



HAL
open science

Flux air-mer de CO₂ et salinité à la surface de l'océan par télédétection et mesures autonomes CARIOCA

Jacqueline Boutin

► **To cite this version:**

Jacqueline Boutin. Flux air-mer de CO₂ et salinité à la surface de l'océan par télédétection et mesures autonomes CARIOCA. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2006. tel-00470532

HAL Id: tel-00470532

<https://theses.hal.science/tel-00470532>

Submitted on 6 Apr 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

présentée à l'Université Pierre et Marie Curie

Spécialité :
'Physique et Chimie de l'Océan et de l'Atmosphère ;
Climat'

par

Jacqueline Boutin

Chargée de Recherches au CNRS

Présentée devant le jury composé de:

Président : Mme Laurence Picon

Rapporteurs : Mme Corine Lequéré

Mr Thierry Delcroix

Mr Rik Wanninkhof

Examineurs : Mme Liliane Merlivat

Mr Philippe Ciais

Mr Philippe Waldteufel

LOCEAN/IPSL, UMR UPMC/CNRS/IRD/MNHN, Paris

REMERCIEMENTS

Je remercie les membres du jury, en particulier les rapporteurs, d'avoir accepté de participer à cette évaluation.

La rédaction de cette HDR, commencée lors du déménagement du laboratoire en Novembre 2003, aura finalement pris plus d'un an, régulièrement interrompue par les impératifs quotidiens.

Je tiens à remercier les personnes qui m'ont soutenue quotidiennement au cours de la rédaction, en particulier, Liliane Merlivat pour ses conseils avisés sur la physique des échanges à l'interface air-mer, Nicolas Martin pour son aide sans faille dans tous les domaines informatiques, ainsi que Catherine Pierre, Sabine Arnault, Jérôme Sirven, Alain Saliot pour leurs suggestions constructives quant au contenu et à l'organisation de cette HDR et enfin toutes les personnes qui m'ont manifesté leur amitié.

C'est le plus souvent avec grand plaisir que j'ai réalisé les travaux décrits dans ce mémoire. Cela tient à mon intérêt pour le domaine de recherche bien sûr, mais également aux qualités humaines et scientifiques des personnes que j'ai côtoyées ; pour n'en citer que quelques unes : Jacqueline Etcheto qui s'est toujours montrée critique, imaginative, disponible et enthousiaste pour participer à des projets expérimentaux ambitieux ; Philippe Waldeufel pour sa vivacité et sa rigueur ; Gérard Caudal pour la clarté de ses raisonnements ; Liliane Merlivat pour son bon sens et sa persévérance ; Nicolas Martin pour sa bonne humeur et sa patience vis à vis d'une utilisatrice plutôt exigeante ; Antonio Lourenço pour son calme mis à rude épreuve ; Jean-Luc Vergely pour son amour des problèmes mathématiques (et philosophiques !) bien posés ; Emmanuel Dinnat pour son esprit critique et sa logique implacable ; Stéphanie Contardo pour son dynamisme et sa ténacité.

Ma gratitude va également aux personnes qui m'ont fait confiance et m'ont confié le co-encadrement de thésitifs : Jacqueline Etcheto et Gérard Caudal.

Enfin toute ma reconnaissance va à ma famille, et en particulier à Céline, Audrey, Rémi, Jean-Marc qui par leur patience et leurs encouragements ont largement contribué au bon déroulement de 'mes devoirs de vacances'.

TABLE DES MATIERES

I. PRELIMINAIRE :	7
II. BILAN DES RESULTATS SCIENTIFIQUES :	9
1. Flux air-mer de CO₂	9
1. Objectifs	9
2. Définitions	10
3. Coefficient d'échange du CO ₂	12
a) Le problème de la relation k-U	12
b) Les mesures de vent satellitaires	20
c) Variations spatio-temporelles de K	25
4. Différence air-mer de pression partielle de CO ₂ et flux air-mer :	28
a) Pression partielle de CO ₂ atmosphérique :	28
b) Pression partielle de CO ₂ océanique :	28
(1) Atlantique équatorial	29
(2) Pacifique équatorial	30
(3) Océan Sud	32
B. Télédétection de la salinité de surface	40
1. Introduction	40
2. Motivations	40
3. Description sommaire du signal radiométrique en bande L	41
a) Emissivité de la surface de la mer	41
(1) Cas simplifié d'une mer plate	42
(2) Cas d'une mer rugueuse	43
b) Effets atmosphériques	46
c) Emission du ciel réfléchi à la surface de la mer	46
4. SMOS	47
III. PERSPECTIVES	53
A. Flux air-mer de CO₂	53
1. L'océan Sud	53
B. Télédétection de la salinité de surface de l'océan	56
1. Physique de la mesure	56
2. Variabilité de la SSS	57
IV. ANNEXES : LISTE DES ABBREVIATIONS :	59
V. BIBLIOGRAPHIE	60
VI. LISTE DES TRAVAUX	65
A. Publications 1990-2005	65
1. Publications dans des revues de rang A:	65
2. Publications dans des revues de rang B (avec comité de lecture)	67
3. Publications dans des livres:	67

4.	Autres publications	68
B.	Communications: 64 communications à colloque dont	68
1.	Présentations dans des réunions internationales en tant que conférencier invité:	68
2.	Présentations ayant donné lieu à un résumé étendu :	68
C.	Encadrements:	69
1.	Thèses de doctorat:	69
2.	Stagiaires :	69
3.	Post-Doctorants :	70
4.	Ingénieurs sous contrat :	70
D.	Vulgarisation scientifique	71
E.	Contrats de Recherche / Coordination de projets :	71
F.	Administration de la recherche:	71
G.	Autre :	71
VII.	COPIES DE SIX PUBLICATIONS SELECTIONNEES	72

I. Préliminaire :

A l'époque préindustrielle, la concentration atmosphérique de gaz carbonique (CO₂) est restée stable pendant plusieurs milliers d'années, de l'ordre de 280 ± 10 ppmv (partie par million en volume). Depuis le début du 19^{ème} siècle, elle ne cesse de croître, atteignant 372.9ppmv en 2002 à l'observatoire de Mauna Loa (Keeling and Whorf, 2003). Cette croissance représente un changement sans précédent depuis plusieurs centaines de milliers d'années: à titre d'exemple les concentrations atmosphériques de CO₂ correspondant aux périodes de glaciation-déglaciation du quaternaire, déduites de mesures d'air emprisonné dans la glace prélevée lors de forages en Antarctique, ont varié entre 180 et 300ppmv (Berger, 1992). Or le CO₂ est un des principaux gaz à effet de serre présent dans l'atmosphère: absorbant dans l'infrarouge, une augmentation de sa concentration atmosphérique implique, toutes choses égales par ailleurs, un piégeage plus important du rayonnement tellurique dans l'atmosphère terrestre et fait craindre un réchauffement de la température moyenne à la surface de notre planète (Berger, 1992).

A l'heure actuelle, plusieurs types d'observations indiquent une augmentation de la température troposphérique (IPCC, 2001): d'après les mesures thermométriques, la température moyenne à la surface de la terre a augmenté de $0.6 \pm 0.2^\circ\text{C}$ depuis la fin du XIX^{ème} siècle; l'extension spatiale des glaciers et des couvertures de neige est en régression, en particulier dans l'hémisphère nord ; en outre, les mesures ballon et satellite disponibles depuis 1978 indiquent un réchauffement de la troposphère (moindre que celui à la surface de la terre), et parallèlement un refroidissement de la stratosphère, ce qui pourrait résulter d'un accroissement de l'effet de serre. Il apparaît maintenant vraisemblable que l'augmentation de la teneur en CO₂ dans l'atmosphère soit en partie responsable de cet accroissement.

Entre 1990 et 1999 la teneur en CO₂ atmosphérique a augmenté en moyenne de $3.2 \pm 0.1\text{PgC an}^{-1}$; sur la même période, les rejets dus à la combustion des énergies fossiles et à la production de ciment sont estimés à $6.3 \pm 0.4\text{PgC an}^{-1}$, les rejets dus à des modifications dans l'exploitation de la terre (notamment la déforestation) étant de l'ordre de 1.7 (0.6 à 2.5) PgC an⁻¹ tels qu'estimés sur la période 1980-1989 (IPCC, 2001). Il apparaît donc qu'environ la moitié des rejets dus aux activités humaines disparaissent de l'atmosphère étant absorbés par la biosphère continentale et l'océan.

Grâce aux nombreuses mesures de carbone inorganique dissous (DIC) et autres propriétés chimiques réalisées durant les campagnes internationales WOCE (World Ocean Circulation Experiment) et JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study), il a récemment été possible d'estimer la quantité de 'CO₂ anthropique' ayant pénétré dans l'océan depuis le début de l'ère industrielle. (Sabine et al., 2004) ont estimé une absorption du 'CO₂ anthropique' par l'océan global de 118 ± 19 PgC entre 1800 et 1994. Cette nouvelle estimation correspond à près de la moitié des rejets dans l'atmosphère dus à la combustion des énergies fossiles et à la production de ciment sur la même période confirmant le rôle majeur de l'océan vis à vis de l'absorption du 'CO₂ anthropique'. Outre une diminution sensible du CO₂ atmosphérique, cette absorption entraîne une acidification de l'océan et une possible augmentation du taux de dissolution du carbonate de calcium dans l'océan (Feely et al., 2004). Les conséquences écologiques de ces effets sont encore très mal connues, et nécessitent d'être soigneusement étudiées dans le futur, tout comme l'effet du réchauffement des couches de surface de l'océan. En effet, il est indispensable que les modèles de prévision climatique s'appuient sur des paramétrisations appropriées de ces effets (Urban, 2004). Il est tout aussi essentiel de raffiner les modèles biogéochimiques afin qu'ils simulent de façon fiable les conditions climatiques actuelles.

Mes recherches s'inscrivent dans une meilleure compréhension des processus contrôlant le rôle de l'océan vis-à-vis des échanges actuels de gaz carbonique avec l'atmosphère et visent à mieux contraindre la distribution spatio-temporelle des zones océaniques puits et sources de CO₂ pour l'atmosphère. Cette problématique scientifique était l'un des enjeux du programme international JGOFS; elle reste clairement identifiée dans le programme international SOLAS (Surface Ocean - Lower Atmosphere Study) et figure comme l'un des trois thèmes du programme international 'Global Carbon Project' : '*Patterns and variability : what are the current geographical and temporal distributions of the major pools and fluxes in the global carbon cycles ?*' (Global_Carbon_Project, 2003).

Une des originalités de mes recherches est de privilégier les mesures autonomes (satellitaires et sur bouée dérivante) pour l'étude à grande échelle du flux de CO₂ à l'interface air-mer. A mon sens, ce type de mesures présente l'énorme avantage d'offrir un échantillonnage spatio-temporel très vaste, très différent de celui des mesures *in situ* réalisées sur bateau, par nature ponctuelles dans l'espace et dans le temps. En contre partie, les mesures acquises de façon autonome sont souvent plus difficiles à valider et concernent un nombre de paramètres plus réduit que celles acquises lors de campagnes océanographiques, peu de paramètres étant mesurables depuis l'espace ou sur bouée instrumentée. Cela m'a conduite 1) à avoir une activité importante de validation des mesures satellitaires, activité indispensable pour évaluer la qualité des estimations réalisées à partir de ces mesures et 2) à analyser des mesures *in situ* en vue d'identifier les processus responsables de la variabilité du CO₂ océanique et de relier cette variabilité à des paramètres déductibles des mesures télédéteectées (température de surface (SST) et contenu en chlorophylle (Chl)). Cette approche m'a permis de déterminer des flux extrapolés et intégrés régionalement, en particulier : la variation saisonnière et interannuelle du flux de CO₂ intégré sur le Pacifique équatorial qui a servi à valider les estimations d'un modèle biogéochimique océanique et la variation saisonnière du flux de CO₂ sur une large zone dans l'océan Sud (Sud de l'Australie, Nouvelle Zélande). Elle se poursuit dans l'océan Sud, avec les mesures de plus en plus nombreuses réalisées par des bouées dérivantes CARIOCA (CARbon Interface Océan Atmosphere).

En parallèle à ces études sur les flux air-mer de CO₂, je me suis impliquée depuis 1999 dans des études prospectives sur la télédétection de la salinité de surface de la mer (SSS). Cette implication a été motivée par le fait que la SSS télédéteectée serait complémentaire des mesures des paramètres de la surface océanique actuellement accessibles par télédétection et permettrait de mieux contraindre les flux air-mer de CO₂. En outre, ayant largement participé à la validation des mesures radiométriques hyperfréquences de vent par le passé, il m'a semblé intéressant d'approfondir mes connaissances sur la physique de la mesure en radiométrie afin de mieux connaître les atouts et les défauts potentiels des futures SSS télédéteectées, et de participer à l'optimisation de leurs caractéristiques en vue de leur utilisation pour des études scientifiques océaniques futures.

J'ai mené l'ensemble de ces recherches au LODYC (LOCEAN depuis début 2005), que j'ai intégré en tant que CR2/CNRS en 1992, en étroite collaboration avec J. Etcheto qui a pris sa retraite fin 2003 et avec L. Merlivat. Depuis 1999, j'ai de plus étroitement collaboré avec G. Caudal (CETP/IPSL) et P. Waldteufel (SA/IPSL).

Je fais aujourd'hui partie de l'équipe 'Processus DYnamiques et échanges Air-Mer' (PRODYAM) (responsable G. Reverdin) depuis début 2004.

II. Bilan des résultats scientifiques :

1. Flux air-mer de CO₂

Collaborations : C. Cosca (NOAA,USA), K. Curie (NIWA, Nouvelle Zélande), S. Emerson (Université de Washington, USA), R. Feely (NOAA,USA), H.Y. Inoué (MRI, Japon), P. Nightingale (PML, Plymouth, UK), R. Wanninkhof (NOAA, USA), O. Aumont (LOCEAN/IPSL), P. Ciais (LSCE/IPSL), C. Lequéré (LSCE/IPSL), N. Metz (LBCM/IPSL), Y. Quilfen (CERSAT/IFREMER).

Thésitif (co-direction): Y. Rangama

Ces études ont été soutenues :

- au niveau international par le programme européen (4eme PCRD) ESCOBA coordonné par J. Etcheto, et le seront à partir de 2005, par le projet intégré européen (6eme PCRD), CarboOcean.
- au niveau national par les programmes PNEDC/CO₂ puis PROOF (projet Fraise puis Flamenco2), PNTS et TAOB puis TOSCA.

1. Objectifs

On estime aujourd'hui que l'absorption du CO₂ atmosphérique par l'océan en moyenne globale sur la période 1990-1999 est connue à 30% près (IPCC, 2001), les estimations réalisées à l'aide d'inversion de traceurs atmosphériques, de modèles de transport océanique et de mesures directes de teneur en CO₂ dans l'eau conduisant à des valeurs moyennes voisines. Cependant de grandes disparités subsistent sur les estimations régionales et sur la variabilité temporelle des flux air-mer déterminés par ces méthodes indépendantes. Ainsi, l'absorption océanique dans les secteurs Indien et Pacifique de l'océan Sud varie entre 0.3 et 1.3 PgC/an selon les méthodes utilisées (Gloor et al., 2002) (Figure 1).

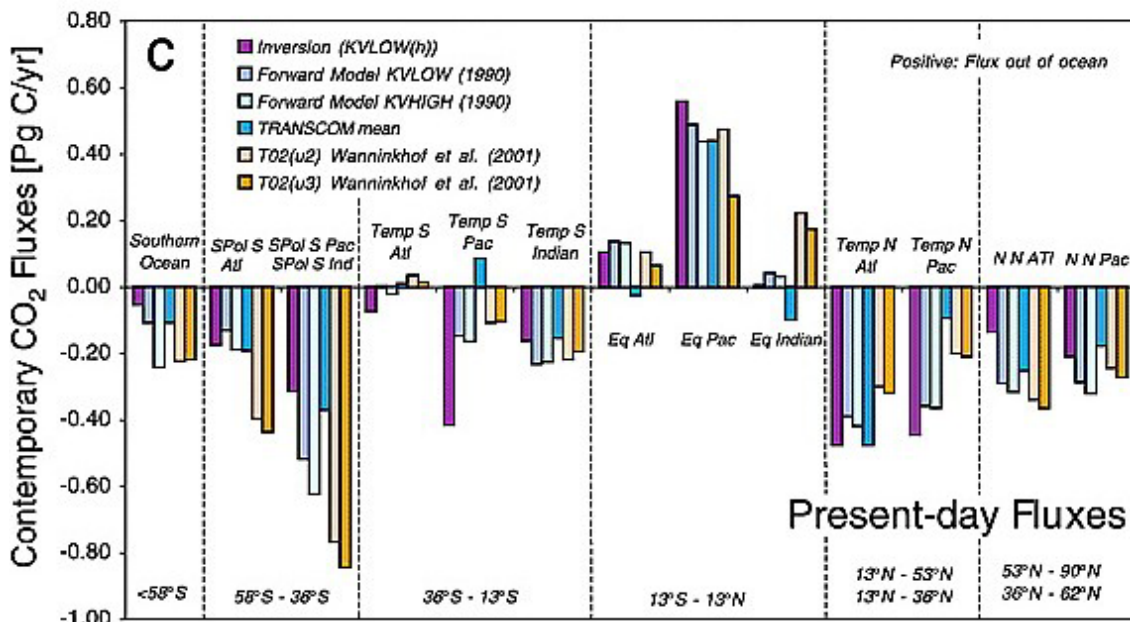


Figure 1: Flux air-mer de CO₂ pour l'année 1990 déduits de modèle inverse océanique (violet), de modèle direct océanique (bleu ciel, blanc), d'inversions atmosphériques (bleu turquoise) ou d'après les relations K P (blanc et orange) [Gloor et al., 2002]. Air-sea CO₂ flux for the 1990 year deduced from inverse oceanic model (purple), direct oceanic model (light blue and white), atmospheric inversion (turquoise) or from KP relationships (white and orange) [Gloor et al., 2002]: large discrepancies in the 58S-36S band between the various estimates.

En outre, la variabilité interannuelle du flux air-mer de CO₂ est estimée supérieure à 1 PgC/an par les modèles inverses atmosphériques tandis que les modèles globaux de circulation océanique couplés à des modèles biogéochimiques l'estiment inférieure à 0.5PgC/an (Winguth et al., 1994) (LeQuéré et al., 2000) (Obata and Kitamura, 2003). Ces estimations sont en accord avec les ordres de grandeur déduits de mesures extrapolées dans le Pacifique équatorial par (Feely et al., 1999) et (Boutin et al., 1999a)(article joint), supposée être, d'après les modèles océaniques, la zone où la variabilité interannuelle est la plus importante.

Mes études visent à réduire les incertitudes pesant sur les flux air-mer de CO₂ déduits de mesures dans l'océan de surface, en analysant les mécanismes qui contrôlent la variabilité des flux à l'échelle régionale (plusieurs milliers de kilomètres) sur de longues périodes (du mois à typiquement dix ans). Je me suis plus particulièrement concentrée sur deux régions clefs : le pacifique équatorial, source majeure de CO₂ pour l'atmosphère soumis à de fortes variations interannuelles à cause des événements El Niño, et l'Océan Sud suspecté d'être un puits important pour le CO₂ atmosphérique mais dont la quantification reste incertaine, son évaluation variant de plus d'un facteur 2 d'une estimation à l'autre (Figure 1). De plus, les modèles océaniques indiquent que ces deux régions sont celles où la variabilité interannuelle du flux air-mer est la plus grande (Obata and Kitamura, 2003) ; cela est confirmé par l'étude de (McKinley et al., 2004) utilisant des inversions atmosphériques haute résolution.

2. Définitions

A l'échelle locale le flux air-mer d'un gaz, f , peut être formulé comme le produit de la vitesse de transfert du gaz à l'interface air-mer, k , et du déséquilibre entre les phases aqueuses et gazeuses du gaz :

$$f = k (C_w - C_{aeq})$$

Où f est le flux dirigé de l'océan vers l'atmosphère, C_w est la concentration aqueuse du gaz, C_{aeq} est la concentration du gaz dans une eau de mer qui serait à l'équilibre avec l'atmosphère. Pour les gaz faiblement solubles dans l'eau comme le CO₂, la résistance au transfert de gaz à l'interface air-mer se situe dans l'eau. k est gouverné par l'interaction entre le transport turbulent et la diffusion moléculaire dans la couche diffusive de surface (quelques dizaines à centaines de micromètres d'épaisseur). D'après la théorie micrométéorologique, la vitesse de transfert d'un gaz est proportionnelle à une puissance n du nombre de Schmidt, Sc , défini comme le rapport entre la viscosité cinématique de l'eau de mer et la diffusion moléculaire du gaz :

$$k \propto (Sc)^{-n}$$

n dépend de l'état de surface de la mer : il est proche de 0.5 pour une mer rugueuse (vent supérieur à 3.6m/s) et proche de 2/3 pour une mer lisse. Il est à noter toutefois que la valeur de n n'est pas très précisément connue aux vitesses de vent élevées, en particulier en présence de bulles, et a parfois été très controversée (voir (Nightingale et al., 2000) pour plus de détails). Cette relation est importante car elle permet de calculer la vitesse de transfert de tout gaz à partir de la vitesse de transfert d'un gaz donné; ainsi la plupart des mesures de k sont ramenées à un Sc égal à 660 correspondant à Sc pour le CO₂ dans l'eau de mer à 20°C.

f peut également être exprimé sous la forme :

$$f = k \cdot s (fCO_{2w} - fCO_{2a}) \tag{1}$$

où s est la solubilité du gaz (dépendant de la température de l'eau et de la salinité), fCO_{2w} est la fugacité du gaz dans l'eau, et fCO_{2a} est la fugacité du gaz dans l'air. Il est à noter toutefois que cette expression ne tient pas compte d'un gradient possible de température entre la surface de l'eau et la profondeur de mesure de fCO_{2w} . Ce gradient peut provenir de

l'évaporation à la surface de l'eau qui crée une pellicule à la surface de l'eau de quelques centaines de micromètres d'épaisseur plus froide de 0.1-0.5°C que les couches de subsurface (effet de peau), et de la variation diurne de la température créée par l'insolation dans les premiers mètres de la surface (effet de couche chaude) qui peut atteindre plusieurs dixièmes de degrés C voire 1-2°C par vent très faible. Aussi la formulation exacte du flux doit-elle être (Hare et al., 2004):

$$f = k \cdot s_{skin} (fCO_{2w} (1+\delta) - fCO_{2a})$$

où s_{skin} est la solubilité du gaz calculée à la température de peau, fCO_{2w} est la fugacité du CO₂ mesurée à quelques mètres sous la surface, et le facteur $(1+\delta)$ corrige fCO_{2w} de la variation de fugacité engendrée par la variation de température entre la surface de l'eau et la profondeur de mesure, ΔT , qui modifie la solubilité du gaz et ses constantes de dissociations chimiques. D'après (Takahashi et al., 1993), δ est égal à $0.0423 \Delta T$, où ΔT est exprimé en °C.

(Scoy et al., 1995) ont évalué l'influence de l'effet de peau sur le flux air-mer de CO₂ à partir de flux de chaleur climatologiques et montré que cet effet peut induire une surestimation du flux à l'échelle globale de 0.17 à 0.36 PgC yr⁻¹ dépendant de la relation k-U utilisée. A noter que cet effet est maximum dans les régions de vents faibles. (Ward et al., 2004) ont étudié l'impact de l'effet de peau et de la couche chaude sur les mesures Gasex 2001 dans le Pacifique équatorial et concluent que les deux effets se compensent partiellement. Etant donné que l'effet de couche chaude existe uniquement pour les vents faibles pour lesquels la vitesse de transfert est faible, son effet sur le flux global de CO₂ est vraisemblablement assez faible. Il reste toutefois à quantifier.

Dans la suite les effets de peau et de couche chaude seront négligés : en effet leur évaluation précise nécessite une bonne connaissance des flux de chaleur et de la physique de la couche de mélange océanique, informations généralement indisponibles simultanément aux mesures bateau ou bouée. Le flux air-mer sera donc exprimé d'après l'équation (1), s étant estimé à partir de la température et de la salinité mesurées simultanément aux mesures de fCO_{2w} ou de la température de la couche de mélange ('bulk temperature').

Le produit $k \cdot s$ est appelé coefficient d'échange du gaz, K . Le CO₂ étant proche d'un gaz parfait, sa fugacité est très proche de sa pression partielle (correction inférieure à 1% (Murphy et al., 1994)) de sorte que l'on écrit fréquemment :

$$f = K \Delta P = K (pCO_{2w} - pCO_{2a})$$

où pCO_{2w} et pCO_{2a} sont les pressions partielles du CO₂ dans l'eau et l'air respectivement.

K dépend très peu de la température, les dépendances en température de la solubilité et du nombre de Schmidt se compensant en grande partie (Etcheto and Merlivat, 1988). Il est par conséquent très fréquent de considérer k à un nombre de Schmidt de 660, k_{660} , correspondant à une température de 20°C. En moyenne sur l'océan global la relation entre K et k_{660} est la suivante:

$$K [\text{mol m}^{-2} \text{an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}] = 2.92 \cdot 10^{-3} k [\text{cm hr}^{-1}]$$

K et ΔP étant très variables dans l'espace et dans le temps, il est nécessaire d'évaluer leurs variations spatiales et temporelles respectives pour accéder au flux à l'échelle régionale. La variabilité de la pression partielle océanique de CO₂ telle que mesurée localement est généralement peu corrélée à celle du vent à des échelles temporelles typiquement inférieures à la semaine ; par la suite je me concentrerai donc sur la variabilité de K à des échelles de temps supérieures à la semaine. L'échantillonnage des mesures bateaux étant typiquement de plusieurs dizaines de kilomètres, les échelles spatiales des phénomènes contrôlant la

variabilité de $p\text{CO}_{2w}$ étudiés sont de l'ordre de la centaine de kilomètres ; dans le cas des bouées CARIOCA qui effectuent des mesures horaires et se déplacent à des vitesses de quelques dizaines de cm/s, ils peuvent atteindre l'échelle kilométrique.

3. Coefficient d'échange du CO_2

a) Le problème de la relation k-U

Des expériences en laboratoires menées dans les années 80, des mesures sur des lacs et des considérations théoriques sur la cinétique des échanges de gaz ont conduit (Liss and Merlivat, 1986) à proposer une relation linéaire par partie reliant k à la vitesse du vent, U, (relation LM). Dans cette relation trois régimes de vent sont identifiés : vents faibles ($<3.6\text{m/s}$) correspondant à un régime de surface lisse où les échanges sont très faibles, vents modérés ($3.6 < U < 13\text{m/s}$) où la turbulence induite par le vent renforce les échanges, vents forts ($U > 13\text{m/s}$) où les échanges sont renforcés par la présence de vagues déferlantes.

Par ailleurs, l'inventaire du $^{14}\text{CO}_2$ ayant pénétré dans l'océan suite aux explosions thermonucléaires et celui du $^{14}\text{CO}_2$ ayant pénétré de façon naturelle dans l'océan, inventaires réalisés à partir des mesures globales GEOSECS, ont conduit (Broecker et al., 1985) à estimer une valeur moyenne globale de K qui est en désaccord, d'un facteur environ 1.7 supérieur, à celle déduite de distributions globales du vent de surface (en particulier vents satellitaires) et de la relation LM. Considérant la contrainte sur la moyenne globale de K imposée par les inventaires du $^{14}\text{CO}_2$, la distribution statistique globale du vent de surface et imposant une relation quadratique entre k et U, (Wanninkhof, 1992) ont proposé une autre relation k-U (relation W). Depuis ces dix dernières années, en l'absence d'avancées majeures, ces deux relations, LM et W, ont été les plus utilisées.

De nouvelles techniques ont parallèlement été développées pour améliorer les estimations de k localement sur l'océan. On peut séparer deux types de mesures: celles reposant sur l'évolution temporelle du bilan de masse d'un traceur injecté dans l'eau et celles reposant sur des mesures directes de flux. L'un des problèmes rencontrés dans le premier type de mesure est l'estimation de la dispersion du traceur dans l'eau. Afin de surmonter ce problème, (Watson et al., 1991) ont développé la méthode 'double traceur' qui consiste à mesurer simultanément l'évolution temporelle des concentrations de deux traceurs (^3He et SF_6) injectés de façon artificielle dans l'océan. Les coefficients de diffusion moléculaire des 2 traceurs étant très différents, le rapport de leurs concentrations évolue temporellement et il est possible d'en déduire la vitesse de transfert de chacun des gaz en supposant l'exposant du nombre de Schmidt connu. Cette méthode permet une mesure de k à des échelles de temps de l'ordre de la journée à quelques semaines. (Nightingale et al., 2000) ont synthétisé l'ensemble des mesures disponibles réalisées par cette technique et ont proposé une nouvelle relation k-U polynomiale du second degré dont la dépendance en vent est intermédiaire entre LM et W (relation N). Néanmoins les différences entre relations restent dans les barres d'erreur des mesures (voir Figure 12 de Nightingale et al., 2000) et (Jacobs et al., 2002) estiment que les déterminations de k par injection de traceur pourraient être sousestimées de 10 à 25% à cause de gradients verticaux proche de la surface, liés à la pénétration du rayonnement solaire par exemple, non pris en compte dans l'interprétation des mesures.

