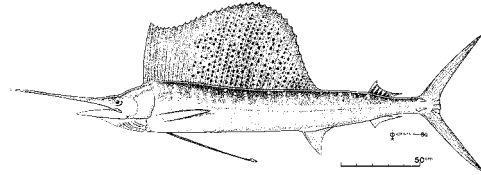


Des phénomènes physiques aux paramètres océanographiques

MARTIN DESRUISSEAUX, MICHEL PETIT,
LAURE GARDEL, ANTONIO RAMOS,
MICHEL SLEPOUKHA, EMMANUEL RIVIÈRE,
JOSEP COCA, PIERRE MALARD, YVETTE BASSON



Sphingopus albicars (Lestrieux, 1804)

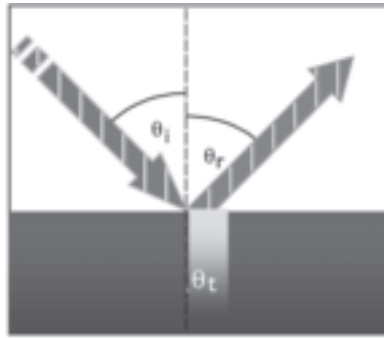
© P. Opic

La télédétection utilise les propriétés d'émission et (ou) de réflexion des rayonnements. Ces rayonnements, ondes électromagnétiques, transportent de l'énergie et se propagent sans altération dans le vide. Dans certains milieux, ces ondes peuvent être plus ou moins modifiées. Quand cette modification peut être reliée à des propriétés de l'objet d'étude, le rayonnement devient alors un support d'information.

Pour mesurer les rayonnements, sont utilisés des capteurs, instruments sensibles à certaines longueurs d'onde qui peuvent être de deux types : passif ou actif. Les **capteurs passifs** mesurent les ondes électromagnétiques naturelles, c'est-à-dire dont la source est le Soleil, qu'elles soient ou non modifiées par la Terre et son atmosphère. La présence de l'atmosphère limite la réception de l'énergie électromagnétique par les capteurs satellitaires au sein de certaines « fenêtres spectrales » : visible – proche infrarouge, infrarouge thermique, micro-ondes, etc. À partir des données acquises par ce type de capteurs peuvent être déduites notamment la production biologique, la température de surface, la couverture nuageuse.

Les **capteurs actifs**, eux, envoient des pulses d'ondes radar et analysent le signal réfléchi. La source est donc artificielle et l'on en contrôle la longueur d'onde et la polarisation. De ce signal retour, peuvent être calculés, entre autres, la hauteur des vagues, la force d'entraînement du vent, la vorticité de la couche de surface et les courants géostrophiques.

L'eau est le milieu qui nous intéresse ici. Lorsqu'une onde électromagnétique éclaire la surface de l'océan, une partie du rayonnement est réfléchi et une



▽ Fig. 1
Angles de réflexion (θ_r) et de transmission (θ_t) d'un rayonnement incident.

partie est transmise dans l'eau (fig. 1). La quantité d'énergie réfléchie, ainsi que les angles de réflexion et de transmission (θ_r et θ_t), dépendent de deux propriétés capitales en électromagnétisme : la **conductivité** et la **constante diélectrique**. Dans l'eau de mer, ces deux dernières propriétés dépendent de la fréquence de l'onde électromagnétique ainsi que de la température de l'eau, de sa salinité et de sa composition : composants organiques, chlorophylle-*a*, par exemple et (ou) inorganiques, comme les sédiments. Le signal retourné est donc fonction des caractéristiques optiques de l'eau, elles-mêmes influencées par ses propriétés inhérentes.

La couleur de l'eau

Dans le visible, les longueurs d'ondes assez petites vont pénétrer dans l'eau et être absorbées progressivement, jusqu'à une certaine profondeur où elles seront presque complètement absorbées. Dans le spectre visible, le rouge sera absorbé plus rapidement que le bleu. La profondeur d'absorption totale de la lumière sera fonction de la composition de l'eau. Les eaux naturelles, douces et salées, contiennent un mélange de matières dissoutes et particulières optiquement actives, variables en nature et variables en concentration : en conséquence, leurs propriétés optiques sont très changeantes dans l'espace et le temps.

Comportement des constituants de l'eau de mer dans le visible

LES DIFFÉRENTS CONSTITUANTS

On distingue deux catégories de matière dans l'eau : les matières **dissoutes** et **particulaires**. De manière arbitraire, on considère comme dissoute la matière dont la taille des éléments est inférieure à 0,47 μm . La matière organique dissoute

comprend les acides humiques et fulviques issus de la décomposition de la matière végétale. Elle est aussi appelée substance jaune (*Gelbstoff* en allemand). Dans le cas des eaux du large, il s'agit de la décomposition du zooplancton et du phytoplancton à la fin des blooms.

En pleine mer, la matière particulaire ou matière en suspension (MES) est aussi constituée du zooplancton et du phytoplancton vivants. Les concentrations (de l'ordre de $0,5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$) peuvent être très variables, en particulier au sein des blooms qui nous intéressent directement dans le cas des espèces pélagiques : ces blooms constituent l'étage nourriture des proies favorites de ces espèces. Près des rivages, il peut s'agir de sable ou de vase dont la concentration varie avec l'agitation de la mer et la profondeur. À proximité des agglomérations, il peut s'agir de pollution (concentrations de quelques $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ à plusieurs centaines de $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$). Enfin dans les estuaires, elle correspond à la contribution continentale à la sédimentation océanique et est apportée par les rivières (jusqu'à plusieurs $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ lors de la remise en suspension des sédiments, sous l'effet, par exemple, de la marée).

Les interactions avec le rayonnement visible

L'intensité de la lumière dans l'eau décroît exponentiellement avec la profondeur. Cette atténuation de la lumière a principalement deux origines : l'absorption et la diffusion.

- L'**absorption** est la transformation de l'énergie électromagnétique en une autre forme d'énergie par interaction avec la matière. L'énergie du rayonnement est principalement transformée en chaleur ou stockée dans les liaisons chimiques des molécules produites par la photosynthèse. La lumière absorbée peut parfois réapparaître sous une autre longueur d'onde, comme dans le cas de la fluorescence.
- La **diffusion** (*scattering* en anglais) est le changement de direction des faisceaux de rayonnement, qui sont déviés suite à des réflexions sur des particules en suspension. La diffusion ne produit pas de transformation d'énergie ni de longueur d'onde. Elle est pratiquement indépendante de la longueur d'onde¹.

Contrairement à la diffusion, l'absorption dépend de la longueur d'onde. L'eau claire absorbe davantage dans les grandes longueurs d'ondes du spectre visible (lumière rouge) que dans les courtes (lumière bleue). L'absorption du rouge donne à l'eau sa coloration bleue typique des eaux tropicales. Ces eaux « pures » ont une production biologique relativement faible.

Les régions plus productives des océans sont plus riches en matières dissoutes et particulaires. La substance jaune est présente en solution dans l'eau et absorbe fortement dans les courtes longueurs d'ondes du spectre visible (bleu) et peu dans les longueurs d'onde plus grandes (jaune-rouge). Il reste entre les deux la couleur verte que l'on observe typiquement dans les eaux productives des latitudes moyennes.

¹. La diffusion ne doit pas être confondue avec la dispersion, qui dévie aussi les rayons lumineux mais par d'autres processus (diffraction ou réfraction). Contrairement à la diffusion, la dispersion dépend des longueurs d'ondes. Elle est responsable par exemple de la séparation des couleurs dans un prisme.

La coloration verte des eaux productives vient aussi de la matière particulaire, en particulier du phytoplancton et de ses pigments chlorophylliens indispensables à la photosynthèse. En général, c'est la chlorophylle-*a* qui est le pigment majoritaire. Lorsque les conditions de lumière et de fortes concentrations de nutriments sont réunies, la biomasse phytoplanctonique est une fonction croissante de cette coloration.

L'intensité lumineuse décroît exponentiellement avec la profondeur. Ce qu'on appelle alors la profondeur d'atténuation ou profondeur d'intégration dépend de la composition de la masse d'eau (concentration des différents constituants), en plus de dépendre des longueurs d'onde comme on l'a vu ci-dessus.

Deux cas de figures sont envisagés pour le calcul de la couleur de l'eau : les eaux du « Cas 1 », où la couleur de l'eau est essentiellement liée à la présence du phytoplancton et de ses dérivés et les eaux du « Cas 2 », qui sont influencées par la matière organique particulaire et dissoute. Les premières correspondent aux eaux du large ; les secondes aux eaux côtières et estuariennes.

La production primaire

La production primaire est variable dans le temps et l'espace, en fonction des processus physiques, chimiques, biologiques et surtout de leur synchronisation. Sous les tropiques, la quantité de lumière est suffisante toute l'année. La production primaire dépend alors de la disponibilité des nutriments. Le vent devient alors une donnée clé puisque, sous son action, les eaux froides et riches en nutriments remontent en surface. Dans ces régions tropicales, où la nutricline est profonde (stratification permanente), la production primaire nouvelle peut se faire à de plus grandes profondeurs et échapper partiellement à la détection par satellite.

La production primaire est cruciale dans les cycles biochimiques globaux. Elle nous intéresse ici parce qu'elle représente le premier maillon d'une chaîne trophique dont le dernier maillon est l'espèce ciblée par les pêcheurs.

