

Téledétection de la salinité de surface

Sommaire

Mesure de la Salinité depuis l'Espace.....	2
Les programmes spatiaux : SMOS et ACQUARIUS.....	5
La physique de la mesure.....	9
Le principe.....	9
La radiométrie micro-onde pour mesurer la salinité: une mesure bruitée	9
La modélisation de la mesure	10
Stratégies de mesure	15
Créer un espace de données d'inversion.....	15
Moyennes sur la mesure.....	17

Mesure de la Salinité depuis l'Espace

Les phénomènes atmosphériques et leurs interactions avec les autres géosphères sont vecteurs des conditions climatiques. Par conséquent, les modèles de circulation globale (Global Circulation Models) utilisés pour la prévision du temps et du climat, tentent de modéliser au mieux les échanges de matière et d'énergie qui existent aux interfaces entre les géosphères.

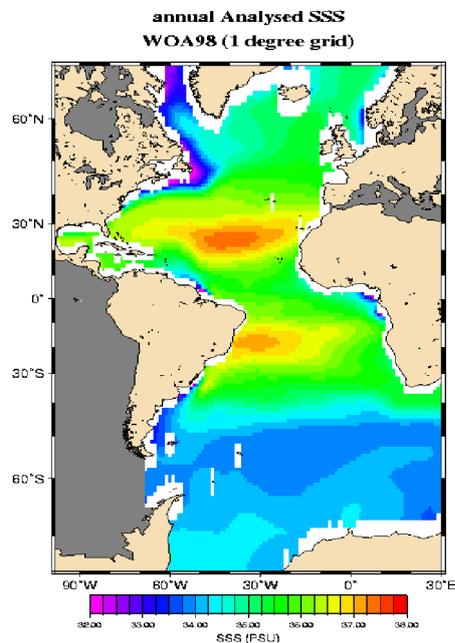
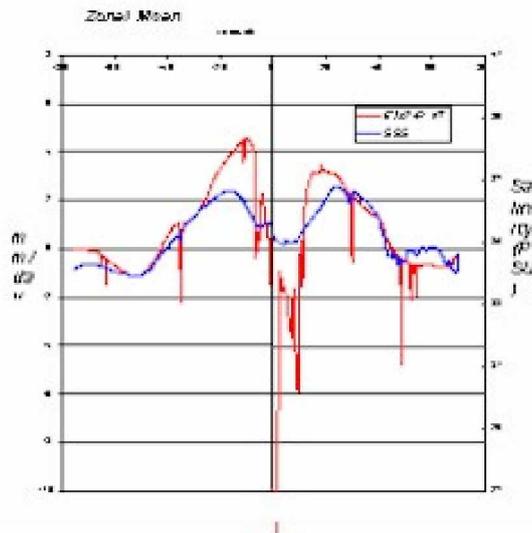


Figure 1: A droite : valeurs climatologiques moyennes sur 3 ans de la salinité dans l'atlantique. A gauche : corrélation entre la moyenne zonale du budget de l'eau douce de l'Atlantique (Evaporation-Précipitation-Run off des fleuves) (rouge) et la salinité de surface (bleue) déduite des prévisions du modèle CLIPPER.

Dans le cas de l'atmosphère et de l'océan, il est connu que les grands courants océaniques ont une influence régulatrice sur le climat. Le Gulf Stream transporte par exemple des eaux chaudes depuis les Caraïbes jusqu'en Europe et les latitudes Nord, ce qui explique notamment l'existence d'hivers modérés sur les côtes européennes de l'ouest. Les eaux du Gulf Stream se refroidissent en se déplaçant de l'équateur vers les latitudes Nord et leur salinité augmente en raison d'une plus forte évaporation : ces eaux se densifient alors fortement. Lorsqu'elles sont suffisamment denses, elles coulent vers les couches profondes de l'océan où une circulation de retour vers l'équateur s'effectue. Ces eaux se réchauffent alors, deviennent plus douces et moins denses, donc remontent vers la surface. La Salinité de surface (SSS :Sea Surface Salinity), en tant que signature de surface des processus dynamiques, est ainsi un traceur clef pour comprendre et modéliser les macro-circulations thermo-halines de l'océan.

Une mesure de la variabilité spatio-temporelle des événements de surface salins sur de grandes échelles permettrait également de mieux prévoir et d'améliorer les caractéristiques estimées de la fonte des glaces, des débits et des étendus de panaches aux débouchés des plus grands fleuves de la planète, ainsi que d'améliorer les prévisions océaniques associées aux périodes de mousson. Le concept d' " *Ocean rain Gauge* ", c'est à dire, l'idée d'utiliser des paramètres océaniques mesurés pour estimer les taux de pluies océaniques, a montré de fortes capacités à réduire les incertitudes sur les flux d'eau douce calculés à la surface des océans. Cette amélioration est notamment très sensible lorsqu'une assimilation des observations de SSS est effectuée dans les modèles numériques de circulation (type *OPA* sur grille Mercator) en contraignant le bilan net "évaporation moins précipitation (E-P) " (voir figure 1).

