température de l'air

La température de l'air est un indicateur du niveau énergétique de l'air, qui provient lui même du bilan de tous les échanges de chaleur qui existent à l'endroit et au moment de la mesure de cette température. La baisse de température à l'occasion d'une éclipse de soleil illustre bien l'importance du rayonnement (Annexe, Figure (II-7)) on voit même apparaître une inversion de température près du sol.

La température fluctue sans cesse, à toutes les échelles de temps ou d'espace mais on compare toujours des valeurs moyennes des températures. Les thermomètres usuels placés dans les abris météorologiques ont une inertie de plusieurs minutes ; les maxima et minima journaliers sont donc des moyennes mesurés sur un laps de temps assez court mais on pourrait très bien imaginer un thermomètre qui aurait une inertie d'un mois, d'une année ou d'avantage : la température du sol en profondeur ou celle de l'océan en sont de bons exemples.

La température de l'air est le principal élément de l'ambiance atmosphérique dans laquelle nous sommes plongés. La fourchette des températures qui permettent la vie sur terre sans protection spéciale est faible, une cinquantaine de degrés, mais il est remarquable qu'elle a peut changé depuis des millions d'années. Cependant des petits changements de température moyenne, de l'ordre de quelques degrés seulement, peuvent modifier nos conditions d'adaptation aux climats ; c'est une des raisons de la crainte actuelle des « changement climatiques ». [B]

II-3-2 L'eau dans l'atmosphère

Elle se présente sous trois aspects : la vapeur d'eau, invisible ; les nuages et les brouillards composés de très fines gouttelettes d'eau en suspension dans l'air ; les précipitation : pluie, neige, grésil, grêle. [C]

a- Humidité de l'air

Le terme d'humidité recouvre en fait deux significations complémentaires. Il désigne en premier lieu l'évaluation quantitative de la présence de vapeur d'eau dans l'air d'une région de l'atmosphère : une telle évaluation peut s'effectuer par différents critères, dont le plus courant est l'humidité relative, quoique un autre critère, le rapport de mélange, soit fréquemment employé lui aussi en météorologie.

En second lieu, la notion d'humidité traduit l'affirmation d'une valeur élevée de l'humidité relative en un lieu donné et à un moment fixé. [1]

On peut indiquer le poids de vapeur d'eau contenu par mètre cube.

b- La nébulosité

La nébulosité est un terme très employé en météorologie. Sa définition donne ceci : Couverture nuageuse. Ainsi, on entendra familièrement une nébulosité variable ou encore abondante.

On parle aussi d'un ciel nuageux ou très nuageux.

Météorologiquement, on parle de ciel serein, peu nuageux, nuageux, très nuageux et couvert.

Pour pouvoir classer la quantité de nuages présents dans le ciel, on a inventé un système qui divise la voûte céleste en huit l'octat.

Tableau 01: quantité de nuage

0 octat :	Ciel serein.
1-2 octats :	Ciel peu nuageux.
3-4 octats :	Ciel nuageux.
5-7 octats :	Ciel très nuageux.
8 octats :	Ciel couvert.
9 octats :	Ciel rendu invisible par le brouillard.

Une nébulosité variable signifie généralement que celle-ci peut varier entre 1 et 7 octats. Une nébulosité abondante signifie que celle-ci peut varier entre 5 et 8 octats. Mais, il est courant d'employer ces termes en pensant à une autre variation de la nébulosité. Quand il y a formation de brouillard et que le ciel est invisible, on utilisera le chiffre 9 pour le signifier. [4]

b-1 Brume et brouillard :

Le brouillard est un hydrométéore constitué de très petites gouttelettes d'eau, souvent invisible à l'oeil nu, en suspension dans l'air.

Par convention, l'appellation "brouillard" est utilisée lorsque la visibilité horizontale au sol est inférieure à 1 km dans au moins une direction; l'appellation "brume" est utilisée lorsque la visibilité horizontale au sol est comprise entre 1 et 5 km.

Les brouillards résultent de la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique en gouttelettes qui restent en suspension dans l'air en quantité suffisante pour réduire la visibilité à moins de 1 km. Le diamètre des gouttes est de l'ordre de quelques microns (1/1000e mm). Leur vitesse de chute ne dépasse pas quelques millimètres par seconde.

Notons que l'importance du refroidissement nécessaire à la production d'eau condensée en quantité suffisante pour avoir du brouillard varie fortement avec la température de l'air. [5]



Figure (II-8) brume et brouillard

b-2 La visibilité

On définit la visibilité dans une direction déterminée comme la plus grande distance à laquelle la transparence de l'air permet de distinguer parfaitement, de jour, un objet sur son arrière-plan ou d'apercevoir une lumière de nuit.

Les réductions de la visibilité sont dues à la présence de particules solides ou liquides en suspension dans l'air (poussières naturelles ou industrielles, sable, gouttelettes d'eau, cristaux de glace) ou en voie de précipitation dans l'atmosphère (grêle, neige, pluie, bruine). [5]

c- Les précipitations

Des précipitations se produisent lorsque la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère se condense en nuages et retombe sur Terre. Ces précipitations peuvent se présenter sous diverses formes, notamment des chutes de pluie, de neige, de grêle. En moyenne, les précipitations quotidiennes représentent environ 300 km^3 . Approximativement deux tiers s'évaporent à nouveau dans l'atmosphère, le reste alimentant le débit des rivières avant de retourner à l'océan.

Des orages isolés peuvent donner d'énormes quantités de précipitations. Ainsi, si un système de basses pressions hivernales provoque, pendant sa durée de vie de plusieurs jours, la chute de quelque 100 km^3 d'eau sur la Terre, un violent orage peut déverser $0,1 \text{ km}^3$ d'eau en l'espace de quelques heures sur une région très limitée. Microsoft ® Encarta ® 2006. © 1993-2005 Microsoft Corporation. Tous droits réservés.

II-3-3 Température de la mer en surface

La répartition des températures en surface Figure (II-9) est sensiblement zonale (fonction Uniquement de la latitude) sauf près des côtes où les courants sont méridiens (Nord-sud ou Sud Nord). Le long de certaines côtes Est des océans, on peut observer localement des températures très faibles, dues à un phénomène de remontée d'eau froide provenant d'une profondeur de quelques centaines de mètres. Ce phénomène baptisé upwelling est abordé dans la suite du cours.

La température de l'océan (loin des côtes) décroît régulièrement de 28°C près de l'équateur, à presque -2°C aux hautes latitudes. Cette distribution correspond assez bien à la distribution de rayonnement solaire à la surface.

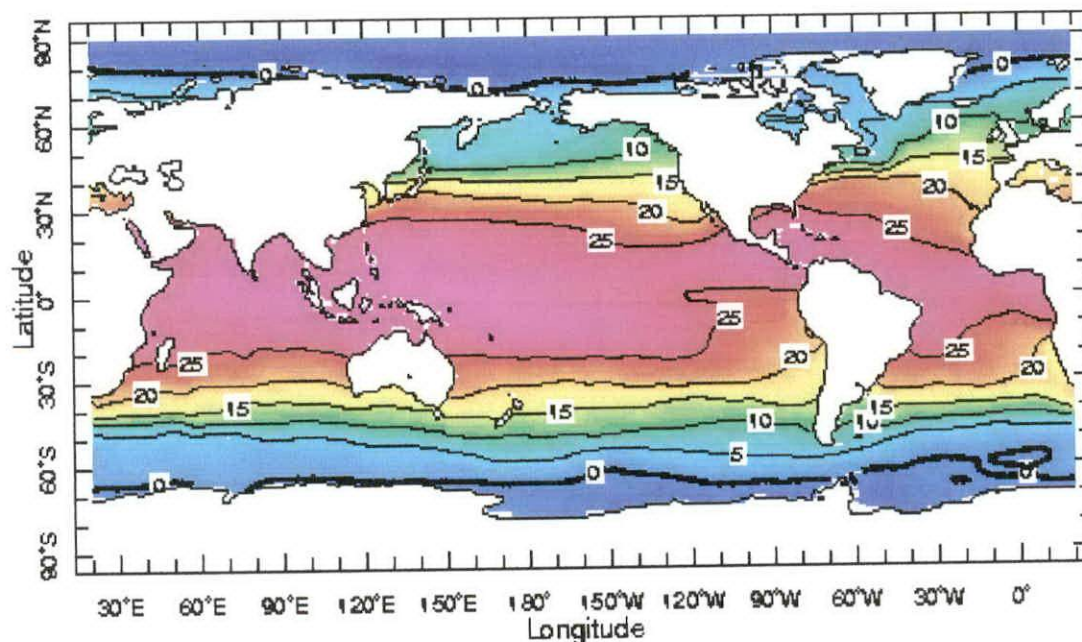


Figure (II-9) : températures de surface ($^\circ\text{C}$), moyennes annuelles.

Les variations annuelles de la température de surface Figure (II-10) sont relativement faibles, de l'ordre de 2°C à l'équateur, 8°C à 40° de latitude, quasi-nulles dans les régions polaires. Près des côtes, on peut observer des variations de l'ordre de 15°C. Ces variations sont essentiellement dues aux variations saisonnières du rayonnement solaire à la surface, elles sont plus importantes près des grandes masses continentales de l'hémisphère nord. Les variations journalières de la température de surface sont au large inférieures à 0,3°C, elles peuvent atteindre 2 à 3°C en eau très peu profond

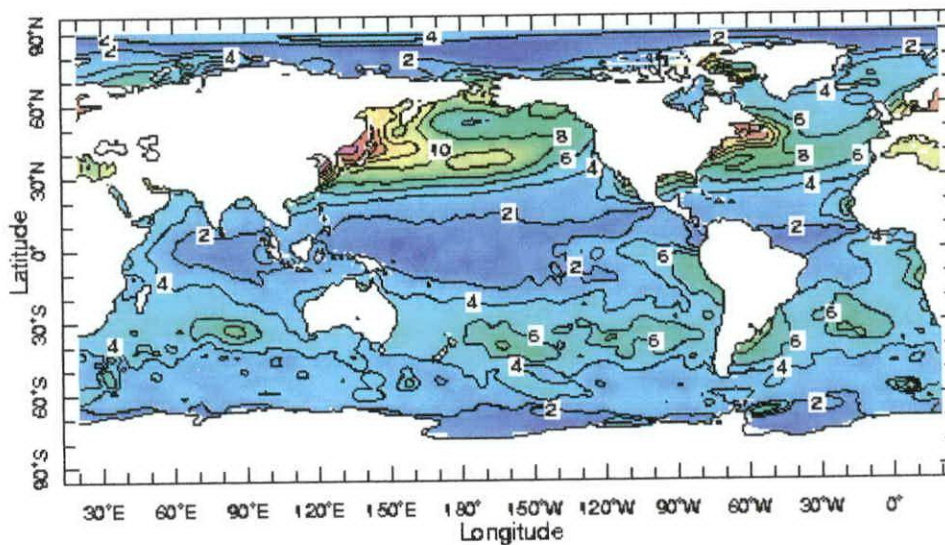


Figure (II-10) : variations annuelles des températures mensuelles (°C).

II-3-4 Pression atmosphérique

La pression atmosphérique (en pascals) en un point donné de l'atmosphère ou de la surface terrestres correspond en particulier au poids (en newtons) de la colonne verticale d'air s'étendant depuis une surface horizontale d'aire unité (en mètres carrés) centrée en ce point jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère. La pression atmosphérique diminuant ainsi obligatoirement avec l'altitude suivant la verticale, les météorologistes, pour faciliter la comparaison des pressions observées ou prévues au sol, "réduisent au niveau de la mer" les valeurs de ces pressions par un calcul conventionnel, mais physiquement fondé.

Au niveau de la mer, la pression atmosphérique normale est fixée à 1013,25 hPa. [1]

a- Variations de la pression

Au cours d'un cycle de 24 heures la pression présente une double oscillation : la pression augmente entre 4 et 10h (locale) du matin, elle diminue entre 10 et 16h, augmente à nouveau entre 16 et 22h et diminue de nouveau entre 22 et 4h.

Cette amplitude de pression varie avec la latitude : elle est négligeable aux pôles, inférieure à 1 mbar dans les régions tempérées tandis qu'elle peut dépasser 4 mbar dans les régions équatoriales.

Il existe des variations irrégulières de pression liées aux perturbations atmosphériques. Elles jouent un rôle majeur aux latitudes supérieures à 30° où elles masquent la variation diurne. Leur amplitude varie de quelques millibars à plusieurs dizaines de millibars. [I]

b- Le champ de pression

Par champ on entend un espace dans lequel les forces sont orientées (vecteurs) indépendamment des masses qui s'y trouvent. En pratique le champ de pression se matérialise par la force du vent. Sur les cartes météorologiques il est matérialisé par les lignes d'isobares représentant les lignes d'égale pression. La distance entre deux isobares donne une représentation statique du gradient de pression, en d'autres termes du taux de variation de la pression en fonction de la distance. Le gradient horizontal de pression s'exprime ordinairement en mbar/km ou en mbar par degré de latitude. Plus les isobares sont serrés plus le gradient de pression sera élevé et plus les vents souffleront forts dans cette région. [K]

Le tracé des isobares montre, en tout temps et en toute région, un certain nombre de configurations types :

- **La dépression** ou zone de basses pressions (Low, symbole L ou D) : parfois dénommée cyclone, il s'agit d'une région où la pression décroît à mesure qu'on se rapproche du centre. Les isobares se présentent sous forme plus ou moins circulaire. Une telle région peut avoir un diamètre variant de quelques centaines de mètres à plusieurs centaines de kilomètres.
- **Le creux** ou thalweg (Trough) : il s'agit du prolongement, dans une direction déterminée, d'une zone de basses pressions; les isobares s'y présentent sous forme de V à angle plus ou moins aigu.
- **L'anticyclone** ou zone de hautes pressions (High, symbole H ou A) : il s'agit d'une région où la pression augmente à mesure qu'on se rapproche du centre. Les isobares se présentent sous forme plus ou moins circulaire, la pression la plus élevée se trouvant au centre. Les dimensions des anticyclones sont du même ordre de grandeur que celles des dépressions

- **La crête anticyclonique (Ridge)** : il s'agit de la proéminence d'une zone de hautes pressions s'étendant à l'intérieur d'une zone de pression moins élevée. Cette proéminence n'est jamais assez aiguë pour former un V.
- **Le col ou marais barométrique** : il s'agit d'une région de transition située entre deux anticyclones et deux dépressions. En raison de la direction variée des vents, il s'agit souvent d'une région de vents calmes [6]

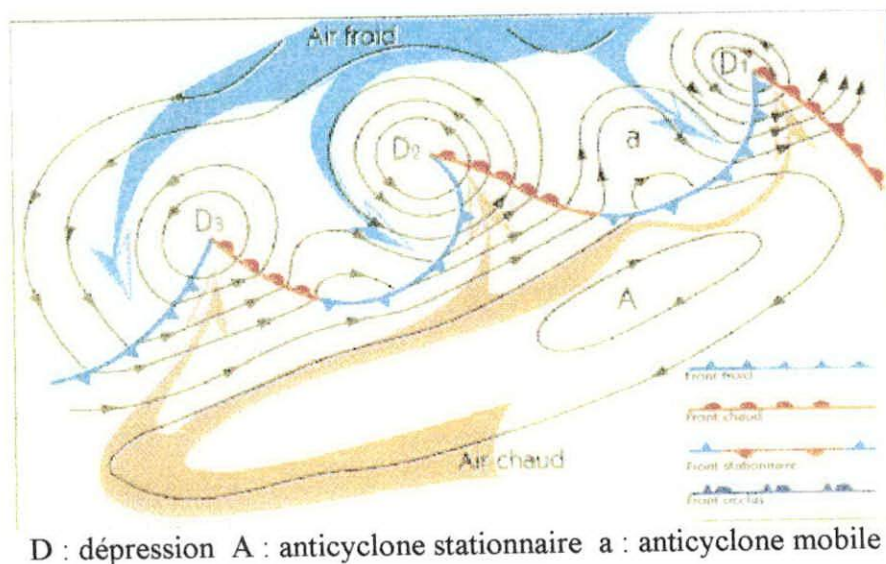


Figure (II-11) : carte représentant le champ de pression.