Les capteurs

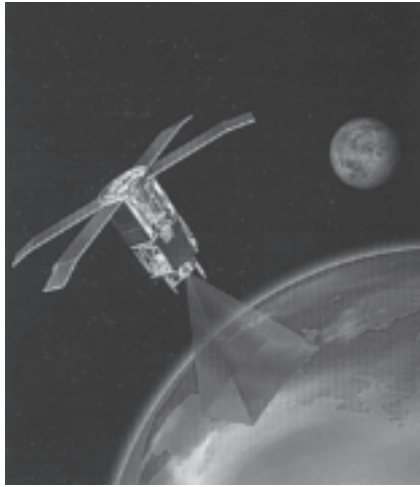
Le premier capteur à avoir permis d'accéder à la couleur de l'eau est CZCS² embarqué sur Nimbus-7. Arrêté prématurément en 1987, il a pu malgré tout collecter les données suffisantes pour servir de référence dans la résolution du problème ardu de la calibration de ce type de capteur.

En août 1997, la plate-forme SEASTAR (fig. 2) est mise en orbite avec à son bord le capteur SeaWiFS³. La résolution spatiale des données au nadir⁴ est de 1 km et la fauchée du capteur est de 2 800 km. Ses huit canaux du vert au proche infra-rouge analysent avec une grande précision les composants de l'eau et leurs concentrations. Le canal 1 de SeaWiFS est utilisé pour distinguer les

2. Coastal Zone Color Scanner.

3. Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor.

4. « Au nadir » signifie à la verticale du passage du satellite.



▽ Fig. 2
Vue d'artiste du satellite SEASTAR en orbite.
(Source : SeaWiFS's Project)

substances jaunes ; les canaux 2, 3, 4 pour calculer la concentration en pigments chlorophylliens ; les canaux 6, 7, 8 pour évaluer la turbidité et corriger les effets atmosphériques.

Une double calibration du capteur est faite régulièrement en direction du soleil et en direction de la Lune, affinant l'ajustement des luminances. Une autre particularité de la plate-forme est de permettre une rapide inclinaison ($\pm 20^\circ$) le long de la trace du satellite. Ce dépointage évite que le capteur soit aveuglé par le reflet spéculaire. L'inconvénient est la perte d'acquisition sur quelques dizaines de milles de la zone *intertropicale* pendant cette manœuvre de quelques secondes. Le dernier-né de cette génération est le capteur expérimental MODIS⁵ sur le premier satellite EOS⁶, qui a été lancé en décembre 1999. Ses trente-six bandes spectrales réparties entre 0,4 et 14,4 μm permettent aussi bien le calcul de la température de la surface, avec une résolution identique à celle des capteurs AVHRR⁷ (cf. *infra*), que celui des concentrations en chlorophylle-*a* pour les eaux du large entre 0,05 et 50 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$.

Calcul de la concentration en chlorophylle-*a* (Chl-*a*)

Le calcul ne concerne ici que les eaux du large (dites du « Cas I »). Dans un premier temps, on va chercher à relier les quantités mesurées par le satellite à des quantités mesurables facilement sur le terrain. En l'occurrence, le satellite mesure une luminance. Cette grandeur dépend des propriétés du milieu et de l'éclairement ; elle peut s'exprimer en fonction de la réflectance. La réflectance

5. Moderate resolution Imaging Spectrometer.

6. Earth Observation Satellite.

7. Advanced Very High Resolution Radiometer.

est ce qu'on nomme une propriété optique apparente (en anglais, *Apparent Optical Properties* ou AOP).

Les AOP sont définies en opposition avec les propriétés optiques inhérentes (en anglais *Inherent Optical Properties* ou IOP). Les IOP sont les propriétés optiques d'une masse d'eau qui dépendent uniquement de sa composition et non pas des conditions d'éclairement. Par exemple, les coefficients d'absorption ou de diffusion spécifient ces propriétés, mais d'autres grandeurs peuvent caractériser les IOP comme l'indice de réfraction.

Localement, l'éclairement varie très rapidement (présence de nuages, mais aussi selon l'angle d'incidence et selon l'agitation de la surface de la mer) et afin de s'affranchir de cette contrainte, l'utilisateur va faire intervenir les propriétés optiques inhérentes de la masse d'eau. La luminance mesurée par le satellite s'exprime en fonction de nombreux paramètres : l'éclairement extra-atmosphérique (juste au-dessus de la surface), mais aussi la réflectance sous la surface, contenant l'information de la couleur de l'eau.

$$L_{wn} = F_0 \frac{(1-\rho)(1-\rho')R}{n^2(1-rR)Q}$$

où	L_{wn} luminance réfléchie, mesurée par le satellite F_0 éclairement extra-atmosphérique n index de réfraction de l'eau de mer R réflectance issue du transfert radiatif, fonction du rayonnement incident et des IOP ρ réflectance de Fresnel à incidence normale ρ' réflectance de Fresnel pour le ciel et le soleil r réflectance air-eau Q constante, qui lie l'éclairement ascendant sous la surface à la luminance ascendante sous la surface
----	--

▽ Équation 1

Luminance mesurée par le satellite.

Dans cette équation, le rapport $(1-\rho)(1-\rho')/n^2(1-rR)$ prend en compte les processus d'interface entre deux milieux d'indices de réfraction différents. Il varie peu en fonction des longueurs d'onde et vaut 0,545.

De plus, la réflectance issue du transfert radiatif peut aussi s'exprimer en fonction des IOP que sont les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion.

$$R(\lambda) = G(\mu_0, \lambda) \cdot \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)}$$

où	$G(\mu_0, \lambda)$ est le champ de lumière descendante $a(\lambda)$ est le coefficient d'absorption $b_b(\lambda)$ est le coefficient de rétrodiffusion
----	--

▽ Équation 2

Réflectance issue du transfert radiatif.

Les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion dépendent des concentrations des différents constituants optiquement actifs et de coefficients d'absorption et de rétrodiffusion spécifiques à chaque constituant par unité de concentration. Ces derniers sont calculés sur la base de mesures de terrain ou de laboratoire.

La technique la plus utilisée pour calculer la concentration de chlorophylle-*a* ou d'autres constituants est le rapport des luminances. On choisit une bande dans laquelle la luminance est très sensible et on la normalise en choisissant de la rapporter à une luminance dans une longueur d'onde peu sensible. La chlorophylle-*a* absorbe fortement dans le bleu, sa réflectance est faible et ce que celle que soit la concentration en chlorophylle. Dans le vert, le pigment absorbe faiblement et réfléchit fortement. Le rapport des luminances, ici $L_{\text{bleu}}/L_{\text{vert}}$, permettra de s'affranchir des effets de l'environnement ambiant en particulier, celui du rayonnement incident et de calculer la concentration en chlorophylle-*a*.

Sources d'erreur

Il faut en permanence avoir à l'esprit l'ensemble des sources d'erreur possibles afin d'exploiter au mieux les images.

Dans les longueurs d'onde du visible, la luminance mesurée par le capteur est perturbée en grande partie lors de son passage dans l'atmosphère. Les particules (eau, aérosols) absorbent fortement le rayonnement et diffusent aussi le rayonnement, ce qui fait que l'étape des corrections atmosphériques est primordiale.

Dans le cas des eaux du large, la couleur de l'eau dépend essentiellement de la concentration chlorophyllienne. En revanche, pour les eaux du « Cas 2 », c'est-à-dire les eaux côtières, l'interprétation des mesures radiométriques est plus complexe en raison de la présence simultanée de la matière organique dissoute, des particules dissoutes et des pigments chlorophylliens. La quantification de ces trois constituants demande de nombreuses données de terrain et généralement on obtient des modèles locaux, assez peu génériques.

Concernant la combinaison des canaux, il est nécessaire d'effectuer le choix optimal pour le rapport des luminances intervenant dans l'algorithme.

Enfin reste un problème important, qui est celui de la validation par des données du terrain. Quand les mesures sur le terrain se font avec un spectro-radiomètre ou un radiomètre juste au-dessus de l'eau, sur une surface de l'ordre du centimètre, elles sont très influencées par les conditions d'éclairement (brumes atmosphériques, inclinaison de la vague, présence d'écume qui sature l'instrument...) et ces conditions sont d'autant plus variables dans le temps que l'on observe une zone très petite. Il faut donc réaliser de nombreuses mesures et parfois effectuer un choix dans ses mesures. Comme nous l'avons précisé au début de ce chapitre, les ondes du visible pénètrent dans la colonne d'eau : on parle de profondeur d'« intégration ». Cette valeur dépend de la composition de l'eau, elle varie donc selon les endroits.

Les mesures de terrain s'avèrent tout à fait indispensables pour obtenir cette information, essentielle pour affiner l'interprétation des images satellitaires. C'est une règle générale des techniques de télédétection.