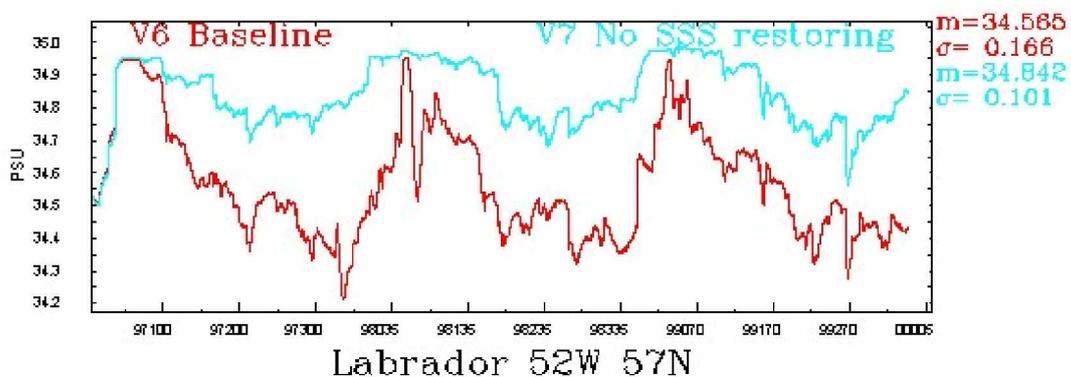


Figure 2: Séries temporelles de la SSS dans la mer du Labrador prévues par le modèle CLIPPER. Résultats du modèle s'il est forcé par des données in situ de salinité mesurées par la station météorologique Bravo (52 W, 57 N) (courbe rouge). Résultats du même modèle sans assimilation de données SSS (courbe en bleue cyan). Les valeurs moyennes et les écarts type sont données en haut à droite.

Quantifier les variations inter-annuelles de la SSS dans l'Atlantique Nord et les mers du Nord est essentiel pour améliorer la modélisation et à la prédiction à long terme du climat. Ces zones sont en effet des lieux de formations des eaux profondes où de grandes anomalies de salinité (rapportées par de nombreux auteurs, e.g. Dickson et al. (1988)) ont été observées à la fin des années 70. La salinité de surface a chuté pendant 2-3 années à une valeur de 0.15 psu en dessous de sa valeur climatologique moyenne en raison d'une accumulation et d'une fonte

plus importante des glaces. Pendant ces années, la convection d'hivers des eaux profondes n'a pas eu lieu, générant un déficit en formation d'eau profondes. Forcer les modèles de circulation océanique avec des données de SSS permet de mieux prévoir la variabilité de ces processus (voir Figure 2). Une mesure de la SSS permettrait ainsi d'améliorer la précision sur l'estimation des budgets hydrologiques globaux.

Un des autres grands objectifs scientifiques de la mesure spatiale de la salinité de surface des océans est d'améliorer les prédictions climatiques saisonnières et inter-annuelles associées au phénomène ENSO dans le pacifique équatorial ouest. Il sera en effet possible d'utiliser des mesures de SSS pour initialiser et forcer les modèles couplés de prévision climatique, d'étudier les fronts, anomalies ou barrières de sels et de modéliser le rôle des flux d'eau douce dans la formation et la maintenance des flux de chaleurs associées aux couches de la surface dans les tropiques. Une connaissance approfondie de ces phénomènes et processus permettront de mieux caractériser et prévoir El-Niño.

La salinité de l'océan est donc un paramètre clef pour déterminer la circulation océanique et comprendre le cycle de l'eau. Jusqu'à présent, il n'a pas été possible de mesurer la salinité depuis l'espace et les mesures *in situ* effectuées sont insuffisantes pour couvrir fréquemment toutes les zones d'intérêts pour l'océanographie opérationnelle. Les scientifiques participant à la mise en œuvre d'un système d'observation global de l'océan (GOOS :Global Ocean Observing System) ont par conséquent spécifié que "*l'amélioration des bases de données de la salinité doit être une priorité, puisque c'est un important paramètre de forçage des modèles d'océans, un bon indicateur du cycle des eaux douces, et sa donnée permettrait d'améliorer les prédictions climatiques régionales en détectant les anomalies salines, notamment aux hautes latitudes et dans les tropiques*".

Les programmes spatiaux : SMOS et ACQUARIUS

Les expériences numériques GODAE (Global Ocean Data Assimilation Experiment) ont permis de définir les caractéristiques optimales et critiques de la mesure de la salinité dans le cadre de son assimilation au sein de modèles de circulation océanique globale. Les précisions et résolutions optimales d'une mesure de la SSS dans ce cadre sont déterminées comme étant: 0.1 psu (pour mille) pour une résolution spatiale de 200 km tous les 10 jours . Une contrainte critique sur la mesure est qu'elle soit au moins d'une précision de 1 psu pour une résolution de 500 km tous les 10 jours.

Ainsi, un outil spatial de mesure de la salinité couvrant de manière globale les océans de la planète, avec une précision supérieure à 1 psu, une répétitivité de l'ordre de la semaine sur des surface de l'ordre de 100 km², couplé à un réseau de capteurs *in-situ* (tel le réseau de sondes ARGO : Array for Real time Géostrophique Océanographie) permettrait de former une base de données de salinité, directement exploitable pour ajuster les modèles physiques mis en opération dans les grands programmes internationaux d'océanographie (GOOS, CLIVAR, GODAE, GMES, LIP, ...).

Dès les années 70, l'idée d'utiliser des mesures satellite de température de brillance de la mer en bande L pour déduire la salinité de surface a été proposée et vérifiée expérimentalement (expérience SKYLAB). Cependant, aucune mission spatiale n'a pu être possible en raison d'une limite technologique: la taille d'une antenne radiométrique classique doit être supérieure à 4m pour obtenir une résolution au sol de l'ordre de 50 km.