Concernant les mesures directes de flux, le principal problème reste le rapport signal sur bruit des mesures de flux de gaz dans l'atmosphère. Ainsi, durant la campagne 2000 FAIRS dans l'océan Pacifique nord à bord de la plateforme FLIP, les mesures de k déduites de mesures de

flux air-mer de DMS réalisées selon deux techniques différentes (mesure du gradient de concentration atmosphérique et par accumulation turbulente ('relaxed eddy accumulation')) diffèrent-elles d'un facteur deux sans que les incertitudes sur chacun des types de mesures puissent expliquer la totalité de ce désaccord (Hints et al., 2004). Récemment, de nouvelles techniques micrométéorologiques (corrélation turbulente) ont été mises au point pour réaliser des mesures directes de flux air-mer de gaz (Fairall et al., 2000), à des échelles de temps inférieures à quelques heures permettant une meilleure analyse des processus responsables du transfert air-mer. Elles ont été utilisées pour mesurer d'une part le flux de diméthyl sulfide (DMS) (Huebert et al., 2004), d'autre part le flux de CO₂ (McGillis et al., 2001). Contrairement au flux air-mer de CO₂, le flux de DMS est toujours dirigé de l'océan vers l'atmosphère sur toutes les régions océaniques, la concentration de DMS dans l'océan superficiel étant typiquement cent fois supérieure à sa concentration atmosphérique, ce qui le rend très peu sensible aux fluctuations atmosphériques de la concentration en DMS (Huebert et al., 2004); néanmoins en présence de bulles (à vent fort à modéré) l'exposant du nombre de Schmidt reste mal connu et l'on connaît mal la relation entre la vitesse de transfert de DMS et la vitesse de transfert du CO₂. Les mesures de flux de DMS par corrélation turbulente réalisées par (Huebert et al., 2004) sont réparties entre les relations de LM et W indiquant une dépendance moyenne en vent intermédiaire entre LM et W, proche de la relation de Nightingale. À noter toutefois que les auteurs n'ont pas indiqué le nombre de Schmidt auquel les mesures ont été ramenées et ce résultat doit donc être considéré avec précaution. Les mesures de flux de CO₂ réalisées par corrélation turbulente durant la campagne GASEX 98 dans l'Atlantique nord (Wanninkhof and McGillis, 1999) indiquent une possible dépendance de k avec le cube de la vitesse du vent, ce qui implique des k plus faibles que LM à faible vent et plus forts que W à forts vents. Cependant la dépendance en vent des mesures réalisées durant GASEX 2001 dans le Pacifique équatorial en utilisant la même technique de mesure que durant GASEX 1998 est sensiblement différente : ainsi (Hare et al., 2004) trouvent un écart d'un facteur deux entre les k déduits de leur modèle de transfert de gaz (modèle de renouvellement de la surface incluant l'effet des gradients verticaux océaniques de température) ajusté sur les mesures GASEX 98 et les mesures GASEX 2001 (voir Figure 2).

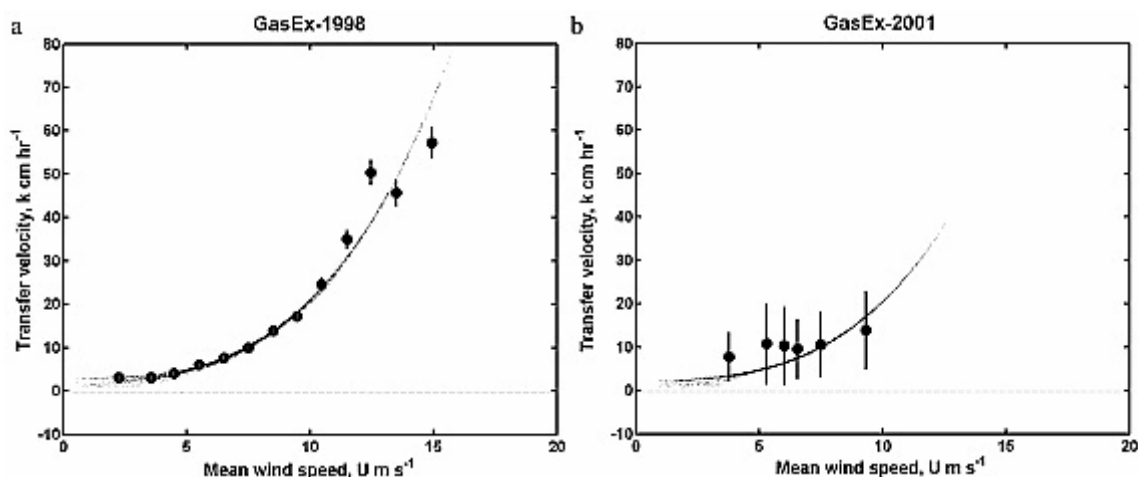


Figure 2: k déduits de mesures (gros points) et modélisé (lignes pointillées) en fonction du vent de surface pour a) GasEx 1998 ; b) GasEx 2001. La paramétrisation du modèle a été ajustée pour simuler au mieux les mesures GasEx1998: la paramétrisation utilisée ne permet pas d'expliquer la variabilité des mesures. (Figure extraite de Hare et al, 2004) . k deduced from measurements (large dots) and models (dashed lines) as a function of surface wind speed for a) GasEx1998 ; b) GasEx2001. The model parametrization has been adjusted to best simulate GasEx1998 measurements but does not explain variability between GasEx1998 and GasEx2001(from Hare et al., 2004).

Ces désaccords restent inexpliqués. Les sources d'erreur invoquées par (Hare et al., 2004) sont des biais de mesure systématiques entre les deux campagnes, des effets biologiques et de surfactants, des effets de vagues déferlantes et écume mal pris en compte par des paramétrisations en fonction du vent seul. Cependant à l'heure actuelle il n'a pas été possible de vérifier ces hypothèses, peu de mesures d'état de surface étant disponibles.

Par ailleurs, de nouvelles techniques ont été mises en œuvre en mer pour déduire le flux et la vitesse de transfert de la chaleur à partir de l'analyse de séquences d'images infrarouge de l'eau de surface (Schimpf et al., 2004). Or (Jahne et al., 1987) ont montré à partir de mesures en soufflerie qu'il était possible de déduire de la vitesse de transfert de la chaleur celle du gaz avec une erreur inférieure à 10% pourvu que l'exposant du nombre de Schmidt et les coefficients de diffusion du gaz et de la chaleur soient très bien connus (à mieux que +/-0.02 et 5% respectivement). Cette méthode tient compte uniquement du transfert généré par la diffusion moléculaire et le transport turbulent mais pas du transfert généré par les bulles d'où une sous-estimation possible de k pour les vents assez forts. Appliquant cette méthode, (Schimpf et al., 2004) ont synthétisé des mesures réalisées en mer et en soufflerie. Ils trouvent une dépendance en vent intermédiaire entre LM et W dans les cas sans surfactants et une réduction sensible des échanges en présence de surfactants.

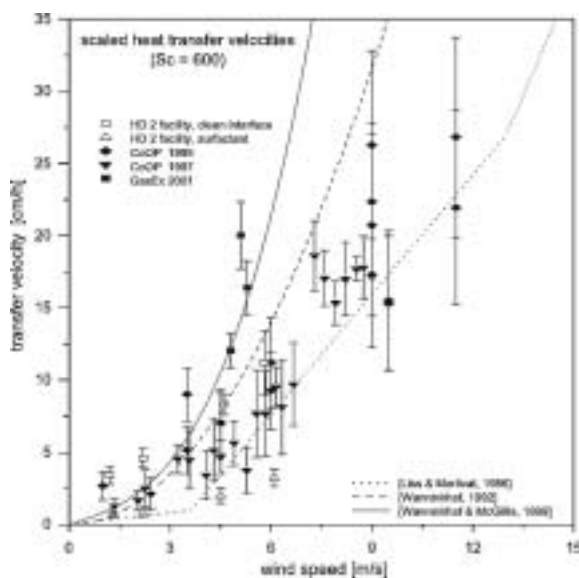
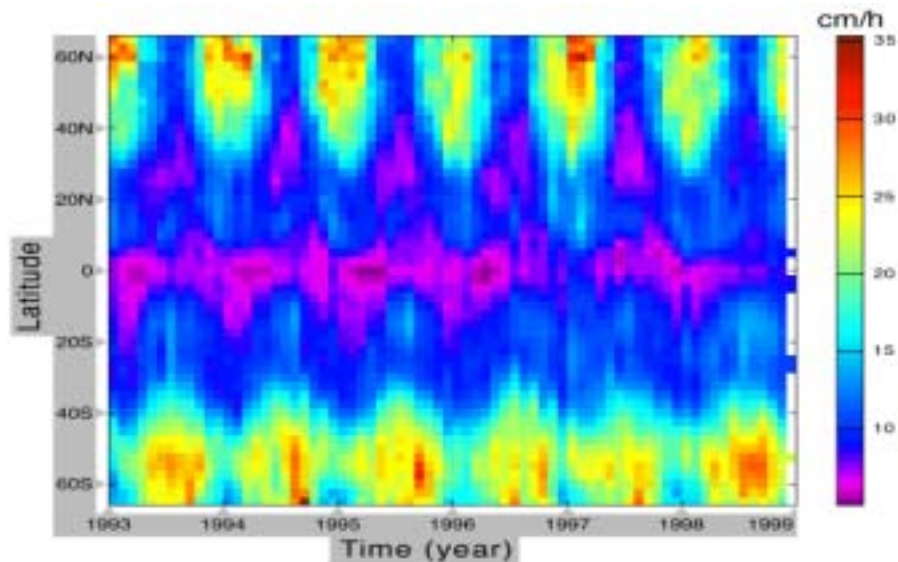


Figure 3 : k déduits de vitesses de transfert de chaleur durant les expériences en mer CoOP 1995, CoOP 1997, et GasEx 2001 et dans la soufflerie d'Heidelberg en fonction du vent de surface. Les relations LM (pointillés), W (ligne tiretée) et (Wanninkhof and McGillis, 1999) (ligne continue) sont indiquées pour comparaison. (Figure extraite de (Schimpf et al., 2004)). k deduced from heat transfer velocities during sea experiments CoOP1995, CoOP 1997 and GasEx2001 and in the Heidelberg wind tunnel, as a function of surface wind speed. LM (dotted line), W (dashed line) and (Wanninkhof and McGillis, 1999) are indicated for comparison. (from Schimpf et al., 2004)

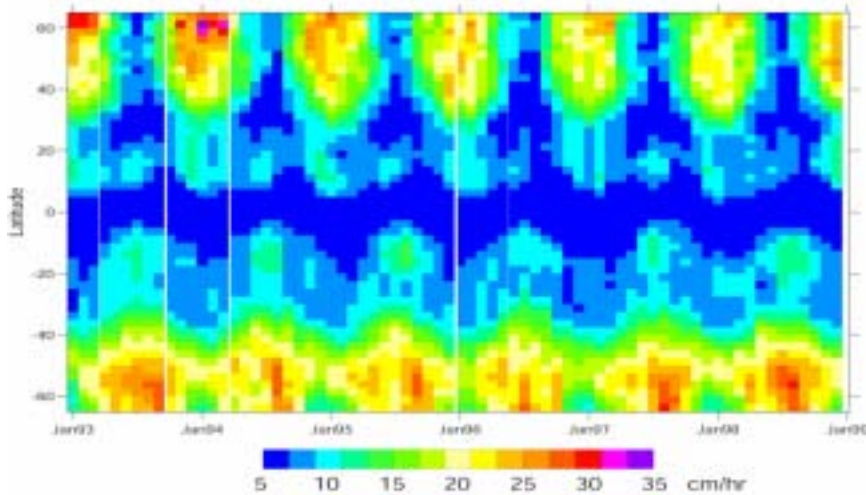
Le choix de relier k à U est dû à la plus grande facilité à mesurer le vent que les paramètres de surface. Des relations plus sophistiquées reliant notamment k à la pente des vagues de courte longueur d'onde ont été proposées (Bock et al., 1999; Jahne et al., 1987) à partir de mesures réalisées en laboratoire. Ce type de relation peut notamment permettre de tenir compte de la diminution de k liée à la présence de surfactants qui diminuent la rugosité de surface (Frew, 1997) ; en particulier des mesures récentes de vitesse de transfert de chaleur réalisées durant la campagne CoOP 97 (Coastal Air-Sea Chemical Fluxes) au large de la Nouvelle Angleterre ont permis à (Frew et al., 2004) de déduire des vitesses de transfert de gaz et d'étudier leur corrélation au vent, vitesse de frottement, pente des vagues et surfactants : ils trouvent une

diminution sensible de k liée à la présence de surfactants et une meilleure corrélation de k à la pente des vagues qu'au vent ou à la vitesse de friction. Cependant, s'il est important de prendre en compte ces effets pour interpréter les mesures in situ locales, ils sont la plupart du temps locaux et ont un faible impact sur les distributions spatio-temporelles de k à grande échelle (bassin océanique, variation saisonnière à interannuelle). (Glover et al., 2002) ont appliqué une relation k -pente des vagues aux pentes des petites vagues (longueur d'onde de 6 à 16cm) déduites des mesures altimétriques bi-fréquence de TOPEX-Poseidon. Ils trouvent des variations spatio-temporelles de k à grande échelle très voisines de celles que nous trouvons en appliquant la relation LM aux vents diffusiométriques (Figure 4 haut et milieu ; voir par exemple le renforcement de k dans l'océan austral en hiver 1993 et 1998 ; une partie des différences est attribuable au sous-échantillonnage spatial bien plus important pour l'altimètre que pour le diffusiomètre) mais d'un ordre de grandeur inférieur aux valeurs que nous avons déduites de la relation W. Cela s'explique par le fait que (Glover et al., 2002) ont calibré leurs relations par rapport aux mesures en soufflerie, de même que LM.

L'inconnue majeure pour les études régionales reste donc la calibration absolue de ces relations. Il est intéressant dans ce contexte de noter que les estimations de k réalisées durant la campagne CoOP par (Frew et al., 2004) montrent une dépendance en vent intermédiaire entre W et LM (voir Figure 3) et similaire à la relation de (Nightingale et al., 2000), les relations LM et W restant dans la barre d'erreur des mesures.



CO₂ transfer velocity from satellite wind speeds (Liss and Merlivat relationship)
Global from 1 Jan 93 to 20 Jan 99



CO₂ transfer velocity from satellite wind speeds (Wanninkhof relationship)
Global from 1 Jan 93 to 20 Jan 99

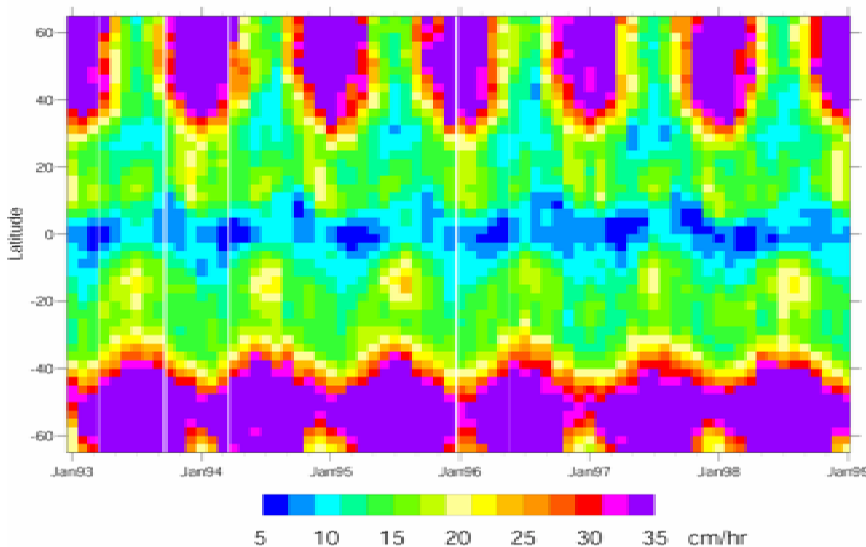


Figure 4 : Série temporelle de k moyennés par bande de latitude des pentes des vagues estimées d'après les mesures bi-fréquences de l'altimètre TOPEX-Poseidon (Glover et al., 2002) (haut), déduits des vents ERS et de la relation LM (milieu) ou de la relation W (bas). *k* time series deduced from surface wave slopes from TOPEX-POSEIDON dual frequency altimeter (Glover et al., 2002) (top), deduced from ERS wind speeds and LM relationship (middle) or W relationship (bottom).

Une autre source d'incertitude provient de l'effet de la pluie sur les échanges de gaz. En effet, des expériences conduites dans l'environnement artificiel BIOSPHERE 2 suggèrent que les échanges de gaz pourraient être accrus lors de pluies intenses, la quantification de cet effet restant incertain à l'échelle globale (Ho et al., 2004). Néanmoins les mesures réalisées durant des périodes de pluie pendant la campagne CoOP montrent peu d'intensification de k (Frew et al., 2004).

A partir d'estimations du ^{14}C produit dans l'atmosphère lors des explosions thermonucléaires, de mesures de ^{14}C dans la stratosphère et d'un modèle simple du cycle du carbone, (Hesshaimer et al., 1994) trouvent que l'inventaire du ^{14}C ayant pénétré dans l'océan réalisé et revu par (Broecker et al., 1995; Broecker et al., 1985) est trop élevé d'environ 25% pour permettre de clore le budget global de ^{14}C . Récemment, (Peacock, 2004) a révisé les estimations de Broecker en accord avec les mesures récentes des campagnes WOCE-Pacifique et en tenant compte du sous-échantillonnage spatial des mesures GEOSECS à l'aide d'un modèle océanique. Elle confirme une possible surestimation de l'inventaire de Broecker d'environ 15%, ce qui ne ferme toutefois pas totalement le bilan de Hesshaimer et al. . (Sweeney et al., 2004) utilisant différents modèles de transport océanique concluent eux aussi que l'inventaire du ^{14}C pourrait être surestimé jusqu'à 25%. Selon ces études, la valeur du K moyen global déterminé à partir de l'invasion océanique du ^{14}C devrait donc être réduite de 15% à 25%. Le désaccord entre les valeurs de K déduites de la relation de W corrigée de ce biais et celle de Nightingale et al. (Nightingale et al., 2000) serait alors inférieur à 10%. La prise en compte d'un biais de 25% sur K_w permet de réconcilier les relations N et W comme résumé sur la Figure 5.

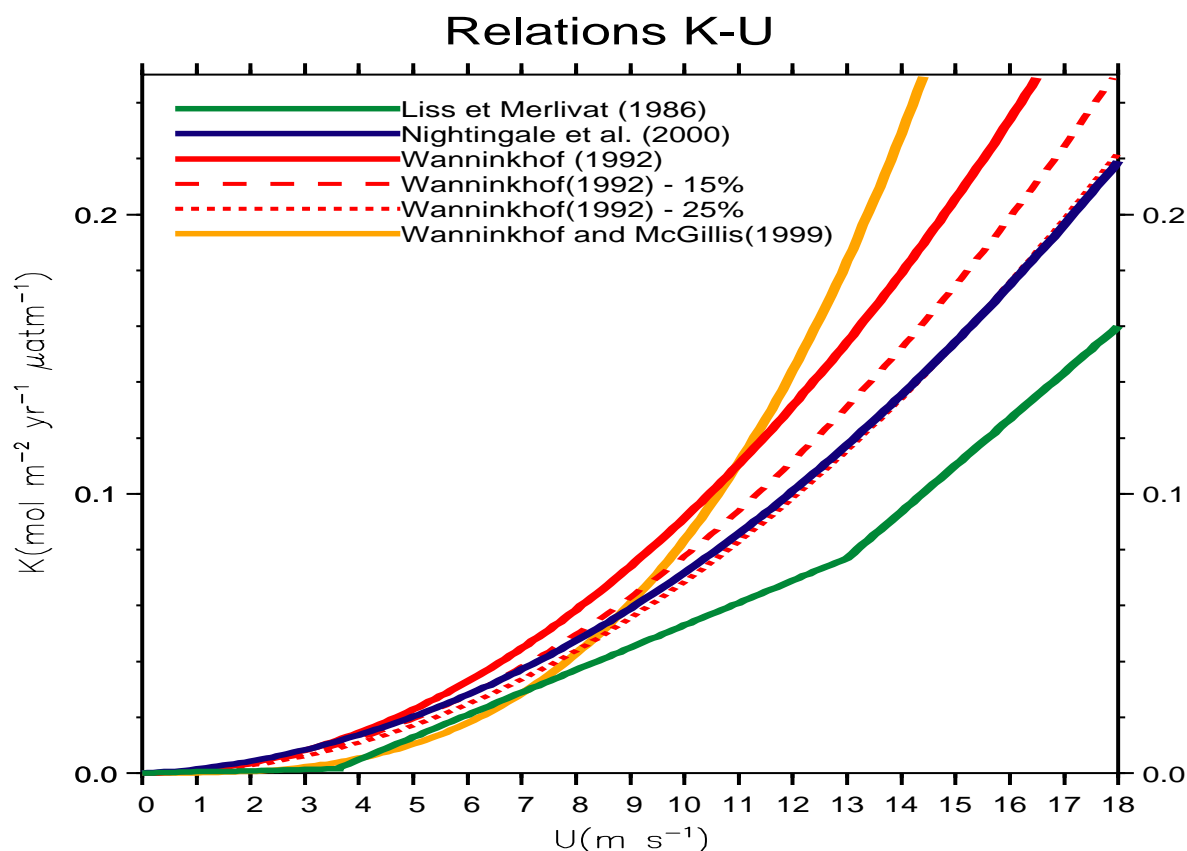


Figure 5: Relations K-U d'après Wanninkhof (1992) sans (trait continu rouge) et avec correction d'un biais sur le budget global de ^{14}C de 15% et 25% (tirets et pointillés rouges respectivement), d'après Nightingale et al. (2000) (trait continu bleu), d'après Liss et Merlivat (courbe verte) et d'après Wanninkhof et Mc Gillis (courbe orange). *K-U relationships from Wanninkhof (1992) (red line) and corrected for a bias on the global ^{14}C budget of 15% and 25% (dashed and dotted red lines respectively), from Nightingale et al. (2000) (blue), from Liss et Merlivat (1986) (green), from Wanninkhof & McGillis (orange).*

En conclusion, le désaccord entre les différentes approches reliant k à U apparaît donc aujourd'hui pratiquement résolu. Les différentes approches (budget ^{14}C , mesures double traceur, mesures directes de flux par corrélation turbulente) indiquent que dans la plupart des situations océaniques la vitesse de transfert du CO_2 est proche de la paramétrisation en vent proposée par Nightingale et al. (2000). Les mesures récentes n'ont pas permis de confirmer une dépendance cubique de k en fonction du vent comme proposée par (Wanninkhof and McGillis, 1999), ni de mettre en évidence de façon univoque une meilleure corrélation de k en fonction d'un autre paramètre de surface que le vent de surface. Les nouvelles techniques de mesures directes de flux paraissent très prometteuses ; permettant d'accéder à la variabilité haute fréquence du flux, elles pourraient permettre de mieux caractériser la variabilité de k liée à l'état de surface de la mer, à la présence de surfactants, à la pluie etc...

Ma contribution dans ce domaine a été:

A- d'étudier l'influence d'un éventuel renforcement chimique des échanges:

Cet effet est susceptible d'apparaître en cas de faible vent, lorsqu'un film liquide (épaisseur de l'ordre de 0.2 à 1mm) où la diffusion moléculaire du gaz joue un rôle important, peut se former à la surface de l'eau. De ce fait la surface de la mer est isolée des couches plus profondes dominées par le mélange turbulent. La diffusion du CO_2 dans l'eau de mer étant lente, environ 10^4 fois plus lente que la diffusion du CO_2 dans l'air, les réactions chimiques d'hydratations-déshydratations du CO_2 avec l'eau de mer sont plus rapides que la diffusion du gaz et ont le temps de produire des gradients verticaux de concentration dans le film de surface. Elles ont tendance à changer la concentration de CO_2 dans le film de surface de telle sorte que le gradient air-mer de concentration en CO_2 augmente par rapport à une couche de surface dominée par le mélange turbulent. Cet effet a été démontré théoriquement et expérimentalement en laboratoire et sur des lacs. Bien qu'il concerne une modification de la concentration de CO_2 dans l'océan, il est classiquement inclus dans les études sur K parce qu'entraînant une modification du flux non détectable à partir des mesures classiques de $p\text{CO}_{2w}$ réalisées quelques mètres sous la surface.

En utilisant le modèle développé par (Hoover and Berkshire, 1969), nous avons montré que la simplification de la paramétrisation proposée par (Wanninkhof, 1992) était irréaliste et conduisait à une surestimation de cet effet (Figure 6). Nous avons estimé que l'introduction d'un effet de renforcement chimique sur les valeurs de k déduites de la relation de Liss et Merlivat augmentait de 7% le coefficient d'échange sur l'océan global. Les régions les plus sensibles à cet effet sont les régions chaudes par vent faible. Afin d'estimer les conséquences de l'effet de renforcement chimique sur le flux de CO_2 , nous avons combiné les K incluant l'effet chimique aux gradients de pression partielle calculés par le modèle biogéochimique de Maier Reimer (communication personnelle, 1995). Nos champs de vent n'étant pas cohérents avec ceux utilisés dans le modèle, les résultats ne peuvent être considérés qu'en valeur relative. Ils indiquent que le flux augmenté de l'effet chimique diffère de seulement quelques % en moyenne globale mais de 20% en moyenne sur la bande équatoriale 10S-10N (Figure 6).

Cet effet a donc un impact faible sur les flux à grande échelle. Néanmoins sa quantification reste importante pour proposer une paramétrisation raisonnable de la vitesse de transfert du gaz. En effet, il induit un k non nul par vent faible ce qui a souvent été observé en mer mais dont l'origine physique reste débattue et n'est pas prise en compte par les paramétrisations k - U de forme quadratique. Or, nous avons montré que les flux obtenus à partir de deux relations toutes deux calibrées par rapport à l'inventaire global du ^{14}C , l'une supposant une relation k - U quadratique, l'autre y ajoutant un effet de renforcement chimique, diffèrent de 5% dans les

tropiques et de 10% dans l'océan sud, l'augmentation de k par vent faible étant compensée par une diminution de k par vent fort (Figure 6).

J'ai en outre montré (coll. P. Ciais) que la prise en compte de cet effet, bien que changeant la distribution spatio-temporelle des flux air-mer utilisés comme information a-priori dans les modèles inverses atmosphériques, ne changeait pas sensiblement les flux air-mer calculés par inversion des mesures atmosphériques.

Ces travaux ont fait l'objet de deux publications (17 ; 36).

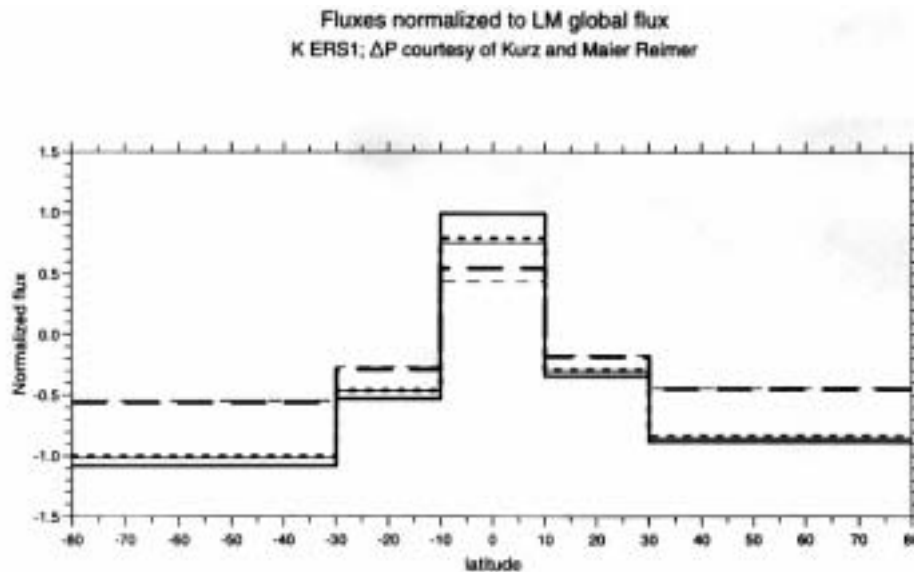


Figure 6 : Flux intégrés par bande de 20° de latitude et normalisés à la valeur absolue du flux global déduits de la relation k - U de Liss et Merlivat (1986) (1 PgC yr^{-1}); ΔP déduit du modèle de Kurz et Maier Reimer (pers.comm.) ; k déduit des vents satellitaires ERS1 et de plusieurs relations k - U : Liss et Merlivat (tiretés fins) ; Liss et Merlivat plus renforcement chimique (tiretés épais) ; Wanninkhof (1992) (trait fin) ; relation quadratique plus renforcement chimique calibrée sur l'inventaire ^{14}C de Broecker (1985) (trait pointillé épais) ; relation proposée par Wanninkhof (1992) incluant une paramétrisation simplifiée du renforcement chimique (trait épais). Flux integrated in 20° latitudinal bands and normalized to the absolute value of the global flux deduced from LM relationship (1 PgC yr^{-1}) and ΔP deduced from Kurz and Maier Reimer model (pers. comm.) ; k deduced from various k - U relationships : Liss et Merlivat (thin dashes) ; Liss et Merlivat plus chemical enhancement (thick dashes) ; Wanninkhof (1992) (thin line) ; quadratic relationship plus chemical enhancement calibrated on Broecker (1985) ^{14}C inventory (thick dashes) ; relationship proposed by Wanninkhof (1992) including a simplified parametrization for the chemical enhancement (thick line). Chemical enhancement effect is maximum in equatorial regions (about to 20%) but relatively small on global average (a few percent).

Aucun consensus n'existe actuellement sur l'importance de cet effet. Récemment, (Kuss and Schneider, 2004), utilisant un autre modèle de renforcement chimique ajusté à de nouvelles mesures en laboratoire, ont confirmé que cet effet avait un rôle négligeable sur les flux globaux mais ont suggéré un effet significatif du pH de l'eau de mer qui impliquerait un renforcement important des échanges dans des conditions de très faible pCO_2 (e.g. $150 \mu\text{atm}$), pouvant être rencontrées dans des cas exceptionnels de très forte production primaire. Néanmoins, il reste des différences importantes entre les différents ensembles de mesures et les paramétrisations proposées.