La température de l'eau

Capteurs et mesure

La mesure de la température peut se faire par l'intermédiaire de deux types de capteurs radicalement différents. Les uns travaillent dans la fenêtre spectrale des micro-ondes (*i.e.* hyperfréquences), les autres dans celle de l'infrarouge thermique. L'intérêt principal que peuvent avoir les premiers par rapport aux seconds est de ne pas être gêné par le couvert nuageux. Les capteurs *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* sur les plates-formes Nimbus-7 et SEASAT, puis *Special Sensor Microwave/Imager* sur deux satellites météorologiques américains (DMSP), ont pu exploiter cet avantage. Mais la difficulté du traitement nécessaire et le coût de la construction de ces instruments, face à des résultats médiocres, les ont cantonnés plus dans l'expérimental que dans l'opérationnel. Le bruitage du signal sur des capteurs hyperfréquences est considérable et reste difficile à supprimer par le traitement dans cette région du spectre sans altérer la partie du signal utile à la mesure de la température.

Les capteurs les plus opérationnels sont donc les radiomètres à infrarouge thermique, c'est-à-dire entre 8 et 14 μm : par exemple, AVHRR⁷ sur les satellites NOAA⁸ ou le radiomètre embarqué sur le satellite géostationnaire Météosat. Le programme opérationnel des satellites NOAA a débuté dans les années 1970 et il est assuré de se poursuivre au moins jusqu'en 2011. Actuellement, sont en orbite les plates-formes NOAA-12, 14, 15, 16, 17, 18. NOAA-12 est actif depuis septembre 1991 et commence à présenter des signes de vieillissement ; NOAA-14, lancé en décembre 1994, est pleinement opérationnel ; le capteur AVHRR de NOAA-15 connaît des problèmes quasiment depuis son lancement ; enfin NOAA-18 lancé récemment est en cours de calibration et de test. Les principaux atouts du capteur AVHRR des plates-formes NOAA, outre sa constance sur plus de vingt ans, sont sa haute résolution temporelle (répétitivité) et spatiale (1,1 km au nadir). Les données ont aussi été très utilisées en raison de leur faible coût et du possible accès en temps réel par l'intermédiaire d'une antenne HRPT⁹ comme celle de la station SEAS¹⁰ de l'IRD à la Réunion.

Le comportement de l'eau dans l'infrarouge thermique fait appel à la notion de corps noir. Un corps noir est un corps théorique qui, à une température donnée, absorbe la totalité du rayonnement électromagnétique qu'il reçoit et qui le réémet en totalité. Un corps gris transmet partiellement le rayonnement absorbé. L'émissivité est le rapport de l'énergie émise par un corps gris par celle qu'émettrait ce même corps s'il se comportait comme un corps noir. Dans l'infrarouge thermique, l'émissivité de l'eau est proche de 1 : l'eau se comporte comme un corps noir.

8. *National Oceanographic and Atmospheric Administration.*

9. *High Resolution Picture Transmission.*

10. Surveillance de l'environnement assistée par satellite.

Les corps reçoivent de l'énergie de la part de leur environnement (par exemple du soleil), un rayonnement qu'ils absorbent plus ou moins. La fraction de rayonnement absorbée modifie l'énergie interne du corps. Cette énergie peut être, par exemple, réémise sous forme de rayonnement dans une autre longueur d'onde. Ainsi, le corps joue alors lui-même le rôle de source en transformant une partie de l'énergie thermique en énergie radiative, donc en rayonnement électromagnétique.

La luminance émise par la surface de la mer puis enregistrée par le capteur est convertie en température de brillance ou température apparente radiative, liée par l'émissivité à la température réelle de surface de l'océan.

Calcul de la température de surface de la mer (SST¹¹)

La luminance enregistrée par le capteur traverse l'atmosphère où le rayonnement peut être plus ou moins fortement perturbé. Principalement, la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère est la source de ces perturbations car elle absorbe une partie du rayonnement. La température de brillance et la température absolue sont donc différentes de quelques degrés. Les corrections à apporter peuvent provenir soit de modèles analytiques qui demandent alors de nombreux intrants comme le profil atmosphérique de la température et de la vapeur d'eau, soit des modèles empiriques. Dans le deuxième cas, les seuls besoins sont de nombreuses mesures *in situ* de bonne qualité.

Les propriétés de la vapeur d'eau dans l'infrarouge ont été longuement étudiées, notamment la transmission différentielle selon la bande spectrale. La méthode appelée *multi-window* utilise cette propriété pour réduire l'effet perturbateur du contenu atmosphérique, simplement en combinant linéairement les mesures de température de brillance faites dans plusieurs canaux de l'infrarouge thermique. La méthode *split window* est une application particulière de *multi-window* formalisée aux canaux 4 et 5 du capteur AVHRR. Cette dernière est très largement utilisée.

Pour les images de la station SEAS, nous avons choisi et adapté localement la méthode *split window*. L'algorithme correspondant, *Multi-Channel Sea Surface Temperature* (MCSST), correspond à une fonction linéaire des températures de brillance qui prend en compte l'angle de vue du satellite sur le pixel calculé.

$$T_{SST} = A_0 + A_1(T_4) + A_2(T_4 - T_5) + A_3(\sec \theta - 1)^2 + A_4(\sec \theta - 1)$$

Rappel : $\sec \theta = \frac{1}{\cos \theta}$

où $\left\{ \begin{array}{l} T_4 \text{ et } T_5 \text{ sont les températures de brillance des canaux 4 et 5} \\ \text{respectivement} \\ \theta \text{ est l'angle zénithal du satellite} \end{array} \right.$

▽ Équation 3

Température de surface en fonction des températures de brillance.

11. Sea Surface Temperature.

Les coefficients A_0 à A_4 sont obtenus par une analyse en régression entre un jeu de données satellitaires (températures de brillance), d'une part et un jeu de données *in situ* de qualité, d'autre part. Outre la prise de la mesure en mer elle-même, on doit veiller à ce que les mesures soient faites dans des conditions d'agitation moyenne (force 3), d'absence de brume, dans des régions thermiquement stables (pas de gradients), en deuxième partie de nuit (pour éviter l'effet du réchauffement diurne) et dans des régions de différentes latitude. Pour résumer, il est nécessaire de prendre des points de mesure là où la probabilité de variabilité de la température est faible et d'avoir la plus grande simultanéité entre les mesures en mer et les passages des satellites. Bien évidemment, le jeu de données *in situ* servant à la **calibration** ne doit pas servir à la **validation** de l'algorithme.

Sources d'erreur

La calibration des mesures demande une certaine gymnastique intellectuelle : on compare une mesure ponctuelle réalisée par une sonde dans les premiers décimètres de la surface (mesure volumique) avec une mesure intégrée sur une surface de plus de 1 km² sur les premiers micromètres de la colonne d'eau. La mesure correspond en fait à l'échange de chaleur à l'interface de l'eau et de l'air. Donc si les couches inférieures sont homogènes, la mesure sera significative (présence de vent ou mesure en absence de réchauffement solaire superficiel). En revanche, si les couches inférieures sont très stratifiées, la mesure surfacique pourra être très différente de la mesure volumique. Les mesures de nuit ou en présence de vent moyen seront donc plus significatives. Si le vent est très fort, on assiste au phénomène inverse, moins marqué, de sous-estimation de la température de la mer à cause des embruns.

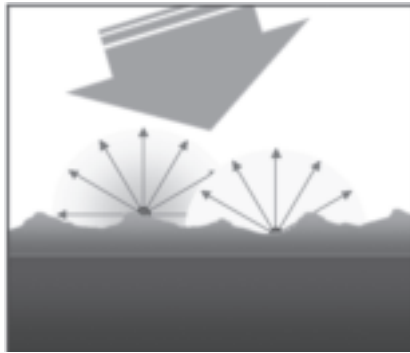
Un autre type d'erreur provient de l'angle de visée considérable du capteur. Ces capteurs ont l'avantage d'avoir une fauchée de plusieurs milliers de kilomètres (on emploie souvent le terme de données à **large champ**), ce qui aide à augmenter la répétitivité du satellite. Mais les luminances des pixels éloignés du nadir auront traversé une couche atmosphérique plus grande et seront d'autant plus perturbées. C'est la raison pour laquelle l'équation 3 introduit une dépendance avec l'angle zénithal. De plus, ces mêmes pixels couvriront une surface plus importante (jusqu'à 5 fois plus que le pixel au nadir). Pour corriger ce problème, nous avons regroupé les pixels géoréférencés en leur centre dans des « super pixels » de une minute d'angle en longitude et latitude, soit environ un mille carré à l'équateur.

La troisième source d'erreur est due aux nuages qui contaminent fortement les acquisitions dans ces régions tropicales. Un masque nuage complexe et original est appliqué afin de cacher les luminances qui semblent trop faibles pour correspondre à des températures de surface de la mer. Le seuil choisi est sciemment assez faible afin de ne pas passer à côté d'un événement océanique. La conséquence directe est qu'il faut être attentif lorsqu'il y a de faibles températures et surtout ne jamais isoler une image de celles qui précèdent et de celles qui suivent.

Le vent à la surface de l'eau et la vorticité

Comportement de la surface marine dans les hyperfréquences

Les océans sont beaucoup plus opaques aux fréquences des ondes radars qu'aux fréquences de la lumière visible. La réalité est encore plus complexe du fait que le rayonnement n'est généralement pas réfléchi dans une seule direction, mais plutôt diffusé dans une multitude de directions qui dépendent de l'angle d'incidence de l'onde (θ_i) ainsi que de l'état de la mer (fig. 3).