Les récents progrès technologiques en matière d'antenne ont permis de développer un tel projet de capteur satellite (pour mesurer également l'humidité des sols) : le projet de radiomètre interférométrique SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity). L'antenne interférométrique du satellite (MIRAS : Microwave Imaging radiometer using Aperture Synthesis) consiste en un support à trois bras en forme de Y (Figure 3) sur lequel est déployé une série de récepteurs radiométriques

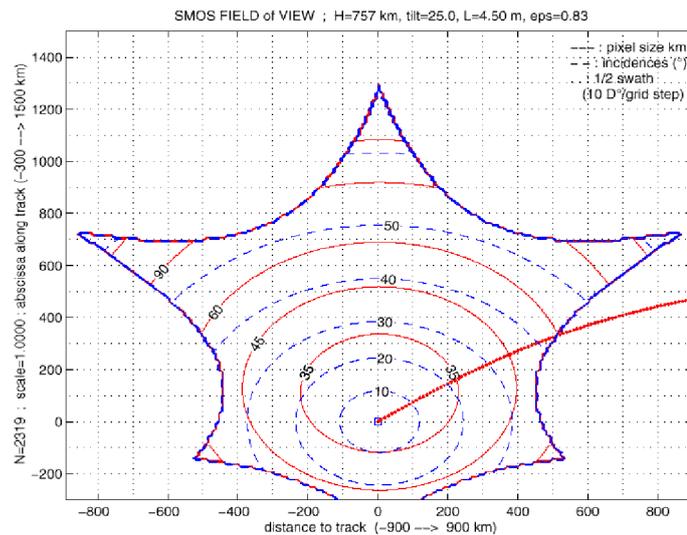
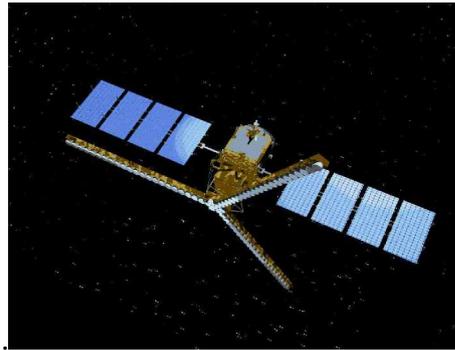


Figure 3 : A gauche : vue d'artiste de l'antenne interférométrique MIRAS du satellite SMOS. A droite : champ de vue au sol (FOV) de SMOS (les courbes rouges fines représentent les iso-valeurs d'angle d'incidence, celles en bleu pointillé, les iso-valeurs des tailles de pixels et la courbe bleue pleine représente la frontière de la surface d'observation au sol,).

Le principe interférométrique permet alors de reconstituer un champ de températures de brillance sur une surface de fauchée d'environ 1000 km² (Figure 3), avec une résolution dépendante de l'espacement entre les récepteurs sur l'antenne et de l'angle d'incidence aux points observés sur la surface (typiquement inférieure à 50 km²). Le principe imageur implique qu'un même point de la surface est vu sous plusieurs angles d'incidence (de 0° à 55°) durant le passage du satellite.

Ce projet a passé la phase-A de développement (phase de faisabilité) au sein de l'Agence spatiale Européenne et vient juste d'être accepté en phase-B. Le lancement est prévu en 2006 sur une plate-forme du type PROTEUS fournie par le CNES.

Aux Etats-Unis, le projet " ACQUARIUS " de satellite radiométrique couplé à un diffusiomètre pour mesurer la salinité est aussi en cours de développement. Ce projet passe les dernières sélections auprès de la NASA avant que la phase de faisabilité ne soit initiée.

Il existe très peu de données de mesures radiométriques en bande L, aussi une série de campagnes internationales *in-situ* de validation des modèles d'inversion de la SSS à partir de

telles données, ainsi que de leurs sous modèles, accompagne en ce moment ces projets (LOSAC, WISE, EuroStars, NRLStars).

Dans le cadre du projet SMOS, des études sur la physique de la mesure et sur les modèles d'inversion sont en cours parallèlement aux campagnes. Nous présentons dans ce qui suit quelques uns des principaux aspects concernant la modélisation de la physique de la mesure d'un capteur " radio-salinométrique " spatial. Cette étape de recherche est fondamentale pour extraire une donnée suffisamment précise de salinité de surface à partir du signal de mesure radiométrique.

Elle comprend en première étape l'élaboration d'un modèle physique d'émissivité de la surface de la mer en bande L, et donc, d'un modèle de diffusion bistatique des ondes électromagnétiques décimétriques sur cette surface. Ce modèle forme la base permettant d'effectuer l'inversion. Le signal radiométrique polarisé émis par la surface de la mer en bande-L dépend au 1^{er} ordre de la rugosité de surface et de la température de surface, et à un ordre plus élevé de la salinité (parmi d'autres facteurs).

Il est donc essentiel de mettre également en place une stratégie sur l'utilisation couplée de différents capteurs satellites (actif, passif) et/ou *in-situ* (bouée, capteurs dérivants) qui permettront d'obtenir des informations géophysiques co-localisées à la mesure radiométrique et de réduire ainsi les sources d'erreur sur l'inversion. L'espace des corrélations géophysiques existantes entre les différentes mesures de températures, de salinité, des niveaux d'élévations moyens de l'eau, du contenu en chlorophylle et de la rugosité à la surface, peut être un support très utile pour synthétiser les informations géophysiques issues des divers capteurs. Utiliser les corrélations croisées entre ces données plutôt que les données brutes, permettrait de décrire de manière plus cohérente les processus de surface et notamment la dynamique de l'interface. Cette cohérence servira en particulier à mieux contraindre le sous modèle d'interaction onde électromagnétique/onde de surface dont la précision est fondamentale pour la qualité de l'inversion.

<i>Mission</i>	<i>SMOS</i>
Lancement	Début 2006
Durée	3 ans (attendue 5 ans)
Instrument	Radiomètre micro-onde avec système d'imagerie par ouverture de synthèse – MIRAS
Concept de l'instrument	Interféromètre 2D passif
Fréquence	L-band (21cm – 1.4 GHz)
Nombre de récepteurs	72
Distance entre les récepteurs	0.875 lambda
Polarisation	H & V (mode polarimétrique optionnel)
Résolution spatiale	50 km (35 km au centre de la fauchée)
Angle d'inclinaison de la plate-forme	32 degrés
Résolution Radiométrique	0.8 – 2.2K
Résolution Angulaire	0 – 55 deg.