B- de quantifier l'influence de la variabilité du vent sur l'interprétation des mesures par injection de traceurs

Nightingale et al. (2000) ont réanalysé les mesures de k déduites d'injections délibérées de traceurs et ont montré que les mesures des différentes expériences étaient cohérentes. Ils ont en outre trouvé une meilleure corrélation avec le vent de surface qu'avec les hauteurs significatives des vagues.

La relation k - U étant non linéaire et les k déterminés par injection de traceurs étant intégrés sur quelques jours, il est nécessaire de tenir compte de la variabilité du vent pour interpréter les mesures. J'ai participé à cette étude en proposant une méthode pour tenir compte de cette non linéarité dans la détermination d'une régression quadratique entre k et le vent à 10m au dessus de la mer, U_{10} , ce qui a conduit à la relation suivante:

$$k = (0.222 U_{10}^2 + 0.333 U_{10}) (Sc/600)^{-0.5}$$

Lorsque cette relation est appliquée aux vitesses de vents satellitaires ERS-1, les coefficients d'échange globaux sont inférieurs de 18% aux estimations déduites de l'inventaire du ^{14}C réalisé par (Broecker et al., 1986).

Cette étude a été publiée dans (16).

C- de quantifier l'influence de la relation K - U sur les flux :

Nous avons étudié les conséquences à l'échelle globale de l'utilisation de quatre paramétrisations différentes du coefficient d'échange (K) en fonction du vent (LM, W, N, et Wanninkhof et Mc Gillis (1999) (WMG)) sur le calcul des flux air-mer de CO_2 . Nous avons utilisé les vents de surface déterminés à partir des mesures du diffusiomètre de ERS1 pendant l'année 1995 pour calculer K que nous avons combiné aux champs climatologiques mensuels de pCO_2 de Takahashi et al. (1999) pour le calcul des flux air-mer de CO_2 . Le flux global varie de $1.2 PgC an^{-1}$ (LM) à $2.7 PgC an^{-1}$ (WMG). Contrairement à la valeur globale de K , le flux moyen global présente une variation saisonnière marquée, de l'ordre d'un facteur deux, à cause de la variation saisonnière des flux dirigés de l'océan vers l'atmosphère. Quelle que soit la paramétrisation utilisée, la bande $40^{\circ}S-80^{\circ}S$ représente près des deux tiers de l'absorption globale. Cela confirme le rôle crucial de l'océan sud dans les échanges air-mer de carbone et met en évidence l'importance d'une bonne connaissance du pCO_2 pour l'étude du cycle global du carbone.

Ce travail a été réalisé dans le cadre du stage de DEA d'Y. Rangama que j'ai encadré et est publiée dans (10).

b) Les mesures de vent satellitaires

K étant au premier ordre dépendant du vent de surface, j'ai étudié sa variabilité spatio-temporelle à l'échelle globale à partir des vents satellitaires. Un préalable à ces études était d'évaluer les erreurs induites par le sous-échantillonnage spatio-temporel et par l'intégration spatiale des mesures satellitaires et celles induites par les imprécisions des vents satellitaires eux-mêmes.

La vitesse du vent à la surface de la mer (conventionnellement ramenée à 10m au dessus du niveau de la mer) est mesurée par trois types d'instruments embarquables sur satellite :

-le diffusiomètre est un instrument actif fonctionnant à une fréquence comprise entre 5GHz (bande C ; ERS) et 14GHz (bande Ku ; SASS de Seasat ; NSCAT ; QSCAT) et envoyant une onde dans des directions obliques par rapport au nadir: il mesure le signal rétro diffusé par les vagues de capillarités (de longueur d'onde centimétrique) présentes à la surface de l'océan qui sont principalement générées par le vent de surface. Des mesures réalisées à plusieurs angles azimutaux (typiquement 3) permettent en outre de déduire la direction du vent. Les

diffusiomètres ont une largeur de fauchée variant de 500km (ERS) à 1600km (QSCAT) ; la résolution spatiale d'une mesure varie entre 50 et 25km. Les mesures en bande Ku sont perturbées en présence de pluie. Les mesures en bande C sont moins sensibles à la direction du vent, en particulier à vent faible (<3m/s).

-l'altimètre est un instrument actif fonctionnant aux mêmes fréquences que le diffusiomètre mais contrairement au diffusiomètre, il mesure le signal réfléchi par la surface de la mer au nadir dont l'intensité dépend de la présence des vagues. La largeur de la fauchée est limitée à un pixel, typiquement de 10km. Seul le module du vent est mesuré.

-le radiomètre hyperfréquence est un instrument passif fonctionnant à plusieurs fréquences comprises entre 6 et 37GHz, les plus basses fréquences étant particulièrement sensibles à la température et à la rugosité de surface tandis que les fréquences plus élevées sont particulièrement sensibles à la vapeur d'eau et à l'eau liquide atmosphériques. L'inversion des mesures consiste à déconvoluer l'influence relative de chacun de ces paramètres sur les mesures réalisées à plusieurs fréquences. La modélisation du signal est plus compliquée que dans le cas des instruments actifs, l'influence de chacun de ces paramètres sur les mesures étant significative. La largeur de fauchée est typiquement de 1600km (SSM/I), la résolution spatiale de 25km.

Les caractéristiques des instruments dont sont issus les vents que j'ai validés et les coefficients d'échange sont résumés dans le Tableau 1.

Tableau 1 : Instruments utilisés pour les validations de vent et la création de champs de coefficients d'échange. *Satellite instruments used for wind validations and exchange coefficient fields.*

Type d'instrument	Instrument/satellite	Date de fonctionnement
Diffusiomètre	SASS/SEASAT	Juillet-Septembre 1978
	AMI/ERS1	Juillet 1991- Mai 1996
	AMI/ERS2	Avril 1995- Juillet 1999
	NSCAT/ADEOS	Sept 1996-Juin 1997
	QSCAT	Juillet 1999-présent
Altimètre	GEOSAT	Mars 1985-Avril 1989
Radiomètre hyperfréquence	SMMR/SEASAT	Juillet- Septembre 1978
	SSM/I/DMSP (série de satellite)	Juillet 1987-présent

-Effet du sous-échantillonnage spatio-temporel et de l'intégration spatiale des vents satellitaires:

J'ai simulé l'intégration spatiale sur un diamètre de 25 à 100km d'une mesure de vent satellitaire à partir de mesures de vent *in situ*, en supposant une équivalence temps-espace via l'hypothèse de Taylor, et l'échantillonnage temporel (typiquement de 3 jours) en sous-échantillonnant les vents *in situ*.

L'intégration spatiale sur 25 à 100km (prise équivalente à une intégration temporelle sur quelques heures) introduit des erreurs faibles (inférieures à 10%). Bien que la distribution de k ne soit pas gaussienne, l'erreur induite par le sous-échantillonnage temporel du vent introduit une erreur sur k proche de l'erreur statistique d'une distribution normale, variant en σ_k/\sqrt{N} , N étant le nombre de mesures entrant dans la détermination de k et σ_k l'écart type de k . Compte tenu des résolutions spatiales et des largeurs de fauchée des différents instruments mesurant le

vent et afin d'obtenir une précision sur k acceptable, cela nous a conduit à générer des champs de k hebdomadaires et mensuels à 1° et 2.5° de résolution.

Cette étude a été publiée dans (25).

σ_k sur un mois varie entre 3 et 20 cm hr^{-1} selon les régions. Ainsi, la précision statistique attendue sur les k mensuels dans des pixels de 2.5° à partir des vents ERS (fauchée de 500km, résolution spatiale de 50km) est-elle de 0.2 à 1.2 cm hr^{-1} .

En outre, Zheng et Levy (Zeng and Levy, 1995) ont montré que le sous-échantillonnage spatial des vents ERS1 pouvait conduire à des structures en bandes sur des cartes globales réalisées par simple moyenne des données et ont proposé une méthode d'interpolation optimale que J.M. Bucher, durant son stage de DEA que j'ai co-encadré, a adaptée au traitement de K . Nous avons modifié les domaines d'influence initialement symétriques en latitude et longitude, en domaines elliptiques afin de tenir compte de la variabilité du vent (et de K) plus importante en latitude qu'en longitude. Les structures en bandes que nous observons sur les champs globaux ERS2 obtenus par simple moyenne ont disparu sur les champs interpolés ; les comparaisons des champs interpolés ERS2 et NSCAT sont moins dispersées que celle des champs simplement moyennés (la rms de la différence est 20% inférieure). Ce travail est publié dans (19).

Néanmoins, les méthodes d'interpolations statistiques couramment utilisées pour interpoler les vents satellitaires sont elles-mêmes imparfaites, faisant chacune des hypothèses différentes quant à la variabilité spatio-temporelle du vent, et n'apportent une réelle amélioration par rapport à une simple moyenne que dans les cas où l'erreur due au sous-échantillonnage est très supérieure à la variabilité du vent (ou de K), i.e. lorsque le nombre de mesures par raster est faible.

Dans le cas des vents QSCAT, la précision statistique attendue sur les k hebdomadaires dans des pixels de 1° est de l'ordre de 0.3 à 2 cm hr^{-1} ($0.9 \cdot 10^{-3}$ à $0.6 \cdot 10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$). Cet ordre de grandeur est comparable aux différences entre les champs de k déduits des vents QSCAT en utilisant plusieurs méthodes d'interpolation. Ainsi, O. Coze (Ingénieur d'étude dont j'ai supervisé le travail) a comparé les champs hebdomadaires à 1° de résolution de K déduits des vents QSCAT en utilisant la méthode d'interpolation du LODYC et la méthode de krigeage du CERSAT/IFREMER (Figure 7). Les différences entre les K , dues aux différentes hypothèses sur la variabilité du vent dans chacune des méthodes, étaient maximum dans des régions de vent fort caractérisées par de forts gradients de vent où elles atteignent $10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$. Ce travail, réalisé dans le cadre de l'URM Ifremer-LODYC en 2003-2004, a montré que, dans la plupart des cas, la méthode d'interpolation du CERSAT donnait des résultats statistiquement comparables à celle du LODYC. A cette occasion, nous avons transféré une partie de notre chaîne de traitement des K au CERSAT, et mis en évidence des surestimations anormales des champs de K QSCAT générés au CERSAT dues à l'absence de tri des mesures de vent polluées par la pluie ; ce défaut a été corrigé dans la chaîne de traitement du CERSAT. A l'avenir, les K déduits des vents satellitaires seront élaborés par le CERSAT en utilisant les relations LM, W et N, et mis à la disposition de la communauté scientifique internationale, dans le cadre du projet intégré européen CarboOcean.

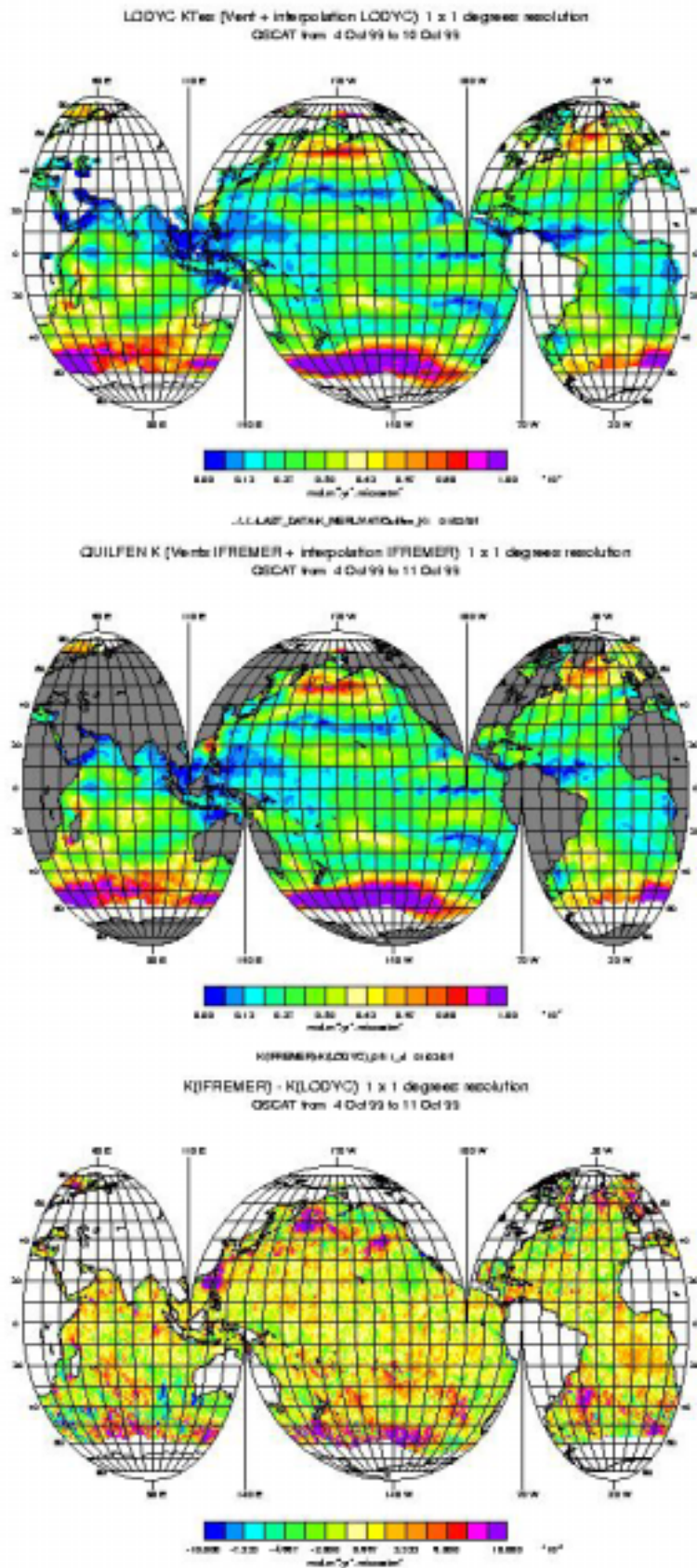


Figure 7 : $K(LM)$ interpolés par la méthode du LODYC (haut), celle du CERSAT (milieu) (échelle de couleur de 0. à $0.1 \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$), différence entre les K déduits des 2 interpolations (bas) (échelle de couleur : -0.01 à $0.01 \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$). $K(LM)$ interpolated using LODYC method (top), CERSAT method (middle) (color scale from 0. to $0.1 \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$), difference between the two interpolated maps (bottom; color scale: -0.01 to $0.01 \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$).

-Validation des vents satellitaires :

J'ai résumé dans le Tableau 2 les principaux résultats obtenus au cours de mes études visant à estimer l'erreur de mesure des vents satellitaires. Ces validations ont été menées soit en comparant les vents satellitaires à des vents *in situ* (mesurés sur bateau ou sur bouées ancrée ou dérivante), soit en comparant des vents satellitaires mesurés par différents instruments. Elles ont donné lieu à 4 publications de rang A. Elles ont été réalisées dans le cadre d'études Cal/Val avec les agences spatiales (CNES, ESA, NASA, NASDA). Elles m'ont permis de mettre en évidence certains défauts des vents satellitaires et m'ont conduite à proposer aux agences spatiales des modifications des algorithmes d'inversion.

Tableau 2: Résumé des validations de vents satellitaires menées au LODYC. Summary of satellite wind speeds validations conducted at LODYC

	Rms de la différence (m/s)	Type de comparaison (rayons de colocalisation en latitude, longitude et temps: Rlat,Rlon,Rt)	Principales conclusions
(Boutin and Etcheto, 1990)			
SASS – SMMR (SEASAT ; Wentz alg.)	1.25	Océan global ; vents moyennés sur 1mois et 2.5°x2.5°	Biais régionaux dépendant de la SST La correction d'un biais sur les vents SMMR (1.7m/s) dependant de la SST améliore la comparaison aux vents <i>in_situ</i> (rms diminue de 25%)
SASS – <i>in situ</i> (SEASAT ; Wentz alg.)	3.	Rlon=2à3° ; Rlat=1° ; Rt= 1,5h; vents <i>in situ</i> à l'île de Crozet et Kerguelen	
SMMR – <i>in situ</i> (SEASAT ; Wentz alg.)	4.	Rlon=2à3° ; Rlat=1° ; Rt= 1,5h; vents <i>in situ</i> à l'île de Crozet et Kerguelen	
(Boutin and Etcheto, 1996)			
Geosat-SSMI (Witter and Chelton; Wentz alg.)	1.8	Rlon=Rlat= 0.125°; Rt=2h	biais régionaux (atteignant 1m/s) (vents forts Geosat sousestimés ; vents SSMI surestimés en présence d'eau atmosphérique)
ERS1-SSMI (CERSAT ; Wentz alg.)	1.8	Rlon=Rlat=0.25° ; Rt=2h	
(Boutin et al., 1996)			
Geosat-SSMI	0.5	Océan global ; vents moyennés sur 1an et 2.5°x2.5°	Biais régionaux des vents ECMWF atteignant 1.5m/s en moyenne annuelle, supérieurs aux biais satellite-satellite
ERS1-SSMI	0.5	Océan global ; vents moyennés sur 1an et 2.5°x2.5°	
ECMWF-SSMI	0.75	Océan global ; vents moyennés sur 1an et 2.5°x2.5°	
(Boutin et al., 1999b)			
NSCAT-ERS2	0.8	Rlat=Rlon=0.25° ;Rt=1h	Vents diffusiométriques de meilleure qualité que vents radiométriques ; vents NSCAT et SSMI surestimés dans zones tropicales
NSCAT-SSMI	1.3	Rlat=Rlon=0.25° ;Rt=1h	
NSCAT- <i>in situ</i>	0.7	Rlat=Rlon=0.25° ;Rt=1h (<i>in situ</i> =Carioca)	
ERS2- <i>in situ</i>	0.8	Rlat=Rlon=0.25° ;Rt=1h (<i>in situ</i> =Carioca)	
SSMI- <i>in situ</i>	0.8 à 1m/s	Rlat=Rlon=0.25° ;Rt=1h (<i>in situ</i> =Carioca)	
Stage A. Lainé			
QSCAT- <i>in situ</i>	0.9m/s	Rlat=Rlon=0.125° ;Rt=0.5h (<i>in situ</i> =Carioca et vents bouées météo sur zone POMME)	Surestimation des vents QSCAT de 10% par rapport aux vents météo

Les résultats les plus marquants sont: une sous-estimation systématique des vents ERS inversés avec l'algorithme CMOD4 tandis que les vents inversés avec l'algorithme du CERSAT sont proches des vents *in situ* ; des vents radiométriques SSM/I moins précis que les

vents diffusiométriques et présentant des biais régionaux ; les vents NSCAT (et QSCAT) très dégradés en présence de pluie ce qui a conduit la NASA à indiquer la présence de pluie dans les données ; les vents NSCAT systématiquement surestimés par rapport aux vents ERS.

La qualité des vents satellitaires s'est beaucoup améliorée durant les 20 dernières années, grâce d'une part à l'amélioration de la précision des mesures satellitaires et d'autre part à celle des mesures *in situ* qui se sont en outre multipliées, permettant des validations plus précises des algorithmes d'inversion. La précision des vents diffusiométriques est aujourd'hui de l'ordre de 1 m s^{-1} . Cette bonne précision a permis de mettre en évidence des effets de second ordre sur la mesure diffusiométrique, comme les effets du courant de surface (Kelly et al., 2001). Restent néanmoins des problèmes de pollution par la pluie des vents diffusiométriques en bande Ku et des biais régionaux des vents radiométriques SSM/I probablement liés à la présence d'eau atmosphérique. En outre la calibration absolue des algorithmes est imparfaite : par exemple le vent global moyen déduit des vents ERS2 et des vents NSCAT diffère de 0.3 à 0.4m/s (Boutin et al., 1999b), ce qui reflète principalement la différence entre les vents globaux déduits du modèle météorologique ECMWF et ceux déduits du modèle NCEP ayant servi à la calibration des algorithmes. Il s'agit d'un problème non résolu à ce jour car la précision absolue des vents *in situ* est de cet ordre, surtout si l'on tient compte, en plus des erreurs de mesure, des erreurs liées aux corrections de hauteur de la mesure pour ramener les vents *in situ* à une hauteur de 10m au dessus de la mer. Cela entraîne des biais sur la moyenne globale de K calculée d'après les vents mesurés par des instruments différents (voir Table 2 de (Boutin et al., 1999b)) du même ordre de grandeur que la variation interannuelle observée avec des vents issus d'un seul instrument (voir la Table 3 de l'article joint (Boutin and Etcheto, 1997)), rendant difficile le suivi interannuel de la valeur moyenne globale de K sans correction préalable des biais globaux des vents issus de plusieurs instruments. En revanche, ces biais sont bien inférieurs aux variations régionales de K, pour l'étude desquelles l'adjonction de mesures provenant d'instruments différents est bien adaptée.

Bien que les meilleures précisions soient obtenues avec les vents diffusiométriques, peu de diffusiomètres devraient voler dans les prochaines années. A l'heure actuelle, il ne reste qu'un diffusiomètre en orbite, QSCAT, qui a été lancé en 1999 et dont la durée de vie nominale était de deux ans... Seul, un diffusiomètre européen, ASCAT, sera lancé fin 2006 sur la plateforme METOP.

En revanche plusieurs radiomètres hyperfréquence sont actuellement en fonctionnement (SSM/I, AMSR, WindSat) et font partie de programmes à long terme assurant leur renouvellement (cas d'AMSR en particulier). En cas de défaillance des diffusiomètres, nous serons donc contraint de déduire les champs de coefficient d'échange de vents radiométriques.

c) Variations spatio-temporelles de K

Les mesures de vent satellitaires reportées dans Tableau 1 m'ont permis d'étudier les variations spatio-temporelles de K depuis 1985 en utilisant les relations k-U de Liss et Merlivat (1986) et de Wanninkhof (1992). Quelle que soit la relation utilisée, la valeur moyenne globale de K, est peu variable temporellement, tant au niveau saisonnier qu'au niveau interannuel. C'est aux hautes latitudes en hiver, lorsque les vents sont maxima que la variation interannuelle est la plus importante en valeur absolue, avec par exemple une augmentation de K_{LM} de $2.5 \cdot 10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$ au sud de 50S en mai 89. En valeur relative, on observe de fortes variations au printemps et en été au nord de 50N, en particulier une variation de plus d'un facteur 2 entre 1989 et 1990 ; on observe également un renforcement d'environ 30% de K sur l'Atlantique tropical en 1992. Des variations locales très

importantes sont présentes sur le Pacifique équatorial entre 160E et 160W liées aux événements El Niño - La Niña, avec notamment une augmentation de K de l'ordre d'un facteur 3 durant La Niña en 1988-1989.

Ces travaux ont été publiés dans (22, 26).

La Figure 8 présente les valeurs globales moyennes de K déduites des vents QSCAT de 1999 à 2004, avec les trois relations K-U les plus utilisées (LM, W et N). Cette valeur moyenne varie peu temporellement car la variation saisonnière de K plus forte dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère Sud est compensée par une surface océanique plus grande dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord. En moyenne de 1999 à 2004, le K moyen global déduit de la relation W est de $6.7 (\pm 0.16) 10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$: cette valeur est 4% supérieure à la valeur moyenne déduite de l'inventaire de ^{14}C utilisée par Wanninkhof (1992) pour calibrer sa relation K-U ; cela est dû à des différences dans les champs de vents utilisés. La valeur moyenne de K déduite de la relation N est de $5.5 (\pm 0.13) 10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$, soit 22% plus faible que celle déduite de W, ce qui est proche des 25% attendus de la révision des inventaires de ^{14}C (voir §3.a). La valeur moyenne de K déduite de la relation LM est de $3.8 (\pm 0.09) 10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$. À noter que ces valeurs sont plus élevées d'environ 15% par rapport aux valeurs moyennes déduites des vents ERS1 en 1995 publiées dans (Boutin et al., 2002) (voir l'article joint) à cause de l'incertitude sur la valeur absolue des vents diffusiométriques, en particulier une possible sous-estimation des vents ERS1.

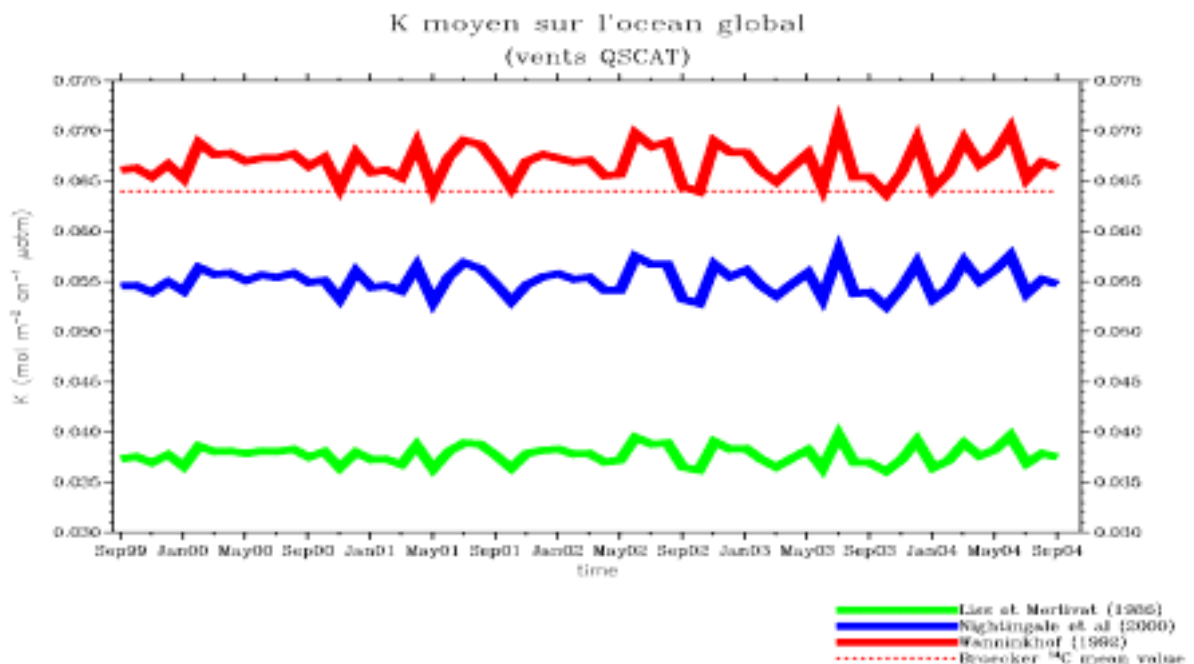


Figure 8 : Moyenne globale de K (pondérée par la surface océanique de chaque pixel) déduit des vents QSCAT et de la relation k-U de Liss et Merlivat (1986) (vert), Nightingale et al. (2000) (bleu) et Wanninkhof (1992) (trait plein rouge) ; la valeur moyenne ($6.4 10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$) déduite de l'inventaire du ^{14}C par Broecker (1985) ayant servi à calibrer la relation de W est indiquée en traits pointillés rouges. Global average of K (weighted by the ocean surface of each pixel) deduced from QSCAT wind speeds and LM K-U relationship (green), Nightingale et al. (2000) (blue), Wanninkhof (1992) (red line) ; the mean value ($6.4 10^{-2} \text{ mol m}^{-2} \text{ yr}^{-1} \mu\text{atm}^{-1}$) deduced from ^{14}C inventory by Broecker (1985) and used to calibrate W relationship is indicated in red dashes.

La relation k-U de Nightingale et al. (2000) paraissant d'après les études récentes sur l'inventaire du ^{14}C la plus proche de la réalité, je présente sur la Figure 9 la variation temporelle de K sur l'océan global et sur chacun des bassins océaniques de 1999 à 2004. Dans la plupart des régions c'est la variation saisonnière qui domine la variabilité de K (Figure 9). La variabilité saisonnière est maximale aux hautes latitudes de l'hémisphère nord. Les valeurs maximales de K sont observées dans l'océan Indien Sud à cause des vents maxima qui règnent dans cette région. On notera toutefois que la variabilité interannuelle de K intégrée sur toutes les longitudes est dominée dans l'océan sud par la variabilité de K dans l'océan Pacifique Sud à cause des surfaces mises en jeu (voir par exemple les K faibles en hiver 2002).