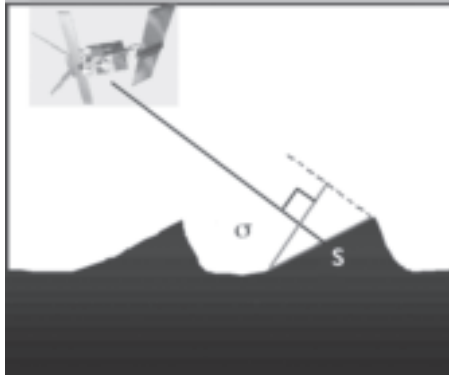


▽ Fig. 3
Diffusion d'un rayonnement incident.

Sur la surface d'une mer agitée (« rugueuse »), chaque point éclairé peut diffuser le rayonnement incident dans une sphère, qu'on appelle une ondelette de Huygen. La figure 3 en illustre deux. La diffusion du rayonnement dépend de la section efficace normalisée (*normalized scattering cross section*), notée σ^0 . Considérons la surface de la mer non comme une surface, mais comme une succession de petites surfaces les unes accolées aux autres, d'orientation et de taille différentes (fig. 3). Le capteur, selon sa position par rapport à la petite surface, peut « voir » une surface plus petite, projection de la surface S observée dans un plan perpendiculaire à la visée du capteur (fig. 4). La section efficace σ est la projection de la surface S que le capteur voit et la section efficace normalisée σ^0 est le rapport de cette surface sur la surface réelle.

D'une part, cette quantité σ^0 dépend de l'angle d'incidence, de l'angle de réflexion et de la polarisation du rayonnement. D'autre part, elle varie à chaque point de la surface de la mer en raison des vagues.

  une certaine distance de la surface, le rayonnement observé peut être considéré comme la somme du rayonnement émis par toutes les ondelettes de Huygen. Ces rayonnements dépendent entre autres de l'orientation géométrique locale



▽ Fig. 4
 Illustration d'une section efficace.

de la surface de la mer¹². Intuitivement, les pixels avec un σ^0 élevé paraissent plus brillants, mais peuvent correspondre à des situations très différentes : au nadir sur une mer calme, ou à un angle de visée très incliné et perpendiculaire aux vagues sur une mer agitée. Grâce aux variations locales de σ^0 , on arrive à estimer la direction du vent. Une compréhension théorique de σ^0 est donc fondamentale, mais son analyse est longue, ardue et aboutit à des résultats imparfaits. Ce problème est encore un domaine de recherche actif.

Principe des mesures de la vitesse et de la direction du vent

La section efficace normalisée dépend de la hauteur et de la pente des vagues, qui dépendent elles-mêmes de la force du vent. Des mesures empiriques suggèrent que σ^0 est proportionnelle à la vitesse du vent élevée à une certaine puissance $\eta(\theta_i)$:

$$\sigma^0(\theta_i, u) = au^{\eta(\theta_i)}$$

où $\left\{ \begin{array}{l} a \text{ est une constante} \\ u \text{ est la vitesse du vent} \\ \eta(\theta_i) \text{ est un exposant qui dépend de l'angle d'incidence} \end{array} \right.$

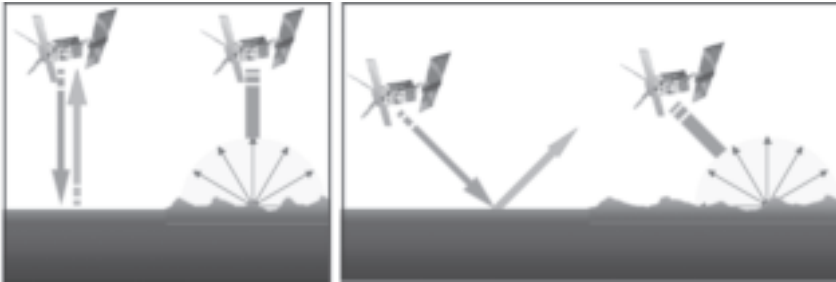
▽ Équation 4

Relation empirique entre la section efficace normalisée (σ^0) et la vitesse du vent (u).

On peut comprendre intuitivement que l'exposant dépend de l'angle d'incidence en comparant les encadrés droit et gauche de la figure 5. Lorsqu'un capteur actif se trouve près de la verticale du point observé ($\theta_i \approx 0$), une mer calme réfléchira davantage d'énergie vers le capteur qu'une mer agitée (figure 5 à gauche). Cette

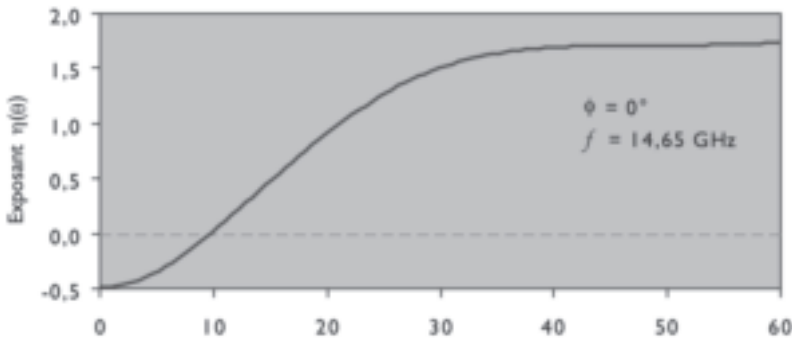
¹². Puisqu'on ne peut pas connaître les caractéristiques individuelles de chaque vague, on fait intervenir dans le calcul de σ^0 des outils statistiques. Ces méthodes supposent par exemple que les hauteurs des vagues respectent une distribution gaussienne.

relation se traduit par un exposant η négatif. Si le capteur se trouve à un angle plus grand (figure 5 à droite), alors une mer calme réfléchira au contraire moins d'énergie dans la direction du capteur. Cette relation se traduit par un exposant η positif.



▽ Fig. 5

Énergie retournée à un capteur actif sous deux angles d'incidences différents.

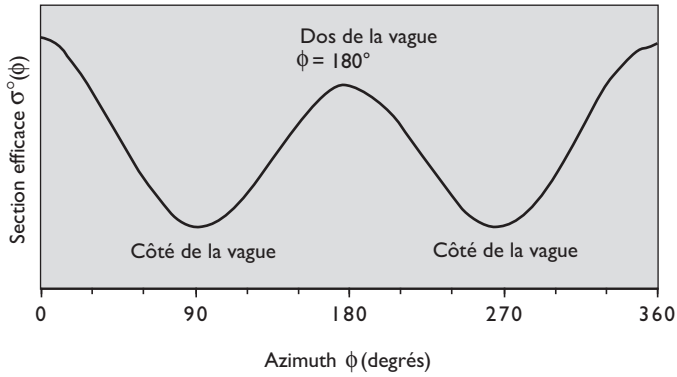


▽ Fig. 6

Graphique de $\eta(\theta)$ à un azimut de 0° pour une onde à 14,65 GHz.

La figure 6 illustre la relation entre l'exposant et l'angle d'incidence lorsque l'observateur fait face au vent (nous expliquerons plus bas pourquoi) et pour une onde de 14,65 GHz. Cette relation n'est valide que pour des vents entre 3 et 25 m/s environ. Pour des vents plus forts que 25 m/s, la situation se complique à cause des vagues qui se brisent, de l'écume et des embruns.

En plus de dépendre de l'angle d'incidence (θ_i), la section efficace dépend aussi de l'azimut (ϕ) de l'observation par rapport au vent (un azimut de 0° signifie que l'observateur est face au vent et qu'il observe la partie frontale des vagues). La pente n'est pas la même sur la partie frontale, les côtés et le dos de la vague. En observant la même surface de la mer à partir de deux azimuts différents, on obtient deux valeurs de σ^0 différentes. La figure 7 illustre la façon dont varie σ^0 en fonction de l'azimut. Les valeurs numériques ne sont pas indiquées parce qu'elles dépendent de l'angle d'incidence θ_i et de la vitesse du vent (équation 4).



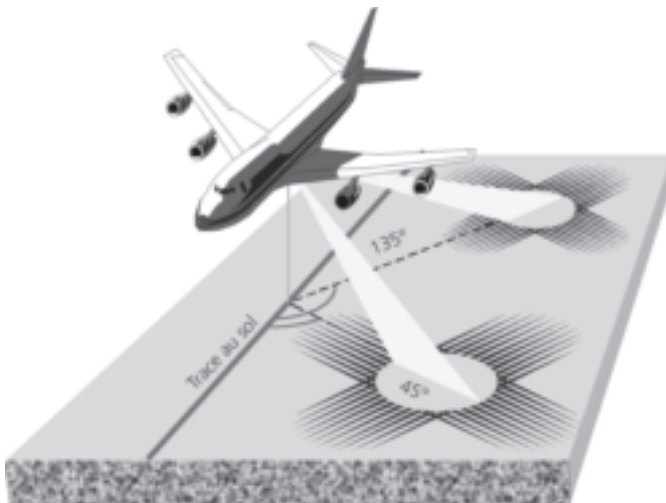
▽ Fig. 7
Variations de σ^0 en fonction de l'azimut.

$$\sigma^0(\theta_i, \phi, u) = au^{\eta(\theta_i)}(1 + b \cos \phi + c \cos 2\phi)$$

▽ Équation 5

Relation empirique entre la section efficace normalisée (σ^0) et la vitesse du vent (u).