Résolution temporelle	1 mesure/3 jours
Poids	330kg (charge) – about 600kg (masse au lancement)
Orbite	Orbite circulaire synchrone avec le soleil à 755 km d'altitude– temps de passage à l'équateur 06:00
Lanceur	TBC (Rockot class)
Bus	Proteus (1m cube)

Table. 1 : *Caractéristiques générales du satellite SMOS*

La physique de la mesure

Le principe

La densité en constituants ioniques d'un volume d'eau de mer influence naturellement ses caractéristiques diélectriques. En particulier, la conductivité, le taux de relaxation des charges à une excitation externe et les propriétés électrostatiques de ce volume sont modifiés en fonction de la salinité. La constante diélectrique de l'eau de mer étant fonction de ces paramètres, elle est donc également dépendante de la salinité S . Elle est aussi dépendante de la température T de l'eau de mer et de la fréquence électromagnétique f , selon des lois d'évolution connues empiriquement (Klein and Swift, 1977, voir Figure. 4). L'idée est donc d'utiliser un capteur électromagnétique à une fréquence f pour laquelle la constante diélectrique de l'eau de mer montre une sensibilité maximale avec la salinité. Des mesures auxiliaires seront nécessaires pour déterminer la température de surface T au lieu de la mesure. Les études expérimentales montrent que cette fréquence se situe dans la bande L des micro-ondes (longueur d'onde électromagnétique décimétrique de l'ordre de 20 cm, $f=1.4$ GHz).

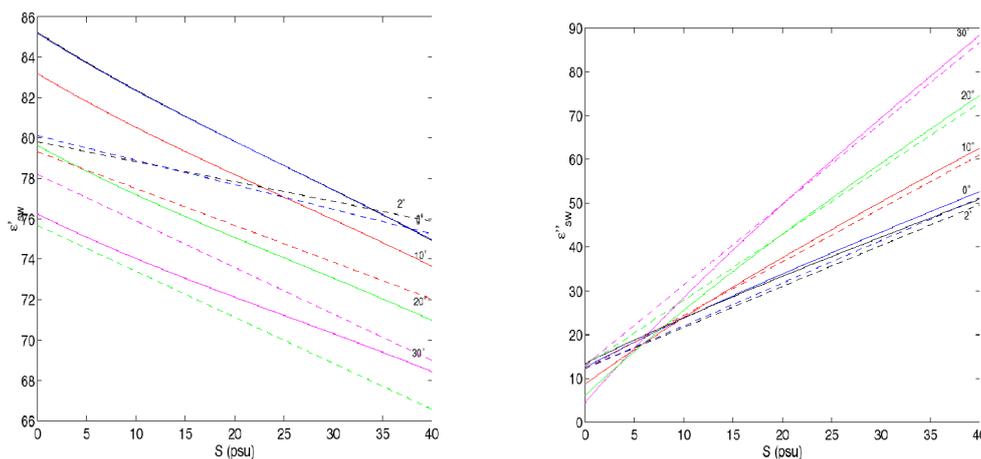


Figure 4: Parties réelle (gauche) et imaginaire (droite) de la constante diélectrique de l'eau de mer en bande L en fonction de la salinité pour différentes températures. (Les courbes en pointillées représentent le modèle de constante diélectrique de Ellison et al. 1998 et celles en traits pleins, le modèle de Klein et Swift, 1977).

La radiométrie micro-onde pour mesurer la salinité: une mesure bruitée

Un des capteurs le plus approprié pour mesurer les variations de la constante diélectrique avec la salinité est le radiomètre micro-onde en bande L. Les autres techniques de télédétection (radiométrie à plus haute fréquence, télédétection optique, télédétection active, ...) sont moins adaptées en raison de leur forte sensibilité à la couverture nuageuse et/ou à d'autres facteurs (tels que la rugosité, les effets ionosphériques, les contaminations par des réflexions solaires sur la mer,...).

Cependant, si les radiomètres en bande L sont les capteurs spatiaux disponibles les plus sensibles à la salinité, leurs mesures sont aussi fortement perturbées par d'autres facteurs dont il faut évaluer l'importance. Ainsi, la sensibilité de la température de brillance en bande L à la salinité est au mieux (eaux chaudes autour de 30°) : $\Delta T_B / \Delta S = 1 \text{ K / psu}$, elle chute à 0.5 K / psu à 10°C et atteint 0.25 K / psu dans les mers arctiques autour de 0°C. Ainsi, mesurer la salinité dans les mers chaudes avec une précision de l'ordre de 0.1 psu nécessite des mesures radiométriques ayant une précision meilleure que 0.1 K !! Cette précision ne peut-être atteinte que si l'influence des autres effets comme par exemple les variations de température, la présence d'une rugosité directionnelle et multi-échelle, de cellules d'eau de pluies, d'écume, de perturbations ionosphériques, etc...est bien modélisée et évaluée lors des mesures.

Effets de la Température de Surface

La sensibilité de la température de brillance avec la SST est faible aux fortes valeurs de la salinité et aux faibles températures. Cependant, elle n'est pas négligeable par rapport à la contrainte de 0.1 K: pour une salinité de 34 psu, $\Delta T_B / \Delta SST = 0.2 \text{ K / } ^\circ\text{C}$ et chute à zéro dans les mers froides autour de 0 °C. Dans des eaux saumâtres (SSS=14 psu), cette sensibilité est bien plus importante : de l'ordre de 0.5 K / °C. La mesure SMOS sera donc potentiellement perturbée par des variations de température de surface dans les zones de débouchée des grands fleuves, à la frontière avec les glaces et aux passages sur des lentilles d'eau douce si ces zones s'accompagnent de gradients de température importants, notamment dans les zones tropicales où les eaux sont chaudes et salées.