II-3-4-1 Les cyclones tropicaux

En météorologie, un cyclone est défini comme une perturbation tourbillonnaire des latitudes tropicales. La vitesse maximale du vent dans le tourbillon permet de préciser s'il s'agit d'une dépression tropicale (moins de 60 km/h), d'une tempête tropicale (60 à 115 km/h), ou d'un ouragan (au delà).

Les cyclones tropicaux se forment essentiellement à l'intérieur de la bande $+20 / -20^\circ$ de latitude, là où le chauffage solaire de l'océan et l'atmosphère est maximal.

Les régions de formation et déplacement des cyclones tropicaux sont indiquées sur la figure (II-12)

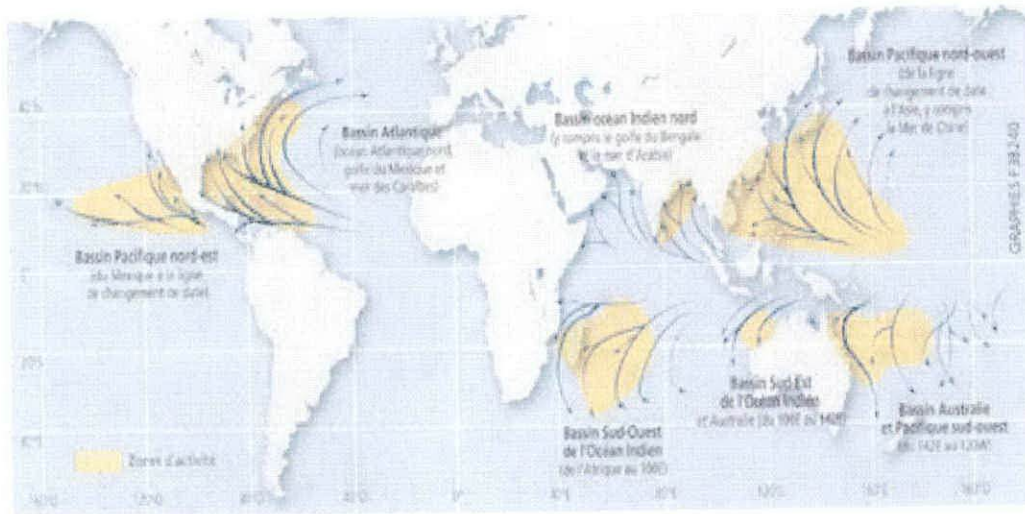


Figure (II-12) : les zones de formation des cyclones et les trajectoires habituelles

Mais la rotation des vents dans un cyclone nécessite une source d'énergie de rotation, qui est sauf exception la force de Coriolis. Les cyclones ne se forment donc pas en général à moins de 10° de latitude Nord ou Sud.

On compte en moyenne 80 cyclones tropicaux chaque année.



Figure (II-13) : cyclones tropicaux

Les cyclones sont d'extraordinaires machines thermiques, puisant leur énergie à la surface de la mer. A l'origine, il y a un amas de convection intense (cumulo-nimbus), qui s'organise en spirale sous l'effet de la force de Coriolis. Les cumulo-nimbus sont des zones d'ascendance de l'air humide, qui se condense et libère ainsi la chaleur latente. Cette chaleur contribue à entretenir le mécanisme de pompage jusqu'au sommet de la troposphère. Les vents les plus forts sont associés aux zones convectives. Ils favorisent l'évaporation qui alimente le système en chaleur latente. Ainsi, dans le cyclone, l'œil central est une zone sèche d'air descendant, autour duquel tourne en montant l'air humide dans le mur convectif. Dans chaque branche de spirale autour de la partie centrale, on retrouve convection et air sec environnant. La dimension typique d'un cyclone est de plusieurs centaines de km. L'œil, généralement circulaire, a un diamètre de quelques km à plus de 100 km. [2]

II-3-5 Vents, vagues et houles

II-3-5-1 Vents

Le vent est un déplacement d'air provoqué par une différence de pression d'un lieu à l'autre. Habituellement on donne sa direction, qui indique le lieu d'où provient l'air ambiant, et sa vitesse, qui agit en combinaison avec les autres éléments du climat. (Annexe, figure (II-14)).

La mesure du vent est celle de la composante horizontale du mouvement de l'air dont les déplacements, dits turbulents, sont très irréguliers et varient en vitesse et en direction. Ces fluctuations quasi instantanées ont amenés les météorologistes à choisir comme mesure de base la moyenne du vent sur 10 min, à 10 m de hauteur, en l'absence de tout obstacle. [A]

Pour le météorologiste le vent est le mouvement horizontal de l'air par rapport à la surface de la terre.

Définissons tout d'abord la direction du vent et quelques forces agissantes :

- **Direction et force du vent**

Elle peut s'énoncer de l'une des manières suivantes :

- Un observateur placé le dos au vent dans l'hémisphère Nord a les hautes pressions à sa droite et les basses pressions à sa gauche. Dans l'hémisphère Sud, il aura les hautes pressions à sa gauche et les basses pressions à sa droite.

- Dans l'hémisphère Nord, le vent tourne dans le sens des aiguilles d'une montre autour des zones de hautes pressions et dans le sens inverse autour des zones de basses pressions. Dans l'hémisphère Sud, le sens de rotation est inversé.

Ce vent considéré à grande échelle est appelé le vent synoptique par opposition aux vents locaux.

Enfin, en météorologie on ne s'intéresse pas à la direction dans laquelle souffle le vent mais bien d'où il souffle.

NB. Par gradient d'une force, on entend son taux de variation dans une direction. [2]

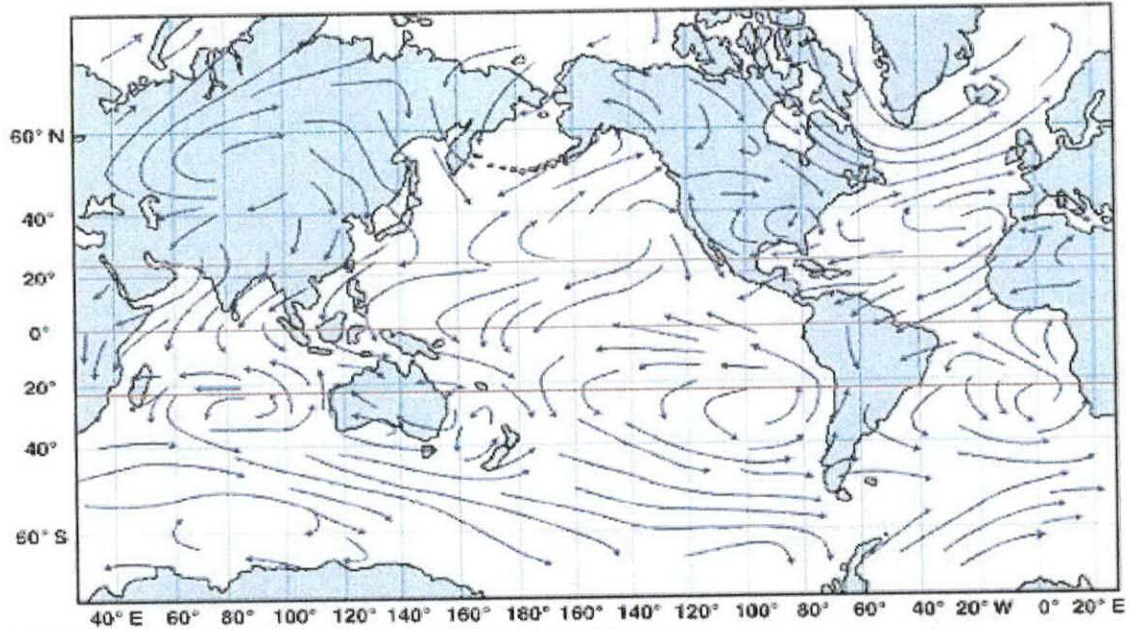


Figure (II-15) : Direction des vents moyens à la surface de la terre (moyenne annuelle)

- **Force agissante due au gradient horizontal de pression**

Cette force agit perpendiculairement aux isobares, des hautes vers les basses pressions. Sa grandeur est égale au rapport entre le gradient horizontal de pression (G) et la masse spécifique de l'air au niveau considéré (ρ) : $F_p = G/\rho$

- **Force déviante due à la force de Coriolis :**

La force de Coriolis agit perpendiculairement à la direction du mouvement vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud :

$F_d = 2 \omega V \sin\phi$, ω étant la vitesse angulaire de rotation de la Terre et ϕ la latitude.

- **Force centrifuge :**

Cette force agit perpendiculairement à la direction du mouvement vers la convexité de la trajectoire. Sa grandeur est égale à $F_c = V^2/R$, R étant le rayon de courbure de la trajectoire.

- **Force de frottement :**

Cette force agit en sens inverse de la vitesse; elle entraîne donc un effet de freinage. Sa grandeur dépend d'un grand nombre de facteurs variables d'un endroit à un autre et dont il est impossible de donner une valeur théorique.

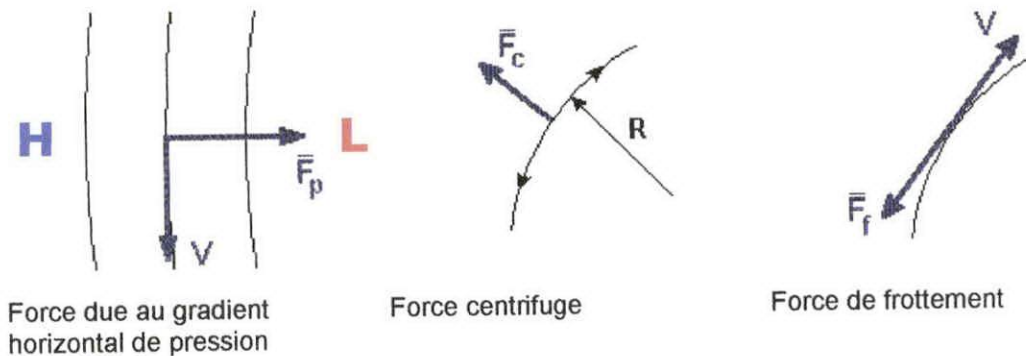


Figure (IF16) : forces de pression, centrifuge et de frottement.

Les fronts :

Il existe, sur les océans comme sur certains continents, de vastes zones au-dessus desquelles les conditions météorologiques restent les mêmes. D'énormes masses d'air se forment dans ces régions où l'hygrométrie (la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air) et la température sont uniformes. Il peut aussi bien s'agir de masses d'air froid que de masses d'air chaud, d'air sec ou humide, selon leur lieu de formation. Ces masses d'air se déplacent et imposent des changements météorologiques sur leur passage. La surface de contact entre deux masses d'air convergentes s'appelle un front. A proximité d'un front, le temps est changeant et instable, et les nuages, les pluies et les orages sont de règle. Il existe trois types de fronts: chauds, froids et occlus.

On parle de front chaud lorsque l'air chaud progresse vers une zone d'air froid. Comme l'air chaud est moins dense, il glisse au-dessus de l'air froid et provoque la formation des nuages en s'élevant. Souvent, des pluies prolongées précèdent le déplacement d'un front chaud.

Dans le cas d'un front froid, c'est l'air froid qui s'avance vers une masse d'air chaud. Plus dense, l'air froid glisse sous la masse d'air chaud. Il y a encore formation de nuages, suivie de fortes pluies de courte durée, voire d'orage, puis le temps se dégage, avec alternance d'averses et d'éclaircies. C'est ce que l'on appelle un ciel de traîne.

On parle d'occlusion lorsqu'un front froid rattrape un front chaud. La masse d'air froid soulève la masse d'air chaud qui finit par ne plus être en contact avec le sol. Il se produit alors des chutes de pluies régulières suivies en général d'éclaircies. [7]

II-3-5-2 Vagues et houles

- **Définitions**

Les vagues sont le déplacement à la surface des océans d'ondes périodiques générées par le vent.

Les vagues marines ont une grande variété de formes, de dimensions et de vitesses de propagation. Leur comportement peut être modélisé à partir des formes ondulatoires, beaucoup plus simples, utilisées par les mathématiciens, et analysé en termes de période, vitesse et écartement (longueur d'onde). Pour les grandes vagues océaniques, la vitesse de propagation est proportionnelle à la période : plus les vagues sont espacées, plus elles voyagent vite. Une autre équation établit que la longueur d'onde est proportionnelle au carré de la période.

Il faut faire la distinction entre les vagues ordinaires, dues à un simple vent sur la mer, et la houle causée par des courants atmosphériques éloignés. La hauteur, la longueur entre les crêtes, la période et la direction des vagues sont très variables. Le temps ou durée d'action et la distance ou longueur d'action permettent d'évaluer la force du vent de mer. [J]

- **Genèse des vagues.** Parmi les différents types de vagues, on trouve :

Tableau 02 les différents types de vagues

Types de vagues	Période moyenne (s)	Ecartement (m)	Vitesse de propagation en (m/s)
Vagues de houle forte	20	+ 600	> 30
Vagues de houle ordinaire	10	150	15
Vagues de vent marin	7	75	10
Vagues du littoral	3	15	5
Rides à la surface des étangs	0.5	0.4	0.8

La hauteur des vagues (la distance verticale entre un creux et une crête) est plus difficile à modéliser. Elle est principalement déterminée par la force du vent, le temps pendant lequel il souffle et la longueur du plan d'eau sur lequel il s'exerce. En pleine mer, l'interaction est souvent très longue, et les vents d'une dépression peuvent générer des vagues de période et d'amplitude élevées. Dans leur ensemble, les vagues se déplacent dans une direction proche de celle du vent : lorsqu'elles quittent la zone de genèse, elles continuent sur leur lancée sous forme de houle.

- **Les vagues en mouvement.**

Quand les vagues de houle s'éloignent de la zone de genèse, celles ayant la plus longue période (et la plus grande longueur d'onde) se déplacent le plus vite, et arrivent donc les premières aux stations côtières et aux balises de mesure. En mesurant l'intervalle de temps les séparant de l'arrivée des vagues de houle plus serrées et plus lentes, il est possible d'estimer la distance entre la station de mesure et la zone de genèse : on parvient ainsi à détecter des systèmes de houle jusqu'aux antipodes de leur lieu d'origine.

L'évolution du spectre des vagues par rapport à la vitesse du vent et à son domaine d'action est aujourd'hui assez bien comprise. À partir des données météorologiques, des algorithmes informatiques peuvent générer des prévisions utiles sur l'état de la mer et des vagues. Le résultat de ces prévisions peut être confronté aux observations visuelles des marins et aux relevés des instruments embarqués à bord des balises et des bateaux de recherche.

La hauteur des vagues peut d'autre part, être mesurée depuis un satellite en orbite, au moyen d'un altimètre radar ou laser : la précision des mesures est aujourd'hui de l'ordre du centimètre.

- **Le transport d'énergie.**

Les vagues transportent l'énergie du vent : une partie de celle-ci se dissipe dans les moutonnements et autres turbulences en cours de route, et la fraction résiduelle se dissipe dans les vagues déferlantes de bord de côte et en friction exercée sur le rivage.

Lorsque la longueur d'onde d'une houle côtière est inférieure à la profondeur de l'eau, elle est dite courte et interagit peu avec le fond. Mais dans les houles longues, où la longueur d'onde est supérieure à la profondeur de l'eau, la vitesse de déplacement est limitée par cette profondeur. De telles vagues longues incluent tant les oscillations locales, dans les ports et les baies, que les systèmes géants causés par les marées.