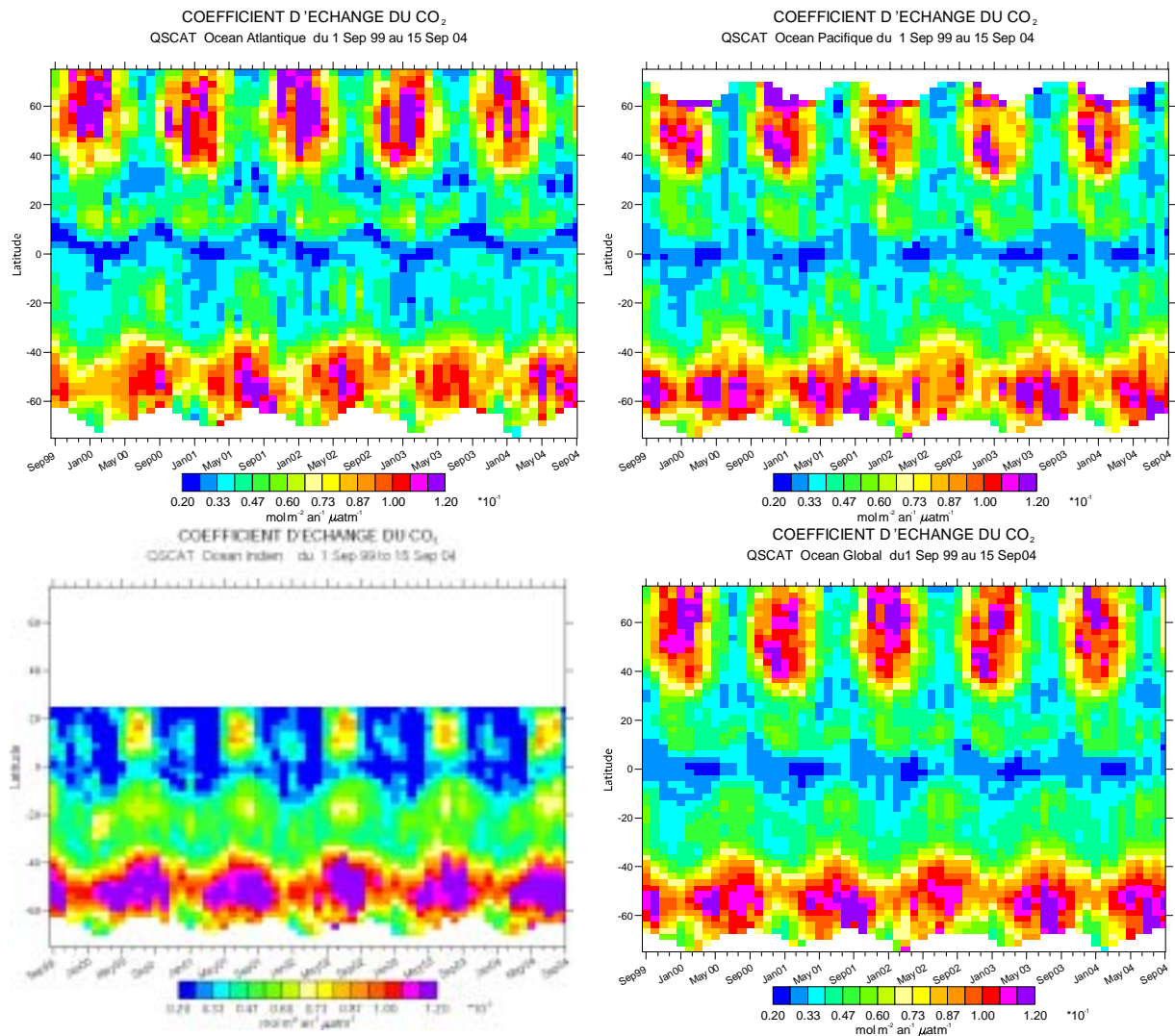


Figure 9 : Variations temporelles par bande de latitude de K déduits des vents QSCAT et de la relation k-U de Nightingale et al. (2000), dans l'océan Atlantique (haut, gauche), Pacifique (haut, droit), Indien (bas, gauche) et sur l'océan global de K (bas, droit). Temporal variations of K deduced from QSCAT wind speeds and k-U relationship from Nightingale et al. (2000), in the Atlantic Ocean (top, left) ; Pacific Ocean (top, right) ; Indian Ocean (bottom, left) ; Global Ocean (bottom, right).

La climatologie mensuelle de K que j'ai réalisée à partir des données SSM/I a servi au calcul du flux de CO₂ dans l'Atlantique nord à partir de champs de ΔP interpolés (N. Lefevre, IGBP-DIS/LODYC). Les climatologies de vent et de K ont également été choisies comme champ de référence en entrée des modèles de circulation océanique couplés à des modèles

biogéochimiques participants à l'expérience OCMIP d'intercomparaisons de modèle (Orr et al., 2001).

4. Différence air-mer de pression partielle de CO₂ et flux air-mer :

a) Pression partielle de CO₂ atmosphérique :

Grâce au réseau atmosphérique de mesures, la concentration de CO₂ dans l'atmosphère (mesurée dans l'air sec), xCO_{2a} , est bien connue (voir (Carbon_Dioxide_Information_Analysis_Center, 2003) et (GLOBALVIEW-CO₂, 2004)). En outre, xCO_{2a} en milieu océanique ouvert est peu variable en temps et en espace dû aux mélanges rapides s'opérant dans l'atmosphère. Elle est de 372.7ppmv en moyenne annuelle au Pole Sud en 2003 (375.6ppmv à Mauna Loa). Durant ces 10 dernières années, xCO_2 a augmenté en moyenne de 1.8ppmv par an à cause des rejets anthropiques.

pCO_{2a} se déduit de xCO_2 en prenant en compte la pression atmosphérique locale corrigée de la pression de vapeur d'eau saturante à la température de surface de la mer selon :

$$pCO_{2a} = xCO_{2a} \times (P_{atm} - p_{H_2O}).$$

où P_{atm} est la pression atmosphérique et p_{H_2O} est la tension de vapeur d'eau saturante à la température courante. Il est important de bien corriger les effets de pression atmosphérique pour le calcul de pCO_{2a} . Ainsi une variation de 50mbar, comme cela est fréquemment observé dans l'océan sud, introduit (à température constante) une variation de 5% sur pCO_{2a} . Cet effet n'est pas totalement compensé par l'effet de température sur p_{H_2O} , et entraîne une variation nord-sud de pCO_{2a} de 10 μ atm entre 45S et 60S. Ces résultats sont en cours de publication dans (1).

b) Pression partielle de CO₂ océanique :

Contrairement à l'atmosphère, les mélanges dans l'océan sont beaucoup plus lents et la concentration en CO₂ dans l'océan de surface est fortement influencée par la circulation océanique, l'activité biologique, les variations de température et les échanges de gaz.

Grâce aux campagnes JGOFS, de plus en plus de mesures de pCO_{2w} ont été réalisées depuis les années 1990 mais leur couverture spatio-temporelle reste insuffisante pour documenter de façon continue la forte variabilité de pCO_{2w} sur l'océan global. Par ailleurs, les modèles océaniques du cycle du carbone reproduisent encore mal les distributions et les inventaires de traceurs tels que les chlorofluorocarbène-11 et le carbone 14 (Matsumoto et al., 2004), entraînant de fortes incertitudes sur la modélisation de pCO_{2w} .

Une première approche a consisté à collecter les mesures disponibles de pCO_{2w} sur l'océan global et à en déduire des cartes extrapolées de ΔP pour une année 'standard' ('climatologique') en utilisant une interpolation statistique (Stage S. Guinehut). Cela a mis en évidence les caractéristiques à grande échelle de ΔP à savoir des ΔP de l'ordre de -100 μ atm dans les situations de floraison printanière et atteignant 150 μ atm dans l'upwelling du Pacifique équatorial. Néanmoins, de larges régions restaient non documentées en l'absence de mesures et les hypothèses statistiques sur la variabilité spatio-temporelle de pCO_{2w} ne pouvaient être correctement justifiées (concernant en particulier la variabilité interannuelle de pCO_{2w}). C'est pourquoi, par la suite j'ai privilégié des études locales où j'analyse de façon détaillée les processus contrôlant la variabilité de pCO_{2w} . L'idée sous-jacente à ces travaux est d'utiliser les paramètres que l'on peut surveiller par satellite (SST, couleur de l'océan) comme

traceurs des phénomènes qui influencent $p\text{CO}_{2w}$. Une première étape consiste à identifier les processus physiques, chimiques et biologiques responsables de la variabilité observée de $p\text{CO}_{2w}$ en utilisant toutes les mesures disponibles (in situ et télédétections) ; une seconde étape consiste à paramétrer ces processus en fonction des paramètres télédétections, de façon à établir des relations quantitatives entre $p\text{CO}_{2w}$ et des grandeurs mesurables par satellite permettant le suivi temporel à l'échelle régionale de $p\text{CO}_{2w}$.

La première étude de ce type a été conduite sur le Pacifique équatorial caractérisé par une très forte variabilité interannuelle et qui était de surcroît bien documenté par de nombreuses mesures bateau.

Je m'intéresse maintenant à la région de l'océan Sud (sud de 45°S environ) : du fait de son étendue, des sous-saturations régionales en CO_2 de l'océan de surface et des vents forts qui y règnent, elle est soupçonnée d'être la région océanique qui absorbe le plus de carbone.

Afin de compléter l'échantillonnage spatio-temporel réalisé à partir de mesures bateau, je participe depuis 1996 à la mise en œuvre et à l'interprétation des mesures des bouées dérivantes CARIOCA. Il s'agit d'engins autonomes qui ont été développés en collaboration entre le LODYC (responsable L. Merlivat), le laboratoire de Géochimie de Eaux, la division technique de l'INSU et la société industrielle SERPE/IESM/MARTEC. Ils mesurent toutes les heures $p\text{CO}_{2w}$, SST, SSS, fluorescence de l'eau pompée à 2m sous la surface de la mer ainsi que la pression atmosphérique et le vent à 2m au dessus du niveau de la mer. Ils ont une durée de vie théorique de 1 an. Entre 1996 et 2000, mes études liées aux bouées CARIOCA ont été laborieuses, plusieurs bouées n'ayant pas fonctionné correctement à cause de défaillances au niveau de la phase finale d'industrialisation des bouées ; seule une bouée a fonctionné sur l'Atlantique équatorial. Depuis 2000, la division technique de l'INSU assure le suivi des procédures de fabrication et de recettes des bouées chez l'industriel et les bouées déployées depuis cette date ont fonctionné correctement.

(1) *Atlantique équatorial*

Durant la campagne PICOLO (juin 1997), une bouée CARIOCA a été déployée dans l'Atlantique équatorial et a fonctionné parfaitement pendant 3 mois (Bakker et al., 2001). Elle a mesuré des $p\text{CO}_2$ élevés pour la région, entre 400 et 450 μatm dans l'upwelling équatorial. Ceci est probablement lié au fait que l'upwelling était particulièrement vigoureux l'été 97 avec une anomalie froide de SST d'environ 1°C. Ces mesures sont cohérentes avec celles des campagnes antérieures à condition de restituer ces mesures dans leur contexte de circulation océanique. Une étude approfondie a montré que le trajet de la bouée pouvait être découpé en trois zones de nature différente: la zone équatoriale sous l'influence directe de la remontée d'eaux froides, un peu plus au sud une zone où est advectée cette eau, enfin au sud-ouest, une zone qui n'est pas sous l'influence directe de l'upwelling. Dans la première zone, les variations de la vitesse d'upwelling induisent une variation du $p\text{CO}_2$ anticorrélée à celle de la température et la variation diurne n'apparaît pas (compensation des effets thermodynamiques par d'autres effets). Dans la seconde et la troisième zone, nous avons mis en évidence une variation diurne significative. Dans la seconde zone, le $p\text{CO}_2$ présente des variations hautes fréquence corrélées à la fluorescence au passage de structures méso-échelles. La variation diurne atteint 6 μatm pic à pic et résulte d'un effet thermodynamique, biologique et de mélange nocturne. Dans la troisième zone, le $p\text{CO}_2$ décroît brutalement au passage d'un gradient positif de température indiquant la sortie de l'upwelling. La variation diurne y est uniquement due à l'effet thermodynamique.

Cette analyse a été réalisée par D. Bakker, post-doc, dont j'ai co-encadré le travail et a fait l'objet d'une publication (14).

(2) *Pacifique équatorial*

C'est dans l'océan Pacifique équatorial que les plus fortes valeurs de pCO_{2w} sont observées entraînant les flux mer-air de CO_2 les plus importants de l'océan global. C'est le lieu où les plus fortes variations interannuelles du flux de CO_2 ont été détectées dues à la présence des événements El Niño et La Niña qui modifient les conditions de surface et la circulation de l'océan ; il est de plus en plus souvent démontré que cette région est la première responsable des fluctuations interannuelles du flux à l'échelle globale.

L'étude sur le Pacifique équatorial était principalement basée sur les mesures réalisées lors des campagnes du programme ECOA (responsable: Y. Dandonneau (LODYC)) à bord d'un bateau marchand entre Panama et Nouméa, à raison d'une campagne par trimestre environ et sur les mesures réalisées lors de campagnes océanographiques NOAA (coll. R. Feely ; R. Wanninkhof) et sur des campagnes japonaises (coll. H.Y. Inoué). En confrontant les mesures de pCO_{2w} aux cartes de SST AVHRR, j'ai mis en évidence une très forte influence des ondes tropicales d'instabilité sur la variabilité nord-sud de pCO_{2w} dans l'est du Pacifique équatorial, associée au déplacement de la frontière nord des eaux provenant de l'upwelling du Pérou et de l'upwelling équatorial. En sélectionnant les mesures effectuées dans les eaux influencées par l'upwelling, nous avons analysé les variations longitudinales et temporelles de ΔP relativement à celles de la SST. Dans le Pacifique équatorial est, la SST seule ne permet pas d'expliquer les variations de pCO_{2w} . En effet, sur cette zone, la SST est soumise d'une part à une variation saisonnière induite par les conditions atmosphériques et d'autre part aux variations d'intensité de l'upwelling. Ces deux phénomènes ont des effets opposés sur pCO_{2w} puisqu'une diminution de la SST entraîne une diminution de pCO_{2w} par effet de solubilité alors qu'un renforcement de l'upwelling entraîne lui-aussi une diminution de la température mais une augmentation de pCO_{2w} due à la remontée d'eaux riches en CO_2 . En revanche, pCO_{2w} est bien corrélé aux anomalies de SST relativement à une climatologie mensuelle dont l'origine principale est la variation d'intensité de l'upwelling. En utilisant les mesures réalisées durant 16 campagnes ECOA, nous avons donc mis au point un schéma d'interpolation de pCO_2 utilisant les anomalies de SST et les mesures de 18 campagnes indépendantes ont permis d'en vérifier la validité (Etcheto et al., 1999).

Dans le Pacifique équatorial central et ouest, j'ai mis en évidence que la forte variabilité est-ouest de pCO_{2w} est associée au déplacement de la frontière entre les eaux provenant de l'upwelling équatorial et les eaux de la 'warm pool' (zone d'eau très chaude située à l'ouest du Pacifique). Il était donc important de déterminer cette frontière. J'ai mis au point un critère sur le gradient nord-sud de la SST satellitaire permettant de la détecter. Dans la zone de la warm pool, le CO_2 est en quasi équilibre avec l'atmosphère et le coefficient d'échange est très faible du fait des vents faibles qui y règnent (voir Figure 7 dans l'article joint (Boutin et al., 1999a)). Dans la zone plus à l'est (zone d'upwelling dans le Pacifique central) pCO_{2w} et K sont tous deux élevés et il a été possible de relier les variations de pCO_{2w} à celles de la SST. J'ai ainsi estimé pour la première fois le flux intégré entre 0° et $5^\circ S$ sur l'ensemble du Pacifique de 1985 à 1996 (Figure 10 dans l'article joint (Boutin et al., 1999a)) avec une précision de 30%. Il varie d'un facteur cinq entre les événements El Niño et La Niña. La variabilité basse fréquence est dominée par la surface de l'upwelling équatorial tandis que la variabilité haute fréquence (essentiellement variation saisonnière) est dominée par le coefficient d'échange. L'influence du gradient de pression partielle dans la zone de l'upwelling équatorial sur la variabilité du flux est relativement faible.

Ces travaux sont publiés dans (9, 13, 18, 20, 21).

Nous avons comparé les flux et Δp intégrés sur l'ensemble du Pacifique équatorial de 1982 à 2000 déterminés par nos extrapolations et par un modèle biogéochimique couplé au modèle de circulation océanique OPA (collaboration C. Lequéré (LSCE)); les anomalies interannuelles de Δp (c.a.d. les Δp dont on a soustrait la valeur moyenne sur 18ans) déduites de ces deux approches dans l'est et l'ouest du Pacifique sont utilisées dans (LeQuéré et al., 2003) comme validation du modèle. Je présente ci-après les séries temporelles des Δp , rapportées ou non à leur moyenne sur 18ans, sur les Figure 10 et Figure 11 respectivement.

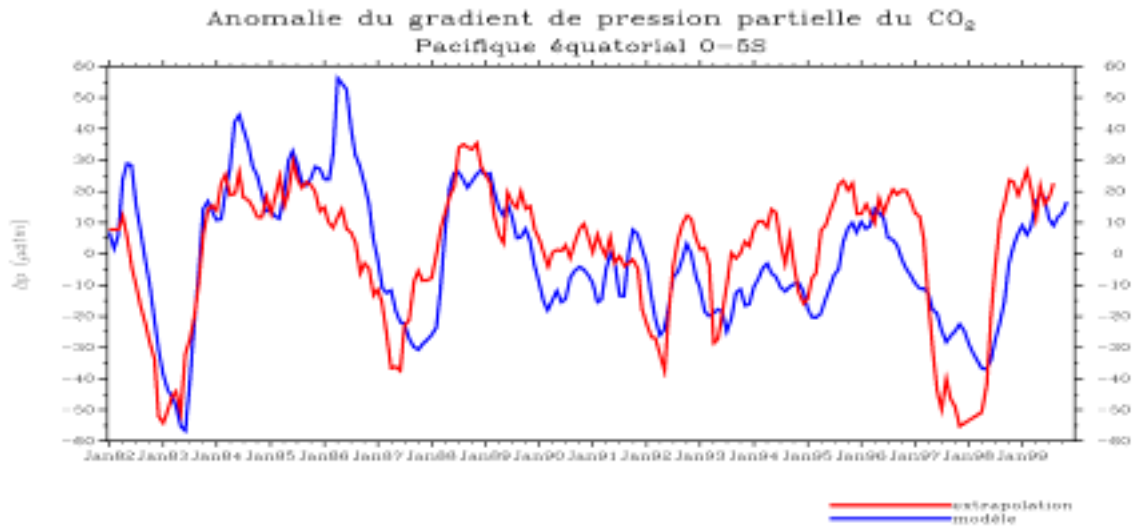


Figure 10 : Variabilité interannuelle de Δp relativement à sa moyenne sur 18 ans déduite de nos extrapolations (rouge) et du modèle de C. Lequéré (bleu). *Interannual variability of Δp relatively to its mean value over 18 years deduced from our extrapolations (red) and from C. Lequéré biogeochemical model (blue).*

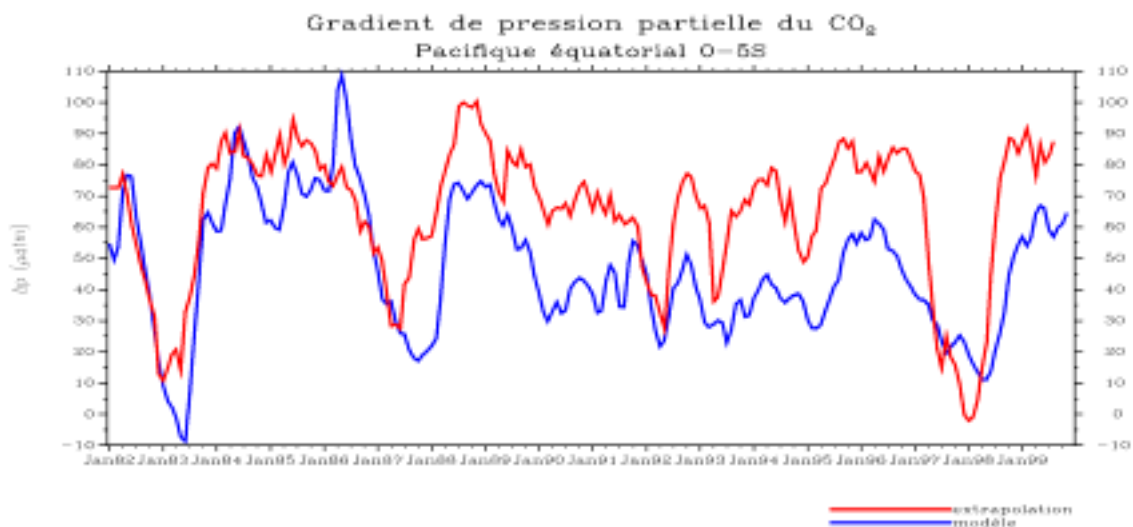


Figure 11 : Δp sur le Pacifique équatorial de 1982 à 2000 déduit de nos extrapolations (rouge) et d'après le modèle de C. Lequéré (bleu). *Δp over the equatorial Pacific from 1982 to 2000 deduced from our extrapolations (red) and from C. Lequéré biogeochemical model (blue).*

Les anomalies interannuelles (Figure 10) de Δp sont généralement en phase pour les deux approches : on note en particulier les fortes diminutions de Δp durant les El Niño 82-83, 87 et 98 et la forte augmentation durant La Niña 88-89. Néanmoins les Δp extrapolés sont systématiquement plus élevés que ceux du modèle, de l'ordre de $20\mu\text{atm}$, ce qui est bien supérieur aux erreurs d'extrapolation. Cela met en évidence que le modèle reproduit assez bien la variabilité des flux mais pas leur valeur absolue; il apparaît en outre une dérive temporelle des Δp du modèle non attendue d'après nos extrapolations.

(3) *Océan Sud*

S'agissant de quantifier les échanges de CO_2 à l'interface air-mer à grande échelle l'importance du rôle de l'Océan Sud dans le cycle global du carbone est largement reconnue : du fait de son étendue, des sous-saturations régionales en CO_2 de l'océan de surface et des vents forts qui y règnent, il est soupçonné d'être la région océanique qui absorbe le plus de carbone. Cependant, il s'agit d'une région mal connue, peu de mesures *in situ* étant effectuées dans cette zone à cause des conditions météorologiques extrêmes qui y règnent.

Mes travaux se sont orientés d'une part vers l'analyse de mesures bateau au Sud de la Tasmanie et de la Nouvelle Zélande et d'autre part vers l'analyse des mesures de bouées dérivantes CARIOCA. Une partie de ces travaux a fait l'objet de la thèse d'Yvan Rangama soutenue le 17 septembre 2004.

1 Variabilité de ΔP au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle Zélande

Je rappellerai tout d'abord les principaux résultats liés à la méthode d'extrapolation décrite dans (1) (voir article joint). Je présenterai ensuite une comparaison des champs interpolés aux résultats du modèle PISCES (modèle biogéochimique développé par O. Aumont couplé au modèle de circulation océanique OPA).

Cette région a été choisie car elle présente l'avantage de présenter des fronts hydrologiques bien distincts et a été souvent explorée depuis 1997 lors de campagnes océanographiques, période pour laquelle des mesures satellitaires de température de surface et de couleur de l'eau Seawifs sont disponibles. Nous avons donc analysé les mesures réalisées lors de transects nord-sud entre 45S et 60S sur la période 1998 et 1999 (Figure 12).

Il est apparu peu de corrélation entre la variabilité de $p\text{CO}_{2w}$ et la position des fronts hydrologiques. En revanche dans les zones à forte concentration en chlorophylle (Chl), la variabilité de $p\text{CO}_{2w}$ est principalement contrôlée par l'activité biologique. Nous avons donc défini un seuil ($\text{Chl} > 0.37\text{mg/m}^3$) permettant de délimiter les provinces biogéochimiques riches en chlorophylle (province A) dans lesquelles $p\text{CO}_{2w}$ et Chl sont anticorrélés. Dans le reste de la zone, au nord du front polaire (province B), les processus de mélanges dominent l'effet thermodynamique de sorte que $p\text{CO}_{2w}$ apparaît non corrélé ou anticorrélé à la SST. Au sud du front polaire (zone C) $p\text{CO}_{2w}$ varie peu et nous avons considéré qu'il était homogène sur la zone et variait saisonnièrement. Nous avons ainsi schématisé les phénomènes biogéochimiques dominant la variabilité de $p\text{CO}_{2w}$ en considérant des régressions linéaires saisonnières $p\text{CO}_{2w}/\text{Chl}$ et $p\text{CO}_{2w}/\text{SST}$ dans des provinces biogéochimiques de taille variable.

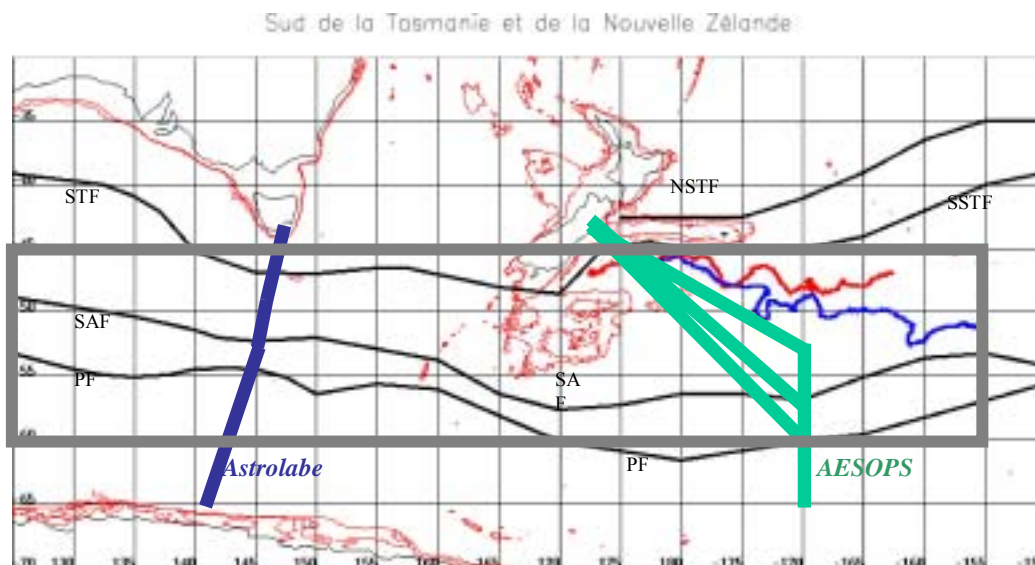


Figure 12 : Trajectoires des bouées CARIOCA 2004_nord (rouge) et 2004_sud (bleu) superposé à notre zone d'extrapolation (cadre gris) ; les fronts hydrologiques sont tracés en noir (STF=front subtropical ; SAF : front subantarctique ; PF : front polaire). La bathymétrie est indiquée en rouge. Le trajet des campagnes bateaux ayant été utilisées pour le développement de la méthode sont illustrés en bleu et vert. *Trajectories of CARIOCA 2004_north (red) and 2004_south (blue) superimposed on the extrapolation zone (grey frame); hydrological fronts are drawn in black (STF: subtropical front; SAF: subantarctic front; PF: polar front). Bathymetry is in red. Trajectories of ship campaigns used in the extrapolation method are in blue and green.*

Ces régressions ont été testées sur les mesures indépendantes SOIREE réalisées sur deux transects nord-sud; les rms différences sont de l'ordre de $10\mu\text{atm}$, le biais sur la valeur moyenne dans chaque zone est inférieur à $3\mu\text{atm}$ excepté dans la zone A. A l'aide des mesures satellitaires de Chl et SST, nous avons estimé sur la région (125°E - 155°W ; 45S - 60S) un flux annuel absorbant de $0.08\text{PgC}/\text{an}$ soit un facteur 1.6 plus faible que le flux estimé avec les mêmes coefficients d'échange à partir de la climatologie de Δp ramenée à l'année 1995 de Takahashi et al. (2002) généralement prise comme référence. Les différences entre les champs de $p\text{CO}_{2\text{w}}$ de Takahashi et les nôtres sont largement supérieures aux erreurs statistiques imputables à notre méthode (4 à $11\mu\text{atm}$).

Nous avons donc examiné le résultat qu'auraient donné d'autres méthodes d'extrapolation reposant également sur l'utilisation des SST et Chl satellitaires mais dans lesquelles nous distinguons davantage de provinces biogéochimiques ayant des frontières invariables spatialement (le scénario finalement retenu est celui qui permet la plus grande généralisation des provinces et donne les plus faibles dispersions entre nos régressions linéaires et les mesures). La Figure 13 illustre les flux obtenus pour chacun des trois scénarios testés. En outre nous avons reporté les flux déduits des $\Delta p\text{CO}_2$ climatologiques ramenés à l'année 1995 de Takahashi et al. (2002) et ceux déduits des $\Delta p\text{CO}_2$ climatologiques corrigés de la dérive atmosphérique entre 1995 et 1998 au sud de 50°S et à l'ouest de 180°E en suivant les hypothèses de Takahashi et al. (2002). Il s'avère que si l'on ajoute une correction aux champs de Takahashi pour tenir compte d'une possible variation interannuelle entre 1995 et 1998, le désaccord s'accroît et atteint un facteur 2.

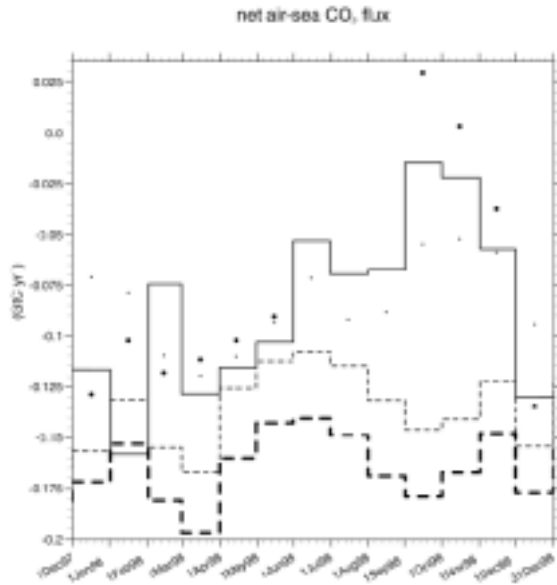


Figure 13: Flux air-mer de CO₂ intégrés sur la zone (45S-60S ; 125E-155W) déduits de nos extrapolations (trait plein ; les points représentent les tests effectués à partir des scénarios préliminaires) , et des Δp climatologiques de Takahashi et al. (2002) ramenés à l'année 1995 (pointillés fins) et à l'année 1998 (pointillés épais). Air-sea CO₂ flux integrated over (45S-60S ; 125E-155W) deduced from our extrapolations (full line; dots represents other extrapolated values obtained with preliminary extrapolation schemes) , climatological Δp from Takahashi et al. (2002) for the 1995 year (thin dotted line) or converted to 1998 year using Takahashi et al. (2002) assumptions (thick line).