Effets de la rugosité de Surface

Les autres facteurs qui affectent de manière significative la mesure de la salinité d'un radiomètre en bande L sont l'état de la rugosité de surface de la mer, la présence d'écume ainsi que la force et la direction du vent. Par exemple, les modèles existant suggèrent une sensibilité avec le vent de l'ordre de $\Delta T_B / \Delta U_{10} \sim 0.3 \text{ K/ms}^{-1}$, dépendante de l'angle d'incidence et de la polarisation, avec une variation azimutale possible de l'ordre de $\Delta T_B \sim 0.3 \text{ K}$ (polarisation verticale) ou 0.1K (polarisation horizontale).

Utiliser des champs de températures de brillance en bande L pour en déduire la salinité nécessite donc l'élaboration de modèles physiques radiométriques très précis concernant ces facteurs.

La modélisation de la mesure

Le premier principe physique utilisé est la conservation de l'énergie des micro-ondes à l'interface air-mer. On définit ainsi l'*absorptivité* de la mer à une fréquence μ -ondes donnée comme étant le rapport de la quantité d'énergie absorbée par la couche de surface de l'océan sur la quantité d'énergie incidente à cette fréquence (les micro-onde décimétriques ne pénètrent que de quelques cm dans l'eau de mer). Dans des conditions d'équilibre thermodynamique de la couche de surface, la quantité d'énergie absorbée doit être totalement ré-émise et l'*absorptivité* égale alors l'*émissivité*. L'énergie incidente qui n'est pas absorbée par la surface est diffusée par les éléments rugueux qui la compose vers le demi-espace atmosphérique. Les lois de conservation de l'énergie à l'interface air-mer définissent donc

l'émissivité de la mer dans une direction donnée comme étant un moins la réflectivité \hat{E}_v de sa surface dans cette même direction. La température de brillance de la surface de la mer est alors défini par :

$$T_B(\hat{o}_i; \hat{p}_i; p) = T_s [1 - \hat{E}_v(\hat{o}_i; \hat{p}_i; f)]$$

où T_s est la température physique de la couche de surface, $(\hat{o}_i; \hat{p}_i)$ sont les angles d'incidence et d'azimut de l'antenne du radiomètre, p est la polarisation du signal mesuré et \hat{E}_v la réflectivité de la surface de la mer à la fréquence électromagnétique f , dans la polarisation p et dans la direction $(\hat{o}_i; \hat{p}_i)$. La réflectivité \hat{E}_v de la mer s'exprime comme l'intégrale sur le demi-espace atmosphérique des coefficients de diffusion bistatique $\hat{u}_{\square}^{\square}$:

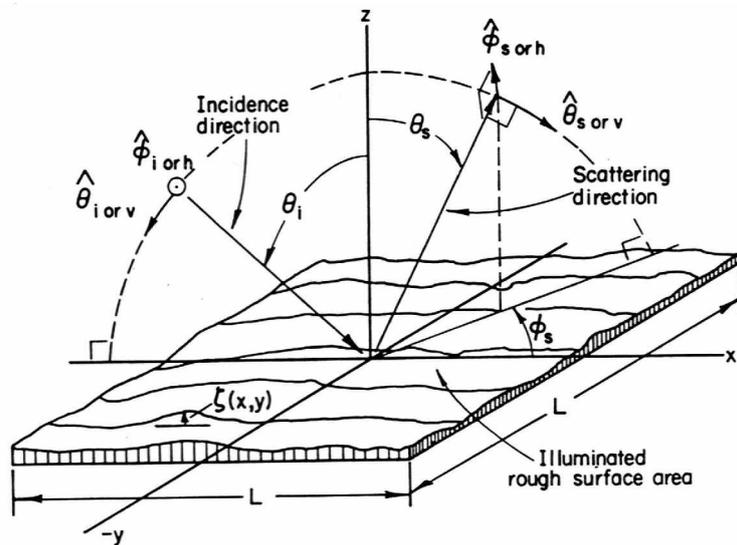


Figure.5: Configuration électromagnétique bistatique sur une surface rugueuse

Les coefficients de diffusion $\hat{u}_{\square}^{\square}$ représentent le rapport de l'énergie qui est diffusée par la surface dans la direction $(\hat{o}_s; \hat{p}_s)$ et dans la polarisation p sur l'énergie incidente sur la surface dans la direction $(\hat{o}_i; \hat{p}_i)$ avec une polarisation q . (voir Figure .5).

Ces coefficients dépendent en générale de manière complexe des propriétés diélectriques de la surface (donc de la salinité) mais surtout de la géométrie de l'interface vue par une onde électromagnétique de fréquence f (donc de la rugosité relative de la mer). Sur une surface lisse d'océan, la température de brillance est déterminée à partir de calculs simples de réflexion d'ondes électromagnétiques sur surfaces planes (loi de Snell) et la salinité peut-être déterminée avec précision car les modèles de constante diélectrique sont relativement fiables.