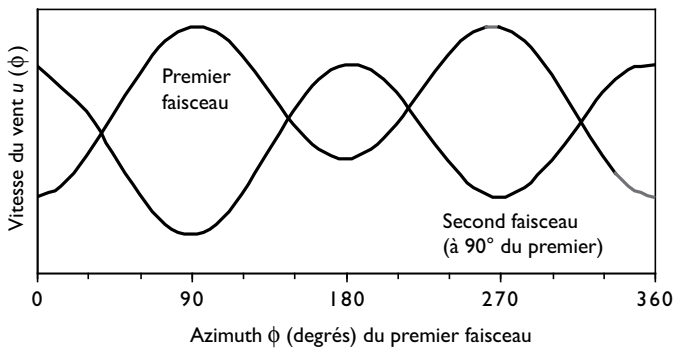
L'équation 5 montre la même relation entre la section efficace normalisée et la vitesse du vent que l'équation 4, mais en y ajoutant des termes qui représentent la dépendance avec l'azimut illustrée à la figure 7. Les constantes a , b et c sont déterminées expérimentalement.



▽ Fig. 8
Géométrie du balayage d'un diffusiomètre radar à deux faisceaux.

Cette dépendance avec l'azimut sert de base à la détermination de la vitesse et de la direction du vent à partir des mesures d'un diffusiomètre radar. La figure 8 illustre un diffusiomètre aéroporté qui balaye simultanément deux régions : une à 45° de la direction du vol et l'autre à 135° . La valeur absolue de la section efficace est calculée pour chacune des deux régions éclairées, en tenant compte du fait que l'angle d'incidence θ_i (fig. 6) varie entre environ 25° et 60° .

Lorsque le capteur avance dans une direction constante, chaque région balayée par le premier faisceau est ensuite balayée par le second. On dispose ainsi de deux observations de σ^0 pris à deux azimuts ϕ différents, inconnus mais à 90° l'un de l'autre. Les deux courbes de la figure 9 illustrent qualitativement les vitesses et directions que pourrait avoir le vent pour produire les ϕ^0 mesurés par chacun des deux faisceaux. Une grande gamme de valeurs est possible pour un faisceau, mais seulement quatre vitesses et directions sont des solutions simultanées aux deux faisceaux (les quatre points d'intersections des deux courbes).



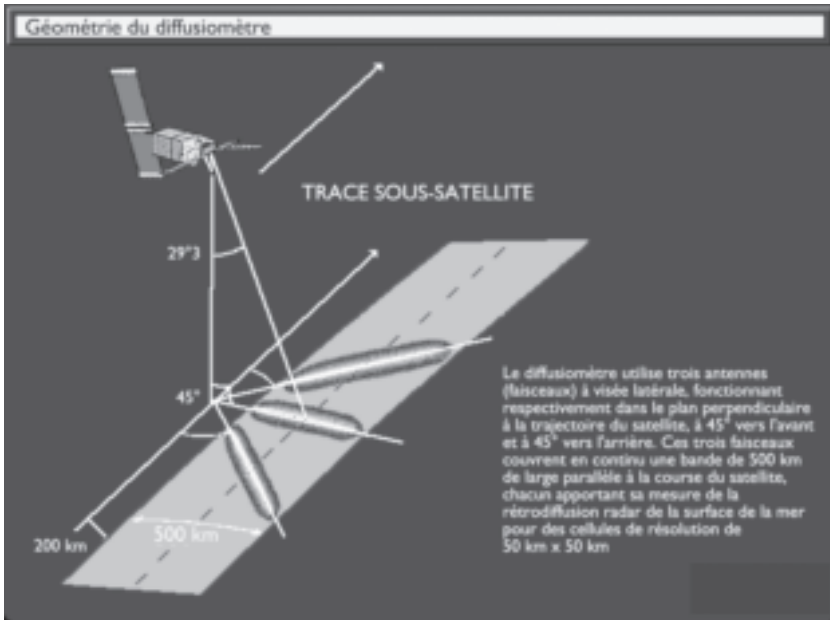
▽ Fig. 9

Valeurs de u et ϕ possibles pour un σ mesuré (une courbe par faisceau).

Il reste donc une ambiguïté dans la détermination de la vitesse et direction du vent, mais elle peut être levée si on a une idée (même grossière) de la direction que devrait avoir le vent. On peut s'appuyer par exemple sur une analyse météorologique à grande échelle. La solution à ce problème peut être grandement facilitée par l'ajout d'un troisième faisceau, ce qui résout plus de 90 % des ambiguïtés.

Capteurs disponibles

Les données de vents nous sont fournies par les satellites ERS-1 et ERS-2 de l'Agence spatiale européenne (ESA). Le satellite ERS-1 a été lancé en juillet 1991 et mis en sommeil en juin 1996. En avril 1995, ERS2 est mis à poste sur la même orbite pour remplacer ERS1. Un intervalle d'une journée sépare les passages de ces deux satellites. Leurs orbites se répètent tous les 35 jours.



▽ Fig. 10
Géométrie du balayage du diffusiomètre des satellites ERS.
(Source : Agence spatiale européenne)

Les diffusiomètres embarqués utilisent trois faisceaux (fig. 10) qui balayent une bande de 500 km de largeur. Cette bande est située à 200 km à droite de la trace au sol du satellite. La position est précise à 5 km près, à la fois dans le sens de la fauchée et de la trace du satellite. Les mesures des vitesses du vent sont valides entre 4 et 24 m/s avec une précision d'environ 2 m/s. L'incertitude sur la direction du vent est d'environ 20°.

Calcul de la vorticité partir des données de vent

Dès 1993, sur la station SEAS de La Réunion, nous avons calculé les vorticités à partir de la force d'entraînement du vent (*wind stress*). Les données de vents sont issues des mesures faites par les diffusiomètres des satellites ERS. Cette force d'entraînement contrôle le pompage d'Ekman et est aussi à l'origine des structures tourbillonnaires à l'échelle de la semaine et de la dizaine de milles. Nous avons fait la double hypothèse que la vorticité était un bon indicateur prédictif, d'une part, sur la tendance des masses d'eau à plonger (convergence) ou à remonter (divergence) et, de l'autre, sur la tendance à l'enrichissement en nutriments de ces masses d'eau, information capitale en halieutique opérationnelle. Depuis, cette intuition a été vérifiée par de nombreux travaux : la dynamique de petite échelle intervient dans les structures fines de la turbulence à plus grande échelle (20-100 milles, 10-100 jours) en termes de persistance et de cohérence des tourbillons océaniques.

Soit une masse d'eau soumise à une vitesse de composantes (u, v) , dans un référentiel dont l'origine est à la surface de l'eau. L'axe des x pointe en direction de l'est, l'axe des y en direction du nord et l'axe des z augmente avec la profondeur. Si on ne considère que la pression de l'air, la force de Coriolis et la force du vent s'exerçant sur cette masse d'eau, alors l'équation de mouvement ramené en unité de masse s'écrit :

$$\frac{\delta u}{\delta t} + u \frac{\delta u}{\delta x} + v \frac{\delta u}{\delta y} - f v = -\frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta x} + \frac{1}{\rho} \frac{\delta F_x}{\delta z}$$

$$\frac{\delta v}{\delta t} + u \frac{\delta v}{\delta x} + v \frac{\delta v}{\delta y} + f u = -\frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta y} + \frac{1}{\rho} \frac{\delta F_y}{\delta z}$$

où

f	est le paramètre de Coriolis
P	est la pression
ρ	est la densité de la mer
F _x et F _y	sont les composantes de la force exercée par le vent

▽ Équation 6

Équation de mouvement à la base du calcul de la vorticité.

La composante verticale de la « spirale » de la force d'entraînement à la surface de l'eau, après différenciation et regroupement est :

$$\frac{\delta w_1}{\delta z} - \frac{\delta w_2}{\delta z} = \frac{1}{\rho h f} \left(\frac{\delta \tau_y}{\delta x} - \frac{\delta \tau_x}{\delta y} \right)$$

où

τ _x et τ _y	sont les moyennes des composantes de la force d'entraînement du vent
w ₁ et w ₂	sont les composantes en Z des vitesses pour un océan à deux couches

▽ Équation 7

Composante verticale de la force d'entraînement.

La force d'entraînement du vent (τ) est estimée à partir de valeurs « individuelles » du vecteur vent issues des données ERS, par l'équation suivante :

$$\vec{\tau} = \rho_a C_d \vec{V} |\vec{V}|$$

où

ρ _a	est la densité de l'air ambiant
C _d	est le coefficient de traînée (<i>drag coefficient</i>)
V	est la vitesse du vent

▽ Équation 8

Force d'entraînement du vent.

Sources d'erreur

Plus en amont dans le calcul théorique du vent, σ^0 ne peut être estimé que suite à des approximations (notamment l'approximation de Kirchhoff) qui s'appliquent à quelques cas relativement simples. Lorsque l'angle d'incidence θ_i est grand et que les vagues sont plus hautes que la longueur d'onde du rayonnement, alors les vagues font de l'ombre et les phénomènes de diffractions deviennent importants. Dans ces conditions, l'approximation de Kirchhoff ne tient plus.