Cette étude met en évidence les divergences des champs de pCO₂ résultant de l'application de deux méthodes d'extrapolation distinctes partant de jeux de données in situ pourtant très voisins. Cela souligne le besoin crucial de pouvoir disposer de données complémentaires dans des régions et à des périodes très sous-échantillonnées à ce jour, et tout particulièrement des données acquises l'hiver. Elle souligne en outre l'importance de bien caractériser la réponse de l'océan de surface à l'augmentation du CO₂ atmosphérique : en effet les mesures OISO indiquent que dans l'océan Indien au sud de 50°S les pCO_{2w} suivent cette augmentation contrairement aux hypothèses de Takahashi et al. (2002) (Metzl et al., Washington, 2003).

Nous avons par ailleurs comparé nos flux extrapolés à ceux du modèle biogéochimique PISCES (coll. O. Aumont). Cela permet de quantifier l'effet sur le flux de CO₂ de certains défauts du modèle qui sont en cours d'étude par les équipes de modélisation.

Dans cette étude nous avons utilisé les sorties du modèle en mode climatologique pour l'époque préindustrielle, ce mode étant le mieux équilibré du point de vue du modèle ; je prévois de refaire cette comparaison avec les champs à l'époque industrielle qui seront bientôt disponibles. Les flux ont été déduits des gradients de pression partielle de CO₂ du modèle en supposant que la pression partielle de CO₂ dans l'océan avait suivi l'augmentation atmosphérique et en utilisant les coefficients d'échange du CO₂ déduits des mesures satellitaires.

Les flux calculés par le modèle sont en général plus élevés que nos extrapolations. Le flux moyen annuel simulé par le modèle est de 0.01 PgC an⁻¹ tandis que nous estimons un flux de -0.08 PgC an⁻¹. En particulier, contrairement à nos estimations le modèle prédit un flux vers l'atmosphère en hiver austral et en janvier-février. En outre la variation saisonnière est plus marquée dans le modèle (Figure 14).

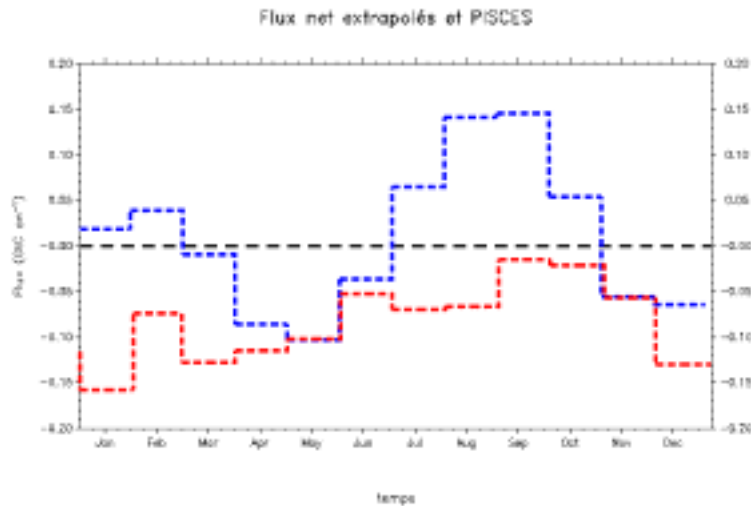


Figure 14: Flux sur la zone (45°S - 60°S ; 125°E - 155°O) déduits des Δp simulés par le modèle PISCES (courbe bleue) et par nos extrapolations (courbe rouge ; cf. article (1)). Air sea CO_2 flux over the area (45°S - 60°S ; 125°E - 155°W) deduced from PISCES model (blue line) and from our extrapolations (red line).

Une partie des différences peut venir du fait que les simulations ont été effectuées pour l'époque préindustrielle. Néanmoins, les tendances pCO_{2w} -SST et pCO_{2w} -Chl dans chacune de nos provinces n'ont pas pu être vérifiées sur les pCO_{2w} prédits par le modèle, en partie parce que les chlorophylles étaient mal simulées et les couches de mélange trop peu profondes en début de printemps.

2 Mesures CARIOCA

Sept bouées CARIOCA ont été déployées depuis 2001 dans la zone subantarctique (SAZ) de l'océan Indien et de l'océan Pacifique (cf. Figure 15; Tableau 3). Elles ont été déployées depuis le R/V Marion Dufresne en Novembre 2001, Janvier 2002 et Janvier 2003 ; la stratégie de déploiement des Carioca en zone SAZ a pu être optimisée grâce aux observations OISO historiques et aux mesures réalisées en direct à bord au moment du largage (collaboration N. Metzl). En 2004, elles ont été déployées depuis la campagne SOLAS-SAGE (Surface Ocean-Lower Atmosphere Study) au sud de la Nouvelle Zélande en collaboration avec K. Currie (NIWA). L'exploitation scientifique des mesures de ces bouées est en cours.

Grâce aux mesures OISO et SAGE, nous avons pu vérifier l'étalonnage des pCO_{2w} CARIOCA ; cet exercice est difficile à cause de la variabilité naturelle de pCO_{2w} et parce que la mesure du pCO_{2w} CARIOCA n'est pas immédiate à la mise à l'eau des bouées (temps de mise à l'équilibre ; de l'ordre de 6 à 12 heures) de telle sorte que nous ne disposons jamais de mesures bateau et CARIOCA simultanées. Afin d'optimiser ce type de comparaison nous avons comparé les mesures bouées et bateau ayant des température et salinité proches peu de temps après la mise à l'eau. En 2002, l'une des bouées mesurait des pCO_{2w} surestimés de $8\mu atm$ par rapport aux mesures OISO et a été corrigée ; les mesures de l'autre bouée étaient à $2\mu atm$ près en accord avec les mesures OISO ce qui est dans la barre d'erreur due aux écarts en positions et temps entre les deux mesures et due à la variabilité naturelle. En 2003 et 2004, les mesures des bouées sont à $\pm 2\mu atm$ près des mesures OISO et SAGE respectivement.

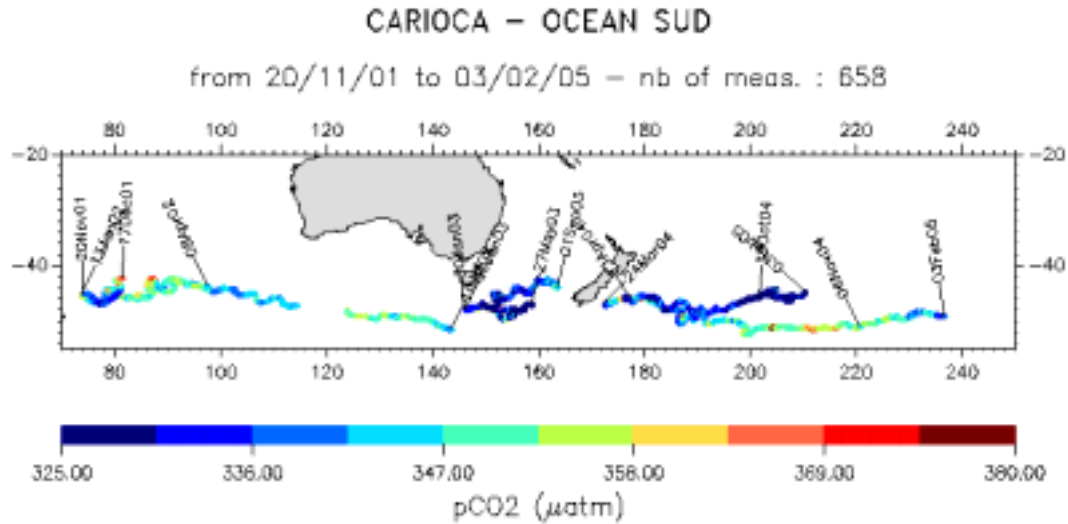


Figure 15: pCO_{2w} mesurés le long des trajectoires CARIOCA depuis 2001 dans l’Océan Sud. pCO_{2w} measured along CARIOCA trajectories since 2001 in the Southern Ocean.

Tableau 3 : Périodes documentées par les bouées CARIOCA dans l’océan Sud depuis 2001. Periods of measurements of CARIOCA buoys in the Southern Ocean since 2001.

Nom bouée	Zone explorée	Mesures pCO ₂ exploitables
2001 (28527)	Océan Indien Central (73 ^E -81 ^E)	20 Novembre– 17 Décembre 2001
2002_Nord (22831)	Océan Indien Central (73 ^E -98 ^E)	13 janvier au 8 avril 2002
2002_Sud (28528)	Océan Indien central et Sud Australie (73 ^E -143 ^E)	13 janvier au 1 mai 2002 puis mesures discontinues du 1 mai au 16 juillet 2002 (mesures manquantes du 23 mai au 12 juin)
2003_Nord (03739)	Sud Tasmanie et Pacifique ouest (146 ^E -164 ^E)	30 janvier au 1 septembre
2003_Sud (13060)	Sud Tasmanie et Pacifique ouest (146 ^E -158 ^E)	31 janvier au 27 mai 2003
2004_Nord (1110)	Sud-est Nouvelle Zélande (172 ^E -161 ^W ...)	25 mars 2004 au présent...
2004_Sud (3740)	Sud-est Nouvelle Zélande (178 ^E -205 ^E ...)	12 avril 2004 au présent....

Les gradients de pression partielle de CO₂ moyennés par trimestre, $\langle \Delta p \rangle$ et leur écart type, sont reportés dans le Tableau 4 pour chacune des bouées. Toutes les bouées sont restées au sud du front subtropical exceptée la bouée 2003_Nord qui s’est échappée vers la zone subtropicale le 14 avril 2003 comme l’indiquent les valeurs de salinité supérieures à 34.7 à partir de cette date (non montrées). Il apparaît clairement sur ce tableau que les régions échantillonnées par les bouées sont des puits pour le CO₂ atmosphérique. Néanmoins les pCO_{2w} sont très variables d’une région à l’autre ; ainsi l’océan indien est, loin des continents et des îles, apparaît moins sous-saturé et moins variable en terme de pCO₂ que les régions au sud de la Tasmanie et de la Nouvelle Zélande (bouées 2003 et 2004), régions caractérisées par une activité biologique importante.

Ainsi les bouées 2003 ont suivi la frontière d’une zone riche en chlorophylle puis ont dérivé dans des zones assez riches en chlorophylle en été (Figure 16).

Tableau 4 : Gradients de pression partielle air-mer de CO₂ déduits des mesures CARIOCA moyennés par trimestre (entre parenthèses écart type) (en μatm) (STZ indique que la bouée était dans la zone subtropicale). *Air-sea CO₂ partial pressure gradients deduced from CARIOCA measurements and seasonally averaged (standard deviations are in parenthesis) (in μatm).*

Nom bouée	Ete (Jan-Mars)	Automne (Avril-Juin)	Hiver (Juillet-Sept)	Printemps (Oct-Déc)
2001 (28527)	-	-	-	-22 (12)
2002_Nord (22831)	-11 (8)	-	-	-
2002_Sud (28528)	-12 (6)	-15 (6)	-	-
2003_Nord (03739)	-38 (12)	-34 (8) STZ	-24 (6) STZ	-
2003_Sud (13060)	-26 (15)	-44 (7)	-	-
2004_Nord (1110)	-	-25 (12)	-31 (8)	-
2004_Sud (3740)	-	-20 (16)	-15 (11)	-

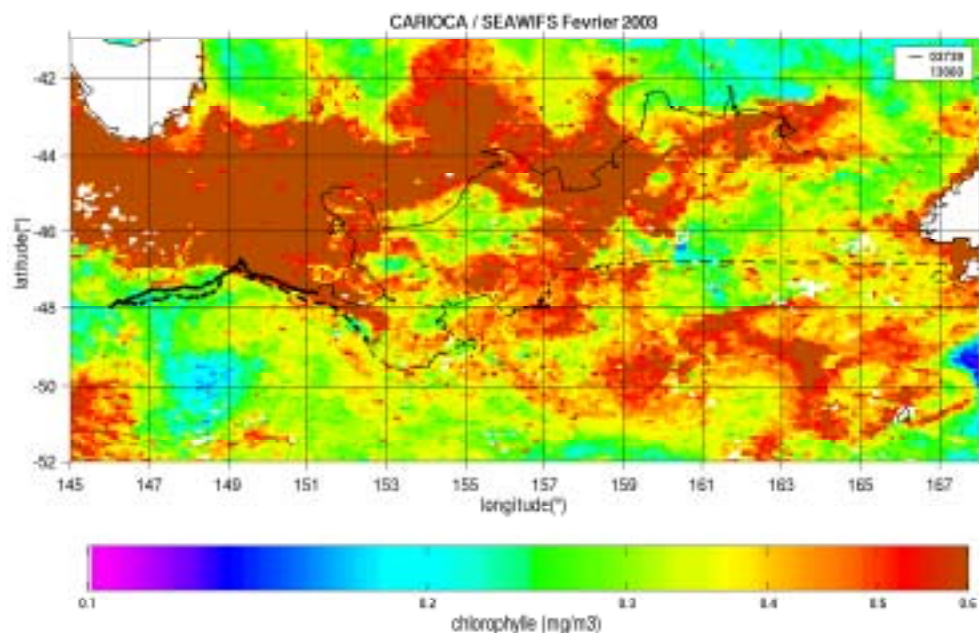


Figure 16 : Trajectoires des bouées 2003 superposées à une carte de chlorophylle Seawifs pour le mois de Février 2003 : en début de vie, les bouées ont suivi un front en chlorophylle. *Trajectories of 2003 buoys superimposed on a Seawifs chlorophyll map in February 2003 : the buoys drifted along a chlorophyll front.*

Les bouées 2003 ont dérivé dans la partie nord ouest de la zone où nous avons mis au point notre méthode d'extrapolation décrite dans le chapitre précédent. La comparaison des mesures de $p\text{CO}_{2w}$ aux $p\text{CO}_{2w}$ extrapolés montre que les valeurs de $p\text{CO}_{2w}$ moyennées sur plusieurs mois sont en assez bon accord (écart de quelques μatm) et que les forts gradients de $p\text{CO}_{2w}$ sont généralement bien localisés parce que reliés à des gradients de chlorophylle ; néanmoins notre méthode d'extrapolation basée sur des transects nord-sud ne représente pas correctement les variations longitudinales explorées par les bouées (écarts locaux de $20\mu\text{atm}$). Ce désaccord pourrait être dû à structures méso échelles non nécessairement représentées dans les mesures acquises à bord de navires lors de transects nord sud rapides ni sur les images SEAWIFS à 9km de résolution. En outre notre méthode d'extrapolation surestime les $p\text{CO}_{2w}$ de la bouée 2003_sud en automne de $15\mu\text{atm}$ ce qui pourrait venir d'un

signal rémanent de l'activité biologique ayant eu lieu en été alors que les teneurs en chlorophylle en automne sont très faibles (en dessous du seuil à 0.37 mg/m^3).

Nous avons poursuivi la comparaison des mesures CARIOCA avec notre méthode d'extrapolation avec les mesures acquises en 2004. Les bouées 2004 ont dérivé au nord est de notre zone d'extrapolation (Figure 12). Les trajectoires des deux bouées se sont séparées au début de l'hiver : la bouée 2004_nord a dérivé dans une zone riche en chlorophylle l'été (province A de notre méthode d'extrapolation) s'étendant au large du plateau continental de la Nouvelle Zélande tandis que la bouée 2004_sud a dérivé au sud de cette zone (province B de notre méthode d'extrapolation).

Le diagramme température (SST) versus salinité de surface (SSS) (Figure 17) pour chacune de ces bouées l'hiver montre clairement deux droites de mélange correspondant à des masses d'eau différentes ; à noter qu'au début de l'hiver la bouée sud (SST comprises entre 9.5°C et 11°C) était dans la même masse d'eau que la bouée nord. Le tracé de $\text{pCO}_{2\text{w}}$ corrigé de l'effet thermodynamique et ramené à 10°C , proxy pour le carbone inorganique dissous (DIC), en fonction de la SSS (Figure 18) montre que la variabilité du $\text{pCO}_{2\text{w}}$ échantillonné par la bouée du sud est dominé par des effets de mélange (pente de pCO_2 à 10°C versus SSS importante) tandis que le DIC de la bouée du nord et celui de la bouée du sud en début d'hiver, en juillet, sont beaucoup moins variables (cela correspond à des périodes où les deux bouées étaient proches de la zone A définie à l'automne).

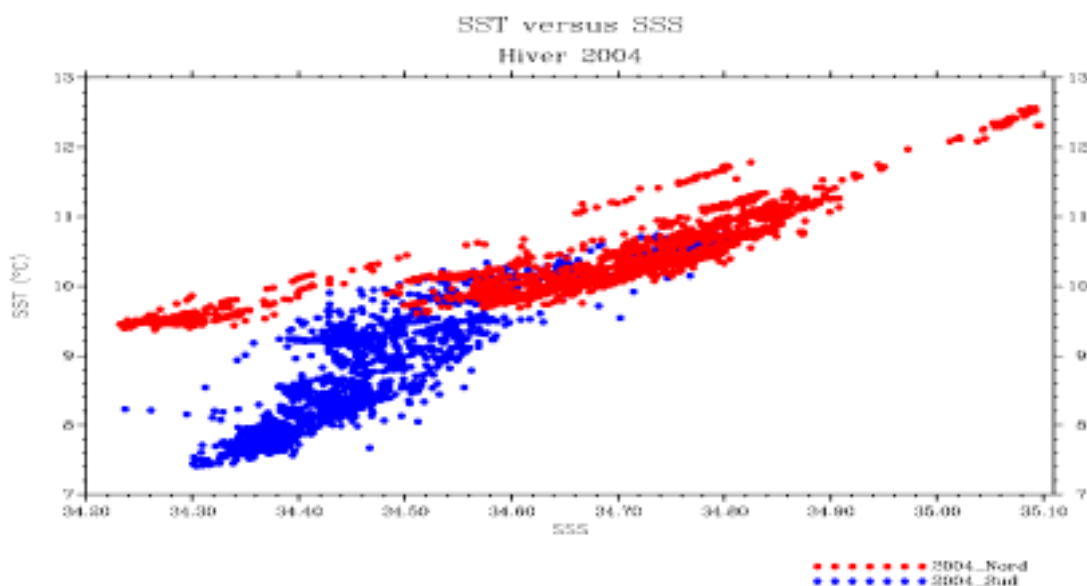


Figure 17 : SSS versus SST pour les bouées 2004_Nord (rouge) et 2004_Sud (bleu) en hiver. SSS versus SST for the buoys 2004_North (red) and 2004_South (blue) in Winter.

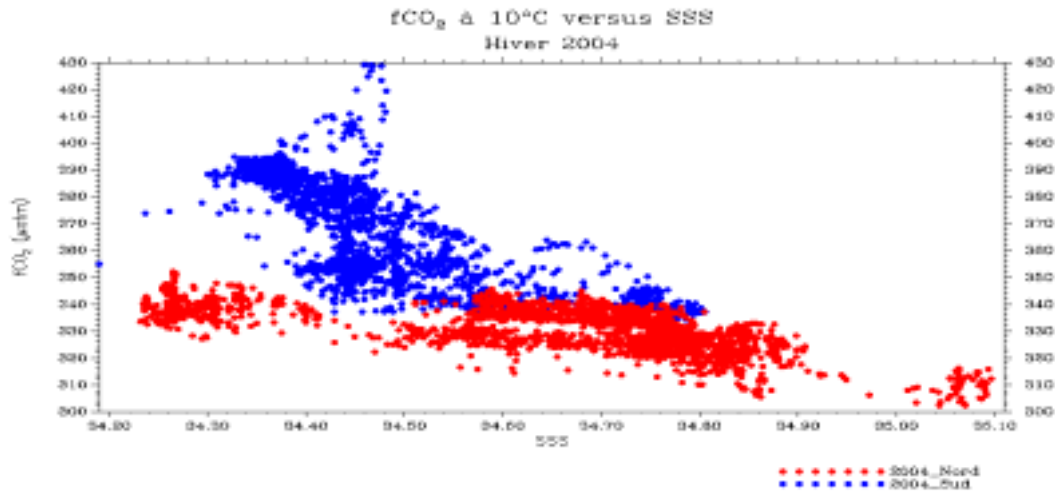


Figure 18 : pCO₂ à 10°C versus SSS pour les bouées 2004_Nord (rouge) et 2004_Sud (bleu) en hiver.
pCO₂ at 10°C versus SSS for the buoys 2004_North (red) and 2004_South (blue) in Winter.

La régression pCO_{2w}-SST que nous avons considérée dans nos extrapolations en hiver 1998 dans la province B pour l'année 1998 a une pente proche des mesures de la bouée 2004_Sud en fin d'hiver (SST inférieures à 9°C) (Figure 19). Les mesures se situent entre la relation 1998 et la relation qui serait obtenue si on suppose une augmentation de pCO₂ océanique parallèle à l'augmentation de pCO₂ dans l'atmosphère. En revanche, les mesures prises en début d'hiver par la bouée Sud et celles prises par la bouée nord (non montrée) n'ont pas de tendance claire en SST. Cela confirme que le processus dominant dans la zone éloignée de la zone riche en Chl l'été est le mélange et qu'il est essentiel de bien comprendre la variabilité interannuelle de pCO₂ océanique pour bien interpréter les variations observées d'une année à l'autre. L'analyse de ces données se poursuit et fait l'objet d'un stage de DEA de février à juin 2005.

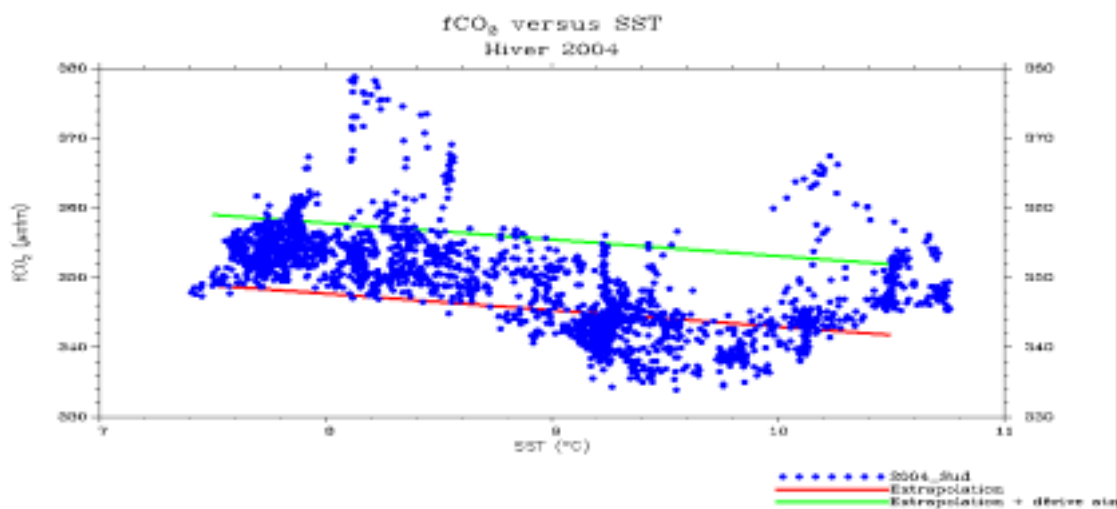


Figure 19 : pCO₂ versus SST pour la bouée 2004_Sud en hiver. Droite rouge : relation utilisée pour notre méthode d'extrapolation en hiver 1998 ; droite verte : relation rouge corrigée d'une augmentation de 1.7µatm/an.
pCO₂ versus SST for the buoy 2004_South in Winter. Red line : relationship used in our extrapolations in Winter 1998 ; green line : red relationship corrected for a 1.7µatm/year increase.

B. Télédétection de la salinité de surface

Collaborations : Jerry Miller (Office of Naval Research International Field Office (ONRIFO), Londres, UK), A. Camps (Université polytechnique de Catalogne, Barcelone, Espagne), J. Font (Institut de Ciències del Mar, Barcelone, Espagne), N. Reul (LOS/IFREMER), G. Caudal, A. Weill (CETP/IPSL), P. Waldteufel (SA/IPSL)

Thésitif (co-direction) : E. Dinnat

Ces travaux ont été soutenus au niveau international par cinq contrats avec l'ESA, et au niveau national par un contrat PNTS et par le CNES depuis 1999 dans le cadre de propositions du groupe SMOS/Océan français à TAOB puis à TOSCA, dont j'assure la coordination depuis mi-2004.

1. Introduction

Des études menées à la fin des années 70 et au début des années 80 montraient qu'il était théoriquement possible de mesurer la salinité à la surface de la mer, SSS, par télédétection passive en bande L (fréquence : 1.4Ghz ; longueur d'onde : 21cm) (Swift and McIntosh, 1983). Cependant, la dimension des antennes et la précision radiométrique requises étaient telles que ces instruments n'ont pas vu le jour. Un regain d'intérêt pour la mesure de la salinité par télédétection est apparu ces dernières années avec l'apparition d'une nouvelle génération de radiomètres à synthèse d'ouverture fonctionnant en bande L (Lagerloef et al., 1995) (Kerr, 1998). Cette nouvelle technologie devrait permettre d'obtenir une résolution spatiale de quelques dizaines de kilomètres avec des antennes de taille raisonnable. La mission satellitaire SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) acceptée par l'Agence spatiale européenne (ESA) en 1999 utilise cette technologie et doit être lancée en 2007. L'antenne de SMOS permet d'atteindre une résolution au sol de l'ordre de 40km avec des mesures réparties sur une fauchée de 1200km de large; en outre, elle est à deux dimensions ce qui permet des mesures multi angulaires. La mission satellitaire Aquarius acceptée par la NASA dont le lancement est prévu en 2009 utilise une antenne réelle, effectuant 3 mesures de la SSS à des résolutions de 70km environ, sur une largeur de 340km. Ainsi SMOS fournira beaucoup plus de mesures de SSS qu'Aquarius aux dépens de la précision radiométrique des mesures. Ces deux missions se sont fixées comme objectif d'atteindre une précision proche de celle recommandée par le groupe international GODAE (Global Ocean Data Assimilation Experiment), à savoir 0.1 à 0.2psu pour des SSS moyennées sur 200km et 10jours. Une précision de 0.1psu correspond à une précision de l'ordre de 0.05K sur la mesure de la température de brillance, Tb, ce qui est très difficile à atteindre. Il est par conséquent indispensable d'avoir un instrument très bien étalonné et de savoir parfaitement corriger les effets autres que la salinité affectant la mesure en bande L.

2. Motivations

Depuis 1999, j'ai entrepris des études préparatoires à la télédétection de la salinité par mesure radiométrique en bande L dans le cadre de la mission SMOS (Soil moisture and Ocean Salinity ; PI Y. Kerr (CESBIO)), acceptée par l'ESA.

Il a été montré que l'assimilation de mesures de SSS satellitaires améliorerait grandement la modélisation de la circulation océanique (voir par exemple (Durand et al., 2003)). De plus, leur apport ne se limite pas à l'assimilation. Il s'agit d'un puissant traceur de circulation, plus conservatif que la SST parce que moins sensible aux échanges avec l'atmosphère, précieux pour situer dans leur contexte océanographique les mesures *in situ* et pour les interpréter. Ainsi mon intérêt scientifique pour la télédétection de la SSS, a été principalement motivé par l'amélioration de la localisation et du suivi des fronts de SSS ou d'événements de mélange qui ont une forte signature en SSS et en concentration de CO₂ de surface. De plus, la

connaissance de la SSS permet de mieux distinguer les variations de la pression partielle de CO₂ océanique associées à des variations de la température à l'intérieur d'une même masse d'eau de celles dues à des changements de masse d'eau. Cela permettrait d'améliorer la détermination des flux air-mer de CO₂ à l'échelle régionale en suivant le même type d'approche que celle basée sur l'utilisation des mesures de SST et Chl. Ce type d'application peut s'étendre à d'autres phénomènes de surface dépendant de la circulation océanique.

Jusqu'à récemment, mes travaux ont essentiellement porté sur la modélisation de la température de brillance, Tb, mesurée par radiométrie en bande L et sur des simulations d'inversion des futures mesures SMOS. J'ai de plus participé à l'acquisition et à l'interprétation de mesures radiométriques aéroportées ou réalisées depuis une plateforme pétrolière.

3. Description sommaire du signal radiométrique en bande L

Je résume ci-dessous les principales caractéristiques du signal radiométrique en bande L et donne quelques ordres de grandeur; une description plus complète est donnée dans le manuscrit de thèse d'E. Dinnat (Dinnat, 2003).

La température apparente mesurée par un radiomètre embarqué sur satellite (ou aéroporté) est affectée par quatre processus géophysiques principaux :

- l'émission par la surface de la mer
- l'émission et l'atténuation par l'atmosphère
- l'émission du ciel qui se réfléchit à la surface de la mer
- la rotation de la polarisation du signal à la traversée de l'ionosphère (effet Faraday)

Une façon de s'affranchir de l'effet Faraday, est de considérer le premier paramètre de Stokes (somme des mesures en polarisation horizontale et verticale) au lieu des mesures en double polarisation, ce qui ne dégrade pas la restitution de la salinité de plus de 10% (voir la Figure 11 de (Boutin et al., 2004) joint en annexe) . Aussi je ne détaillerai pas cet effet ici. Néanmoins, sa prise en compte est indispensable si l'inversion de la salinité est faite d'après des mesures en double polarisation et non à partir du premier paramètre de Stokes.

a) Emissivité de la surface de la mer

La température de brillance de l'océan, Tb, est égale au produit de l'émissivité de la surface de la mer, e, par la température de la surface, soit :

$$T_b = e \cdot SST$$

et on peut démontrer qu'à l'équilibre thermodynamique :

$$e = 1 - R$$

où R est le coefficient de réflexion de la surface de la mer.