Cependant, le problème d'inversion se complique si la surface de la mer est rugueuse ce qui est en général le cas (hauteur significative moyenne de la houle sur les océans du globe : 0.5 m). Une des difficultés majeures de l'inversion $SSS = \text{fonction}(T_b)$ est donc de modéliser très précisément les coefficients bistatiques $\hat{u}_{\square}^{\square}$ quels que soient les incidences de l'antenne radiométrique, la polarisation observée, l'état de la mer, la vitesse du vent, la température de la surface, la valeur de la constante diélectrique, la présence d'écume, de houle, de courants ... Cette modélisation comprends donc l'élaboration d'un modèle d'interaction onde électromagnétique-surface rugueuse à géométrie variable, et d'un modèle statistique de la géométrie de la surface de la mer, applicable de la manière la plus générale possible sur tous les océans du globe.

Les modèles d'interaction onde électromagnétique/rugosité de surface:

Le problème général de la diffusion électromagnétique bistatique sur une surface rugueuse comme la mer (équations de Stratton-Chu) n'est pas complètement résolu analytiquement et les solutions numériques exactes sont très coûteuses en temps de calcul CPU, ce qui les rends inutilisables opérationnellement. Des modèles simplifiés des coefficients de diffusion $\hat{u}_{\square}^{\square}$ sont par conséquent utilisés. Ces modèles simplifiés comprennent d'une part un modèle statistique de la surface (probabilité des pentes de la surface, spectre des élévations des vagues de surface, bi-spectre, ...) et d'autre part un modèle de diffusion adapté à la longueur d'onde électromagnétique (modèles d'optique géométrique (GO), modèle des petites perturbations en pente (SSA) ou en hauteur (SPM), modèle deux échelles,..). Des études sur ces modèles montrent que l'émissivité de la mer en bande L est principalement générée par des processus de résonance entre les ondes électromagnétiques et les éléments de rugosité de même ordre de longueur (décimétriques).

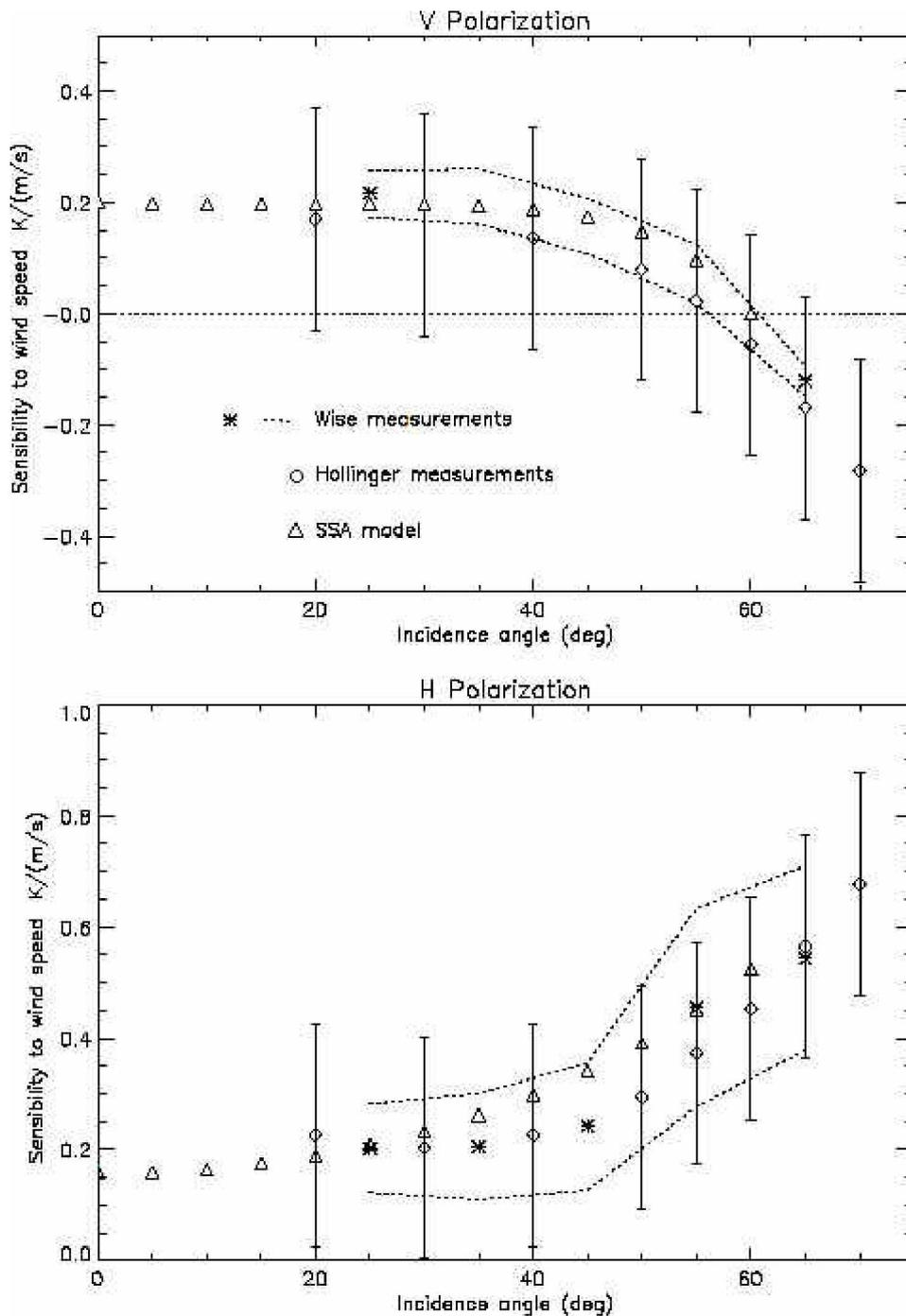


Figure 6.: Validation du modèle d'émissivité SSA de la surface de la mer en bande L développé à IFREMER. Comparaison des sensibilités $\Delta T_V/\Delta U_{10}$ mesurée lors de la campagne WISE et ceux obtenues par Hollinger en polarisation verticale (graphe du haut) et horizontale (en bas) avec le modèle à différents angle d'incidence.