- **Phénomène de Tsunami**

Un exemple particulier de vague longue est le tsunami (vague géante en japonais), train d'ondes généré par une éruption ou tremblement de terre sous-marin et qui parcourt l'océan à des vitesses élevées (de l'ordre de 200 m/s). Bien qu'ils soient de faible amplitude en pleine mer, les tsunamis ont des effets dévastateurs lorsqu'ils atteignent la terre ferme et que leur amplitude croît avec la diminution de la profondeur de l'eau : les déferlantes peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de hauteur, comme sur les côtes du détroit de la Sonde après l'éruption du Krakatau en 1883. Un réseau de surveillance mondial est chargé de détecter les tsunamis et de suivre leur trajectoire. [8]

Houles :

Quand le vent faiblit ou quand les vagues se propagent en dehors de la zone ventée, elles continuent à se propager librement, c'est ce qu'on appelle la houle. Aux abords des côtes, les vagues sont modifiées par la présence du fond. Enfin les vagues déferlent sur la plage ou les hauts-fonds, dès que la profondeur est inférieure à environ 2 fois la hauteur des vagues. Les vagues perdent alors toute leur énergie qui est en partie communiquée aux courants

La mer totale est l'état de la surface de la mer résultant de la superposition des trains de houles et des vagues engendrées par le vent ou mer du vent. Pour décrire la mer totale, on utilise la hauteur moyenne du tiers des vagues les plus hautes. Cette hauteur caractéristique est appelée $H_{1/3}$ ou hauteur significative d'un état de mer.

Les plages de couleur traduisent l'échelle d'état de la mer utilisée dans les bulletins de la météo marine. [9]

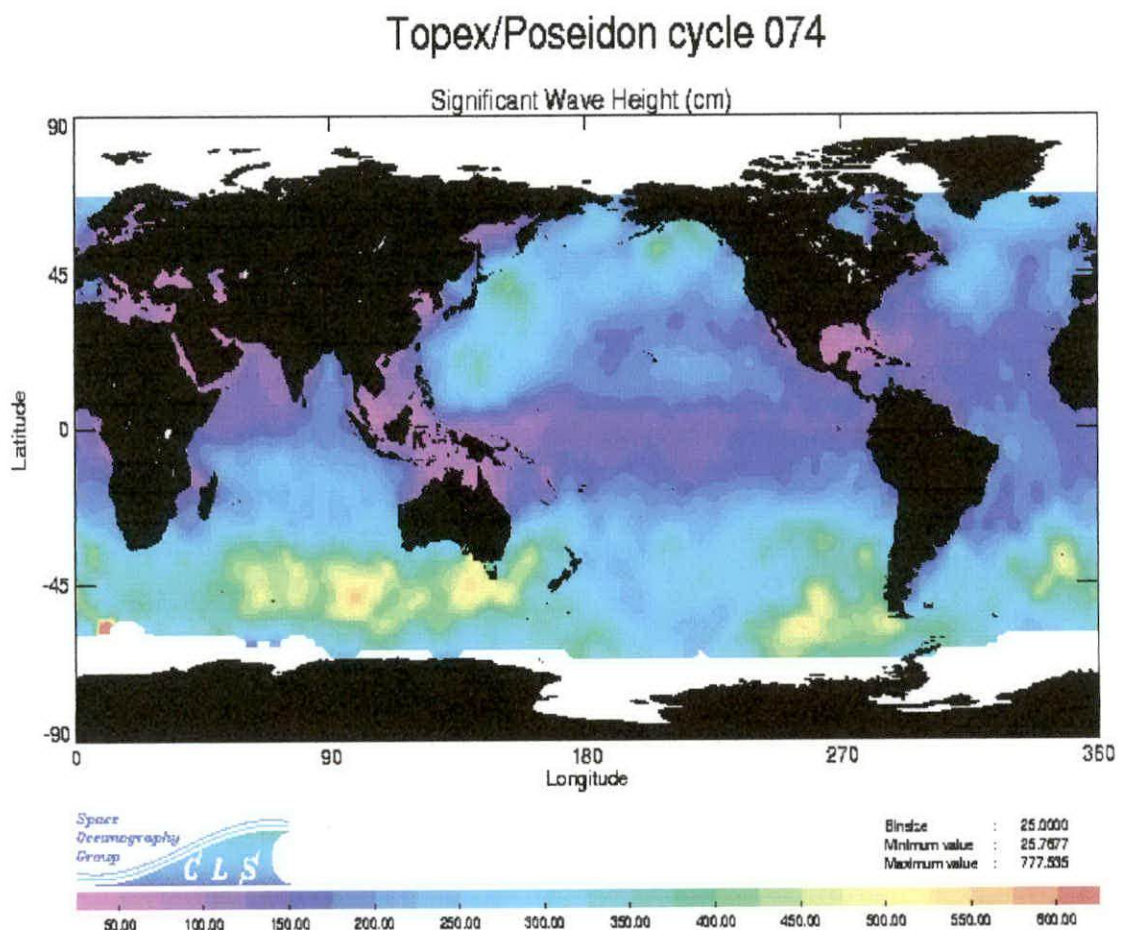


Figure (II-17) : Carte de la hauteur significative des vagues en cm

Tableau 03 : CODES METEOROLOGIQUES [A]

Echelle de Beaufort					Echelle d'état de la mer		
Degrés	Termes descriptifs	Vitesse moyenne en nœuds	Vitesse moyenne en Km/h	Etat de la mer	Degrés	Termes descriptifs	Hauteur des vagues
0	Calme	< 1	< 1	Miroir	0	Calme	0 m
1	Très légère brise	1 à 3	1 à 5	Quelques Rides	1	Ridée	0 à 0,1 m
2	Légère brise	4 à 6	6 à 11	Vaguelettes	2	Belle	0,1 à 0,5 m
3	Petite brise	7 à 10	12 à 19	Moutons	3	Peu agitée	0,5 à 1,25 m
4	Jolie brise	11 à 16	20 à 28	Petites vagues	4	Agitée	1,25 à 2,5 m
5	Bonne brise	17 à 21	29 à 38	Vagues modérées	5	Forte	2,5 à 4 m
6	Vent frais	22 à 27	39 à 49	Lames écume	6	Très forte	4 à 6 m
7	Grand frais	28 à 33	50 à 61	Lames déferlantes	7	Grosse	6 à 9 m
8	Coup de vent	34 à 40	62 à 74	Tourbillon d'écume	8	Très grosse	9 à 14 m
9	Fort coup de vent	41 à 47	75 à 88	Trainées d'écume	9	Enorme	> 14 m
10	Tempête	48 à 56	89 à 102	Grosses lames			
11	Violente tempête	57 à 63	103 à 117	Visibilité par les embruns			
12	Ouragan	> 64	>118				

II-3-6 Marée

C'est le phénomène de montée et de descente périodique du niveau des eaux océaniques, provoqué par l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil sur la Terre. Parmi les phénomènes de la nature, la marée est l'un des plus majestueux par son ampleur et par sa puissance; l'un des plus surprenants par sa régularité et par la discrétion de ses causes. On comprend sans peine non seulement qu'il se soit imposé à l'attention des navigateurs mais encore qu'il ait, depuis la plus lointaine antiquité, suscité les recherches des savants les plus émérites.

- Les forces génératrices de marées

La corrélation entre le mouvement de la mer et la position des astres, surtout du soleil et de la lune, est connue depuis la haute antiquité, mais les premières théories satisfaisantes sont dues à Laplace et à Newton

L'hypothèse de base est que les masses s'attirent proportionnellement à leur produit et inversement proportionnellement au carré de leur distance; parmi les astres seul la lune et le soleil ont un effet non négligeable, d'ailleurs du même ordre de grandeur, sur chaque particule d'eau à la surface de la terre. Les particules d'eau situées du côté où se trouve l'astre, sont, par unité de masse, plus attirées que la terre, parce que plus près de l'astre; celles situées du côté dans l'ombre sont moins attirées. Il en résulte que par rapport à la terre, supposée en première approximation indéformable, les molécules d'eau situées du côté jour semblent attirées vers l'astre, et les molécules du côté nuit semblent repoussées par l'astre. Mais comme la terre tourne, et que chaque molécule d'eau conserve à peu près la même latitude pendant une rotation, l'eau subit pendant le jour une attraction vers l'astre qui tend à l'éloigner du centre de la terre. Il en résulte que chaque particule d'eau est soumise à une force qui tend à l'éloigner de la terre et qui passe par deux maximums par jour. La période fondamentale de cette force est donc la demi-journée. Mais comme l'astre se déplace pendant une révolution de la terre, finalement le fondamental de la force s'exerçant sur l'eau est le demi-période du jour apparent de l'astre attirant. De plus au cours de l'année la distance de l'astre à la terre varie, de sorte que cette force est modulée annuellement.

Ce phénomène se produit aussi bien pour le soleil que pour la lune, laquelle a cependant un effet 2 à 3 fois plus fort que celui du soleil. Lorsque la terre, le soleil et la lune sont sensiblement alignés (nouvelle ou pleine lune), c'est-à-dire syzygies, les forces d'attraction dues à la lune et au soleil concordent; la force résultante est maximale, c'est la vive-eau. Au contraire aux périodes des quadratures, les attractions dues aux deux astres se contrarient, la force résultante est plus faible, c'est la morte-eau.

La force génératrice des marées possède donc un caractère éminent périodique, dont les composantes principales sont les suivantes :

_ Semi diurne lunaire (12h 24mn) ou solaire (12h) ;

_ Diurne (24h 50mn ou 24h), car l'attraction de jour est plus forte que celle de la nuit du fait de la variation de la distance à l'astre ;

_ mensuelle (29 jours 12h 22mn), due aux positions respectives de la lune et du soleil c'est-à-dire le révolution synodique ;

_ annuelle, à cause de la variation de la distance de la terre au soleil et de la déclinaison de la terre.

En fait la période de la force génératrice des marées est celle pour laquelle la terre, le soleil et la lune se retrouvent dans les mêmes positions respectives, c'est le Saros (18 ans $\frac{2}{3}$). On explique ainsi les différentes périodes observées et pourquoi les marées les plus fortes ont lieu aux pleines lunes d'équinoxe, car alors le soleil est le plus près. Ce sont les vives eaux exceptionnelles auxquelles correspondent d'ailleurs les mortes eaux exceptionnelles car alors le soleil contrarie l'action de la lune au maximum.

Cette force génératrice périodique s'exerce sur toute la surface de la terre, mais les particules d'eau n'en suivent pas toutes les sollicitations. La forme du bassin océanique joue le rôle de filtre sélectif. C'est ainsi que certains océans ou mers résonnent sur la période semi diurne (océan Atlantique), d'autres sur la période diurne (Pacifique, Méditerranée). L'amplitude du marnage dépend aussi du degré de résonance du bassin, car les forces génératrices des marées sont incapables de soulever la mer sur plusieurs mètres. [D]

II-3-7 Givrage, Glace de mer et Iceberg

- **Givrage**

Tout comme la neige, le givre transforme les paysages en mondes féeriques lorsqu'il se dépose sur les arbres et la nature les nuits d'hiver. Mais le givre a aussi de nombreux inconvénients: il se dépose obligatoirement lorsqu'il y a du brouillard, donc la visibilité est réduite

Le givre est un dépôt de glace, se présentant sous différents aspects, et provenant de la congélation de gouttelettes de brouillard ou de nuages en surfusion (dont la température est négative), sur des objets dont la surface est à une température inférieure ou égale à 0°C. Il se dépose sur des objets exposés au vent. En altitude, le vent violent accroît sa formation. L'épaisseur de ce dépôt peut atteindre une couche de près d'un mètre en 24 heures dans la direction d'où souffle le vent. [10]

- **Glace de mer :**

La glace est l'état solide de l'eau quand la température est égale ou inférieure à 0°C.

La glace sans impuretés est transparente et incolore. Elle cristallise dans un système hexagonal, comme le montrent les cristaux de neige en forme d'étoiles à six branches. La densité de la glace est de 0.92, de sorte qu'elle flotte sur l'eau liquide. Mais cette densité s'abaisse quand la glace contient des bulles d'air. Contrairement aux autres solides, la glace augmente de volume en se solidifiant, ce qui a d'importantes conséquences sur la fragmentation des roches fissurées.

La glace existe sous plusieurs formes dans la nature :

Tableau 04 différentes formes de glace

La neige	Lorsque l'air est à une température voisine ou inférieure à 0°C, la vapeur d'eau qu'il contient se condense sous forme de cristaux agglomérés en flocons de neige.
Le verglas	Lorsque l'eau atmosphérique est en état de surfusion, elle se congèle au contact des corps solides froids, qu'elle recouvre d'une mince couche de verglas.
Le givre	Le givre provient de la congélation des gouttelettes d'un brouillard froid sur les végétaux et les aspérités du sol.
La grêle	La grêle se forme de même dans l'atmosphère par congélation brusque de gouttes en <i>surfusion</i> , ou autour de petits flocons de neige ou de grains de poussière.

Au sol, l'eau libre se congèle différemment selon qu'elle est douce ou salée.

La densité de l'eau douce est maximale à la température de 4°C. Lorsque les molécules d'eau proches de la surface atteignent 4°C, elles s'enfoncent, créant ainsi un *courant de convection* jusqu'à ce que toute la masse d'eau soit à 4°C. A ce moment, si la température s'abaisse encore, apparaissent des cristaux de glace en suspension, puis des glaçons isolés qui se soudent en une masse unique. .

L'eau de mer, salée, gèle à une température inférieure à celle du gel de l'eau douce : - 2°C pour une salinité de 35 pour mille. Formée d'eau salée, la banquise est la mer prise par la glace sur une grande étendue, plus ou moins disloquée et fragmentée (pack) en raison des courants et des marées.

- **Iceberg :**



Figure (I-18) Icebergs et banquise

Formés d'eau douce, les icebergs sont d'énormes blocs de glace détachés des glaciers terrestres qui bordent les mers polaires. Un neuvième environ de leur masse totale est émergée. Ils fondent très lentement. Entraînés par les courants, ils peuvent atteindre des latitudes relativement basses.

Caractéristiques physiques :



Comme la densité de la glace d'eau pure est environ de 920 kg/m^3 et que celle de l'eau de mer avoisine $1\,025 \text{ kg/m}^3$, environ 90 % du volume d'un iceberg est généralement situé sous la surface de l'eau, et il est difficile de déterminer la forme qu'adopte cette partie à partir de celle qui flotte au-dessus de la mer (comme le suggère l'expression « partie émergée de l'iceberg », signifiant qu'un phénomène n'est qu'une simple manifestation d'un problème plus vaste).[11]

Chapitre III

Chapitre III

Instruments de mesure et traitement des observations

III-1 Instruments de mesure

III-1-1 Mesure de la température de l'air

La mesure de la température de l'air nécessite évidemment un thermomètre qui peut être réalisé sous les formes les plus variées, mais elle exige également que ce thermomètre soit effectivement à la température de l'air qui l'entoure et que cet air voisin soit lui-même à une température représentative de l'atmosphère libre au même niveau.

Les thermomètres sont basés sur les variations de volume des liquides soumis à des variations de température. Les modèles utilisés en météorologie sont des thermomètres à mercure ou à alcool. [E]

III-1-1-1 Les différents types de thermomètres

- **Le thermomètre à maxima**

C'est un thermomètre ordinaire dont le tube capillaire est étranglé à la base ; cet étranglement permet le passage du mercure qui se dilate suite à l'augmentation de température mais empêche son passage lorsqu'il se contracte du fait de la diminution de température ; le mercure occupe donc toujours la position correspondant au maximum de température.