R, et donc Tb, est relié à la constante diélectrique de l'eau de mer (permittivité) qui dépend de la SST et la SSS ; il dépend également de l'angle d'incidence et de la polarisation de la mesure (horizontale, H, ou verticale, V). En outre la rugosité de la surface de la mer modifie R, par les phénomènes de réflexions sur des surfaces de pente variables ('grandes vagues'), et par les phénomènes de diffusion introduits par les 'petites vagues'.

Durant sa thèse que j'ai co-encadrée, E. Dinnat a développé au LODYC un modèle d'émissivité de la surface océanique. Il s'agit d'un modèle à deux échelles déduit du modèle de Yueh (1997), qui décrit la surface de la mer comme une superposition de vaguelettes (longueur d'onde inférieure à 21cm) et de 'grandes' vagues (longueur d'onde très supérieure à 21cm).

J'illustre ci-après quelques ordres de grandeur déduits de ce modèle.

(1) Cas simplifié d'une mer plate

Tb est relié de façon linéaire à la SSS (Figure 20, droite). La sensibilité de Tb au nadir à la SSS et à la SST est résumée dans le Tableau 5 et le Tableau 6.

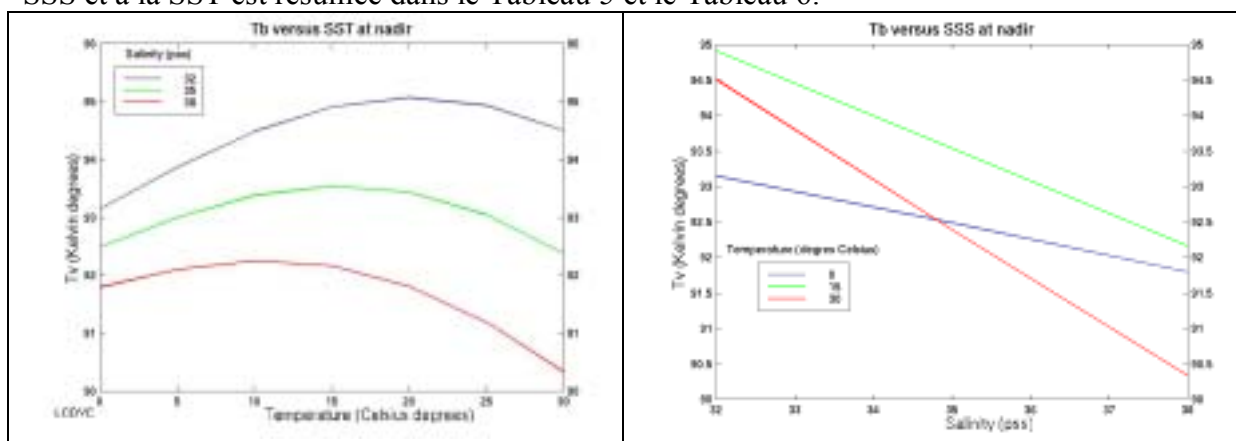


Figure 20 : Dépendances de Tb au nadir à la SST (gauche) et à la SSS (droite). *Tb dependencies with SST (left) and with SSS (right) at nadir.*

Tableau 5 : Sensibilité de Tb à la SSS (angle : nadir). *Sensitivity of Tb to SSS (nadir angle).*

	SST=0°C	SST=15°C	SST=30°C
dTb/dSSS	-0.22K/psu	-0.45K/psu	-0.65K/psu

La sensibilité à la SSS étant trois fois plus élevée dans les mers chaudes que dans les mers froides, la SSS télédéetectée devrait être trois fois plus précise en zone tropicale qu'en zone polaire.

Tableau 6 : Sensibilité de Tb à la SST (SSS=35psu ; angle nadir). *Sensitivity of Tb to SST (SSS=35psu ; nadir angle)*

	SST=0°C	SST=15°C	SST=30°C
dTb/dSST	+0.1K/°C	0.005K/°C	-0.16K/°C

La sensibilité à la SST est assez faible, en particulier à des températures proches de 15°C, et la dépendance de Tb à la SST n'est pas linéaire contrairement à ce qui est observé à plus haute fréquence (de l'ordre de 0.3K/°C à 2.65GHz par exemple (Swift and McIntosh, 1983)). Néanmoins, j'ai montré qu'il est important de tenir compte de la variation diurne de SST générée par le chauffage solaire par vent faible : j'ai simulé avec le modèle de couche chaude de (Fairall et al., 1996) la variation diurne de la SST sur l'océan global et montré que la non prise en compte du réchauffement diurne entre 6 h et 18 h locale conduit à un biais sur la salinité restituée supérieur à 0.1psu dans 14% des régions océaniques de l'hémisphère d'été. Ce travail est décrit en détail dans (37).

La principale difficulté pour la restitution de la SSS réside dans la faible sensibilité de Tb à la SSS (toujours inférieure à 1K/psu) ; en effet la précision d'une mesure radiométrique

individuelle est difficilement inférieure à 1K et beaucoup d'autres phénomènes physiques peuvent introduire des variations de cet ordre qu'il est important de corriger.

La Figure 21 illustre la variation de T_b en polarisation verticale avec l'angle d'incidence: cette variation est un ordre de grandeur supérieur aux variations avec la SSS et la SST, ce qui impose d'avoir un très bon contrôle de l'angle d'incidence, et en particulier une très bonne précision de la variation d'attitude du radiomètre : une précision de 0.05° est requise pour obtenir une précision de 0.05K sur T_b . Dans le cas de SMOS, l'attitude de la plateforme PROTEUS portant SMOS devrait être contrôlée à mieux que 0.05° à 3σ ; en revanche cette précision n'est pas toujours atteinte dans le cas de mesures aéroportées ; c'était notamment le cas des mesures Eurostars.

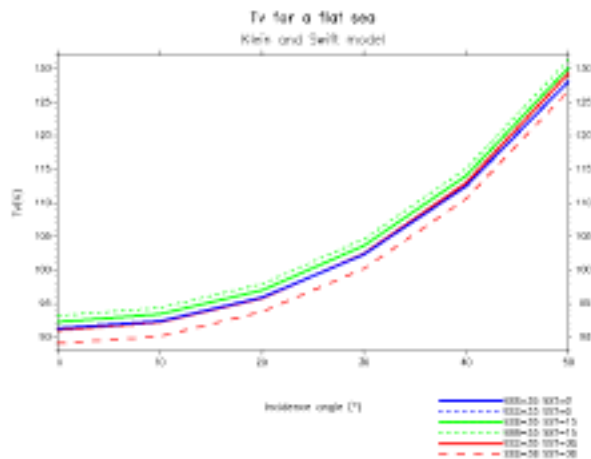


Figure 21: Variation de T_b en polarisation verticale avec l'angle d'incidence, pour plusieurs SSS et SST (traits pleins : SSS=35 ; pointillés bleu et verts SSS=33 ; pointillés rouges SSS=37 ; bleu : SST=0°C ; vert : SST=15°C ; rouge : SST=30°C). T_b variation with incidence angle in vertical polarization, for various SSS and SST (full line : SSS=35 ; blue and green dashes : SSS=33 ; red dashes SSS=37 ; blue SST=0°C ; green SST=15°C ; red:SST=30°C).

Plusieurs campagnes aéroportées ont été menées par des groupes scientifiques américains prouvant que les mesures radiométriques en bande L étaient sensibles à des fronts de salinité de 2 à 3psu (Lagerloef et al., 1995) (Miller et al., 1998). Le bruit sur les salinités restituées varie selon les instruments entre environ 0.2psu et plusieurs psu, ce qui provient principalement de difficultés expérimentales mais peut également révéler une mauvaise prise en compte de l'influence de l'état de surface de la mer. En effet, la plupart du temps, les modèles utilisés pour l'inversion de ces mesures aéroportées négligeaient l'état de surface de la mer.

(2) Cas d'une mer rugueuse

En réalité la surface de l'océan n'est jamais plate, à cause de la présence de vent qui induit une rugosité de surface.

L'influence de la rugosité est moins bien connue que celle de la SSS et SST car sa détection ne peut être réalisée par des mesures en laboratoire et nécessite des expériences *in situ* difficiles à organiser.

D'après les modèles, la rugosité augmente la T_b d'une quantité très peu dépendante en T et S.

Aussi, T_b est classiquement décomposée en deux termes, l'un correspondant à la T_b obtenue pour une mer plate, $T_{b_{plat}}$, l'autre correspondant au signal induit par la présence de rugosité, $T_{b_{rug}}$.

$$T_b = T_{b_{plat}} + T_{b_{rug}}$$

Comme on l'a vu au chapitre précédent, Tb_{plat} dépend essentiellement de l'angle d'incidence, de la polarisation, de la SSS et de la SST. Au contraire, Tb_{rug} dépend principalement des paramètres influant sur la rugosité comme le vent de surface.

Plusieurs modèles d'émissivité ont été développés pour décrire l'émissivité de la surface d'une mer rugueuse en bande L. Ils diffèrent du point de vue de la modélisation électromagnétique et du point de vue de la modélisation du spectre des vagues.

Dans le cadre de la thèse d'E. Dinnat, nous avons montré:

-que les modèles électromagnétiques 'géométriques' (tenant compte uniquement de la réflexion induite par les grandes vagues) n'étaient pas adaptés à la bande L: en particulier ils ne prédisent pas d'influence du vent à faible angle d'incidence ce qui est contraire aux observations.

-que les modèles électromagnétiques tenant compte de la diffusion par les petites vagues, soit les modèles à deux échelle faisant l'hypothèse de faible hauteur des vagues (modèles SPM) tel que celui que nous avons développé, soit faisant une hypothèse de faible pente des vagues (modèles SSA) tel que celui utilisé à l'Ifremer par N. Reul, donnaient des résultats comparables dans la gamme d'angles d'incidence mesurés par SMOS.

-que Tb_{rug} pouvait varier d'un facteur deux selon le spectre des vagues utilisé.

Ces travaux sont publiés dans (6 ; 11) et dans le rapport final d'une étude ESA (37).

Lorsque j'ai commencé ce projet, une influence significative du vent n'avait pas été prouvée expérimentalement, les mesures d'Hollinger étant très bruitées.

Au niveau européen, des mesures aéroportées (campagne EuroSTARRS) et sur une plateforme en Méditerranée (WISE2000 et WISE2001) ont été menées (support ESA), afin de déterminer l'influence du vent sur Tb . Durant toutes ces campagnes le LODYC a participé aux mesures en mer (responsabilité J. Etcheto). J'ai participé à l'acquisition et à l'analyse de ces mesures. Nous avons montré que l'effet du vent n'est pas négligeable et qu'il a tendance à être dans la gamme supérieure des sorties de modèle (Figure 22).

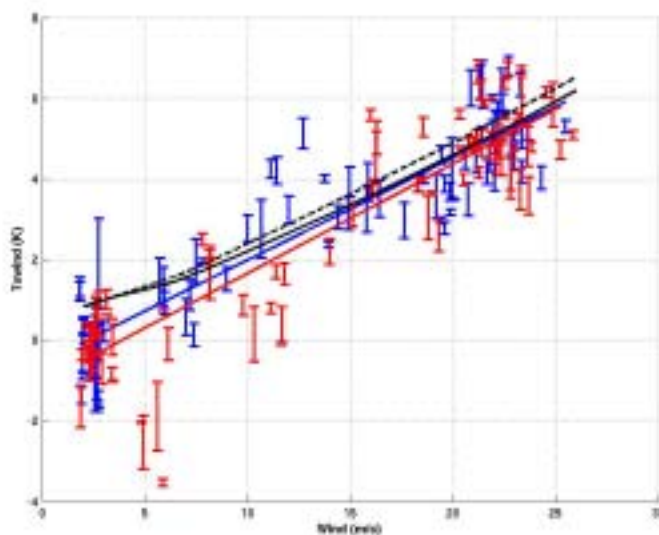


Figure 22 : Dépendance en vent des températures de brillances mesurées durant la campagne EuroStarrs en mer Méditerranée à 21.5° et 38.4° d'angle d'incidence. Les droites bleues et rouges sont les régressions linéaires déduites des mesures ; les courbes noires sont les simulations obtenues avec le modèle d'E. Dinnat (Etcheto et al., 2004). Dependence of brightness temperatures with wind speed during the Eurostarrs campaign in Mediterranean Sea. Blue and red lines are linear regressions deduced from measurement at 2 incidence angles; back curves are simulations from Dinnat's emissivity model (Etcheto et al., 2004).

Cette influence ne présente pas de discontinuité à vent intermédiaire (7-10m/s) ce qui indique que l'influence de l'écume est faible. Cependant les mesures radiométriques étaient très bruitées à cause de problèmes d'interférences, d'imprécisions radiométriques, de contrôle de l'attitude du radiomètre: ces résultats sont donc à prendre avec précaution.

Ces comparaisons font l'objet de plusieurs publications de rang A (4 ; 5 ; 8 ; 12) et de 6 publications de rang B.

En résumé, les études expérimentales qui ont été menées par les équipes européennes et américaines convergent vers une influence non négligeable du vent, de l'ordre de 0.2K/m/s au nadir et vers une faible influence de l'écume. Cela est cohérent avec les sensibilités au vent les plus fortes simulées par des modèles d'émissivité n'incluant pas de modélisation de l'effet de l'écume : le Tableau 7 résume les sensibilités du premier paramètre de Stokes (défini ici comme $(T_v+T_h)/2$) au vent déduites de modèles ou de mesures in situ. La dispersion des mesures reste néanmoins élevée et la nécessité de prendre en compte d'autres paramètres que le vent dans l'inversion des mesures en bande L, comme la hauteur significative des vagues (Font et al., 2004), n'est pas tranchée.

Tableau 7 : Sensibilité de $(T_v+T_h)/2$ au vent, pour des vents supérieurs à 3m/s, simulée par des modèles négligeant l'effet de l'écume (grisé) ou déduite de mesures in situ. Sensitivity of $(T_v+T_h)/2$ to wind speed, for wind speeds larger than 3m/s, simulated by emissivity models (grey) or deduced from radiometric measurements.

	$d\{(T_v+T_h)/2\} / dU$	Angle d'incidence	Référence
Modèle SSA or SPM +spectre des vagues Kudryatsev	0.15K/m/s	0-50°	Etude ESA 15165/01/NL/SF; Dinnat, pers. comm.
Modèle SPM + spectre des vagues 2x Durden and Vesecki	0.22K/m/s	0-50°	Dinnat et al., 2003
Mesures Hollinger	0.17K/m/s	20-70°	(Hollinger, 1971)
Mesures WISE	0.2K/m/s (peut décroître jusqu'à 0.15K/m/s à 55° selon les corrections de hauteur du vent (Camps et al., 2004))	25-55°	(Camps et al., 2004; Etcheto et al., 2003)
Mesures Eurostarrs Transit Méditerranée	0.25K/m/s hypothèse: $dT_h/dU=dT_v/dU$ (NB: si cela n'est pas vérifié, dI/dU devrait augmenter)	21.5 et 38.4°	(Etcheto et al., 2004)
Mesures Cape Cod Canal	0.25K/m/s hypothèse $dT_v/dU=dT_h/dU$ (NB : si cela n'est pas vérifié, dI/dU devrait diminuer)	23°	(Sasaki et al., 1987; Swift, 1974)
Vols JPL Gulf Stream	0.3K/m/s	40°	(Yueh et al., 2001)

b) Effets atmosphériques

En bande L, l'effet de l'atmosphère est faible et peu variable comparé aux plus hautes fréquences : d'après le modèle de (Liebe et al., 1993), l'atténuation par l'atmosphère est de 0.6K au nadir et atteint 1K à 50° d'incidence. Les émissions atmosphériques et le continuum de fond de ciel (signal à 2.7K) qui se réfléchissent à la surface de la mer sont les signaux dominants (5.5K au nadir ; 7K à 50° d'incidence). Cette contribution varie peu avec les paramètres géophysiques : l'effet de la rugosité modifie le coefficient de réflexion dans la plupart des cas de moins de 2% ce qui introduit une variation de moins de 0.1K. C'est la pression atmosphérique qui peut faire le plus varier le signal (variations de 0.25K au nadir pour une variation de 100mb sur la pression).

c) Emission du ciel réfléchi à la surface de la mer

A l'inverse des émissions atmosphériques qui sont homogènes dans l'espace et dans le temps, le signal galactique est très inhomogène dans l'espace (il varie de l'ordre de 1 à 15K) et en conséquence, il génère un signal réfléchi à la surface de la mer qui peut varier très rapidement dans le champ de vue de SMOS ou le long d'une trajectoire avion. A titre d'exemple, la Figure 23 illustre la variation du bruit galactique réfléchi le long du transit Eurostarrs en mer Méditerranée que nous avons simulé comme décrit dans (4) et (28). On observe que la correction est très sensible à la direction de l'avion (Figure 23, gauche), aux angles de visée

du radiomètre (comparaisons des antennes 2R visant à 21.5° d'incidence sur la droite de l'avion et 3L visant à 38.5° d'incidence à gauche de l'avion) et aux variations d'attitude de l'avion (voir les variations le long des trajets linéaires sur la Figure 23), à cause de changements de la région céleste d'où provient le signal réfléchi à la surface de la mer. Il est par conséquent essentiel de bien corriger de cet effet les mesures radiométriques ce qui impose une bonne connaissance du signal galactique.

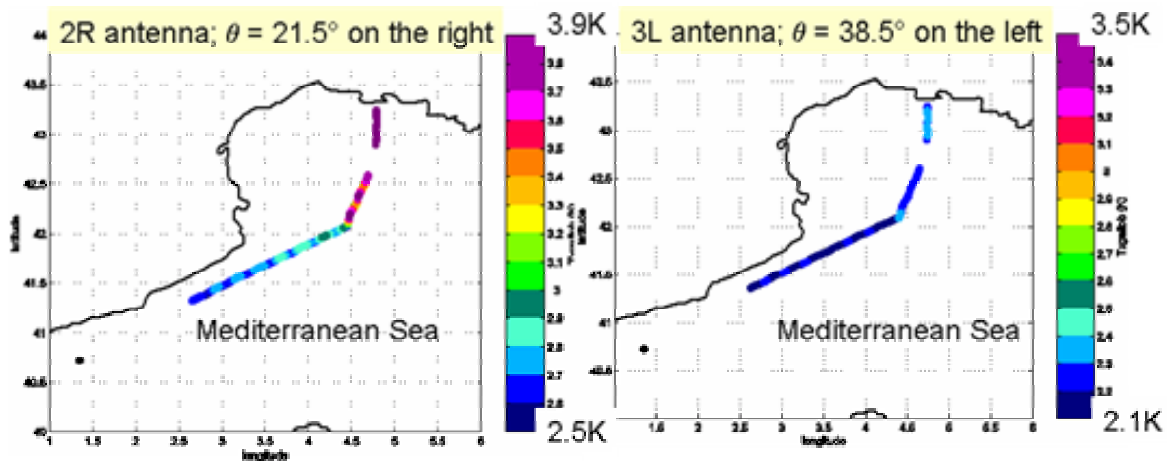


Figure 23 : Bruit galactique réfléchi à la surface de la mer simulé pendant la campagne EuroStarrs à deux angles de visée (figure gauche : 21.5° d'incidence à droite de l'avion ; figure droite : 38.5° d'incidence à gauche de l'avion) (le signal a été convolué avec lobe de l'antenne Eurostarrs). *Galactic noise reflected at the sea surface simulated during the Eurostarrs campaign at 2 view angles : left: 21.5° incidence on the right of the plane; right : 38.5° on the left of the plane.*

4. SMOS

a) Simulations d'erreurs globales

A partir du modèle d'émissivité d'E. Dinnat et du simulateur d'instrument SMOS développé par P. Waldteufel, nous avons estimé la précision sur la salinité accessible avec un instrument tel que SMOS étant donné la précision des T_b actuellement spécifiée et des données auxiliaires nécessaires à l'inversion (vent, SST). Dans le cas optimal où les bruits sur T_b , sur le vent et la SST sont aléatoires et où on suppose le modèle d'inversion parfait, l'imprécision sur la salinité sera inférieure à 0.1psu sur tout le globe à l'échelle de $200 \times 200 \text{ km}$, 10 jours et de l'ordre de 0.7 à 2psu sur une mesure individuelle à 40km de résolution dépendant de sa position dans la fauchée du satellite et de la SST. Nous avons également estimé les calibrations/précisions absolues requises sur chacune de ces quantités pour atteindre une précision de 0.1psu: biais inférieur à 0.3m/s sur le vent à 25°C (0.15m/s à 5°) ; biais inférieur à 0.07K sur les T_b à 25°C (0.03K à 5°C). Ceci met en avant des contraintes très fortes sur l'instrument et sur les données auxiliaires : il est en particulier crucial d'utiliser des vents à haute résolution temporelle pour l'inversion des salinités. Ce travail est publié dans (3 (joint en annexe); 7) .

Cette étude se poursuit par une collaboration avec ACRI-st qui a développé un simulateur des mesures SMOS/Ocean et de leur inversion (contrat ESA coordonné par ACRI-st ; resp. scient. J. Boutin) ; ce simulateur est actuellement utilisé en vue d'optimiser le schéma d'inversion des mesures et spécifier les contraintes sur les données auxiliaires.

b) Impact d'une connaissance a priori sur la SSS :

Dans ce cadre, nous avons testé, dans la configuration instrumentale de SMOS (coll. J.L. Vergely, ACRI-st), l'amélioration sur la précision de la SSS inversée que pourrait apporter une contrainte a-priori sur la SSS provenant d'une SSS climatologique. Nous avons effectué ces tests sur de longues séries temporelles enregistrées sur les mouillages TAO dans le Pacifique équatorial. J'illustre les résultats obtenus sur le mouillage à 2s 165e pour lequel 9 ans de mesures sont disponibles (Figure 24).

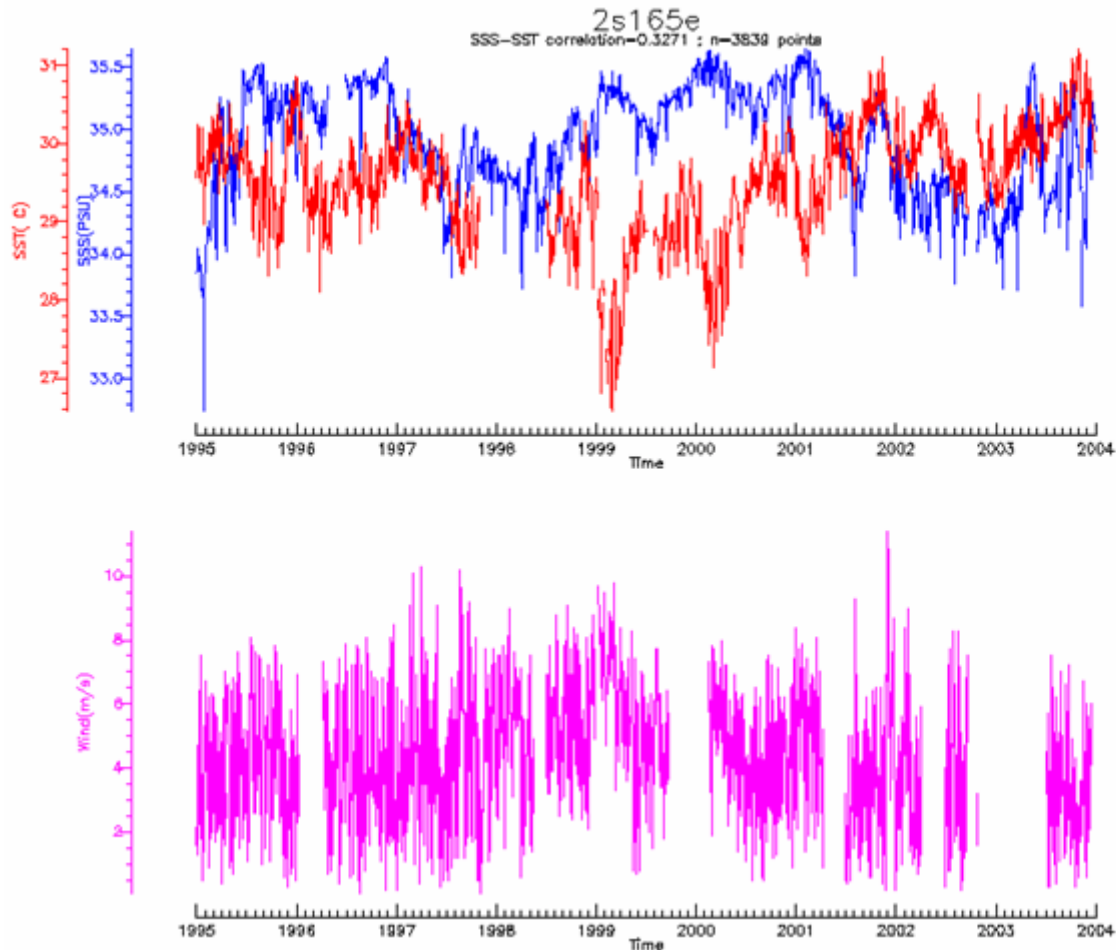


Figure 24 : haut)SSS et SST ; bas) vitesse du vent mesurés au mouillage TAO 2s-165e. *top) SSS and SST ; bottom) wind speed recorded at 2s-165^e TAO mooring.*

Une des caractéristiques de la SSS journalière est sa distribution dissymétrique par rapport à une valeur climatologique moyenne mensuelle (Figure 25).

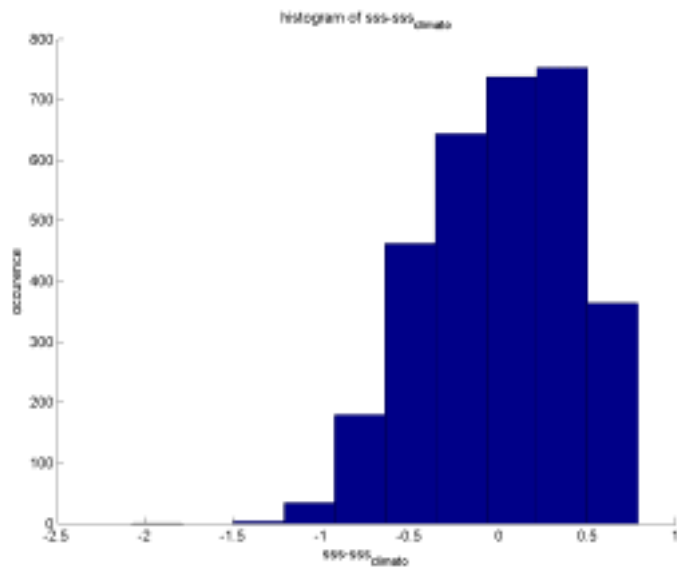


Figure 25 : Distribution statistique de la différence entre la SSS journalière et la climatologie mensuelle de la SSS calculée sur 4 ans de mesures au mouillage TAO 2s165e. *Statistical distribution of the difference between daily SSS and monthly SSS climatology computed over 4 years of measurements(TAO mooring at 2s165e).*

Nous avons testé deux types d'inversion:

- une inversion sans contrainte sur la SSS (le vent est supposé connu à 1.5m/s près, la SST à 1°C près)
- une inversion avec un rappel à la valeur climatologique mensuelle, en utilisant un filtre de Kalman qui consiste à modifier les SSS inversées selon a) sans contraintes a-priori, en appliquant l'équation suivante :

$$SSS = SSS_{clim} + \left[\frac{\sigma_{clim}^2}{\sigma_{clim}^2 + \sigma_{step1}^2} \right] (SSS_{step1} - SSS_{clim})$$

où SSS_{clim} est la SSS mensuelle moyennée sur 9 ans (SSS climatologique), SSS_{step1} est la SSS inversée sans contrainte a-priori sur la SSS, σ_{step1} est l'erreur en sortie de l'inversion de SSS_{step1} et σ_{clim} est l'écart-type entre les SSS journalières et les SSS climatologiques.

Ces tests font apparaitre que l'ajout d'une contrainte climatologique permet de réduire sensiblement l'erreur rms sur la SSS restituée lors d'un passage satellite (erreur rms de 0.85psu dans le cas a) ; 0.36psu dans le cas b)) mais génère de forts biais aux valeurs extrêmes (Figure 26 droite). En revanche une moyenne sur 10 jours des SSS restituées sans contrainte a-priori ne présente pas ces forts biais et présente une erreur rms comparable au cas b) (0.31psu) (Figure 26 gauche).

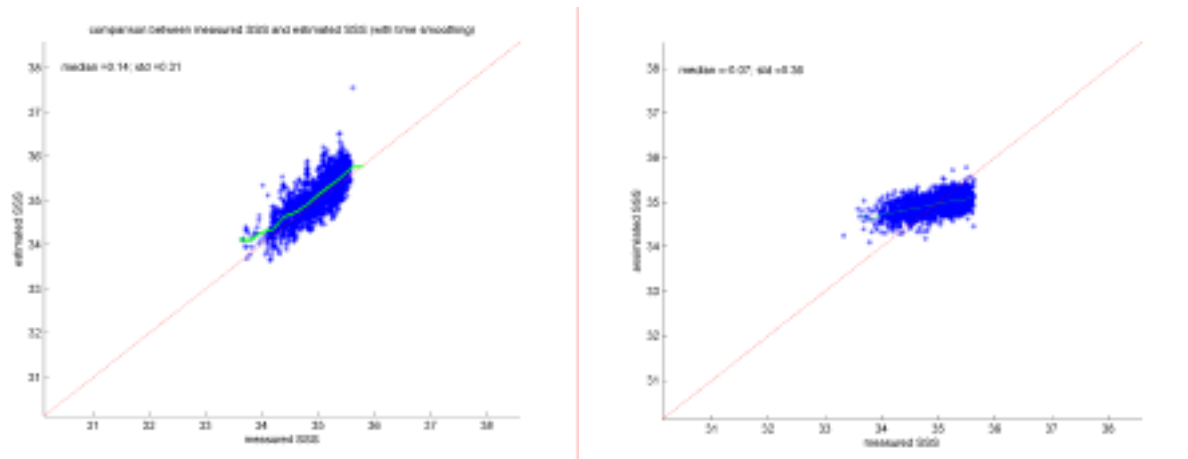


Figure 26 : SSS inversées d’après des mesures SMOS simulées au mouillage TAO, et moyennées sur 10 jours. Gauche) inversion sans contrainte a-priori sur la SSS(cas a). Droit) SSS contrainte sur une valeur climatologique (cas b). SSS retrieved from simulated SMOS measurements at TAO mooring and averaged over 10 days : left) retrieval without any a priori constraint on SSS; right) retrieval and assimilation of climatological SSS as a priori information.