Les vagues de cette longueur, comme les plus petites, possèdent une dynamique différente des vagues métriques. Dans une mer formée, elles subissent des accélérations à la crête des vagues dominantes et elles sont très sensibles aux accélérations locales du vent: elles déferlent donc très rapidement et montrent des géométrie à pente forte.

Une description correcte de la dynamique des ondes de surface décimétriques en fonction du vent, du fetch et de la présence de houle est donc essentielle à une bonne modélisation de la

température de brillance et donc de l'inversion de la salinité en général. Des analyses sont donc conduites à Ifremer pour déterminer les modèles d'interaction onde électromagnétique/rugosité de surface les plus adaptés au problème.

La majorité des modèles radiométriques existant ont été développés et validés à des fréquences électromagnétiques plus élevées que la bande L. La surface y est souvent divisée en deux échelles: des "petites vagues" se propageant sur des "plus grandes vagues". Ces deux types d'intervalles d'échelles de la surface sont caractérisés par une statistique particulière sur laquelle s'applique un modèle électromagnétique adapté. La division de la surface s'effectue généralement à une échelle dépendante du rapport entre la longueur d'onde électromagnétique et la longueur d'onde des vagues. Le choix de cette échelle est quelque peu arbitraire, diffère fortement selon les approches proposées dans la littérature, et s'effectue souvent sans véritable justification physique. Les vagues décimétriques étant des vagues intermédiaires au sens de cette séparation des échelles, les modèles classiques prédisent souvent des résultats de T_b pour la bande L, différents en fonction de la vitesse du vent (plusieurs °K de différence). Très peu de données sont à l'heure actuelle disponibles pour valider les résultats. Seules les mesures de la sensibilité de la température de brillance avec le vent ($\Delta T_b / \Delta U_{10}$) d'Hollinger, datant du début des années 70, et les résultats de la récente campagne radiométrique en bande L, WISE, à partir d'une plate-forme en Méditerranée (campagne WISE 2000/01) sont pour l'instant disponibles. Ils indiquent une sensibilité de l'ordre de 0.2 K / m/sec à 50° d'incidence, augmentant à 0.3 K / m/sec à 20° d'incidence.

Le modèle développé à IFREMER est un modèle électromagnétique amélioré utilisant la théorie de l'approximation dite *des petites pentes* (SSA : Small Slope Approximation), cette théorie plus générale tente d'unifier les modèles électromagnétiques quelles que soient les longueurs d'ondes et les élévations des éléments de rugosité de surface, tant qu'ils gardent des faibles pentes. Il n'est donc pas nécessaire de séparer artificiellement les échelles de surface dans ce type de modèle. La figure 6 compare les mesures (Hollinger, campagne WISE) de la sensibilité $\Delta T_b / \Delta U_{10}$ aux résultats du modèles SSA. Il semble que le modèle soit en relativement bon accord avec les mesures même si celles-ci ne sont représentatives que d'une faible partie des conditions rencontrées dans l'océan global (les mesures sont obtenues à partir de plates-formes dans des zones proches de la côte). On constate que la sensibilité de T_b avec la vitesse du vent en polarisation verticale est inférieure à 0.2 K/m/s pour des angles d'incidences inférieurs à 55°, elle est nulle aux environs de 60°, mais elle est généralement supérieure à 0.2 K/m/s pour la polarisation horizontale, quel que soit l'angle d'incidence.

Pour de plus amples détails sur les modèles d'émissivité de la mer en bande-L, voir le rapport d'une étude commandée à l'IFREMER par l'agence spatiale Européenne (ESA) ([Version PDF en anglais](http://www.ifremer.fr/droos/programmes/salinite/pdfs/WP1100.pdf) : <http://www.ifremer.fr/droos/programmes/salinite/pdfs/WP1100.pdf>)

Stratégies de mesure

Connaissant la sensibilité de la mesure radiométrique en bande L à la SST et à la vitesse du vent, il faut donc élaborer des stratégies permettant d'évaluer ces paramètres de manière col localisée avec les données SMOS. En premier lieu, cela permettra de filtrer les mesures de T_b des effets perturbateurs prépondérants dus à la " rugosité " de surface et la température à l'aide d'un modèle radiométrique adapté, et d'effectuer ainsi une première inversion en donnée de salinité. Le principal problème associé à cette méthode est que la rugosité de la mer n'est pas seulement fonction du vent : elle dépend en général d'une configuration géophysique plus complexe (présence de houle, de courants, stratification de la couche limite atmosphérique, effets de fetch...). Il est donc nécessaire d'élaborer une espace de données géophysiques appropriées autour de la mesure SMOS qui permettra d'affiner l'inversion en salinité.

Créer un espace de données d'inversion

La connaissance des valeurs de certains paramètres océaniques et atmosphériques est essentielle pour une restitution précise de la salinité à partir du radiomètre SMOS. Ces paramètres peuvent être obtenus de manière col localisée avec les données SMOS, soit à partir des mesures issues d'autres capteurs satellites, soit à l'aide de modèles de prévision opérationnels, soit encore par des capteurs *in situ*

La température de surface

La connaissance des valeurs de la SST dans le champ de vue de SMOS est évidemment essentielle puisque la température de brillance est le produit de l'émissivité de la mer par la SST et que cette dernière influence la valeur de la constante diélectrique. Les cycles diurnes de la variation thermique de la surface affecteront différemment les mesures de la température de brillance effectuées de jour par rapport à celles effectuées de nuit. La SST est mesurée depuis l'espace par imagerie infra-rouge thermique, pendant des conditions de ciel clair, en utilisant les canaux infra-rouge des radiomètres américain NOAA/AVHRR ou européens ERS/ATSR (et dans un futur proche ENVISAT) avec une précision de l'ordre de +/- 0.3K et une résolution au nadir de l'ordre du km.