- **Le thermomètre à minima**

C'est un thermomètre à alcool comprenant un index en verre placé dans la colonne d'alcool. Cet index est entraîné par le ménisque lorsque l'alcool se contracte (diminution de la température), il reste immobile lorsque l'alcool se dilate ; l'index occupe donc toujours la position correspondant au minimum de la température. [5]



Figure (III-1) : Thermomètres à minima - maxima électronique



Figure (III-2) : Thermomètres

- **Le thermomètre à résistance**

Il s'agit d'un thermomètre de haute précision basée soit sur la variation de la résistance électrique d'un conducteur avec sa température soit sur le principe du thermocouple : on mesure la variation du courant électrique circulant entre deux soudures constituées de deux métaux différents soumis à une différence de température. Pour son utilisation en météorologie, le thermocouple est souvent réalisé en plongeant la soudure froide dans un bain de glace et d'acétone ou dans de l'azote liquide et l'autre soudure est placée à l'endroit où l'on veut mesurer la température. [5]

- **Le thermographe bimétallique**

On peut également utiliser, comme capteur de température, deux bandes de métaux, dont les coefficients de dilatation sont nettement différents, sont soudées et enroulées ensembles. Un tel élément bimétallique est déformé par les variations de température. Ces variations, amplifiées par un système de leviers, s'inscrivent sur un diagramme enroulé sur un tambour animé d'un mouvement uniforme. [5]

- **Thermographe électrique**

De nombreux autres modèles de thermomètres existent, utilisant aussi bien une mesure de la variation de résistance électrique d'un fil métallique fin (en platine) ou d'un matériau semi-conducteur (thermistance) en fonction de la température, que constitués par une réserve de liquide se dilatant dans un tube en verre.[5]

III-1-1-2 Exposition des thermomètres

La température mesurée en météorologie est celle de l'air à environ 1.5 m au-dessus du sol. Afin de pouvoir mesurer la température réelle de l'air, il est nécessaire d'abriter les thermomètres du rayonnement solaire, de les ventiler et de les placer à l'abri du rayonnement de la terre et des précipitations. En conséquence, les thermomètres sont placés dans un abri peint en blanc et placé dans la mesure du possible sur une surface gazonnée facile à réaliser et à entretenir afin de permettre la comparaison des mesures effectuées en différents lieux. Les thermomètres sont placés à 1.5 m du sol car la couche d'air située entre le sol et 1 m environ est fortement perturbée du point de vue thermique. . [5]

III-1-2 Mesure du vent

Nous devons distinguer la mesure du vent en surface de la mesure en altitude. En effet, en première approximation le "temps" est principalement déterminé par les propriétés des masses d'air situées en surface (déplacement, pression, humidité, température) tandis que les vents et autres variables d'altitude n'ont qu'une influence secondaire, qui s'étale principalement dans le temps.

III-1-2-1 Mesure du vent en surface

Par convention internationale, le vent en surface est mesuré à une hauteur de 10 mètres afin d'éliminer les fluctuations dues aux irrégularités du sol, de la végétation, etc.

La direction et la vitesse du vent en surface sont mesurées au moyen d'un anémomètre ou d'un anémographe (anémomètre enregistreur). Différents types d'instruments, allant de la simple girouette à l'anémographe le plus complet, sont utilisés en météorologie.

III-1-2-1-1 Les différents types d'instruments mesurant le vent

- **La girouette**

Elle se compose d'une flèche et d'un gouvernail continuellement maintenu dans la direction d'où vient le vent. La direction du vent s'obtient par comparaison de la position de la girouette avec un croisillon fixe indiquant les points cardinaux ou par transmission électrique à distance, chaque position de la girouette fermant un seul circuit dans lequel est inclus un indicateur de direction.

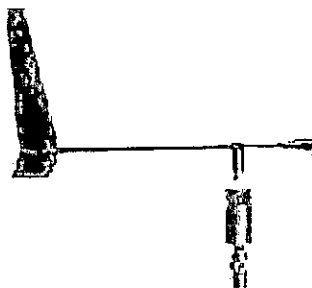


Figure (III-3) Girouette

- **Anémomètre mécanique**

Il se compose de trois ou quatre coquilles hémisphériques fixées aux extrémités de bras horizontaux uniformément espacés autour d'un pivot central. Les coquilles, entraînées par le vent, tournent autour de leur axe à une vitesse quasi proportionnelle à la vitesse du vent. Cette vitesse peut être lue sur un compte-tours grâce à un mécanisme semblable à celui de l'indicateur de vitesse d'une automobile.

- **Anémomètre électrique**

La vitesse du vent est mesurée à l'aide du courant électrique fourni par une dynamo entraînée par une hélice ou par des coupelles tournant sous l'effet du déplacement de l'air.

La direction du vent est donnée par une girouette solidaire ou non du système de mesure de la vitesse et transmise à l'aide de deux moteurs synchrones ou par un système de contacteurs.

Citons également pour mémoire les anémomètres statiques, thermiques et soniques.

III-1-2-2 Le vent en altitude

La mesure du vent en altitude est destinée aux aviateurs et aux activités sportives aéronautiques. Elle comprend les observations visuelles et les observations électroniques.

III-1-2-2-1 Les différents types d'instruments mesurant le vent

- **Le ballon-sonde**

Il s'agit d'un ballon en caoutchouc ou Néoprène gonflé à l'hydrogène (ou à l'hélium) dont le diamètre au sol est d'environ 2m.

Dans le cadre des observations visuelles, toutes les 12 heures (à 00h et 12h UTC) un ballon est lancé et suivi au théodolite. L'azimut et l'élévation du ballon sont mesurés à intervalles réguliers, généralement toutes les minutes.

Le mouvement ascensionnel du ballon peut être assimilé à un mouvement de translation rectiligne vertical. Si on estime qu'un ballon monte à la vitesse de 4 m/s, il faut compter environ 45 minutes pour qu'il atteigne la tropopause située à 11 km d'altitude (en atmosphère standard).

Connaissant l'altitude du ballon, son azimut et son élévation, la vitesse et la direction du vent en altitude s'obtiennent par un calcul trigonométrique simple.

La vitesse du vent s'exprime en km/h, en nœuds ou en m/s. On mesure également sa force en chiffres Beaufort.

Du fait qu'il s'agit d'une méthode visuelle, l'utilisation du ballon-sonde est limitée aux couches d'air situées sous la base des nuages et dépend également de la visibilité.



Figure (III-4) Ballon sonde

- **Le radio théodolite**

Le radio théodolite est un instrument électronique qui élimine toutes les limitations de l'observation visuelle. Le ballon-sonde emporte une charge constituée d'une radiosonde, un réflecteur radar et un parachute. Il peut atteindre 25 à 30 km d'altitude en l'espace de 2 heures de vol. Parvenu à ce niveau il présente un diamètre d'environ 10m et éclate. La radiosonde retombe ensuite en parachute et est réutilisée.

La radiosonde transmet 4 variables : la température (de l'air et du point de rosée), la pression, le vent et le degré d'humidité. L'émetteur onde-courte entraîné par le ballon-sonde est suivi constamment et automatiquement par un radiothéodolite à terre qui donne l'azimut et l'élévation du ballon. L'altitude de ce dernier est obtenue à partir de la valeur de pression. Le calcul de la direction et de la force du vent s'effectue de la même manière que dans la méthode visuelle.

- **Le radar**

Une cible métallique entraînée par un ballon-sonde réfléchit une partie de l'énergie émise par l'équipement au sol. La réception de l'énergie réfléchie permet de déterminer à tout moment la position du ballon et de calculer la direction ainsi que la vitesse du vent à tous niveaux.

- **Le Lidar**

Acronyme de Light Détection And Ranging, le Lidar fonctionne de la même façon qu'un radar (Radio Detection And Ranging) à la seule différence qu'il utilise un faisceau laser pour sonder l'atmosphère. En raison de sa haute résolution temporelle et spatiale, cet instrument est capable de mesurer les rafales de vent à l'avant des fronts ou en altitude. On peut également utiliser des *ballons plafonnants* : de volume fixe, ils naviguent à pression constante et mesurent la pression, la température de l'air ainsi que la vitesse et la force du vent.

Sur les quelques 500 stations aérologiques existant à travers le monde, le quart de l'hémisphère Nord et les deux tiers de l'hémisphère sud sont dépourvus de stations de sondage. Sur les océans il n'existe qu'une vingtaine de bateaux participant à ce réseau.

III-1-3 Mesure de L'humidité

L'humidité de l'air peut être envisagé sous diverses formes, en particulier : l'humidité spécifique, exprimée en grammes de vapeur d'eau par Kg d'air humide ; l'humidité absolue exprimée en grammes de vapeur d'eau par m³ d'air humide ; l'humidité relative exprimée par le rapport (en %) du contenu actuel en eau d'un volume d'air humide défini à celui qui existerait si ce même volume d'air était saturé à la même température.

III-1-3-1 Les différents types d'instruments mesurant l'humidité

- **Le psychromètre**

Si le bulbe d'un thermomètre ordinaire est recouvert d'un morceau de mousseline, on obtient un thermomètre humide, pour autant que la mousseline soit constamment humectée à l'aide d'eau pure. La valeur qu'il affiche indique la température du point de rosée. L'écart entre la température lue au thermomètre humide et celle du thermomètre ordinaire (thermomètre sec) permet, notamment, de calculer l'humidité relative de l'air

En effet, la diminution de la température affichée sur le thermomètre humide est due à l'évaporation de l'eau imprégnant la mousseline et résulte d'une perte de chaleur sous forme de chaleur latente de vaporisation.

La quantité d'eau évaporée par unité de temps et, par conséquent, la valeur de la baisse de température dépend de la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air environnant le thermomètre ; elle est d'autant plus importante que l'air est plus sec. Si cet air est saturé, il n'y a aucune évaporation et la température du thermomètre humide est identique celle du thermomètre sec. La combinaison d'un thermomètre sec et d'un thermomètre humide s'appelle un psychromètre. [C]

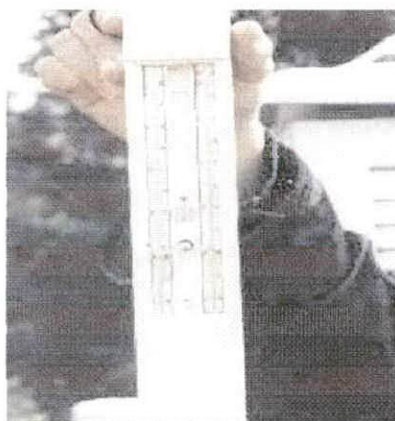


Figure (III-5) Psychromètre

- **Le psychromètre à ventilation**

C'est le seul psychromètre étalonné pour un coefficient psychrométrique γ de 66 Pa/K. Les bulbes de deux thermomètres (humide et sec) sont placés dans deux doubles tuyères métalliques qui se prolongent par des tubulures coudées débouchant dans un tube central relié à un ventilateur situé dans la partie supérieure du psychromètre.

Celui-ci comporte une turbine mue par un moteur qui assure une vitesse de ventilation au niveau des bulbes de l'ordre de 3.6 m/s. Ce ventilateur est activé au moment de la prise des mesures en tenant l'instrument à bout de bras pour éviter toute perturbation.

Notons l'existence du **psychromètre fronde**. Il s'agit d'une version compacte et portable du précédent modèle dont la ventilation des réservoirs des thermomètres est assurée à la main par la rotation du psychromètre tenu comme une fronde. Cet appareil sert à des mesures ponctuelles et est peu précis.

- **L'hygromètre à capteur organique et l'hygrographe**

Les hygromètres enregistreurs, généralement utilisés en météorologie au niveau du sol, sont basés sur les modifications d'élasticité d'une mèche de cheveux dégraissés lorsque l'humidité relative varie ; ces modifications d'élasticité se traduisent par un allongement de l'ordre de 2.5% lorsque l'humidité relative passe de 0 à 100%. Pour limiter les variations possibles d'un cheveu à l'autre (de l'ordre de 15%), ils sont généralement regroupés en mèches.

Un hygromètre classique fonctionne sur le principe d'une double mèche de cheveux tendue verticalement. Les variations de longueur de la mèche de cheveux sont amplifiées par un système de leviers et inscrites sur un diagramme enroulé autour d'un tambour animé d'un mouvement de rotation.

- **L'hygromètre capacitif**

Il s'agit en fait d'un condensateur constitué d'une lame de polymère hygroscopique sur laquelle sont fixées deux électrodes métalliques poreuses. Lorsque le polymère absorbe l'eau contenue dans l'air, son volume augmente et la distance entre les électrodes s'accroît, ce qui se traduit par une variation de la capacité du condensateur. Le signal mesuré correspond aux variations de fréquence du capteur.

- **L'hygromètre à condensation**

Un hygromètre à condensation comporte un petit miroir constamment refroidi. Il est éclairé par une diode électroluminescente dont le faisceau de lumière incident est réfléchi vers un dispositif de mesure. Lorsque de la buée apparaît, le miroir diffuse la lumière qui impressionne alors un détecteur (phototransistor). Ce détecteur est relié au circuit de régulation de la température et commande alors le réchauffement du miroir. La rosée disparaît et entraîne de nouveau la commande de refroidissement et ainsi de suite. Grâce à un système de régulation approprié, il est possible de maintenir un dépôt constant de condensation sur le miroir et il suffit alors d'enregistrer sa température à l'aide d'un microcapteur thermique, délivrant un signal électrique.

- **Mesure du pouvoir évaporant de l'air**

Cette mesure très peu connue se réalise avec un évaporimètre Piche. Il est constitué d'un réservoir à alimentation continue, dont l'extrémité est munie d'une feuille de papier buvard. La lecture de l'échelle et la consultation des tables donnent la valeur moyenne de L'humidité relative entre deux observations. L'évaporation dépend du déficit de saturation de l'air et du renouvellement de la masse d'air par le vent. Ce système demeure assez peu précis [12]

III-1-4 Mesure de la pression atmosphérique

La mesure de la pression atmosphérique consiste à peser la colonne d'air qui surmonte le niveau de mesure et qui exerce une force d'environ 1 kg sur chaque cm carré de surface placée au voisinage du niveau de la mer. Lorsque l'altitude du lieu de mesure croît, le poids de la colonne d'air qui la surmonte décroît, en atteignant par exemple, vers 2500 m les $\frac{3}{4}$ de la pression au niveau de la mer. TORRICELLI et PASCAL ont découvert la possibilité d'effectuer cette mesure à l'aide d'une colonne de liquide contenue dans un tube, dont le sommet est scellé et vidé et dont l'extrémité inférieure plonge dans une réserve de ce liquide, soumise à la pression atmosphérique : il suffisait alors de mesurer la hauteur du liquide dans le tube, au-dessus du niveau libre du réservoir et, en connaissant la densité, d'en déduire la pression exercée par la colonne de liquide, alors égale et opposée à celle provenant de l'air atmosphérique. [E]

III-1-4-1 Les différents types d'instruments mesurant la pression

- **Le baromètre à mercure**

Le baromètre à mercure consiste en un réservoir rempli de mercure dans lequel est plongé un tube en verre épais mesurant 1 m de hauteur et un centimètre de section dont le sommet est soudé et dans lequel on fait le vide. Par un effet de siphon, suite à la pression exercée par l'atmosphère le mercure a tendance à monter dans le tube jusqu'à environ 760 mm de hauteur au-dessus de la surface du réservoir. Le niveau atteint varie selon le poids de l'air et donc en fonction de l'altitude et du temps.

Le tube étant gradué en dixième de millimètre, on peut lire visuellement la valeur indiquant la pression atmosphérique au niveau de la station.

- **Le baromètre anéroïde**

Dans un baromètre anéroïde, un capteur dynamométrique muni d'une membrane en équilibre et parfois d'un ressort agit comme détecteur, c'est la "capsule de Vidie". Sous la pression exercée par l'air atmosphérique, la membrane ou le ressort subit une force de rappel élastique qui est communiquée à un levier qui transmet le déplacement à une aiguille ou un stylet enregistreur grâce à un mécanisme de précision. L'aiguille reliée à la capsule anéroïde présente une certaine inertie. Le baromètre anéroïde est également moins précis que le baromètre à mercure mais il permet en contrepartie de fabriquer des instruments compacts, beaucoup plus robustes et facilement transportables, surtout en mer.

- **Le baromètre à eau de Goethe**

Basé sur les principes de Torricelli, ce baromètre utilise de l'eau à la place du mercure. Lorsque la pression atmosphérique augmente, le liquide du tube descend. Inversement, lorsque la pression baisse, il y a moins d'appui sur l'eau et le liquide monte dans le tube.

- **Le baromètre à gaz d'Eco-Celli**

Dans cet instrument dont le système de pression peut être comparé au baromètre à mercure, la pression atmosphérique est mesurée par la compressibilité d'un gaz. Le gaz se comprime ou se détend en fonction de la pression atmosphérique, mais également sous l'influence de la température. Ce système permet une amplification de 4 fois, rendant la lecture plus précise, et surtout plus facile. [5].