L’ajout de contrainte sur la valeur initiale de la SSS utilisée dans un schéma d’inversion itératif apparaît donc dangereux car il lisse les valeurs extrêmes et de ce fait fausse la détection d’anomalies de SSS. Parmi tous les tests que nous avons effectués, la méthode la plus robuste aux problèmes de biais est l’inversion sans contrainte a-priori sur la SSS.

c) Réflexions préliminaires sur l’utilisations de SSS in situ pour la Cal/Val SMOS

J’ai initié une réflexion sur la stratégie de calibration/validation du satellite, à partir des mesures autonomes de 770 flotteurs ARGO disponibles en Janvier et Avril 2004. Ces instruments dérivent dans l’océan profond et remontent en surface tous les 10 jours. Un exemple des SSS mesurées dans les 10 premiers mètres de l’océan de surface est illustré sur la Figure 27.

ARGO – SSS – 10 days

from 11/01/04 to 20/01/04 – nb of meas. : 769

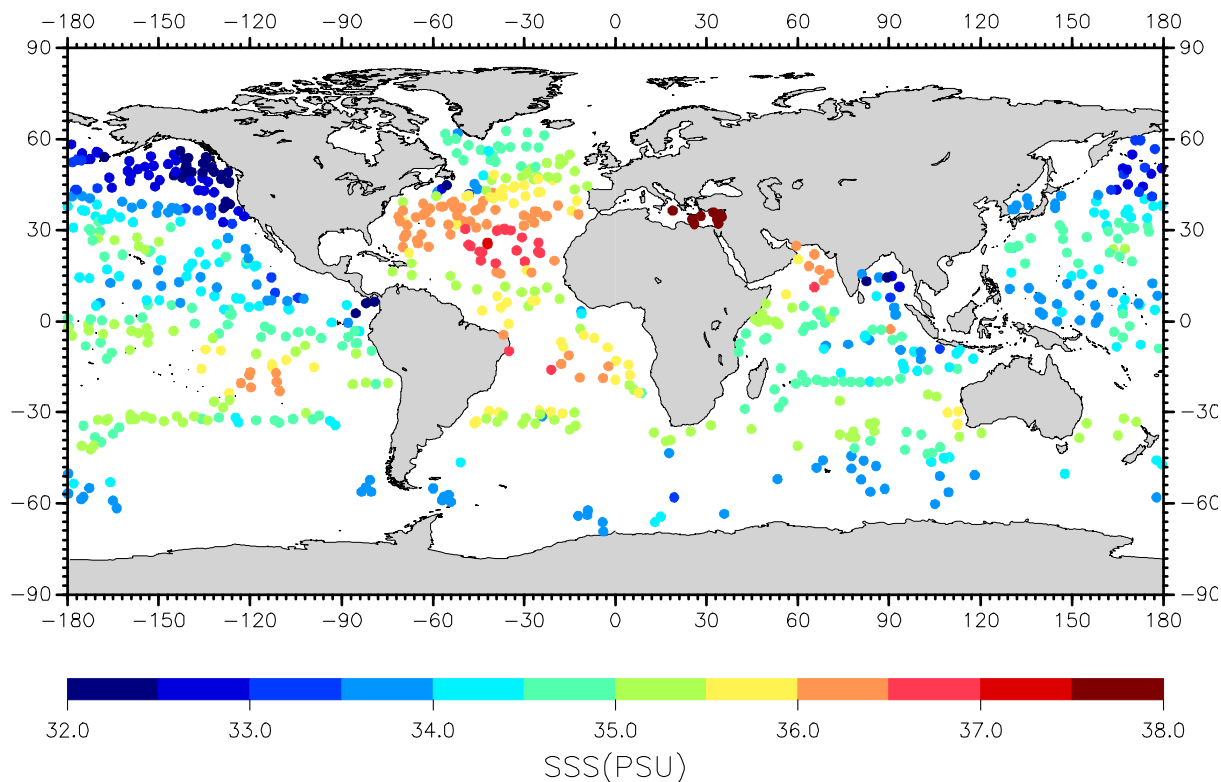


Figure 27 : Salinité à la surface de l’océan (0-10m) mesurée par les flotteurs ARGO du 11 au 20 Janvier 2004. Sea surface salinity (0-10m) measured by ARGO floats from 11 to 20 January 2004.

Nombre de mesures de Salinite de Surface 1 x 1 degrees resolution
Janvier - Levitus World Ocean Atlas 1998

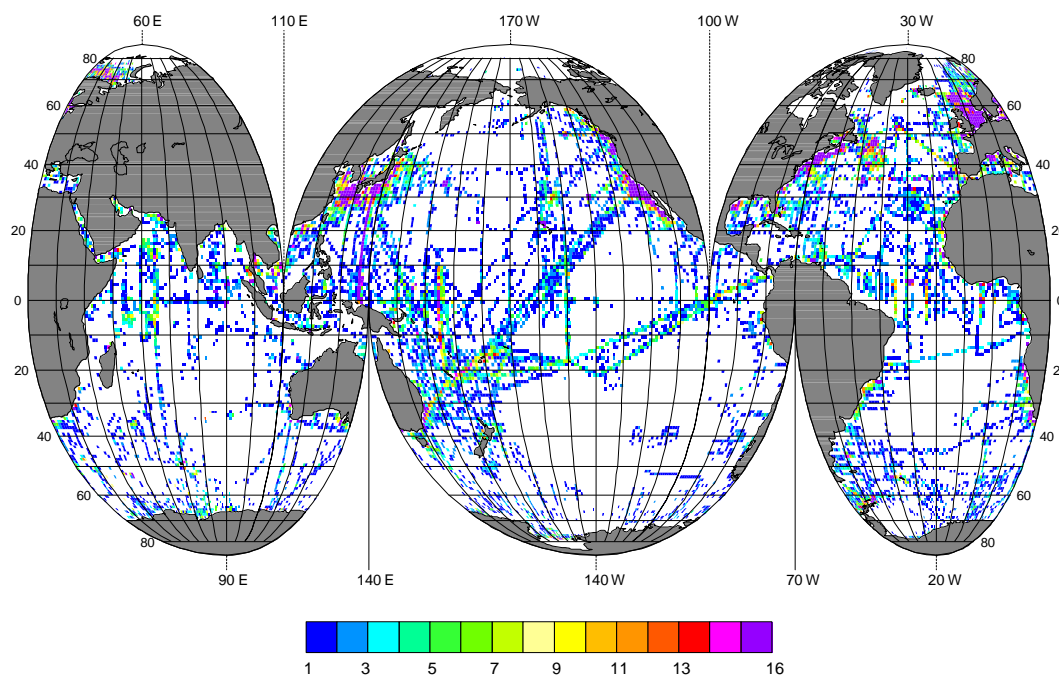


Figure 28 : Nombre de mesures bateau dans des pavés de 1°x1° utilisées pour construire la climatologie de Levitus (WOA, 1998). Number of ship measurements in 1°x1° rasters used to built the Levitus climatology.

Ces flotteurs fournissent une couverture spatio-temporelle bien meilleure que celle accessible par les mesures bateau. A titre de comparaison, la Figure 28 montre le nombre de mesures bateau utilisées par (Boyer et al., 1998) (depuis 1874) pour construire la climatologie ‘World Ocean Atlas’ en 1998.

Lorsque SMOS sera opérationnel, 3000 de ces flotteurs devraient être en fonctionnement, fournissant 300 mesures de SSS chaque jour.

Néanmoins la mesure la moins profonde de ces flotteurs peut-être assez éloignée de la surface : sur les mesures que j’ai analysées en Janvier 2004, 58% des SSS avaient été mesurées entre 2m et 5m et 40% entre 5m et 10m. Nous avons montré que pour la Cal/Val SMOS, les mesures de salinité effectuées jusqu’à 10m de profondeur pouvaient être considérées, les mesures réalisées au dessus de 5m de profondeur ne différant pas significativement des mesures réalisées entre 5m et 10m (différence de 0.004psu +/-0.03psu) (ce calcul n’inclut toutefois pas les variations de la SSS très en surface, inaccessibles par les instruments classiques).

En revanche, les mesures réalisées par un même flotteur à 10jours d’intervalle (ce qui correspond à un déplacement moyen de 50km pour un flotteur) diffèrent dans 30% des cas de plus de +/-0.1psu dû à la variabilité spatio-temporelle de la SSS. Cet ordre de grandeur est comparable aux écarts-type des SSS mesurées par bateaux dans des pavés de 0.5° de côté dans le Pacifique équatorial (Delcroix et al., 2005). L’ordre de grandeur de la variabilité de la SSS dans un pixel SMOS est donc de l’ordre de 0.1psu. Pour la Cal/Val SMOS, il serait intéressant de privilégier l’utilisation de mesures *in situ* dans des zones à faible variabilité de SSS ou tout au moins de prendre en compte cette variabilité lors de l’interprétation des écarts entre mesures satellite et mesures in situ par nature ponctuelles.

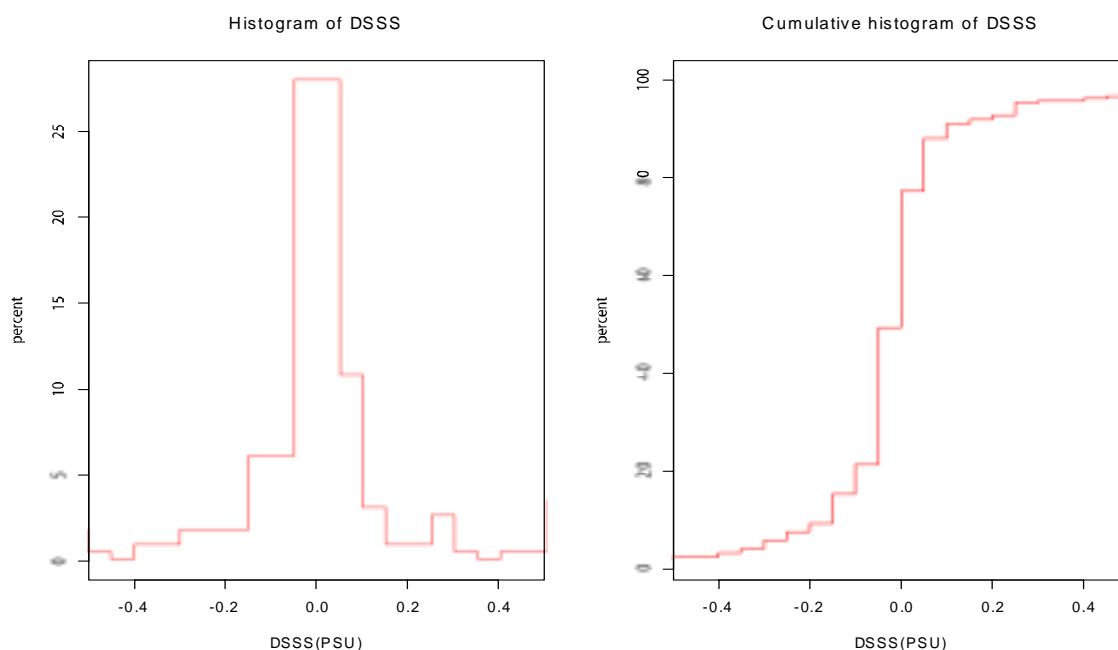


Figure 29 : Histogramme des différences de SSS mesurées à 10 jours d’intervalle par un même flotteur. Statistical distribution of the difference between SSS measured 10 days apart by the same ARGO floats.

III.PERSPECTIVES

Durant les cinq prochaines années, je me concentrerai d'une part sur l'étude des flux air-mer de CO₂ dans l'océan Sud dans le cadre du projet intégré européen du 6^{ème} PCRD 'CarboOcean' (2005-2010) et je participerai d'autre part à des activités liées à l'inversion et à la validation des mesures de la salinité de surface, SSS, à partir des futures mesures satellitaires SMOS et Aquarius. Les premières années suivant le lancement de ces instruments (respectivement prévu en 2007 et 2009) ma principale activité sera axée sur la validation des mesures. A plus long terme, lorsque les mesures de SSS télédéteectées seront validées, je souhaite les utiliser pour améliorer la description des processus controlant les flux de gaz à l'interface air-mer.

A. Flux air-mer de CO₂

1. L'océan Sud

L'océan Sud est défini comme la zone au sud du front subtropical. J'en rappelle ici les principales caractéristiques telles que très bien décrites par (Pollard et al., 2002) en vue de mieux expliciter ma démarche.

La circulation océanique dans l'océan sud et les distributions biogéochimiques associées sont principalement influencées par la structure zonale du Courant Antarctique Circumpolaire (ACC) qui transporte l'eau d'ouest en est sous l'action dominante du vent et par la bathymétrie qui influence les passages privilégiés de l'ACC. L'océan Sud est divisé en trois zones au seins desquelles le régime de l'ACC varie : la zone subantarctique au nord de l'ACC, la zone de l'ACC proprement dite qui inclut la zone polaire et la zone antarctique, la zone située au sud de l'ACC. Ces zones sont séparées par des fronts hydrologiques (Figure 30) caractérisés par des convergence ou divergences de masse d'eau et qui sont le siège de courants étroits et rapides ('jets') qui jouent un rôle important dans le transport de l'ACC. Le nombre, la vitesse et la latitude de ces jets frontaux sont déterminés par la bathymétrie et leur position latitudinale varie donc en longitude. Plusieurs définitions ont été proposées pour identifier la présence de ces fronts (Belkin and Gordon, 1996; Orsi et al., 1995) à partir des mesures de température et salinité de surface et de subsurface. Leur localisation au sud de l'Australie est illustrée sur la Figure 12. Il est important de noter qu'alors que le front polaire est très bien identifiable sur les SST satellitaires à cause du fort gradient de SST qui lui est associé, le front subantarctique (SAF) n'a pas de signature en surface. Ainsi, si pour des études visant à la compréhension des processus de subsurface, il est utile de régionaliser l'océan sud en fonction de la position de ce front, nous n'avons pas pu, lors du travail de thèse d'Y. Rangama, distinguer un comportement différent de la pression partielle de CO₂ dans l'océan de surface, pCO_{2w} dans la zone subantarctique et dans la zone polaire : dans ces deux zones les variations de pCO_{2w} sont anticorrélées aux variations de SST. De plus, dans ces deux zones, la température est un des paramètres dominant qui contrôle la stratification (Pollard et al., 2002) (Figure 30).

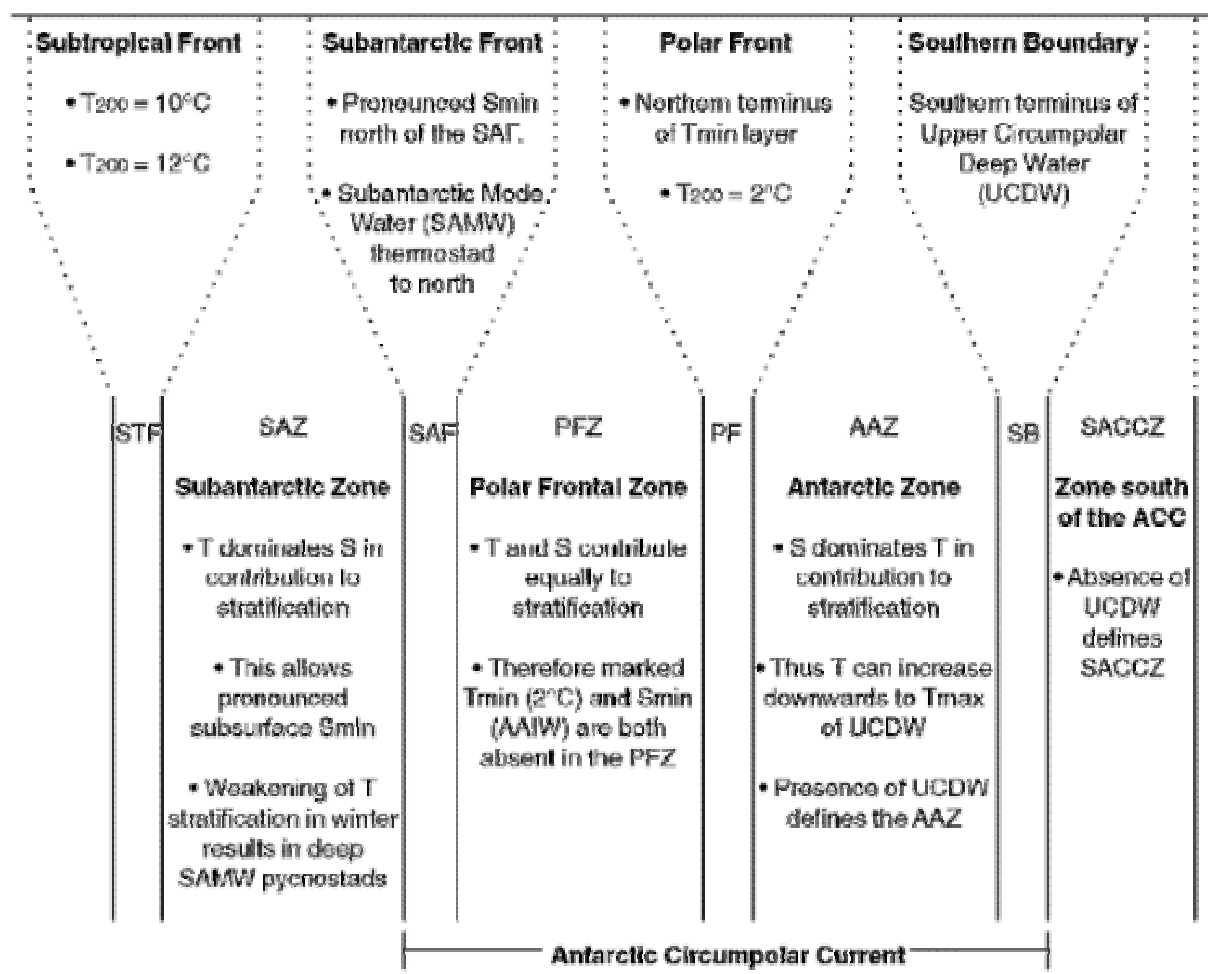


Figure 30 : Définition des fronts et zones de l'océan Sud (Pollard et al., 2002). Definition of fronts and hydrological zones in the Southern Ocean (Pollard et al., 2002).

Cette anticorrélation $p\text{CO}_{2w}$ –SST est donc indicative de phénomènes de mélange vertical ramenant en surface des masses d'eau froides ayant des teneurs en CO_2 total plus importantes que les eaux environnantes. Au sud du front polaire, nous avons trouvé que $p\text{CO}_{2w}$ n'est plus anticorrélé à la température: cela peut s'expliquer par le fait que dans cette zone c'est la salinité qui contrôle principalement la stratification (Figure 30). Nous avons clairement mis en évidence une influence dominante de la biologie dans la zone proche de la Nouvelle Zélande où de fortes concentrations en Chl sont observées et dont l'origine pourrait être liée à la présence du plateau continental pouvant être une source de fer. Il apparaît donc à la suite de l'étude de Rangama et al. que la répartition de l'océan sud en zones hydrologiques frontales n'est pas suffisante pour expliquer la variabilité spatio-temporelle de $p\text{CO}_{2w}$ observée et que celle-ci nécessite de diviser l'océan Sud en provinces biogéochimiques telles que proposées par (Longhurst, 1998). Ainsi les trois zones que nous avons définies empiriquement sur la base de la variabilité de $p\text{CO}_{2w}$ sont-elles proches des provinces climatologiques que Longhurst a proposé à partir des caractéristiques physiques et biologiques de l'océan de surface (Figure 31): la zone A de Rangama et al. est proche de la province cotière de la Nouvelle Zélande, la zone B de la province subantarctique, la zone C de la province antarctique.

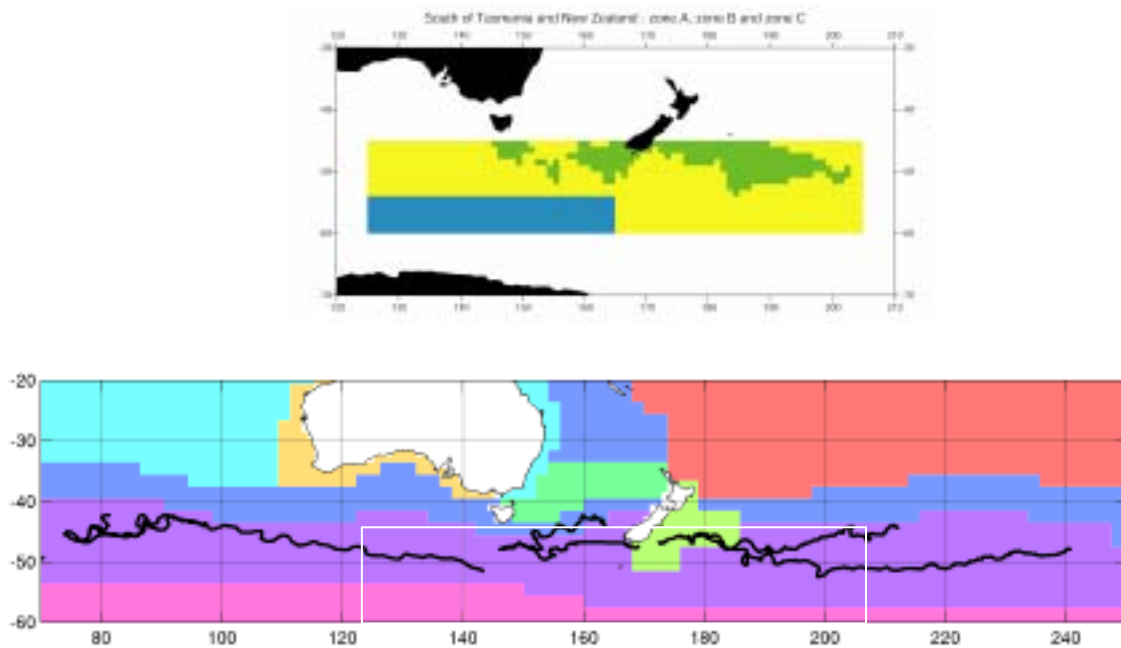


Figure 31 : haut) Provinces biogéochimiques identifiées dans Rangama et al. (2004) vert) zone A ; jaune) Zone B ; bleu) Zone C. Bas) Provinces biogéochimiques climatologiques définies par (Longhurst, 1998) : du sud au nord : rose) province antarctique ; violet) province subantarctique ; vert) province côtière de la Nouvelle Zélande. Le cadre blanc indique la zone d'étude de Rangama et al. Les trajectoires des bouées CARIOCA 2001-2004 sont superposées en noir.
top) Biogeochemical provinces found in Rangama et al. (2004). Bottom) Climatological biogeochemical provinces defined by Longhurst (1998) (the white frame indicates Rangama et al. studied region). CARIOCA trajectories are superimposed in black.

Durant les cinq prochaines années, je vais continuer l'interprétation des mesures acquises depuis 2001 par 7 bouées CARIOCA dans l'océan Indien Sud et l'océan Pacifique Sud (Figure 31 bas) et celles qui seront acquises entre 2005 et 2007 à partir de six nouvelles bouées qui seront déployées dans l'océan Atlantique Sud. En complétant ces mesures par les mesures bateaux disponibles dans l'océan Sud, on analysera les processus dominant la variabilité de $p\text{CO}_{2w}$ selon les provinces biogéochimiques dans lesquelles les bouées et les bateaux se trouvent. Dans un premier temps on considérera les contours des provinces proposés par Longhurst. On étudiera dans chaque province la variabilité de $p\text{CO}_{2w}$ relativement à celle des température de surface, SST, et salinité de surface, SSS, mesurées par les bouées, relativement aux vitesses de déplacement des bouées donnant une indication des courants de surface et relativement à la variabilité spatiale et temporelle environnante des paramètres physiques (SST, anomalie de hauteur dynamique dérivée de mesures altimétriques) et biologiques (chlorophylle, Chl) mesurés par télédétection. Pour cela on s'appuiera sur les SST et Chl dérivée des instruments MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) que l'on complètera si nécessaire par les données de SST et Chl mesurées par les instruments MERIS (MEdium Resolution Imaging Specrometer Instrument) et AATSR (Advanced Along-Track Scanning Radiometer) à bord du satellite ENVISAT (je suis Principal Investigator sur cette mission mais l'ESA ne délivre que des produits haute résolution plus difficile à manipuler que les produits grillés (résolution 4km) distribués pour MODIS que nous utilisons actuellement) ; on étudiera aussi dans quelle mesure les anomalies de hauteur dynamique dérivées des mesures altimétriques permettraient de mieux comprendre et extrapoler les mesures in situ. On raffinerà si nécessaire la définition des provinces en utilisant les paramètres télédéteçtés : les provinces de Longhurst étant définies en moyenne annuelle, on étudiera en particulier ce qu'apporte l'introduction de critères variant saisonnièrement. Les coefficients d'échange nécessaires à l'estimation du flux seront estimés

à l'IFREMER (coll. J.F. Piolle, projet CarboOcean). Cette étude visera à estimer les variations saisonnières et interannuelles du flux air-mer de CO₂ dans l'océan Sud typiquement entre 45°S et 60°S. Ces résultats seront confrontés aux estimations de flux grande échelle déduits des modèles inverses atmosphériques (coll. P. Bousquet, projet Flamenco2) ce qui conduira à une estimation des incertitudes sur les flux et éventuellement à des améliorations des méthodes d'extrapolation de pCO_{2w} et des hypothèses sous-jacentes aux modèles d'inversion. La même approche sera conduite avec les modèles de circulation océanique couplés à des modèles biogéochimiques. Ce travail sera réalisé en collaboration avec les chercheurs impliqués dans le projet européen CarboOcean et avec le support technique de la Division Technique de l'INSU.

B. Télédétection de la salinité de surface de l'océan

1. Physique de la mesure

En Septembre 2004, l'ESA a sélectionné trois instituts scientifiques 'expert' dont le rôle est de transmettre d'ici 2007 leur expertise scientifique sur la modélisation et l'inversion des mesures radiométriques en bande L, à un industriel chargé du développement d'un prototype d'inversion des mesures SMOS. Ces trois instituts sont l'Institut de Ciències del Mar (ICM, Barcelone), le Laboratoire d'Océanographie Spatiale (LOS/IFREMER, Brest) et l'IPSL. J'assure l'animation scientifique pour ce travail à l'IPSL où sont impliqués P. Waldteufel (SA), G. Caudal (CETP), moi-même et S. Zine (postdoc sur ce projet de 2005 à 2007). L'IPSL est impliqué dans la modélisation directe des effets de rugosité de surface, de l'atmosphère, dans l'optimisation du schéma d'inversion des mesures et dans la validation du prototype industriel.

Les modèles devant être transmis existent déjà en grande partie et seront éventuellement améliorés en fonction des mesures aéroportées qui seront réalisées durant la campagne CoSMOS.

Au printemps 2005 (Avril à Juin), l'ESA organise une campagne de mesures radiométriques aéroportées intitulée CoSMOS dédiée à l'étude de l'émissivité au dessus des terres émergées et de la mer. La composante océanique de CoSMOS vise à améliorer la connaissance de la sensibilité de la température de brillance à la salinité de surface (SSS) et à la rugosité de surface. Par rapport aux campagnes WISE et EuroSTARRS, les mesures radiométriques devraient être de meilleure qualité, la construction d'un nouveau radiomètre ayant été particulièrement soignée pour cette campagne. Il fournira des mesures polarimétriques au nadir et à 40° d'incidence. Les campagnes océaniques sont centrées sur le Golfe de Gascogne (5 vols), visant à la détection de gradients de SSS au large de l'embouchure de la Gironde, et à la détection de gradients de rugosité au large du plateau continental. Je suis responsable pour l'ESA de la coordination de l'acquisition des mesures (collaboration G. Reverdin) nécessaires à l'interprétation des mesures radiométriques. Dans ce cadre, deux campagnes bateau sont organisées par le LODYC sur le Côte De La Manche (soutien technique : A. Lourenço). Ces deux campagnes visent à acquérir des mesures de SSS et SST sous le trajet de l'avion au début et à la fin des campagnes aéroportées et à déployer des flotteurs dérivants (SURFACT et bouées SVP-B (collaboration P. Blouch, Météo-France)) qui assureront le suivi de la SSS, et de la SST entre les deux campagnes océanographiques proposées. Les informations sur la rugosité de surface s'appuieront sur les mesures en mer de vent (vitesse et direction) et de vagues réalisées par deux bouées météorologiques ancrées (coll. Météo-France et Met. Office, UK), sur les mesures d'un diffusiomètre présent sur l'avion et pourront être complétées par les mesures satellitaires du radar à synthèse d'ouverture (SAR) à bord d'ENVISAT (coll. N. Reul, Ifremer). L'analyse de ces mesures

devrait permettre de valider les modèles d'émissivité existants sur des conditions de mer très variées et d'évaluer la nécessité d'ajouter, en plus du vent, une information sur l'état de la mer pour l'inversion des données SMOS.