Les vents de surface

- La vitesse et la direction des vents de surface sont des paramètres de forçage essentiels des modèles de surface océanique utilisés dans les modèles d'émission. Les instruments et mesures actives ou passives qui permettent de les obtenir sont :
- la température de brillance mesurée par les radiomètres de ERS-2/AMI (Active Microwave Imager) et celui du SSM/I, (Special Sensor Microwave Imager) ,
- les signaux radars rétrodiffusés mesurés par les diffusiomètres: ERS-2, NSCAT, QuickSCAT (algorithme de Stoffelen and Anderson, 1997),
- les mesures altimétriques (ERS-1/2, TOPEX/Poseïdon et JASON),
- les images SAR (Radar à ouverture Synthétique) issus des capteurs RADARSAT et ENVISAT, mais également,
- les signaux GPS (Global Positioning System) réfléchis par la surface de l'océan.

Les observations diffusiométriques au-dessus des océans permettent d'estimer un champ global des vecteurs de vent avec une résolution spatiale de 50 km, et une précision de 2 m/s et 15° en direction, mais généralement avec une ambiguïté directionnelle de 180°. Pour des

mesures SMOS dans des mer semi-fermées, dans les détroits, dans les zones côtières, dans et dans les estuaires, cette résolution sera cependant trop faible. Dans ces régions, les vent estimés à partir des images haute résolution SAR avec une résolution spatiale typique de 10 x 10 km pourraient être utilisés.

Les vents de surface peuvent également être obtenus à partir des modèles de prévision météorologiques opérationnels (ECMWF) et des réseaux de bouées (réseau de la NOAA).

Les vagues de surface

Obtenir des informations sur les vagues de surface est directement essentiel pour déterminer les propriétés de l'émissivité en micro-ondes de la surface de la mer (validation des hypothèses du modèle d'émission en détectant la présence de houle, en mesurant l'échelle et la direction des vagues dominantes, la hauteur significative, etc. Il est important de rappeler ici que la donnée du vecteur vent n'est pas suffisante pour déterminer la forme spectrale de la surface de la mer et que des informations notamment sur la vitesse de frottement du vent (qui dépend de l'âge des vagues) et sur le fetch, sont aussi essentielles à une bonne modélisation de la géométrie de la surface.

-la hauteur significative (H_s) peut-être évaluée à partir des données altimétriques (ERS-1/2, TOPEX/POSEIDON, JASON ou Envisat). La résolution de le long de la fauchée est de l'ordre de 7 km et la précision de l'ordre de 20%.

-La direction est la longueur d'onde des vagues dominantes peut-être déterminée à partir des images SAR (ERS-1, ENVISAT). La résolution typique des capteurs satellites SAR est de l'ordre de 30 m mais la répétitivité des mesures SAR est faible.

En général, les données concernant les vagues de surface sont mesurées à partir de capteurs satellites ayant une faible résolution spatio-temporelle. Sauf à partir d'images SAR, il est très difficile d'estimer la présence de houle et de systèmes de mer croisées (houle en présence de mer du vent). Dans ces cas, les données issues des modèles opérationnels de prévision d'état de mer, comme le modèle de 3ème génération WAM, couplées à des mesures de réseaux de bouées (réseau de la NOAA), pourront être utilisés pour faire des estimations sur l'état de la mer.

D'autres paramètres importants

Parmi les paramètres qui peuvent directement modifier l'émissivité de surface en bande L et qui peuvent aussi être estimé à partir de mesures spatiales, in-situ ou de prévision de modèles, citons les courants de Surface, les précipitations océaniques, la présence de films. D'autres paramètres, comme la couleur de l'eau, seront aussi de bons indicateurs de fronts salins.

Ces données forme une ensemble de vecteurs qu'il faudra projeter sur une même base spatio-temporelle pour effectuer une collocalisation avec les données SMOS. Des techniques d'interpolation optimales (du type méthode de Kriegage) peuvent être utiliser pour créer un espace uniforme de données ancillaires autour de la mesure radiométrique.

Moyennes sur la mesure

La sensibilité de la température de brillance à la salinité est de l'ordre de $0.5K/psu$ pour une SST d'environ 20 degrés et diminue à $0.25K/psu$ pour une SST de 0 degré.

Sachant qu'une précision technique (liée au principe imageur du capteur) de l'ordre de $0.8 - 2.2$ K sera obtenue sur les températures de brillance mesurées par SMOS, il est évident qu'une précision satisfaisante sur la salinité (autour de $0.1-0.2$ psu) ne pourra pas être atteinte à partir d'une mesure unique à un instant donné et en un lieu donné. Il faut donc également élaborer des techniques statistiques optimisant la précision de la mesure.

En moyennant les mesures issues du capteur SMOS dans l'espace et dans le temps, les conditions critiques définies par l'expérience GODAE d'une utilisation opérationnelle de la salinité (0.1 psu pour $200\text{km} \times 200\text{km}$ et pour 10 jours) peuvent être atteintes : avec une résolution spatiale de 30 km et une répétitivité de 3 jours, on réduit théoriquement l'erreur d'un facteur $\sqrt{6 \times 6 \times 3} \approx 10$. Cette hypothèse théorique est valide si l'on suppose que les erreurs sur chaque inversion individuelle de T_b sont indépendantes. Malheureusement, l'utilisation de données ancillaires venant probablement des mêmes sources (par exemple AVHRR pour la SST et des modèles météorologiques pour les vent de surface) peut générer des corrélations entre les erreurs