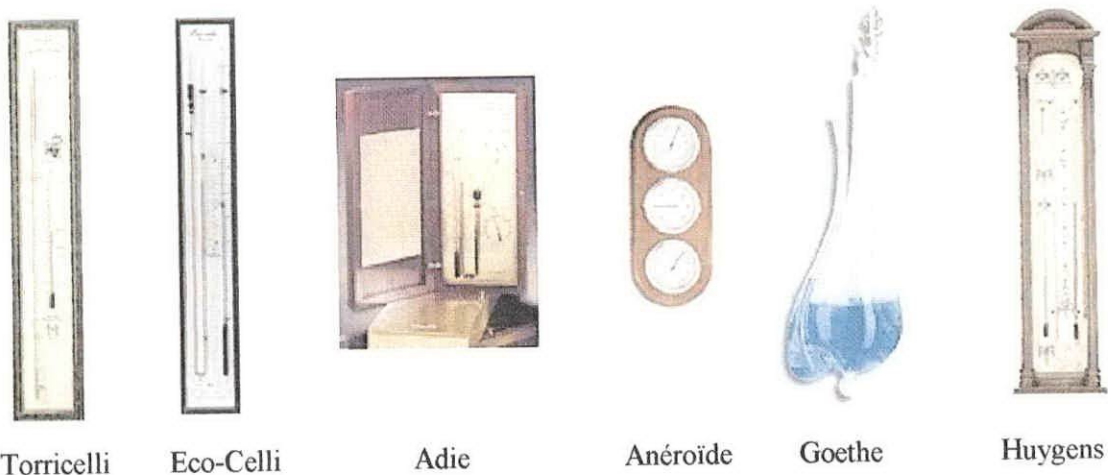


Figure (III-6) : différents types de baromètres

III-1-5 Mesure des précipitations

La mesure des précipitations et d'une manière plus répandue, la mesure de la pluie, est réalisée à l'aide de pluviomètres. [E]

III-1-5-1 Les différents types d'instruments mesurant les précipitations

- **Le pluviomètre**

Il s'agit d'un instrument totalisateur qui donne la quantité de précipitation (bruine, pluie, neige, neige en grain, etc.) tombée pendant une certaine période et captée par un réservoir en forme de cône, offrant une surface de réception de 400 cm² abritée du vent. Il existe des modèles à tube court pour recueillir la pluie et des modèles à tube long pour la neige. La lecture est directe, sur une échelle graduée, sinon le contenu du réservoir est renversé dans une éprouvette graduée en Plexiglas. Quand il s'agit d'averses de neige, on compte qu'1 cm de neige correspond à 1 mm d'eau.

Des erreurs de mesure de la pluviométrie interviennent avec ces instruments du fait des déficits de captation liés à l'inclinaison de la pluie et la forme du pluviomètre. La quantité d'eau captée peut ainsi être sous-estimée de 3% à 30%.

- **Le pluviographe**

Il s'agit d'un pluviomètre enregistreur constitué par deux augets de section triangulaire, accolés par l'un de leur côté. Ils peuvent tourner autour d'un axe horizontal. Les augets possèdent deux positions de repos symétriques. Lorsqu'il pleut, l'auget se remplit progressivement et à cause de sa section triangulaire, le centre de gravité de l'ensemble mobile se déplace et entraîne le basculement en position basse et l'auget se vide, remplacé par un autre. Les augets entraînent un petit aimant qui à chaque basculement passe en face d'un interrupteur à lames souples et ferme un contact, ce qui enregistre le mouvement sur le papier du tambour ou déclenche un compteur.

Pour mesurer la quantité de pluie tombée, il suffit donc de compter les fermetures de contact et pour connaître l'intensité des précipitations, il faut mesurer le temps séparant deux basculements. Il fournit un pluviogramme qui donne l'évolution des précipitations au cours du temps.

Il existe également des **pluviographes à siphon** dans lesquels l'eau collectée est stockée jusqu'à un seuil critique où un dispositif de siphonage s'amorce, évacuant l'eau recueillie, et des **pluviographes à pesée**, le poids du récipient collecteur étant enregistré en continu.

III-1-6 Observation de la visibilité

Le transissomètre, surtout utilisé sur les aéroports et les aérodromes permet de mesurer la visibilité de manière continue. Cet instrument utilise une source lumineuse dont l'intensité, qui varie en fonction de la transparence de l'air, est mesurée par un récepteur placé à une certaine distance de celle-ci.

III-1-7 Observation des nuages

Nous devons distinguer l'observation de la quantité de nuages (la nébulosité) et l'estimation de la base des nuages (plafond).

La quantité de nuages est observée visuellement et enregistrée en nombre de huitièmes (octa) de ciel couvert par chaque couche nuageuse et par l'ensemble des nuages.

Il existe également des méthodes électroniques : la caméra CCD qui permet de déterminer la nébulosité totale du ciel par différence de contraste et le Lidar qui permet de déterminer la nébulosité de toutes les couches nuageuses, y compris celles invisibles à l'œil nu.

III-1-7-1 les différents types d'instruments d'observation des nuages

- **Le ballon-plafond**

Ce procédé consiste à mesurer le temps mis par un ballon, de vitesse ascensionnelle connue (1 m/s), pour s'élever du sol jusqu'à la base des nuages. Cette utilisation n'est bien sûr possible que par temps calme ou si les précipitations sont très faibles et à peine mesurables.

- **Le phare à nuage**

Un phare à faisceau vertical est installé à environ 300 m (distance d) de l'observateur. L'intersection du faisceau lumineux et de la base des nuages se marque, de nuit, par une tache lumineuse très nette. La mesure de l'élévation (angle α) de cette tache lumineuse permet de calculer la hauteur de la base des nuages selon la formule :

$$h = d \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

- **Le ceilomètre**

Le ceilomètre, anglicisme construit à partir du mot anglais *ceiling* signifiant plafond, parfois appelé **télémetre de nuages**, consiste en un projecteur émettant verticalement un faisceau de lumière modulée. A 300 ou 400 m de l'émetteur se trouve un détecteur qui balaye le faisceau de l'horizontale jusqu'à la verticale. Ce détecteur consiste en une cellule photoélectrique sensible à la lumière du faisceau réfléchi par la base des nuages.

Cette cellule envoie une impulsion à un enregistreur chaque fois que le détecteur est dirigé vers le point de rencontre du faisceau lumineux et de la base des nuages.

L'angle d'élévation du détecteur est transformé par triangulation en hauteur et enregistré électroniquement.

Certains ceilomètres affichent le contact avec le nuage de manière visuelle sur un écran cathodique gradué en centaines de pieds.

Avantage sur le phare à nuage, le ceilomètre fonctionne aussi bien de jour comme de nuit, la cellule photoélectrique utilisée n'étant sensible qu'à la seule lumière de l'émetteur.

Dans les appareils modernes l'éclairage est assuré par un laser et grâce à des logiciels très puissants, ces instruments sont capables d'estimer le plafond jusqu'à 12 000 pieds (4 km d'altitude).

III-1-8 Mesure des vagues

Les méthodes de mesure des vagues sont étroitement liées à la description mathématique utilisée pour analyser ces mesures et aux paramètres que l'on cherche à décrire. En effet, si on conçoit les vagues comme un mouvement de la surface, ce mouvement est aussi associé à des déplacements horizontaux, un champ de vitesse, un champ de pression, une rugosité de la surface... Chacun de ces paramètres peut être utilisé pour mesurer les vagues.

- **Houlographe**

L'instrument le plus utilisé car très robuste est la bouée houlographe. Développées dans les années 1960 les premières bouées mesuraient l'accélération verticale et le tangage et roulis (pitch and roll en anglais). Aujourd'hui ce type de mesure reste adapté à des bouées météorologiques de quelques mètres de diamètre, tandis que les bouées qui ne font que la mesure des vagues utilisent plutôt l'accélération dans les trois directions (x , y , z). A partir de ces accélérations on peut remonter aux déplacements x , y et z . On peut alors utiliser différentes méthodes d'analyse.

- **Altimétrie satellitaire**

Depuis la mission SEASAT, plusieurs satellites ont été utilisés pour mesurer la hauteur des vagues. Ces satellites mesurent le temps d'aller et retour d'une onde radar envoyé par le satellite. Cette mesure donne le niveau moyen de l'océan, qui n'est pas plat car il est couvert de vagues. La précision sur la mesure du temps correspond à environ 40 cm en distance. Ainsi le satellite découpe en tranches de 40 cm d'épaisseur la géométrie de la surface. Ce retour progressif des échos correspondant d'abord aux crêtes des grandes vagues, pour recevoir enfin les échos réfléchis par les creux des grandes vagues. Cet étalement dans le temps des échos peut être relié à la hauteur significative. Les mesures altimétriques sont les plus abondantes et les plus fiables grâce aux satellites actuels tels que ENVISAT (Agence Spatiale Européenne) et JASON (NASA - CNES).

Plusieurs études montrent que les échos radars de ces satellites peuvent aussi servir à donner une information sur la période des vagues. Il est malheureusement impossible de déterminer la direction des vagues avec ce type de radar.

Pour voir la direction des vagues il peut être utile (mais ce n'est pas indispensable) de former une image de la surface. Il faut alors que la résolution de l'image (le pixel) soit 4 fois plus petite que la longueur d'onde des vagues (10 à 40 m de résolution peuvent suffire). Les vagues se voient alors sur les variations de l'intensité du signal radar dans l'image. [13]

- **Calcul de fréquence de houle**

Les courbes obtenues par acquisition ont permis de déduire la période de la houle pour chacun des cas et donc de déterminer la fréquence. Cependant, par soucis de précision, on a sollicité l'aide d'un logiciel Matlab afin de décomposer les signaux obtenus en séries de Fourier et d'obtenir ainsi un spectre de fréquence. Figure (III-7).

La fréquence de la houle se lit alors sur le deuxième pic (premier harmonique). En faisant un zoom, on peut lire facilement la valeur de la fréquence de la houle. Ces valeurs permettent de caractériser la houle sur laquelle nous allons travailler, Figure (III-8).

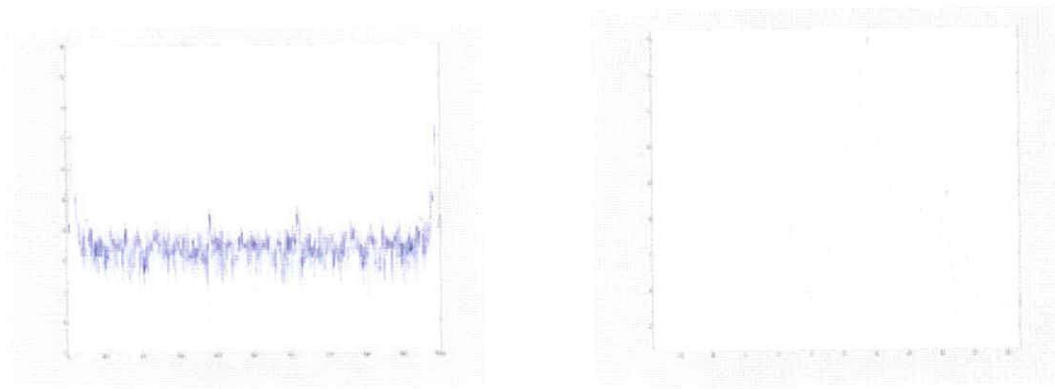


Figure (III-7) : spectre de fréquence **Figure (III-8) :** zoom sur la spectre fréquence

On a également établie une loi qui établit la corrélation entre la valeur lue sur le batteur (en volt), et la fréquence réelle de la houle. Ce travail n'était pas indispensable à cette étude, cependant il permet d'obtenir directement une valeur précise de fréquence à partir du batteur, et pourra en ce sens servir pour les prochaines manipulations. Graphe suivant : Figure (III-9).

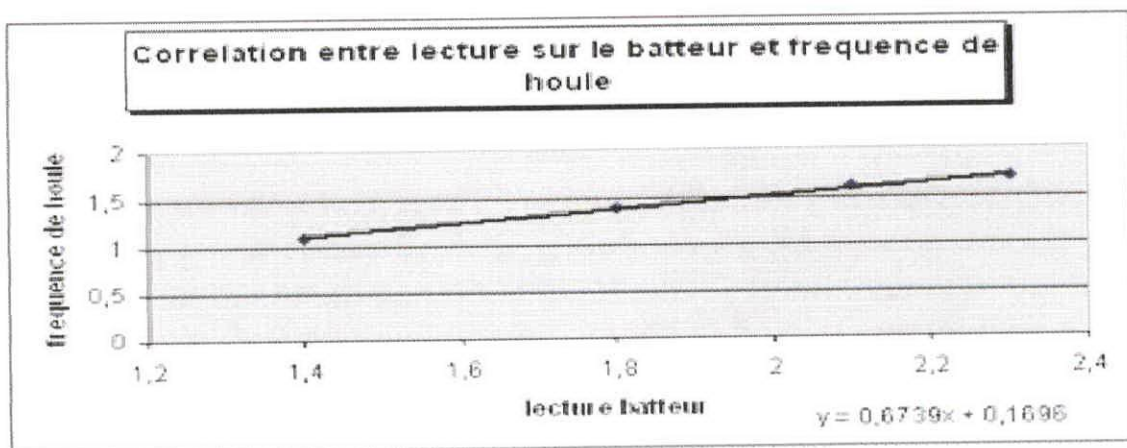


Figure (III-9) : corrélation entre lecture sur le batteur et fréquence de houle

- **Calcul de la célérité de l'onde**

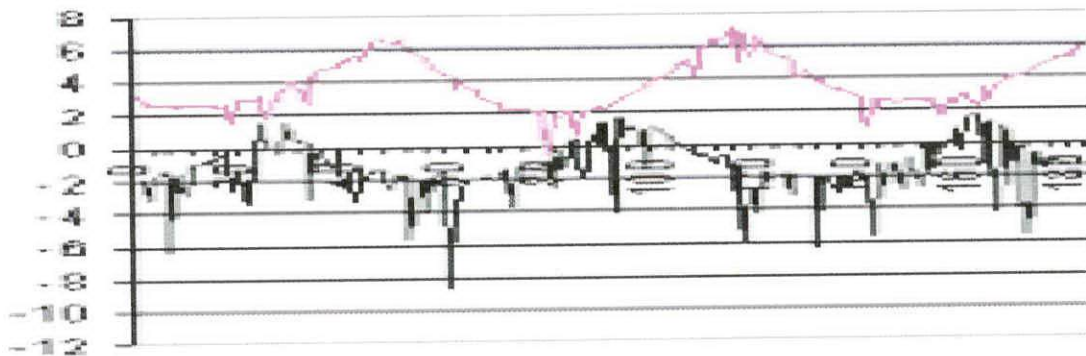


Figure (III-10) : Célérité de la houle

Pour connaître la célérité de l'onde, il faut connaître la distance entre les deux sondes et lire graphiquement le temps mis par l'onde pour aller de la sonde N.1 à la sonde N.2. On a accès à ce temps par lecture graphique : c'est par exemple la distance entre la crête de la courbe rouge et la crête de la courbe noire se situant à sa droite (l'onde se propage de la gauche vers la droite). La célérité est le rapport entre la distance séparant les sondes et ce temps. Etant donné le nombre élevé de crête sur les courbes obtenues, on a fait une moyenne des célérités calculées sur chacune des crêtes. Une fois ses calculs réalisés, on pourra déduire les autres paramètres de houle comme le nombre d'onde et la pulsation. Tous les résultats sont regroupés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 05: récapitulatif des paramètres de la houle

Cas	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Nombre d'onde (k)	7,73	8,40	7,43	9,93	11,59	6,50	7,07	8,86
Fréquence (ω) s ⁻¹	1,40	1,40	1,40	1,60	1,70	1,10	1,40	1,40
Pulsation (ω) s ⁻¹	8,79	8,79	8,79	10,05	10,68	6,91	8,79	8,79
Célérité (c) m.s ⁻¹	1,14	1,13	1,18	1,10	1,00	1,06	1,24	0,99
Profondeur (H) m	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,28	0,15
Amplitude (A) m	0,07	0,11	0,04	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08
Longueur d'onde (L) m	0,81	0,81	0,84	0,69	0,59	0,97	0,89	0,71

III-1-9 Mesure des courants marins : La courantométrie

Pour mesurer les courants en un point sur une grande période, le laboratoire met en place des lignes de mouillages.