De plus, les ondes capillaires sont une source de diffusion. Elles affectent les mesures des diffusiomètres qui utilisent de courtes longueurs d'ondes. Ces ondes capillaires dépendent de la tension de surface de la mer, qui dépend elle-même de la température. Les films organiques (Chl-*a* ou matière organique dissoute) présents à la surface de l'eau affectent à la fois les ondes capillaires et les propriétés optiques de la surface. Ces films organiques ne sont pas bien modélisés et introduisent une incertitude dans l'interprétation des données des diffusiomètres¹³. La température et la salinité influencent la conductivité et la constante diélectrique de l'eau et donc ses propriétés optiques. Ces changements affectent le σ^0 mesuré. De plus, les vents forts produisent de l'écume et des embruns qui compliquent l'interprétation du signal capté.

Les valeurs à la côte sont sources d'erreurs en raison de la friction du fond, qui est négligeable au large.

Lorsque la direction du vent est dans la trace du satellite, il arrive que l'erreur de la direction du vent soit de 180°. Alors, le seul moyen de lever l'incertitude est de faire appel à un modèle météorologique. Le problème est que des événements exceptionnels peuvent alors être masqués.

Le modèle de calcul de la force d'entraînement du vent fait l'hypothèse d'une vorticité relative dérivée de la friction entre les couches d'eau négligeable. Les autres erreurs d'estimation, liées à notre calcul de vorticité, proviennent de l'estimation de la force d'entraînement du vent à partir des valeurs individuelles. C_d dépend de la vitesse du vent et de la stabilité atmosphérique, mais la seule formulation qui existe à l'heure actuelle est assez simple¹⁴.

Les autres erreurs proviennent enfin de la superposition des traces de satellite. Pour une trace, la vorticité est calculée et la répétitivité du satellite fait qu'en certains points, trois valeurs se superposeront, en d'autres seulement deux ou une. Par endroit, enfin, il n'y aura jamais de valeurs de vent calculées. Lorsqu'on a plusieurs valeurs, une moyenne mobile est faite afin de donner plus de poids à la dernière mesure.

13. Comme d'habitude en télédétection, le bruit des uns est le signal des autres. La sensibilité du diffusiomètre aux films organiques est utilisée pour le suivi de la pollution.

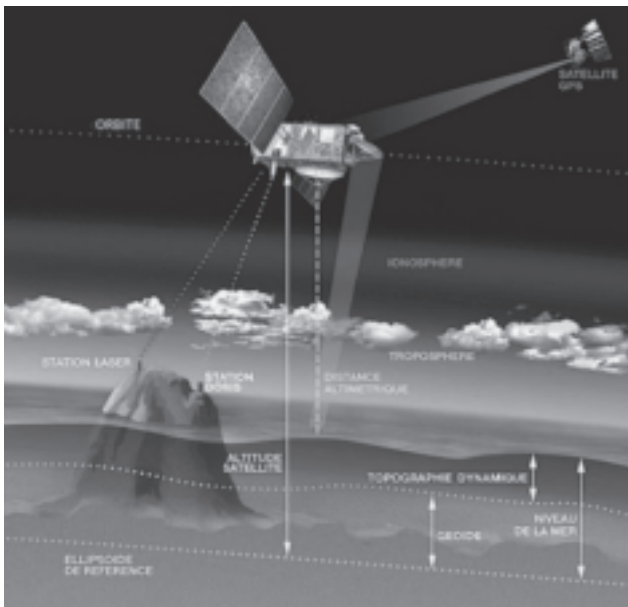
14. Le coefficient de traînée C_d n'est approximativement constant que pour les faibles vitesses (inférieures à 10 m/s). Il augmente avec les vitesses plus élevées. Cette dépendance de la force de traînée avec w_1 ou w_2 suggère qu'une grande quantité de mouvement est transmise à l'océan durant de brèves mais intenses tempêtes. Toutefois, les tempêtes sont entrecoupées de longues périodes de vents plus faibles qui entraînent aussi des courants. Pour une description précise des courants entraînés par les vents, il faut tenir compte à la fois des tempêtes et des périodes de vents constants.

La topographie de la surface de l'eau

La masse liquide des océans ne présente pas une surface homogène ; au contraire, « vallées et collines » se succèdent et, de plus, sont mobiles. Ces déformations sont dues à plusieurs phénomènes physiques. L'attraction terrestre tout d'abord détermine la topographie statique dont l'océan s'écarte rapidement suite au mouvement de rotation de la Terre et des vents qui sans cesse entraînent avec eux les eaux de surface. C'est ce que l'on nomme la topographie dynamique de surface. Elle est de l'ordre de deux mètres d'amplitude. D'une connaissance de la topographie dynamique précise, on peut donc déduire des informations sur la vitesse et la direction des courants. Les altimètres des satellites ERS et surtout celui de Topex/Poséidon ont la précision requise en mesurant la distance altimétrique avec une erreur de l'ordre du centimètre.

Principe des mesures de la hauteur de l'eau

L'altimètre fonctionne en envoyant une courte salve d'impulsions radar vers la Terre et en mesurant le temps requis pour que les impulsions reviennent au capteur après avoir été réfléchies par la surface de la mer. La distance obtenue est la *distance altimétrique*, illustrée à la figure 11. Le niveau de la mer est la différence entre l'altitude du satellite et la distance altimétrique.



▽ Fig. 11

Principe des mesures altimétriques.
(Source : Aviso)

Le niveau de la mer est mesuré par rapport à un ellipsoïde¹⁵ de référence (fig. 11). Les mesures du niveau de la mer sont particulières du fait que leur valeur (en plus de leur position sur une carte) dépendent de l'ellipsoïde choisi. Les mesures altimétriques dont nous disposons utilisent un ellipsoïde spécifique au projet Topex/Poséidon. Le tableau 1 donne les paramètres de cet ellipsoïde, ainsi que celui couramment utilisé, WGS 1984.

▽ *Tableau 1*
Paramètres de l'ellipsoïde WGS 1984 et de celui de Topex/Poséidon.

	WGS 1984	Topex/Poséidon
Longueur du demi-axe équatorial	6 378,137 km	6 378,1363 km
Longueur du demi-axe polaire	6 356,752 km	6 356,7516 km
Aplatissement	1/298,257223563	1/298,257

Le niveau de la mer est mesuré par rapport à l'ellipsoïde de référence, tandis que la topographie dynamique (la mesure qui nous intéresse) est plutôt mesurée par rapport au géoïde. Le géoïde est la hauteur qu'aurait la mer en l'absence de toute perturbation (marées, vents, courants, etc.). Il correspond à une surface équipotentielle du champ gravitationnel terrestre.

La topographie dynamique nous renseigne sur les courants, qui sont une des causes des écarts entre la hauteur réelle de la mer et son géoïde. Ces courants comprennent une circulation stationnaire (due entre autres à la rotation de la Terre et aux vents permanents) et une partie fortement variable qui dépend de la marée et des conditions météorologiques.

Le pourquoi des anomalies de la hauteur de l'eau

L'anomalie de hauteur de la mer est la hauteur de la mer par rapport à une moyenne, d'où le terme « anomalie » ou « déviation ». Il existe une variété de moyennes, qui peuvent être annuelles ou saisonnières. Les anomalies calculées dépendent donc des critères choisis pour déterminer la moyenne.

Nous utilisons des anomalies de hauteurs plutôt que la topographie dynamique (fig. 11) afin de pallier notre connaissance insuffisante du champ gravitationnel terrestre, qui affecte les prédictions de l'orbite des satellites ainsi que du géoïde terrestre. Puisque la gravité ne varie pas dans le temps, elle affecte de la même manière chaque passage du satellite au-dessus d'un même point. En retranchant la hauteur moyenne de l'eau, on supprime cette erreur mais on fait disparaître du même coup la circulation océanique moyenne. Néanmoins, les cartes d'anomalies

15. Un ellipsoïde est une forme géométrique relativement simple (une sphère aplatie aux pôles) qui donne une approximation de la forme complexe de la Terre. L'aplatissement polaire est pris en compte mais pas le relief de la croûte terrestre. Il est décrit par les longueurs de ses axes équatorial et polaire, dont les valeurs « idéales » dépendent de la région géographique étudiée. Les ellipsoïdes sont un des paramètres des projections cartographiques. Plusieurs images satellitaires (par exemple, les images de température acquises par l'antenne de l'IRD-Réunion) sont projetées sur une carte qui utilise l'ellipsoïde WGS 1984.