Celles-ci sont équipées de courantomètres, de flottabilités, de largueurs acoustiques. Il s'agit en général de mouillages sub-surfaces, c'est à dire, que rien n'apparaît à la surface des océans: ils sont ancrés sur le fond par l'intermédiaire d'un lest et maintenue verticale grâce à des flottabilités réparties sur la ligne (acier ou kevlar) à différentes profondeurs.

III-1-9-1 Les instruments de mesure des courants

- Les courantomètres

Cet instrument mesure la direction et la vitesse des courants océaniques. Une girouette l'oriente dans le sens du courant et cette direction est détectée par un compas interne. La vitesse est mesurée par un rotor de Savénius à l'avant. Certains instruments ont des capteurs en plus pour récupérer d'autres variables océaniques importantes, telles que la température, salinité et pression. Les données sont enregistrées et déchargées une fois le mouillage remonté. Un système de transmission directe par la ligne de mouillage vers la surface, puis par satellite, est en cours de développement. Ils permettent de mesurer la vitesse et direction du courant en un point de la ligne de mouillage.

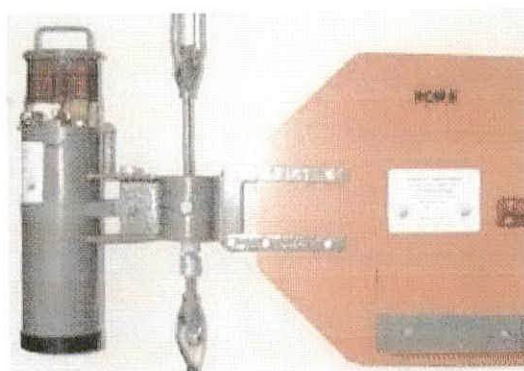


Figure (III-11) : Courantomètre RCM7

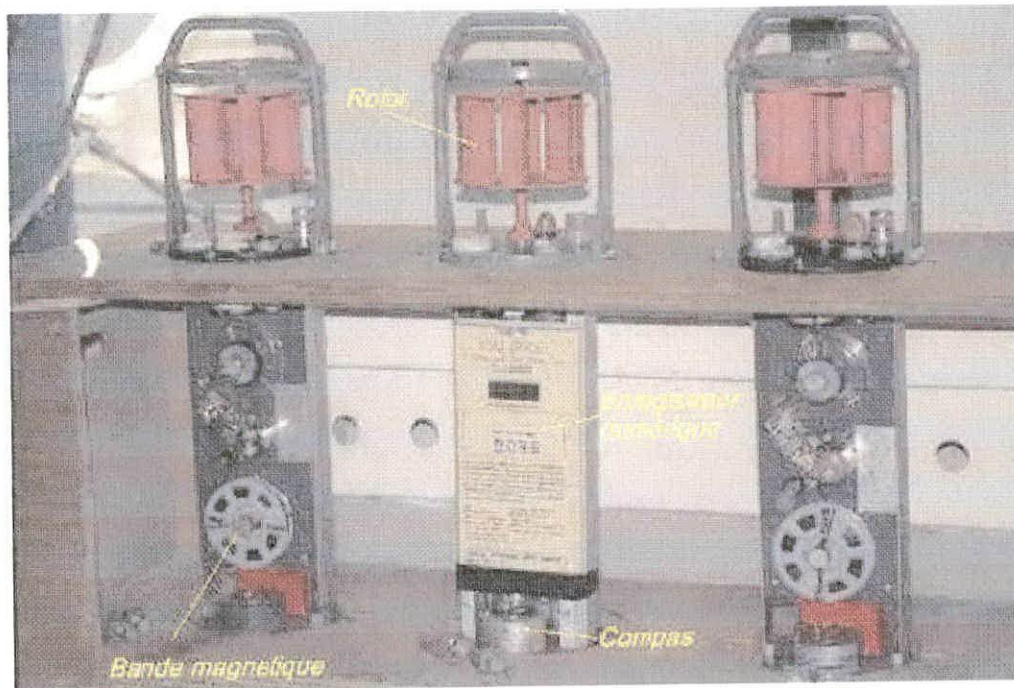


Figure (III-12) ; courantomètres reliés a des enregistreurs

Les courantomètres stockent les données recueillies sur bande magnétique ou sur enregistreur. (Fig. ci-dessus)

- **Les courantomètres à effet Doppler**

Une nouvelle génération d'instruments commence à apparaître: les courantomètres à effet Doppler ou temps de trajet. (Principe du Doppler).



Figure (III-13) ; courantomètre RCM9

(Doppler)

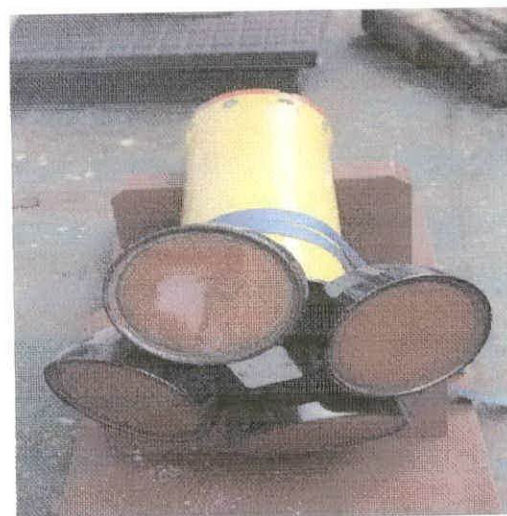


Figure (III-14) : ADCP ; Acoustic Doppler

Current Profiler

- **Les largueurs acoustiques**

Ces instruments permettent de relier la ligne de mouillage au lest posé sur le fond. Pour déclencher la remontée du mouillage, un signal acoustique est envoyé à partir du navire vers le largueur. A la réception de ce signal, le largueur libère le lien mécanique qui le relie au lest: l'ensemble de la ligne remonte alors vers la surface grâce à la flottabilité positive de l'ensemble.

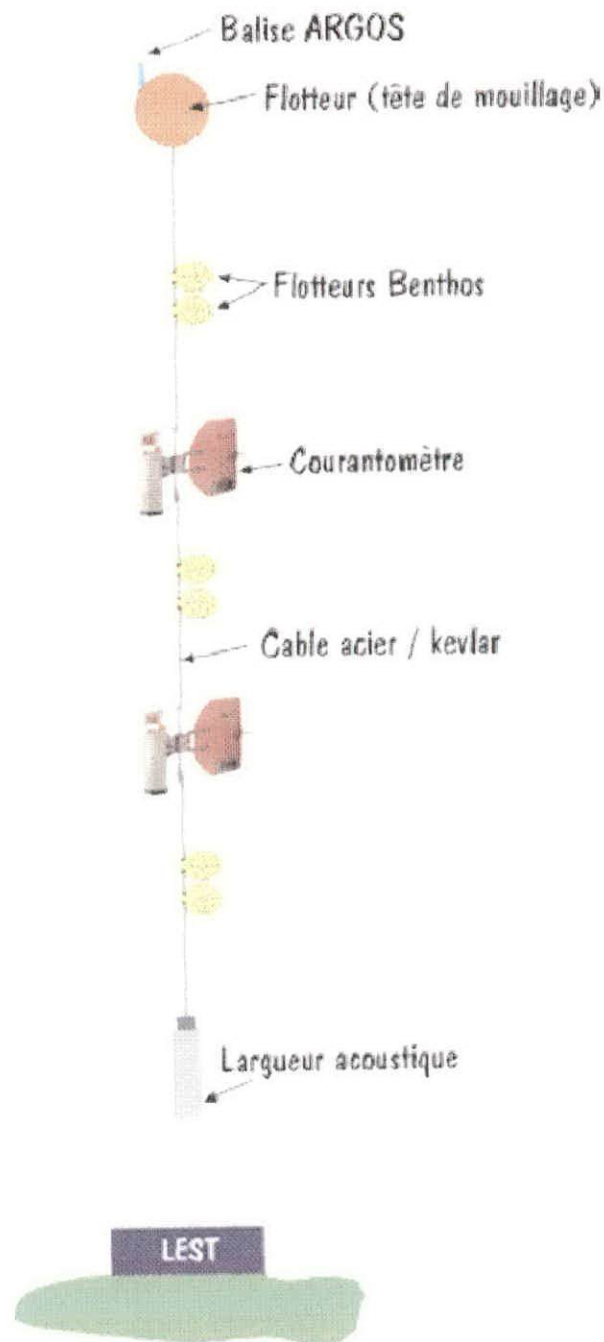


Figure (III-15) : Schéma d'une ligne de mouillage

Ce type de mouillage est dit "subsurface", la flottabilité (tête de mouillage) peut se trouver à 1000m en dessous de la surface.

- **Les flotteurs dérivants**

Ces flotteurs (type MARVOR) permettent l'étude des masses d'eau profondes sur une grande période. Le fonctionnement de ces flotteurs nécessite au préalable la mise en place d'un réseau de sources acoustiques. (cf. photo).

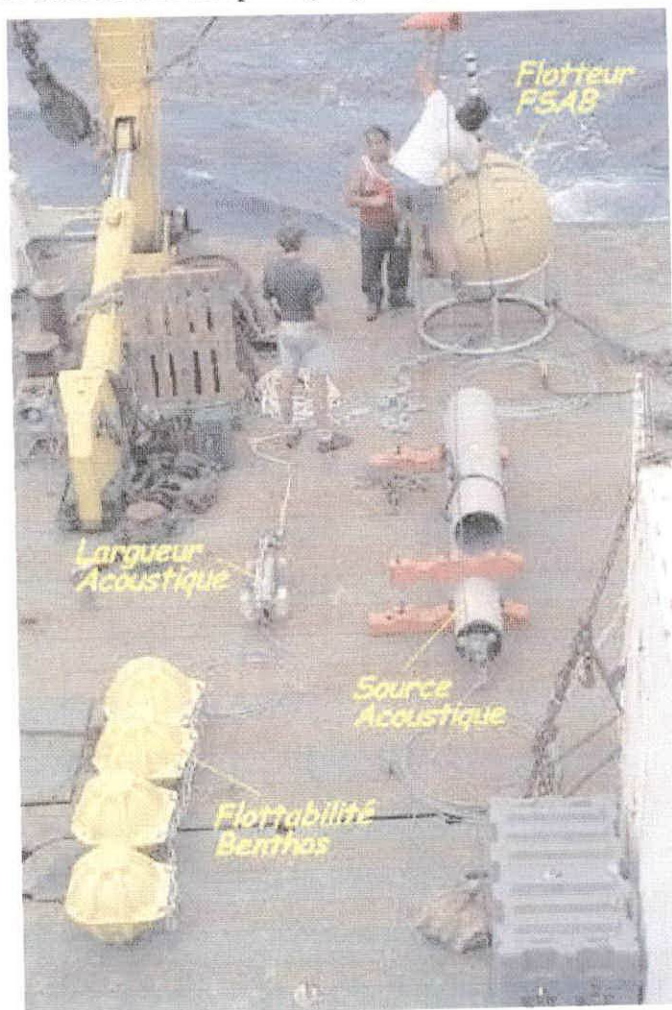


Figure (III-16) : les flotteurs dérivants

Ces flotteurs sont immergés en un point donné, ils plongent jusqu'à une profondeur d'équilibre comprise entre 500m et 2500m (choisi par l'utilisateur) et dérivent dans la masse d'eau.

La réception des signaux émis par le réseau de sources acoustiques permet de positionner le flotteur géographiquement à un instant donné.

Ils sont programmés pour remonter à la surface après quelques semaines d'immersion afin de transmettre les informations collectées au cours de la plongée via les satellites du système ARGOS, puis replongent à leur profondeur de consigne pour un nouveau cycle.



Figure (III-17) : floteurs MARVOR

III-1-10 Mesure du rayonnement du ciel

- **Le pyranomètre**

Le pyranomètre est un appareil mesurant le rayonnement global du ciel (en W/m^2) ou l'irradiance (en $W/m^2/s$). Pour mesurer uniquement le rayonnement diffus, on ajoute un pare-soleil métallique qui protège le pyranomètre du rayonnement solaire direct. Appelé "solarimètre" par le passé, il fait aujourd'hui partie de l'instrumentation des parcs météorologiques civils.

On parle de **pyrhéliomètre** quand il s'agit de mesurer l'éclairement énergétique dû au rayonnement solaire direct.

Il existe deux modèles de pyranomètre :

- **Thermopile à échanges thermiques "horizontaux" :**

Ce sont sans doute les plus connus. Ils mesurent l'écart thermique entre une surface noire et une surface blanche situées dans le même plan et exposées au Soleil. Ils sont constitués par une thermopile plane de type "noir et blanc". Lorsque le capteur est éclairé, un écart thermique apparaît entre les parties blanches et noires. Un pont thermique permet d'évacuer la chaleur captée par les surfaces noires vers le boîtier et d'obtenir en sortie une force électromagnétique proportionnelle au flux reçu.

- **Thermopile à échanges thermiques "verticaux" :**

Mesure l'écart thermique entre une surface réceptrice noire et le boîtier du pyranomètre. Lorsque la pile reçoit un flux de rayonnement, un gradient thermique apparaît à sa surface entre les soudures paires et impaires car ces dernières sont prévues pour ne pas pouvoir évacuer la chaleur qu'elles captent autrement que vers les soudures paires. De ce fait, elles sont systématiquement plus chaudes que celles-ci et une force électromagnétique proportionnelle au flux énergétique reçu apparaît aux bornes de la thermopile.

Enfin, il existe également des **pyranomètres linéaires** pour l'analyse des climats lumineux sous couvert végétal.

III-2 Les satellites météorologiques

Le rôle des satellites météorologiques est d'obtenir des images de la Terre vue du ciel, afin de repérer les formations nuageuses et les cyclones tropicaux mais également pour mesurer les variables habituelles de la température de l'atmosphère, la quantité de vapeur d'eau et la direction ainsi que la force du vent à différentes altitudes.

L'OMM utilise deux types de satellites :

- les satellites à **défilement** : situés entre 600 et 900 km d'altitude sur des orbites polaires. En raison de la rotation du plan de leur orbite autour de l'axe des pôles, ils survolent deux fois par jour toute la surface du globe,
- les satellites **géostationnaires** placés sur une orbite fixe à environ 36000 km d'altitude. Seul inconvénient, leur position fixe au-dessus de l'équateur les empêche d'observer les régions polaires. A ce jour l'Europe dispose de 8 satellites de la classe METEOSAT.

Afin d'obtenir une couverture globale de la Terre, le monde est couvert par six satellites géostationnaires, chacun couvrant environ un tiers de la planète :

- METEOSAT 8, satellite européen d'Eumetsat, est placé à 0° de longitude. Sa zone de couverture s'étend de l'Afrique du sud au nord de la Scandinavie et de l'Est de l'océan Atlantique à l'Ouest de l'océan Indien
- GOES-E, satellite américain de la NOAA, est placé à 75° de longitude ouest. Sa zone de couverture s'étend de l'est du continent américain à l'Ouest de l'océan Atlantique
- GOES-W, satellite américain de la NOAA, est placé à 135° de longitude ouest. Sa zone de couverture s'étend de l'Ouest du continent américain à l'Est de l'océan Pacifique
- GMS 4, satellite japonais, est placé à 140° Est de longitude. Sa zone de couverture s'étend de l'Est de l'Asie à Océanie jusqu'à l'Ouest de l'océan Pacifique.
- GOMS, satellite russe, est placé à 76° de longitude Est. Sa zone de couverture s'étend de l'Asie à l'océan indien.
- INSAT 1D, satellite indien, est placé à 74° de longitude Est. Il offre la même zone de couverture que GOMS, mais il dessert en plus les télécommunications au-dessus de l'Asie.

Ensemble, ces satellites fournissent des mesures et des images de notre atmosphère et des océans que les professionnels distribuent après traitement aux scientifiques et au public du monde entier.

Tout un chacun peut également télécharger ces images ainsi que les données télémétriques à condition de disposer du matériel de réception adéquat.

III-3 Les observations marines

III-3-1 Introduction

Les observations météorologiques font référence à l'état de l'atmosphère en ce qui a trait à la température, à l'humidité, à la sécheresse, aux vents et à la couverture nuageuse. Aux éléments énumérés dans cette définition, s'ajoutent les mesures prises afin de rendre possible le processus de prévision météorologique. Ces observations traditionnelles sont celles portant sur l'état du ciel, le vent, la température atmosphérique et la présence d'eau dans l'atmosphère sous forme d'humidité, de brume, de brouillard ou de précipitations. Il y a également les facteurs qui en découlent, comme la visibilité et la formation de givre, tous observés à partir du sol. L'observateur météorologue peut se servir de toutes sortes d'instruments, qui doivent être situés à des endroits stratégiques et utilisés de manière appropriée

III-3-2 Traitement des observations marines

Il faut savoir tout d'abord que la prévision du temps repose sur ce principe, énoncé en 1856 par Le Verrier, que la plupart des phénomènes météorologiques sont des <phénomènes migrants>. Pour prévoir le temps qu'il fera en un point donné, il est donc essentiel de connaître la situation météorologique actuelle dans un rayon de plusieurs kilomètres autour du point considéré.

Lorsque les conditions météorologiques sont commandées par un anticyclone stable recouvrant toute l'Europe occidentale et que l'on se trouve donc dans l'immédiat à l'abri de toute perturbation, le météorologiste a besoin de connaître aussi parfaitement que possible la circulation générale en altitude sur l'ensemble de l'hémisphère nord, car celle-ci pourra soit favoriser le maintien sur place de l'anticyclone pendant une longue période, soit entraîner à brève échéance son affaiblissement, son décalage ou sa destruction.

III-3-2-1 La réalisation des cartes météorologiques

Pour étudier les courants atmosphériques, on établit, deux fois par 24 h, à l'aide des mesures effectuées par radiosondages, des cartes en altitude de pression et de température. Plus précisément, on trace les lignes de niveau (isohypses) de surface isobares standards (850, 700, 500, 300, 200, 100 mb qui correspondent respectivement en moyenne aux altitudes suivantes : 1 500m, 3 000m, 5 600m, 9 200m, 11 800m, 16 200m).

La carte en altitude la plus utilisée est celle de la surface 500 millibars. A l'aide d'ordinateurs, on élabore deux fois par jour des cartes à différentes altitudes prévues avec une exactitude assez satisfaisante à échéance de deux ou trois jours. La connaissance des grands courants de vent présents et futurs permet de prévoir quels sont les déplacements des perturbations ainsi que leur évolution probable (atténuation ou intensification). De plus, elle permet de situer les principaux centres d'action cycloniques et anticycloniques.

En ce qui concerne les cartes de surface, les météorologistes des divers pays d'Europe analysent constamment la situation sur l'ensemble de l'Amérique du Nord, de l'Atlantique Nord, de la Méditerranée, de l'Afrique du Nord et de l'Europe en traçant, toutes les 6 heures, es cartes isobariques et frontologiques.

Toutes les observations des stations terrestres et marines effectuées simultanément à une heure H (heure du méridien de Greenwich adoptée mondialement comme heure de référence et appelée T.U. Abréviation de « temps universel »), sont pointées, à l'aide de symboles simples, sur une carte dite carte synoptique du réseau de l'heure H.

Les fronts ou limites remarquables de masses d'air sont localisés et tracés en utilisant : les vents (rotation au passage d'un front, donc direction et vitesse des vents différentes de part et d'autre de celui-ci), les températures, l'écart entre la température de l'air et celle de la mer, la nébulosité (types de nuages), la visibilité (elle s'améliore près le passage du front froid), les précipitations, les variations du baromètre (en baisse à l'avant d'un front chaud, stationnaire après son passage, en hausse brusque au passage d'un front froid.), ainsi que les données de température et d'humidité fournies par radiosondages.

III-3-2-2 Problèmes rencontrés lors des traitements d'observations

Un des problèmes de la prévision consiste à savoir où se trouveront exactement, le lendemain et le surlendemain, les fronts repérés sur la carte d'analyse (ou même ceux qui sont seulement en voie de formation). Les photographies prises par les satellites permettent de déceler (dans les régions dépourvues d'observations) ou de préciser la position des fronts par la localisation de masses nuageuses qui leur sont associées. Mais, contrairement à une opinion couramment répandue, les satellites météorologiques ne fournissent pas de prévisions ; ils ont, certes, apporté un progrès en tant qu'instrument supplémentaire d'analyse, et donc, par contrecoup, ils ont contribué à faire disparaître certaines causes d'erreur et par conséquent à réduire la proportion des mauvaises prévisions. [L]

Un autre problème, qui est aussi d'une grande importance pour les prévisions « marine », est de tracer la carte isobarique prévue au niveau de la mer, cette carte étant du reste en grande partie dépendante de la situation frontologique (et réciproquement). La finesse, la précision de la carte isobarique prévue, ont une grande importance puisque d'elle dépend la prévision du vent qui soufflera au niveau de la mer. Plus les isobares seront serrées, plus le vent sera fort : deux isobares (de cotes différant de 5 mb) distantes de 150 milles nautiques seront normalement, sur la Manche, associées à un vent de force 5, alors que la force 9 s'observera en moyenne entre ces deux isobares distantes de 60 milles.

Des cartes isobariques frontologiques (actuelles et prévues) sont diffusées à intervalles réguliers, jour et nuit, par chaque Service national, notamment au moyen de radio fac-similé dont les émissions peuvent être captées à de grandes distances (donc en mer, à bord des bateaux pourvus de cet outil moderne).

III-3-2-3 Les cartes météorologiques

Dans le but de réaliser une prévision, l'observation du ciel au-dessus de la station n'est d'aucune utilité car elle ne vous apporte qu'image instantanée, une indication immédiate du temps qu'il fait dans un rayon de 30 km autour de la station. En voyant des nuages élevés il vous est impossible de déterminer s'il s'agit d'un front ou du simple passage de nuages d'altitude sans conséquences, comme il vous est impossible de déterminer les propriétés de la masse d'air, son degré d'instabilité ou la présence d'air chaud en altitude, autant de facteurs parmi d'autres qui influencent le temps. [M].

Aussi, pour établir une prévision, il est indispensable de recueillir un maximum de données locales mais surtout loin en amont des courants dominants pour déterminer leur évolution à court et moyen terme au-dessus du domaine analysé

Dans ce but le prévisionniste dispose de nombreux outils d'assistance, parmi lesquels :

- le réseau des stations synoptiques (manuelles et automatiques) réparties tout autour de la planète
- les messages météorologiques
- les sondages effectués en altitude
- les photographies satellites
- les modèles numériques

Secondé par des observateurs et des techniciens ainsi que des logiciels spécialisés (simulations, traitement d'image, etc.), le prévisionniste dispose ainsi de suffisamment d'informations "temps réel" pour établir une bonne prévision pour les heures et les jours qui viennent. Cette question est d'autant plus critique en hiver quant il s'agit de déterminer l'état des routes du lendemain ou en aviation dont les plans de vol, surtout militaires, sont souvent établis à très courte échéance.

Aujourd'hui un météorologiste est capable d'établir une prévision à 5 jours qui offre une précision équivalente à celle établie à 3 jours voici 10 ans. Non pas que ses connaissances se soient améliorées, certainement, mais les ordinateurs utilisés aujourd'hui sont beaucoup plus puissants que ceux de l'ancienne génération.

Comment se réalisent l'analyse et l'étude d'une situation atmosphérique en considérant quatre aspects du problème ?

- Les cartes de surface
- Les cartes en altitude
- L'utilisation opérationnelle des cartes en altitude
- Les photos satellites.

III-3-2-3-1 Les cartes de surface

Le tracé d'une carte météorologique ne peut être entamé que si le prévisionniste connaît parfaitement tous les symboles de pointage utilisés par son technicien ou dessinés sur la table traçante afin de pouvoir d'un simple coup d'oeil, évaluer les conditions météorologiques de chaque station synoptique

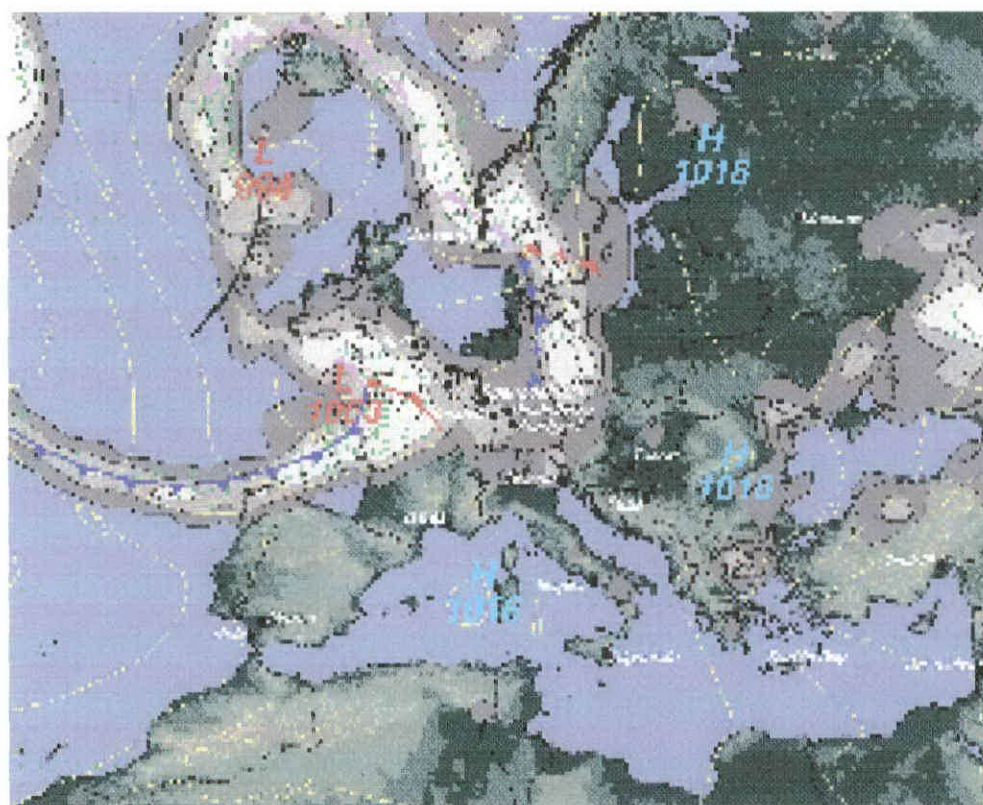


Figure (III-18) Carte d'analyse de surface établie par l'USAFE OWS pour le 26 juillet 2003 à 12z.

III-3-2-3-2 Les cartes en altitude

Les données météorologiques obtenues par radiosondage ne servent pas uniquement à la construction des courbes d'état et des points de rosée et aux études qui en découlent. La courbe d'état donne une analyse de la structure verticale de l'atmosphère au-dessus d'une station bien déterminée. Bien que cette couche soit représentative d'une masse d'air, ses données ne représentent jamais qu'une seule colonne d'air



Figure (III-19) Ouragan sur un radar météo embarqué. En rouge les zones de pluie. Document Hurricane Hunters.

III-3-2-3-3 Utilisation opérationnelle des cartes en altitude

Le tracé des cartes en altitude permet une vue tridimensionnelle de l'atmosphère. Ces cartes donnent la répartition du champ de vents à différents niveaux et sont utilisées en prévision, notamment pour le déplacement des systèmes frontaux et des centres de pression

III-3-2-3-4 les photos satellitaires

Bien que ces informations soient disponibles en permanence sur le réseau international d'observations de l'OMM, la répartition géographique des stations météo est irrégulière, surtout sur les océans. Pour pallier ces déficiences, un premier satellite météorologique à orbite polaire fut lancé dans l'espace le 16 avril 1960.

De nouveaux lancements apportèrent des améliorations importantes comme la prise de vue selon un axe toujours perpendiculaire à la Terre et l'introduction du système ATP (Automatic Picture Transmission).

Ce système permet une réception automatique, en n'importe quel endroit de la Terre, directement du satellite pour autant qu'il se trouve au-dessus de l'horizon.

Finalement, en 1966, le premier d'une longue série de satellites géostationnaires fut lancé. Actuellement, ces satellites permettent une couverture de l'ensemble du globe terrestre, chaque satellite couvrant toujours la même zone géographique [15]

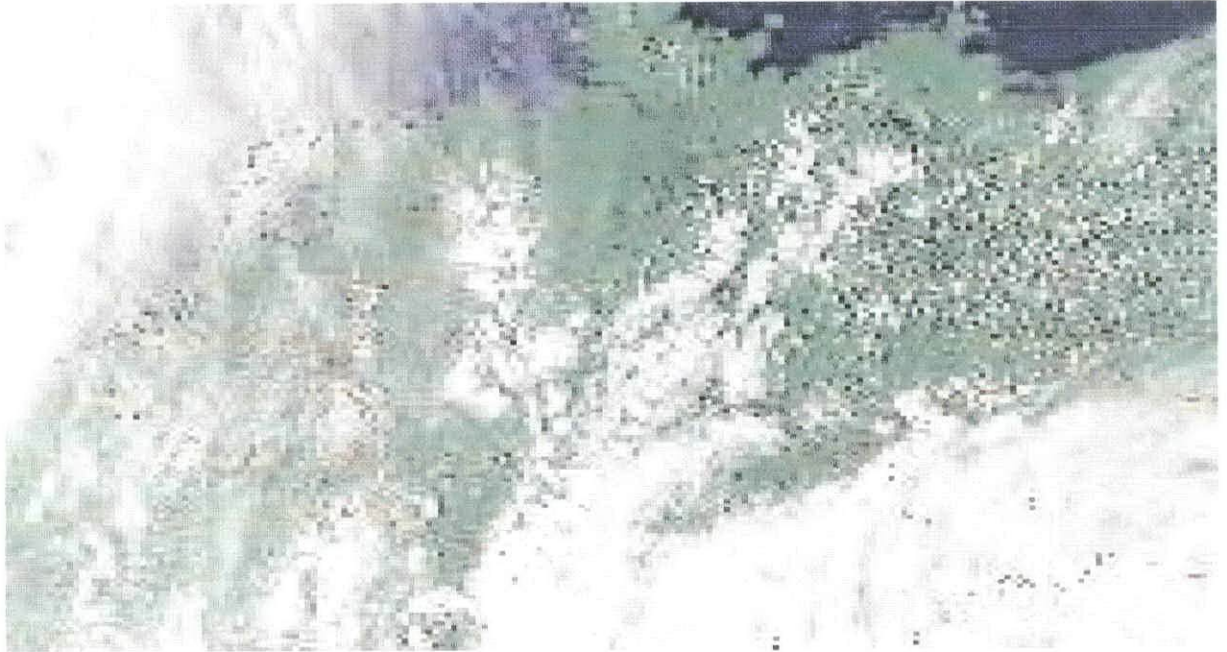


Figure (III-20) Image de l'Europe prise en lumière visible par un satellite polaire le 3 juin 2004 à 15h02 UTC. Une éclaircie se développe sur le Benelux entre une occlusion active sur l'Autriche et un front chaud sur la Manche. Document DLR.

Conclusion

Conclusion

L'incroyable variance des zones climatiques lance un défi constant aux météorologues du service d'exploitation des pays. Toutefois, leur mandat premier consiste à protéger et à préserver les populations et ses biens, en préparant et en diffusant à temps des bulletins sur les phénomènes météorologiques rigoureux.

Pour l'essentiel, la météorologie est la résolution de problèmes touchant le temps qu'il fera. Il se pose chaque jour une nouvelle série de problèmes et il n'existe pas deux situations météorologiques exactement identiques. Pour les personnes qui aiment relever les défis et affronter chaque jour un nouveau problème, l'exploitation météorologique présente d'amples possibilités d'éprouver aptitudes et connaissances.