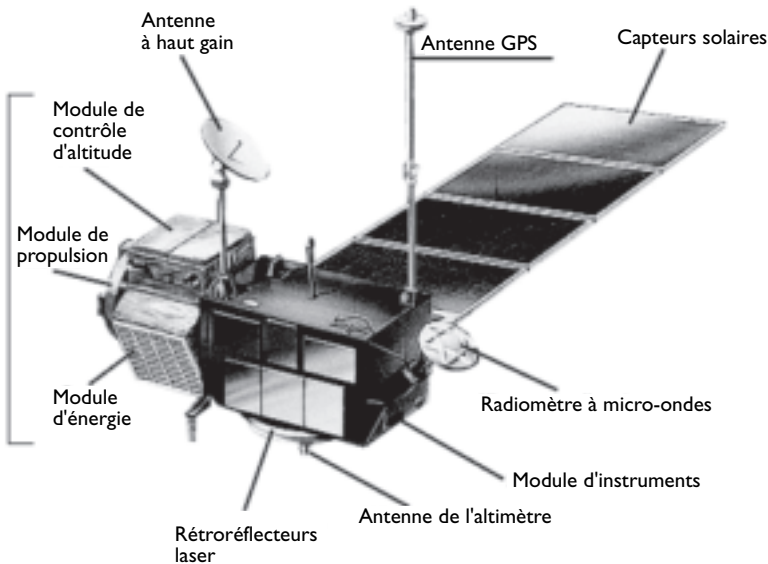
sont utiles pour observer comment les courants varient sur de courtes périodes de temps et de courtes distances en fonction des tourbillons, des conditions de vents ainsi que des changements de la température dans la couche de surface de l'eau.

Capteurs disponibles

Le satellite GEOSAT¹⁶ de la marine américaine a été lancé le 12 mars 1985 et s'est arrêté en janvier 1990. Un an et demi après son lancement, il fut placé sur une orbite répétitive de 17 jours pour suivre les variations du niveau des océans pendant plus de trois ans. Ses données sont disponibles à la communauté scientifique via la NOAA⁸. Il a été remplacé par le satellite GFO¹⁷, lancé sur la même orbite le 10 février 1998.

Le satellite Topex/Poséidon (fig. 12) est le fruit d'une coopération entre la France (Cnes) et les États-Unis (Nasa). Il a été lancé le 10 août 1992 avec pour mission « d'observer et comprendre la circulation océanique ». Son orbite se répète tous les 10 jours environ. Son successeur, Jason, a été lancé en décembre 2001.

Le centre Aviso (situé à Toulouse) traite, valide, archive et distribue les données du satellite Topex/Poséidon ainsi que celles d'autres missions altimétriques (notamment les satellites ERS, déjà mentionnés). Les opérations quotidiennes d'Aviso sont assurées par le laboratoire CLS¹⁸.



▽ Fig. 12
Schéma du satellite Topex/Poséidon.
(Source : Aviso)

16. GEOdesic SATellite.

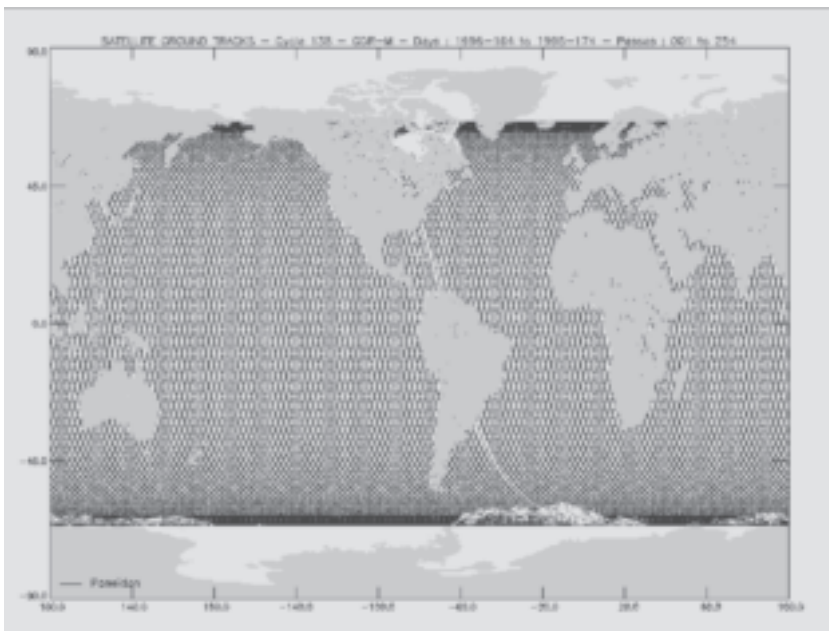
17. Geosat Follow-On.

18. Collecte Localisation Satellite.

Le satellite est composé de deux altimètres, Topex et Poséidon, qui se partagent la même antenne. On ne peut donc faire fonctionner qu'un seul altimètre à la fois. L'altimètre Poséidon étant expérimental, c'est l'altimètre Topex qui fonctionne dans la majorité des cas (90 % du temps). Mais on observa une dégradation de la performance du capteur A de l'altimètre Topex à partir du cycle 130 (fin mars 1996). Afin d'éviter une dérive des mesures, l'instrument B fut utilisé à la place du A à partir du cycle 236 (début décembre 1999). Les mesures de ce dernier se sont révélées cohérentes avec celles des altimètres Poséidon et ERS-2.

L'orbite de Topex/Poséidon est inclinée à 66° par rapport à l'axe nord-sud de la Terre. Elle couvre donc la région entre 66° de latitude nord et sud (fig. 13) et se répète tous les 10 jours. L'orbite choisie résulte d'un compromis entre plusieurs besoins. Elle couvre la majorité des océans qui ne sont pas couverts par les glaces. Elle est assez haute pour minimiser la friction dans l'atmosphère, ce qui aide à déterminer plus précisément l'orbite.

La figure 13 illustre bien le fait que les traces ascendantes et descendantes dessinent des losanges. La distance moyenne entre les traces est égale à la demi-diagonale latitudinale. À l'équateur, cette distance est de 300 km pour Topex/Poséidon et de 85 km pour ERS. Dans les deux cas, l'altimètre effectue une mesure par seconde, *i.e.* tous les sept kilomètres le long de la trace. L'échantillonnage spatial du premier est donc plus lâche que celui du second.



▽ Fig. 13
Trace au sol du satellite Topex/Poséidon.
(Source : Aviso)

En revanche, la durée du cycle de Topex/Poséidon est de 10 jours, soit un échantillonnage temporel plus de trois fois plus fin que celui d'ERS dont la période est de 35 jours. En combinant les données en provenance des deux satellites, on en optimise donc les caractéristiques.

Sources d'erreur

Trois types de sources d'erreurs peuvent être distingués : des erreurs liées au trajet de l'onde, des erreurs liées au bruit d'autres phénomènes (qui constitue par ailleurs aussi une information), enfin des erreurs liées à des manipulations techniques (généralement bien maîtrisées).

EFFETS LORS DU TRAJET DE L'ONDE

Pour obtenir une estimation précise du niveau de l'eau, il faut que la vitesse de propagation de l'onde soit bien connue. Or, la propagation de l'onde est affectée par de nombreux facteurs, qui doivent être pris en compte pour corriger les observations de l'altimètre. Le tableau 2 énumère les principaux facteurs qui changent la vitesse de propagation de l'onde, avec un ordre de grandeur des corrections à appliquer. Un signe positif signifie que l'erreur amène l'altimètre à surestimer la distance qui le sépare de la surface de la mer. L'importance de corriger ces erreurs apparaît clairement lorsque l'on songe que la précision désirée est de l'ordre de 2 cm.

▽ Tableau 2

Principales perturbations affectant la vitesse de propagation de l'onde.

Troposphère sèche	230 cm
Troposphère humide	- 6 à - 30 cm
Ionosphère	0,2 à 20 cm

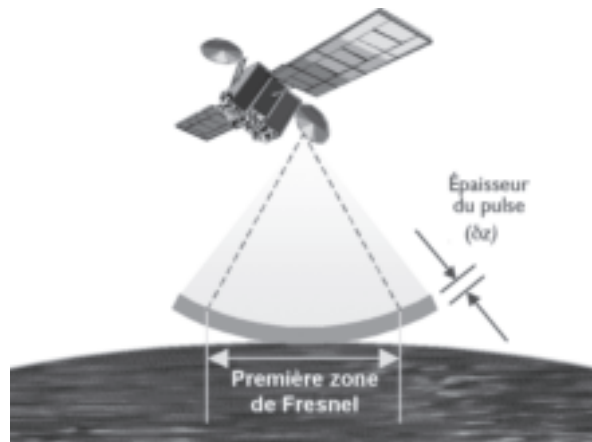
La vitesse de propagation de l'onde radar est diminuée par les gaz et la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère terrestre. L'influence de la masse totale de l'atmosphère (troposphère sèche) est assez prévisible. Mais l'influence de la vapeur d'eau (troposphère humide) est plus variable et plus difficile à déterminer.

Le nombre d'électrons libres dans l'ionosphère (fig. 11) influence la vitesse de propagation de l'onde. Cette quantité d'électrons varie entre le jour et la nuit (il y a très peu d'électrons libres la nuit), entre l'été et l'hiver (il y en a moins durant l'hiver de l'hémisphère sud) et en fonction du cycle solaire.

LES PERTURBATIONS « INDÉSIRABLES »

Si l'on s'intéresse à la topographie dynamique de la mer (fig. 11), il faut aussi tenir compte des perturbations indésirables, telles que la marée.

Certaines erreurs peuvent aussi provenir des vagues. Le capteur reçoit davantage d'ondes réfléchies dans les creux des vagues qu'à leurs crêtes. La hauteur moyenne à laquelle l'onde est réfléchie paraît donc légèrement plus basse que



▽ Fig. 14
Géométrie d'un pulse d'altimètre sur la surface de la mer.

la hauteur moyenne de la mer. Cette erreur peut être corrigée si on connaît la hauteur significative des vagues ($\xi_{1/3}$). Or cette hauteur peut être déterminée à partir de la forme du pulse qui revient vers l'altimètre. Une mer calme retourne un pulse étroit, tandis qu'une mer agitée avec des vagues plus hautes retourne un pulse plus étiré. En effet, les ondes réfléchies sur les crêtes des vagues parviennent à l'altimètre avant celles qui ont été réfléchies dans les creux des vagues. Les impulsions émises par les altimètres ont toujours une certaine étendue spatiale et une certaine épaisseur. Sur la figure 14, on observe que la courbure de l'onde sphérique du pulse, combinée avec la courbure de la Terre, fait que l'onde n'atteint pas la surface de la mer partout en même temps. La région dans laquelle l'onde ne retarde pas de plus de δz (l'épaisseur du pulse) est appelée « première zone de Fresnel » et les pulses des altimètres sont généralement un peu plus larges que la première zone de Fresnel.

Notons que la mesure de la hauteur significative des vagues n'est possible qu'à condition que la hauteur $\xi_{1/3}$ des vagues soit supérieure à l'épaisseur δz du pulse (fig. 14).

La hauteur de la mer réagit aussi à la pression atmosphérique. Une augmentation de la pression atmosphérique de 1 hPa abaisse le niveau de la mer de 1 cm. Notons toutefois que la réponse de la surface de la mer aux variations de la pression atmosphérique est encore l'objet d'études. Les valeurs des effets barométriques sont séparées des valeurs corrigées dans les fichiers de données fournis ; ils pourront donc être recalculés si besoin est lorsqu'on connaîtra mieux cet effet.

Après avoir obtenu une mesure précise de la distance séparant l'altimètre de la surface de la mer, il faut encore prendre en compte les marées. Non seulement les forces gravitationnelles externes génèrent les marées océaniques, mais elles déforment aussi la Terre elle-même (ce qu'on appelle la marée solide). La réponse de la Terre à ces forces externes est suffisamment rapide pour que l'on

puisse supposer un état d'équilibre. La surface de la marée solide est alors parallèle à la surface équipotentielle : il existe donc une constante de proportionnalité entre la hauteur de la marée solide et le potentiel gravitationnel. Cette constante est à peu près indépendante de la fréquence de la marée, sauf à une fréquence proche de celle de la composante KI à cause d'une résonance dans le manteau liquide.

L'axe de rotation de la Terre oscille avec des périodes apparentes de 12 et 14 mois. Du point de vue d'un observateur terrestre, il en résulte une force centrifuge supplémentaire dont l'effet sur la surface des océans ne se distingue pas des marées. On appelle ce phénomène la « marée polaire » et on considère sa période suffisamment longue pour permettre un équilibre avec à la fois l'océan et la Terre solide.

LES MANIPULATIONS TECHNIQUES

À l'altitude du satellite Topex/Poséidon (1 330 km), la friction de l'atmosphère est encore suffisante pour faire lentement baisser l'orbite du satellite. D'autres perturbations sont causées par des variations dans le champ gravitationnel de la Terre ainsi que dans la pression de la radiation solaire. De temps à autre, des manœuvres sont nécessaires pour maintenir le satellite sur son orbite. La fréquence de ces manœuvres dépend principalement du flux solaire et varie entre 40 et 200 jours. Ces manœuvres durent de 20 à 60 minutes et sont effectuées de préférence lorsque le satellite survole les continents. Aucune mesure scientifique n'est prise pendant ces manœuvres.

En conclusion, les données apparaissant dans les fichiers fournis par CLS ont subi toutes ces corrections, excepté la correction de la pression atmosphérique qui apparaît dans un champ séparé. Pour le satellite Topex/Poséidon, la précision moyenne instantanée de l'estimation locale du niveau de l'océan est inférieure à 5 cm et la précision moyenne sur un mois inférieure à 2 cm.

Calcul des courants géostrophiques

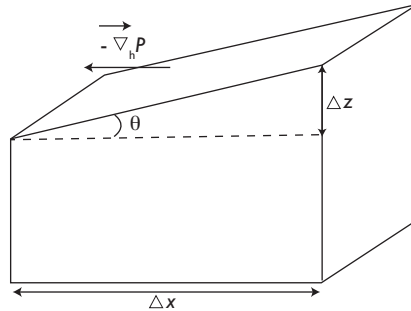
Les courants géostrophiques sont une composante des courants marins. Parce que ces courants dépendent de la hauteur de l'eau (nous le verrons plus bas), on peut les estimer à partir des images altimétriques.

Considérons une masse d'eau en mouvement à une vitesse constante. Si le système est dans un état stationnaire (c'est-à-dire s'il n'y a pas d'accélération ni de ralentissement), alors toutes les forces s'annulent. Plusieurs forces peuvent être en cause (vent, friction sur le fond, etc.). Ce qu'on appelle « l'équilibre géostrophique » est un modèle simplifié dans lequel on ne considère que deux forces : le gradient horizontal de pression et la force de Coriolis. Toutes les autres forces sont négligées.

GRADIENT DE PRESSION

La pression (P) est le « poids » que subit une surface de 1 m^2 de la mer à une profondeur donnée. Cette pression dépend de l'épaisseur de la colonne d'eau au-dessus de cette surface ainsi que de la densité (ρ) de cette eau. Le gradient

de pression (∇P) est un vecteur qui pointe dans la direction où la pression augmente. La figure 15 illustre le gradient de pression qu'on observerait à une profondeur z sur une masse d'eau de densité ρ uniforme.



▽ Fig. 15
 Gradient de pression barotrope.

Dans le cas simple de la figure 15, le gradient horizontal de pression se calcule par :

$$\nabla P = \frac{\Delta P}{\Delta x} = \rho g \frac{\Delta z}{\Delta x} = \rho g \tan \theta$$

▽ Équation 9.

Dans la pratique, les variations de la température et de la salinité induisent des changements de densité. On peut les négliger jusque dans une certaine mesure pour la couche de surface, en revanche pas pour les calculs de courants géostrophiques dans les couches plus profondes. Une campagne d'échantillonnage en mer devient nécessaire dans ce dernier cas.

FORCE DE CORIOLIS

Les lois de la cinématique s'appliquent lorsque les vitesses sont mesurées dans un référentiel inertiel. Mais dans la pratique, nous mesurons les vitesses dans un référentiel lié à la Terre, un référentiel accéléré (l'accélération étant la force centripète) du fait de la rotation de la Terre. Nous utilisons ce référentiel accéléré comme s'il s'agissait d'un référentiel inertiel en y ajoutant des « pseudo-forces » (aussi appelées « forces inertielles ») : la force centrifuge et la force de Coriolis.

Sur une sphère, la force de Coriolis n'est pas un vecteur strictement horizontal. Toutefois, la composante verticale de la force de Coriolis est négligeable comparativement à la force gravitationnelle. Pour cette raison, en océanographie les termes « force de Coriolis » ne se réfèrent qu'à la composante horizontale de cette force. Elle s'exerce perpendiculairement à la vitesse du corps :

$$\vec{F} = -mf \times \vec{u}$$

où $\left\{ \begin{array}{l} \vec{F} \\ m \\ f \\ \vec{u} \end{array} \right. \begin{array}{l} \text{est la force de Coriolis} \\ \text{est la masse du corps en mouvement} \\ \text{est le paramètre de Coriolis (décrit plus bas)} \\ \text{est la vitesse du corps en mouvement} \end{array}$

▽ Équation 10.

Selon cette expression, la force de Coriolis dépend de la vitesse de déplacement et dévie les courants vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Le paramètre de Coriolis f s'exprime par :

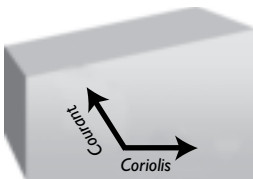
$$f = 2\Omega \sin \phi$$

où $\left\{ \begin{array}{l} \Omega \\ \phi \end{array} \right. \begin{array}{l} \text{est la vitesse de rotation de la Terre} \\ \text{est la latitude} \end{array}$

Selon cette dernière expression, la force de Coriolis est nulle à l'équateur et maximale aux pôles.

ÉQUILIBRE GÉOSTROPHIQUE

Les composantes (u , v) du courant induisent une force de Coriolis (F_u , F_v) perpendiculaire au courant. Si le système est dans un état d'équilibre, cette force de Coriolis doit équilibrer le gradient de pression selon les équations suivantes. Notez les signes différents pour F_u et F_v .



$$F_v = + \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta x} \qquad F_u = - \frac{1}{\rho} \frac{\delta P}{\delta y}$$

où $\left\{ \begin{array}{l} \rho_a \\ P \\ F_u \\ F_v \end{array} \right. \begin{array}{l} \text{est la densité de l'eau} \\ \text{est la pression} \\ \text{est la force de Coriolis due} \\ \text{à la composante } u \text{ de la vitesse} \\ \text{est la force de Coriolis due} \\ \text{à la composante } v \text{ de la vitesse} \end{array}$

▽ Fig. 16

Schéma et équations de base de l'équilibre géostrophique.

À partir des mesures de la hauteur de l'eau et en supposant que la densité est constante (ou connue) dans la couche de surface, on arrive à estimer le courant géostrophique à la surface.