On communique aux météorologues d'énormes quantités de données (observations aérologiques et de surface, données radar, satellitaires et de modèles informatiques) qu'ils doivent traiter pour réaliser la meilleure prévision possible. On a conçu et continue de concevoir des logiciels qui aident le prévisionniste

La météorologie reste une science inexacte. Les météorologues commettent des erreurs, mais chacune de ces erreurs a ceci d'important qu'elle contribue à l'apprentissage quand on étudie l'événement après coup. Il importe au plus haut point de comprendre pourquoi on s'est trompé dans la prévision, de façon à atténuer les risques de ne pas prévoir à l'avenir un événement du même type. C'est pourquoi les météorologues doivent se préparer à transmettre les leçons qu'ils ont apprises et ne doivent jamais cesser d'apprendre eux-mêmes.

Le travail que les météorologues accomplissent dans le pays évolue constamment. L'ensemble d'aptitudes du météorologue compétent comprend, outre une solide formation dans la science elle-même, de bonnes facultés informatiques, l'aptitude à penser vite et d'une façon logique et d'excellentes aptitudes à la communication. De fait, vu la puissance de plus en plus élevée des ordinateurs et l'augmentation correspondante des possibilités des modèles de prévision informatisée, le météorologue doit en savoir assez pour n'apporter aux résultats informatiques que les modifications qui amélioreront les prévisions. Cela vaut tout particulièrement pour les périodes courtes (0 à 12 prochaines heures).

Les récentes années ont vu la croissance d'un secteur commercial très actif au sein du Service météorologique d'Environnement. Nombre d'entreprises du secteur privé ont constaté que de bonnes informations météorologiques pouvaient faire économiser beaucoup d'argent. Parmi les informations qu'offre Environnement, citons les prévisions de température, d'humidité et de précipitations propres à un site pour les activités.

Pour résumer, disons qu'au cours des prochaines années, l'exploitation météorologique aura un avenir de plus en plus captivant, de plus en plus complexe. Les progrès technologiques, alliés à une meilleure compréhension des processus qui causent nos pires phénomènes météorologiques, accroîtront l'exactitude des prévisions et allongeront la période pour laquelle on peut établir des prévisions exactes. Mais ces améliorations de la technologie et de l'exactitude nécessiteront aussi des personnes qui peuvent continuer à rendre les prévisions encore plus utiles tant pour le grand public que pour le secteur privé et communiquer les renseignements météorologiques d'une façon claire et concise.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [A]. **R.MAYENCON**; 1982 - Météorologie maritime. EDITIONS MARITIMES ET D'OUTRE-MER. 9-10-11-14-16 -26-p.
- [B]. **ANDRE HUFTY**; 2001 -Introduction a la climatologie. De Boeck université, 130- 217.
- [C]. **GEORGE VIERS, JEAN-PIERRE VIGNEAU**; 1990-Eléments de climatologie. NATHAN, 16p.
- [D]. **R. BONNEFILLE**; 1992 - Cours d'hydraulique maritime. MASSON, 3-5p.
- [E]. **Chr PERRIN de BRICHAMBAUT**; 1977 - Les instruments de mesures météorologiques, cahier d'information de la météorologie nationale, 10-11-19-24-30-38p.
- [F]. **G.D.ROTH.**; 1978 - Guide de la météorologie. EDITIONS DELACHAUX et NIESTLE
- [G]. **H. LACOMBE**; 1971 - Les mouvements de la mer DOIN. 12-13p.
- [H]. **RENE EMSALEM**; 1971-Climatologie générale. SNED-Alger.25-32p.
- [I]. **Ch.P.PEGUY**; 1970-Précis de climatologie.2^{ème} édition.82-260p.
- [J]. **P.QUENEY**,1974-Eléments de météorologie. MASSON ET CIE ÉDITEURS.
- [K]. **PIERRE ESTIENNE, ALAIN GODARD**; 1970-Climatologie.ARMAND COLIN. 76-77-79p.
- [L]. **PAUL DEVUYST**,1979-Météorologieet prévision du temps. EYROLLES. 73-80p.
- [M]. **R.ARLERY, H.GRISOLLET, B.GUILMET**; 1973-Climatologie, méthodes et pratiques. GAUTHIER-VILLARS.

SITES INTERNET

[1] http://www.meteofrance.com/FR/glossaire/designation/1337_curieux_view.jspb

[2] <http://www.futura-sciences.com/comprendre/d/dossier607-1.php>

[3] <http://la.climatologie.free.fr/ocean/ocean.htm#circulation>

[4] <http://www.météobelgique.be/content/view/209/74/>

[5] <http://www.astrosurf.com/lombry/meteo-visibilite.htm>

[6] <http://cns1.naoonet.free.fr/TSF/meteo/>

[7] <http://fdecker.free.fr/fronts.html>

[8] <http://users.belgacom.net/reneDec/pagesci12.html>

[9] <http://lettres-histoire.ac-rouen.fr/histgeo/vagues.htm>

[10] <http://fdecker.free.fr/givre.html>

[11] <http://fr.wikipedia.org/wiki/Iceberg>

[12] http://www.melounou.com/~memoire/meteo/humidite_air.htm

[13] http://www.shom.fr/fr_page/fr_act_oceano/vagues/OBS/index_f.html

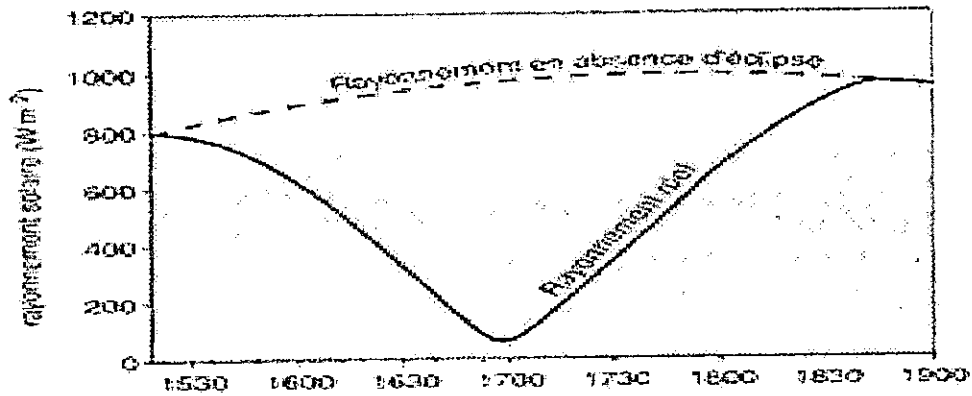
[14] <http://www.ffme.fr/technique/meteorologie/theorie/symbole/symbole.htm>

Annexe

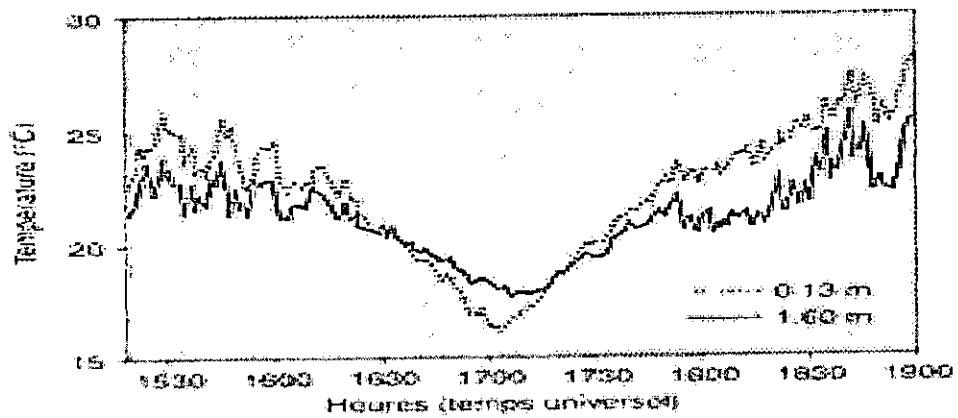
ANNEXE 01

Figure (II-7) Variation de rayonnement et de température pendant une éclipse De soleil

A) Variation de rayonnement

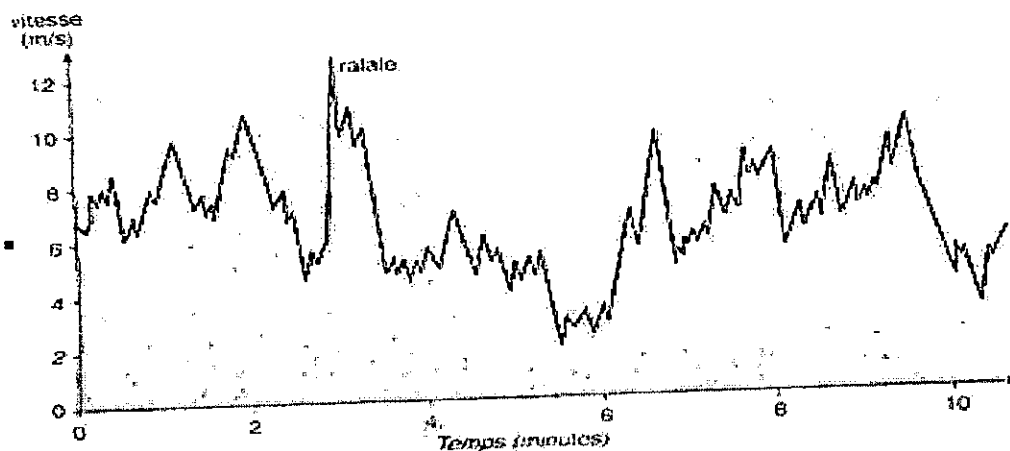


B) Variation de température



D'après Bull. Am. Met. vol. 72(1) 1996 p 92

Figure (I-14) : Vitesse instantanée Du vent (Moyenne sur 10 minutes)



ANNEXE 02

Les symboles météorologiques :

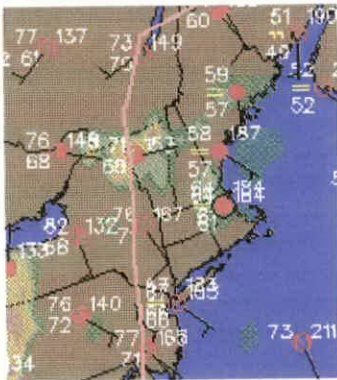
Les fronts

Type de front		Représentation graphique	
		En couleur	En noir et blanc
Front froid			
Front chaud			
Front froid en altitude			
Front chaud en altitude			
Occlusion à caractère de front chaud			
Occlusion à caractère de front froid			
Front stationnaire			

Type de centre de pression	Symbole	Type de masse d'air	Abréviation
Anticyclone	H	Arctique	A
Dépression	L	Polaire maritime	mP
		Polaire continental	cP
Col	C	Tropical maritime	mT
Creux	T	Tropical continental	cT

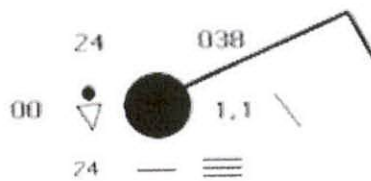
Symboles fréquemment utilisés pour analyser une carte de surface.

Symboles utilisés par les stations



Sur les cartes d'analyse chaque station est représentée par un ensemble de symboles que le météorologue peut interpréter.

Chaque station est représentée par un groupe de symboles comme celui qui est présenté ci-contre.



"Nébulosité complète du ciel, avec une température de l'air de 24 degrés celcius, point de rosée à 24 degrés celcius. Le vent de nord-est entre 10 et 15 noeuds. La pression à 1003,8 millibars en baisse de 1,1 millibars depuis 3 heures. Des averses de pluie sévissent et les nuages bas sont des status, la visibilité est réduite à moins d'un kilomètre. Dans l'heure qui précédait l'observation, le temps était au brouillard".

Afin de mieux comprendre l'on peut représenter cette station météo avec l'aide d'une grille.

Légende des codes et des symboles utilisés

Vitesse du vent



V = 5 noeuds

* Direction du vent, à + ou - 5 degrés près, représentée par la hampe d'une flèche volant dans le vent.



V = 10 noeuds

* Vitesse V du vent, à + ou - 2 noeuds près, représentée par les symboles suivants ou leur combinaison.



V = 50 noeuds

Variation de pression (a)



En hausse puis en baisse; même ou plus haute que trois heures auparavant.



En hausse, puis stationnaire; ou en hausse, puis en hausse plus lente. Plus haute que 3 heures auparavant.



En hausse (régulière ou irrégulière). Plus haute que 3 heures auparavant.



En baisse ou stationnaire, puis en hausse; ou en hausse puis en hausse plus rapide. Plus haute que 3 heures auparavant.



Stationnaire; même que 3 heures auparavant.



En baisse, puis en hausse; même ou plus basse que 3 heures auparavant.



En baisse, puis stationnaire; ou en baisse puis en baisse plus lente. Plus basse que 3 heures auparavant.



En baisse (régulière ou irrégulière). Plus basse que 3 heures auparavant.



Stationnaire ou en hausse, puis en baisse, ou en baisse puis en baisse plus rapide. Plus basse que 3 heures auparavant.

Nuages élevés

Fas de nuages Ci, Cc, Cs.

Filament de Ci, épars n'augmentent pas.



Ci dense en bancs ou en gerbes n'augmentent pas.



Ci, souvent en forme d'enclume, provenant de ou associé à Cb



Ci, en forme de crochets envahissant le ciel et devenant plus épais



Ci et Cs ou Cs seulement; la couche continue n'atteignent pas 45 degrés au-dessus de l'horizon.



Ci et Cs ou Cs seulement; la couche continue dépasse 45 degrés au-dessus de l'horizon.



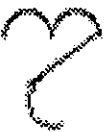
Cs couvrant le ciel entier



Cs n'augmentent pas et ne couvrant pas le ciel entier; Ci et Cc peuvent être présents.



Cc seul ou Cc avec Ci mais le Cc est le type cirroforme dominant.

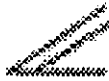


Nuages moyens

Pas de nuages Ac, As, Ns



AS mince (la couche entière est semi-transparente).



AS opaque ou Ns.



Ac mince; les éléments ne changent d'aspect que très lentement et sont tous du même niveau.



Ac mince en bancs; les éléments changent continuellement et/ou à plusieurs niveaux.



Ac mince en nappes ou en couche envahissant le ciel et devenant généralement plus opaque.



Ac provenant de l'étalement de Cu.



Couche double; ou As et Ac opaque qui n'augmente pas; ou As et Ac présents au même moment ou à des niveaux différents.



Ac en forme de flocons cumuliformes ou Ac avec de petites tours.



Ac d'un ciel chaotique, généralement à plusieurs niveaux; des bancs de cirrus dense sont ordinairement présents.

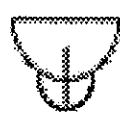
Nuages bas

Pas de nuage Sc, Cu, Cb

Cu à faible extension verticale et d'apparence aplatie



Cu à extension considérable, généralement bourgeonnant, avec ou sans autre Cu ou Sc. Toutes les bases au même niveau



Cb avec sommet strié mais pas cirriforme ou en forme d'endume, avec ou sans Cu, Sc, St



Sc ne provenant pas de l'étalement du Cu



St ou St en dessous, mais pas St de mauvais temps



St et/ou Ct de mauvais temps, ordinairement sous As et Ns













Cu et Sc (ne provenant pas de l'étalement de Cu) avec bases à niveaux différents



Cb avec sommet fibreux, souvent en forme d'endume, avec ou sans Cu, Sc, St



Nébulosité (cercle central)

-  Aucun nuage
-  1 dixième ou moins de nuages mais pas absence complète
-  entre 2 et 3 dixièmes du ciel est couvert
-  4 dixièmes du ciel couvert
-  5 dixièmes du ciel couvert
-  6 dixièmes du ciel couvert
-  entre 6 et 7 dixièmes du ciel couvert
-  9 dixièmes du ciel couvert
-  Complètement couvert
-  Ciel complètement obscurci par une couche avec base à la surface ou par un phénomène obscurcissant avec base en altitude