2. Variabilité de la SSS

La mesure radiométrique en bande L est influencée par les variations de température et salinité affectant le premier centimètre de la surface de l'océan (profondeur de peau). Il est par conséquent important de bien savoir caractériser les variations de la SSS et de la SST entre quelques mètres (profondeur des mesures *in situ* traditionnelles) et la couche superficielle. De forts gradients superficiels de la SSS à l'échelle du pixel SMOS sont probablement assez rares, et n'ont jusqu'ici été rencontrés que ponctuellement dans des régions très pluvieuses. Leur répartition est toutefois très mal connue, les mesures superficielles de SSS étant très rares. Afin de réaliser des mesures *in situ* de salinité très en surface, des petits flotteurs de surface, SURFACT (SURFace Conductivité Température), mesurant la conductivité et la température à 30 cm de profondeur ont été développés au LODYC, sous la responsabilité de J. Etcheto. L'objectif était de disposer de flotteurs largables de bateau, dédiés aux campagnes de préparation puis de validation de SMOS, et d'atteindre une précision de 0.1psu sur la salinité et 0.1°C sur la température.

Suite au départ en retraite de J. Etcheto, j'ai participé aux derniers tests des flotteurs SURFACT qui ont été satisfaisants. Je collabore avec C. Maes (LEGOS) sur la campagne FRONTALIS3 organisée par l'IRD sur l'ALIS au printemps 2005 pour déployer quatre flotteurs SURFACT au voisinage du front de salinité entre la « warm pool » et l'upwelling équatorial dans le Pacifique équatorial. Ils permettront d'acquérir des informations sur l'évolution temporelle de la structure du front après les mesures détaillées du bateau et éventuellement de détecter des phénomènes de surface non détectables par les mesures plus profondes du bateau ; en outre, cela permettra de vérifier la capacité de ces flotteurs à surveiller un front pour la Cal/Val du satellite. Cela est un premier pas vers des études sur la variabilité de la salinité dans l'océan superficiel, à partir de mesures *in situ* et/ou télédéteectées.

Etant donnée mon implication dans le projet CarboOcean jusqu'en 2010 et dans les campagnes relatives à la SSS en 2005, je n'ai pas l'intention de m'impliquer dans des activités lourdes préparatoires à la Cal/Val SMOS, d'ici 2007, préférant me consacrer d'ici là à l'interprétation des données acquises en 2005, à l'amélioration des modèles d'émissivité et de l'inversion des mesures SMOS. Au-delà de 2007, je m'impliquerai dans des études de validation des mesures SMOS en m'appuyant notamment sur la connaissance de la SSS que j'aurai acquise dans l'océan Sud au cours de mes études sur les flux air-mer et en particulier à l'aide des mesures CARIOCA.

A plus long terme, lorsque les mesures de SSS télédéteectées seront validées, je souhaiterais les utiliser pour améliorer les estimations de flux air-mer de CO₂, en les utilisant comme traceur de la circulation océanique et pour étudier des processus pouvant induire une forte variabilité de la SSS et du CO₂ dans la couche superficielle de l'océan (de quelques centimètres à 1m de profondeur), comme l'advection de zones fortement dessalées dans le Pacifique équatorial après de fortes pluies ou les rejets de grands fleuves, comme l'Amazone (coll. N. Lefevre, LODYC/IRD). J'illustre ci après le premier point.

Au cours de leur dérive dans l'océan indien sud, les bouées CARIOCA ont mesuré de fortes variations de SSS qui nous ont permis d'identifier l'origine des masses d'eau dans lesquelles elles évoluaient (zone polaire, zone subantarctique et zone subtropicale) et de différencier la variabilité de pCO_{2w} liée à une évolution de la température au sein d'une même masse d'eau

(effet thermodynamique) de celle liée à des mélanges entre masses d'eau ayant des teneurs en carbone inorganique dissous (DIC) différentes. Ainsi la **Figure 32** illustre les changements de SSS, SST et DIC rencontrés par l'une des bouées au cours de sa dérive pendant trois mois. Par rapport à la seule connaissance de la SST, la SSS permet de distinguer la variabilité de pCO_{2w} associée à un réchauffement local de celle associée à des processus de mélange. Il est à noter dans ce cas particulier, la forte dispersion de pCO_{2w} par rapport à la SST du à la complexité de la circulation océanique dans cette zone.

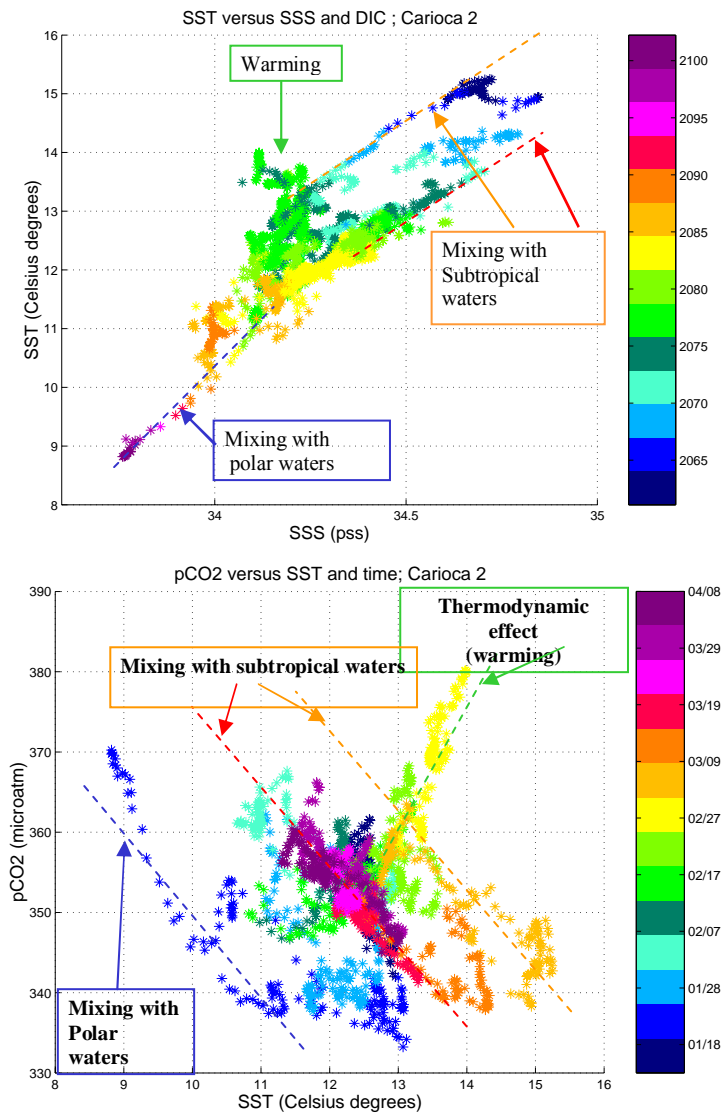


Figure 32: Mesures d'une bouée CARIOCA de Janvier à Avril 2002. haut) Diagramme SSS-SST ; la teneur en carbone inorganique dissous est indiquée en couleur (le DIC est déduit des mesures CARIOCA de pCO_2 et de salinité : l'alcalinité étant liée à la salinité par la régression AIC-SSS établie sur les données OISO par A. Jabaud et N. Metzl. Bas) pCO_2 versus SST. La forte variabilité de pCO_2 est attribuée à la rencontre de différentes masses d'eau identifiées sur les diagrammes SST-SSS. *Measurements from a CARIOCA drifter (January to April 2002 in the Southern Indian Ocean). Top) SSS-SST diagram; Dissolved Inorganic Carbon (deduced from CARIOCA pCO_2 and alkalinity derived from CARIOCA salinity) is indicated in color. Bottom) pCO_2 versus SST. The large variability of pCO_2 is due to the presence of different water masses as identified on SSS-SST diagram.*

IV. Annexes : Liste des abbréviations :

C_w : concentration aqueuse du gaz
 C_a : concentration du gaz dans l'air
Chl : teneur de chlorophylle
 e : émissivité de la surface de la mer
 f : flux de CO_2 dirigé de l'océan vers l'atmosphère
 fCO_{2a} : fugacité du CO_2 dans l'air
 fCO_{2w} : fugacité du CO_2 dans l'eau
 k : vitesse de transfert du CO_2
 K : coefficient d'échange du CO_2
 K_H : la constante de solubilité de la loi de Henry pour le gaz considéré
LM : relation k-U de Liss et Merlivat (1986)
N : relation k-U de Nightingale et al. (2000)
 pCO_{2a} : pression partielle du CO_2 dans l'air
 pCO_{2w} : pression partielle du CO_2 dans l'eau
 ΔP : gradient de pression partielle à l'interface air-mer
 P_{atm} : pression atmosphérique
 p_{H_2O} : tension de vapeur saturante à la température courante
ppmv : partie par million en volume
 R : coefficient de réflexion
 Sc : Nombre de Schmidt du gaz
 s : solubilité du gaz
 s_{skin} : solubilité du gaz calculée à la température de peau
SST : température de surface de la mer
SSS : salinité de surface de la mer
 T_b : Température de brillance
 $T_{b_{plat}}$: Température de brillance modélisée pour une mer plate
 $T_{b_{rug}}$: Température de brillance induite par la rugosité de la surface de la mer
 U : vitesse du vent
 U_{10} : vitesse du vent à 10m au dessus du niveau de la mer
 W : relation k-U de Wanninkhof (1992)
WMG : relation k-U de Wanninkhof et McGillis (1999)

V. Bibliographie

Les chiffres entre parenthèses dans le texte renvoient à ma liste de publications présentée en VI.A

- Bakker, D.C.E., J. Etcheto, J. Boutin, and L. Merlivat, Variability of surface-water fCO₂ during seasonal upwelling in the equatorial Atlantic Ocean as observed by a drifting buoy, *Journal of Geophysical research*, 106, 9241-9254, 2001.
- Belkin, I.M., and A.L. Gordon, Southern ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania, *Journal of Geophysical research*, 101, 3675-3696, 1996.
- Berger, A., *Le climat de la Terre*, De Boeck Université, Bruxelles, 1992.
- Bock, E.J., T. Hara, N.M. Frew, and W.R. McGillis, Relationship between air-sea gas transfer and short wind waves, *Journal of Geophysical research*, 104, 25821-25831, 1999.
- Boutin, J., and J. Etcheto, Seasat scatterometer versus Scanning Multichannel Microwave Radiometer wind speeds: a comparison on a global scale, *JGR*, 95, 22275-22288, 1990.
- Boutin, J., and J. Etcheto, Consistency of Geosat, SSM/I and ERS1 global surface wind speeds; comparison with in-situ data, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13, 183-197, 1996.
- Boutin, J., and J. Etcheto, Long term variability of the air-sea CO₂ exchange coefficient: Consequences for the CO₂ fluxes in the equatorial Pacific Ocean, *Global Biogeochemical Cycles*, 11, 453-470, 1997.
- Boutin, J., J. Etcheto, Y. Dandonneau, D.C.E. Bakker, R.A. Feely, H.Y. Inoue, M. Ishii, R.D. Ling, P.D. Nightingale, N. Metzl, and R. Wanninkhof, Satellite sea surface temperature: a powerful tool for interpreting in situ pCO₂ measurements in the equatorial Pacific Ocean, *TellusB*, 51B, 490-508, 1999a.
- Boutin, J., J. Etcheto, L. Merlivat, and Y. Rangama, Influence of gas exchange coefficient parameterisation on seasonal and regional variability of CO₂ air-sea fluxes, *Geophysical Research Letter*, 29/8, 2002.
- Boutin, J., J. Etcheto, M. Rafizadeh, and D.C.E. Bakker, Comparison of NSCAT, ERS2 active microwave instrument, special sensor microwave imager, and Carbon Interface Ocean Atmosphere buoy wind speed: consequences for the air-sea CO₂ exchange coefficient, *Journal of Geophysical research*, 104 (C5), 11375-11392, 1999b.
- Boutin, J., L. Siefridt, J. Etcheto, and B. Barnier, Comparison of ECMWF and satellite wind speed from 1985 to 1992, *International Journal of Remote Sensing*, 17, 2897-2913, 1996.
- Boutin, J., P. Waldteufel, N. Martin, G. Caudal, and E. Dinnat, Surface salinity retrieved from SMOS measurements over global ocean: imprecisions due to surface roughness and temperature uncertainties, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21, 1432-1447, 2004.
- Boyer, T.P., S. Levitus, J. Antonov, M. Conkright, T.O. Brien, and C. Stephens, World ocean atlas,
- Broecker, W., S. Sutherland, W. Smethie, T.-H. Peng, and G. Ostlung, Oceanic radiocarbon: Separation of the natural and bomb components, *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 263-288, 1995.
- Broecker, W.S., J.R. Ledwell, T. Takahashi, R. Weiss, L. Merlivat, L. Memery, T.H. Peng, B. Jahne, and K.O. Munnich, Isotopic versus micrometeorologic ocean CO₂ fluxes: a serious conflict, *Journal of Geophysical research*, 91, 10517-10527, 1986.

- Broecker, W.S., T.H. Peng, G. Ostlung, and M. Stuiver, The distribution of bomb radiocarbon in the ocean, *JGR*, 90, 6953-6970, 1985.
- Camps, A., J. Font, M. Vall-llossera, C. Gabarró, I. Corbella, N. Duffo, F. Torres, S. Blanch, A. Aguasca, R. Villarino, L. Enrique, J. Miranda, J. Arenas, A. Julià, J. Etcheto, V. Caselles, A. Weill, J. Boutin, S. Contardo, R. Niclós, R. Rivas, S.C. Reising, P. Wursteisen, M. Berger, and M. Martín-Neira, The WISE 2000 and 2001 Field Experiments in Support of the SMOS Mission: Sea Surface L-Band Brightness Temperature Observations and Their Application to Sea Surface Salinity Retrieval, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 804-823, 2004.
- Carbon_Dioxide_Information_Analysis_Center, *Trends Online: A Compendium of Data on Global Change*, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee., 2003.
- Delcroix, T., A. Dessier, Y. Gouriou, and M. McPhaden, Time and Space Scales for Sea Surface Salinity in the Tropical Oceans, *Deep Sea Research*, in press, 2005.
- Dinnat, E., De la détermination de la salinité de surface des océans à partir de mesures radiométriques hyperfréquences en bande L, Paris 6, Paris, 2003.
- Durand, F., L. Gourdeau, J. Verron, and T. Delcroix, Can we improve the representation of modelled ocean mixed-layer by assimilating surface-only satellite-derived data ? A case study for the tropical Pacific during the 1997-98 El Niño, in *J. Geophys. Res.*, pp. 3200, doi:10.1029/2002JC001603, 2003.
- Etcheto, J., J. Boutin, Y. Dandonneau, D.C.E. Bakker, R.A. Feely, R.D. Ling, P.D. Nightingale, and R. Wanninkhof, Air-sea CO₂ flux variability in the equatorial Pacific Ocean east of 100°W, *TellusB*, 51B, 734-747, 1999.
- Etcheto, J., E. Dinnat, J. Boutin, A. Camps, J. Miller, S. Contardo, J. Wesson, J. Font, and D. Long, Wind speed effect on L-band brightness temperature inferred from EuroSTARRS and WISE 2001 field experiments, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 2206-2214, 2004.
- Etcheto, J., E. Dinnat, S. Contardo, and J. Boutin, Comparison of EUROSTARRS and WISE measurements with sea surface emissivity models, in *First Results Workshop on EuroSTARRS, WISE, LOSAC campaigns*, edited by ESA, SP525, pp. 133-136, 2003.
- Etcheto, J., and L. Merlivat, Satellite determination of the carbon dioxide exchange coefficient at the ocean-atmosphere interface: A first step, *JGR*, 93, 15669-15678, 1988.
- Fairall, C.W., E.F. Bradley, J.S. Godfrey, G.A. Wick, J.B. Edson, and G.S. Young, Cool-Skin and warm-layer effects on sea surface temperature, *Journal of Geophysical research*, 101, 1295-1308, 1996.
- Fairall, C.W., J.E. Hare, J.B. Edson, and W.R. McGillis, Parametrization and micrometeorological measurement of air-sea gas transfer, *Boundary Layer Meteorol.*, 96, 63-105, 2000.
- Feely, R.A., C.L. Sabine, K. Lee, W. Berelson, J. Kleypas, V.J. Fabry, and F.J. Millero, Impact of Anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ System in the Oceans, *Science*, in press, 2004.
- Feely, R.A., R. Wanninkhof, T. Takahashi, and P. Tans, Influence of El Niño on the equatorial Pacific contribution to atmospheric CO₂ accumulation, *Nature*, 398, 597-601, 1999.
- Font, J., G.S.E. Lagerloef, D.M. LeVine, A. Camps, and O.Z. Zanifé, The determination of Surface Salinity with the European SMOS Space Mission, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 2196-2205, 2004.

- Frew, N.M., The role of organic films in air-sea gas exchange, in *The Sea Surface and Global Change*, edited by P.L.a.R.A. Duce, pp. 121-172, Cambridge University Press, New York, 1997.
- Frew, N.M., E.J. Bock, U. Schimpf, T. Hara, H. Haussecker, J.B. Edson, W.R. McGillis, R.K. Nelson, S.P. McKenna, M.B.M. Uz, and B. Jahne, Air-sea gas transfer: Its dependence on wind stress, small-scale roughness and surface films, *Journal of Geophysical research*, *109*, C08S17, doi: 10.1029/2003JC002131, 2004.
- Global Carbon Project, Science Framework and Implementation. Earth System Science Partnership (IGBP, IHDP, WCRP, DIVERSITAS), 69 pp., Global Carbon Project No1, 2003.
- GLOBALVIEW-CO₂, Cooperative Atmospheric Data Integration Project - Carbon Dioxide, CD-ROM, NOAA CMDL, Boulder, Colorado [Also available on Internet via anonymous FTP to ftp.cmdl.noaa.gov, Path: ccg/co2/GLOBALVIEW], 2004.
- Glover, D.M., N.M. Frew, and S.J. McCue, A Multi-year Time Series of Global Gas Transfer Velocity from the TOPEX Dual Frequency, Normalized Radar Backscatter Algorithm, *Geophysical Monograph*, *127*, 325-331, 2002.
- Hare, J.E., C.W. Fairall, W.R. McGillis, J.B. Edson, B. Ward, and R. Wanninkhof, Evaluation of the National Oceanic and Atmospheric Administration/Coupled-Ocean Atmospheric Response Experiment (NOAA/COARE) air-sea gas transfer parametrization using GasEx data, *Journal of Geophysical research*, *109*, C08S11, doi:10.1029/2003JC001831, 2004.
- Hesshaimer, V., M. Heimann, and I. Levin, Radiocarbon evidence for a smaller oceanic carbon dioxide sink than previously believed, *Nature*, *370*, 201-203, 1994.
- Hints, E.J., J.W.H. Dacey, W.R. McGillis, J.B. Edson, C.J. Zappa, and H.J. Zemmerlink, Sea-to-air fluxes from measurements of the atmospheric gradient of dimethylsulfide and comparison with simultaneous relaxed eddy accumulation measurements, *Journal of Geophysical research*, *109*, doi:10.1029/2002JC001617, 2004.
- Ho, D.T., C.J. Zappa, W.R. McGillis, L.F. Bliven, B. Ward, J.W.H. Dacey, P. Schlosser, and M.B. Hendricks, Influence of rain on air-sea gas exchange: Lessons from a model ocean, *Journal of Geophysical research*, *109*, C08S18, doi:10.1029/2003JC001806, 2004.
- Hollinger, J.P., Passive Microwave Measurements of Sea Surface Roughness, *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, *GE-9*, 165-169, 1971.
- Hoover, T.E., and D.C. Berkshire, Effects of hydration in carbon dioxide exchange across an air-water interface, *Journal of Geophysical research*, *74*, 456-464, 1969.
- Huebert, B.J., B.W. Blomquist, J.E. Hare, C.W. Fairall, J.E. Johnson, and T.S. Bates, Measurement of the sea-air DMS flux and transfer velocity using eddy correlation, *Geophysical Research Letters*, *31*, L23113, doi:10.1029/2004GL021567, 2004.
- IPCC, *Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 881 pp., [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Nogger, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson] Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001.
- Jacobs, C., J.F. Kjeld, P. Nightingale, R. Upstill-Goddard, S. Larsen, and W. Oost, Possible errors in CO₂ air-sea transfer velocity from deliberate tracer releases and eddy covariance measurements due to near-surface concentration gradients, *Journal of Geophysical research*, *107* (C9, 3128), doi:10.1029/2001JC000983, 2002.
- Jahne, B., K.O. Munnich, R. Bosinger, A. Dutzi, W. Huber, and P. Libner, On the parameters influencing air-water gas exchange, *Journal of Geophysical research*, *92*, 1937-1949, 1987.

- Keeling, C.D., and T.P. Whorf, Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network, in *Trends: A Compendium of Data on Global Change*, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A, 2003.
- Kelly, K.A., S. Dickinson, M.J. McPhaden, and G.C. Johnson, Ocean currents evident in satellite wind data, *Geophysical Research Letters*, 28, 2469-2472, 2001.
- Kerr, Y., The SMOS mission (MIRAS on RAMSES), a proposal to the call for Earth Explorer Opportunity Mission, November 30, 1998.
- Kuss, J., and B. Schneider, Chemical enhancement of the CO₂ gas exchange at a smooth seawater surface, *Marine Chemistry*, 91, 165-174, 2004.
- Lagerloef, G.S.E., C.F. Swift, and D.M.L. Vine, Sea surface salinity: the next remote sensing challenge, *Oceanography*, 8, 44-50, 1995.
- LeQuéré, C., O. Aumont, P. Monfray, and J. Orr, Propagation of climatic events on ocean stratification, marine biology, and CO₂: Case studies over the 1979-1999 period, *Journal of Geophysical research*, 108, 3375, doi: 10.1029/2001JC000920, 2003.
- LeQuéré, C., J.C. Orr, P. Monfray, and O. Aumont, Interannual variability of the oceanic sink of CO₂ from 1979 through 1997, *Global Biogeochemical Cycles*, 1247-1265, 2000.
- Liebe, H.J., G.A. Hufford, and M.G. Cotton, Propagation modelling of moist air and suspended water/ice particles at frequencies below 1000GHz, in *AGARD 52nd Specialists meeting of the Electromagnetic Wave Propagation Panel*, pp. 1(3)-10(3), Palma de Mallorca, Spain, 1993.
- Liss, P.S., and L. Merlivat, Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis, in *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, edited by P. Buat-Ménart, pp. 113-127, D. Reidel, Norwell, Mass., 1986.
- Longhurst, A.R., *Ecological geography of the sea*, 398 pp., Academic, San Diego, 1998.
- Matsumoto, K., J.L. Sarmiento, R.M. Key, O. Aumont, J.L. Bullister, K. Caldeira, J.M. Campin, S.C. Doney, H. Drange, J.C. Dutay, and e. al., Evaluation of ocean carbon cycle models with data-based metrics, *Geophysical Research Letters*, 31, L07303, doi:10.1029/2003GL018970, 2004.
- McGillis, W.R., J.B. Edson, J.E. Hare, and C.W. Fairall, Direct covariance air-sea CO₂ fluxes, *Journal of Geophysical research*, 106, 16729-16745, 2001.
- McKinley, G.A., C. Rodenbeck, M. Gloor, S. Houweling, and M. Heimann, Pacific dominance to global air-sea CO₂ flux variability: a novel atmospheric inversion agree with ocean models, *Geophysical Research Letters*, 31, L22308, doi:10.1029/2004GL021069, 2004.
- Miller, J.L., M.A. Goodberlet, and J.B. Zaitzeff, Airborne Salinity Mapper makes debut in coastal zone, *EOS*, 79, 173-177, 1998.
- Murphy, P.P., K.C. Kelly, R.A. Feely, and R.H. Gammon, Carbon dioxide concentrations in surface water and the atmosphere: PMEL cruises 1986-1989 1504, February 1994.
- Nightingale, P.D., G. Malin, C.S. Law, A.J. Watson, P.S. Liss, M.I. Liddicoat, J. Boutin, and R.C. Upstill-Goddard, In-situ evaluation of air-sea gas exchange parameterisations using novel conservative and volatile tracers, *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 373-387, 2000.
- Obata, A., and Y. Kitamura, Interannual variability of the sea-air exchange of CO₂ from 1961 to 1998 simulated with a global ocean-circulation-biogeochemistry model, *Journal of Geophysical research*, 108, No. C11, doi:10.1029/2001JC001088, 2003.
- Orsi, A.H., T.W. III, and W.D. Nowlin, On the meridional extent and fronts of the antarctic circumpolar current, *Deep Sea Research*, 42, 641-673, 1995.
- Peacock, S., Debate over the ocean bomb radiocarbon sink: Closing the gap, *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB2022, doi:10.1029/2003GB002211, 2004.

- Pollard, R.T., M.J. Lucas, and J.F. Read, Physical controls on biogeochemical zonation in the Southern Ocean, *Deep Sea Research II*, 49, 3289-3305, 2002.
- Sabine, C.L., R.A. Feely, N. Gruber, R.M. Key, K. Lee, J.L. Bullister, R. Wanninkhof, C.S. Wong, D.W.R. Wallace, B. Tilbrook, F.J. Millero, T.-H. Peng, A. Kozyr, T. Onon, and A.F. Rios, The oceanic sink for anthropogenic CO₂, *Science*, 305, 367-371, 2004.
- Sasaki, Y., I. Asanuma, K. Muneyama, G. Naito, and T. Suzuki, The dependence of sea-surface microwave emission on wind speed, frequency, incidence angle and polarization over the frequency range 1 to 40 GHz, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-25, 138-146, 1987.
- Schimpf, U., C. Garbe, and B. Jahne, Investigation of transport processes across the sea surface microlayer by infrared imagery, *Journal of Geophysical research*, 109, C08S13, doi:10.1029/2003JC001803, 2004.
- Scoy, K.A.V., K.P. Morris, J.E. Robertson, and A.J. Watson, Thermal skin effect and the air-sea flux of carbon dioxide: a seasonal high-resolution estimate, *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 253-262, 1995.
- Sweeney, C., E.M. Gloor, J.A. Jacobson, R.M. Key, G. McKinley, and J.L. Sarmiento, Estimating air-sea gas exchange using bomb ¹⁴C: revisited, in *Solas conference*, pp. 182, Halifax, 2004.
- Swift, C.T., Microwave radiometer measurements of sea surface roughness, *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, 9-no7, 641-653, 1974.
- Swift, C.T., and R.E. McIntosh, Considerations for microwave remote sensing of ocean-surface salinity, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE21, 480-490, 1983.
- Takahashi, T., J. Olafsson, J. Goddard, D.W. Chipman, and S.C. Sutherland, Seasonal variations of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: a comparative study, *Global Biogeochemical Cycles*, 7, 843-878, 1993.
- Urban, E., and the participants to the symposium on 'The Ocean in a High-CO₂ World', Priorities for Research on the Ocean in a High-CO₂ World, 12 pp. available on <http://ioc.unesco.org/iocweb/co2panel/HighOceanCO2.htm>, 2004.
- Wanninkhof, R., Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *JGR*, 97, 7373-7382, 1992.
- Wanninkhof, R., and W.R. McGillis, A cubic relationship between air-sea CO₂ exchange coefficient and wind speed, *Geophysical Research Letters*, 26, 1889-1892, 1999.
- Ward, B., R. Wanninkhof, W.R. McGillis, A.T. Jessup, M.D. DeGrandpre, J.E. Hare, and J.B. Edson, Biases in the air-sea flux of CO₂ resulting from ocean surface temperature gradients, *Journal of Geophysical research*, 109, C08S08, doi:10.1029/2003JC001800, 2004.
- Watson, A.J., R.C. Upstill-Goddard, and P.S. Liss, Air-sea gas exchange in rough and stormy seas measured by a dual-tracer technique, *Nature*, 145-147, 1991.
- Winguth, A.M.E., M. Heimann, K.D. Kurz, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, and J. Segsneider, El-Nino-Southern Oscillation related fluctuations of the marine carbon cycle, *Journal of Geophysical research*, 8, 36-63, 1994.
- Yueh, S.H., R. West, W.J. Wilson, K.K. Li, E.G. Njoku, and Y. Rahmat-Samii, Error sources and feasibility for microwave remote sensing of ocean surface salinity, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39, 1049-1060, 2001.
- Zeng, L., and G. Levy, Space and time aliasing structure in monthly mean polar-orbiting satellite data, *Journal of Geophysical research*, 100, 5133-5142, 1995.

VI. LISTE DES TRAVAUX

A. Publications 1990-2005

1. Publications dans des revues de rang A:

(* : publications impliquant des stagiaires, thésitifs ou post-doctorants que j'ai encadrés ou co-encadrés)

- 1) *Rangama, Y., **J. Boutin**, J. Etcheto, L. Merlivat, T. Takahashi, B. Delille, M. Frankignoulle, and D.C.E. Bakker, Variability of net air-sea CO₂ flux inferred from in-situ and satellite measurements in the Southern Ocean south of Tasmania and New Zealand, *Journal of Geophysical research (révisé)*, 2005.
- 2) *Caudal, G., E.D. Dinnat, **J. Boutin**, Absolute calibration of radar altimeters: consistency with electromagnetic modeling, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, sous presse, 2005.
- 3) ***Boutin, J.**, P. Waldteufel, N. Martin, G. Caudal, and E. Dinnat, Surface salinity retrieved from SMOS measurements over global ocean: imprecisions due to surface roughness and temperature uncertainties, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21, 1432-1447, 2004.
- 4) *Etcheto, J. ,E. Dinnat, **J. Boutin**, A. Camps, J. Miller, S. Contardo, J. Wesson, J. Font, and D. Long, Wind speed effect on L-band brightness temperature inferred from EuroSTARRS and WISE 2001 field experiments, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 2206-2214, 2004.
- 5) *Camps, A., J. Font, M. Vall-llossera, C. Gabarró, I. Corbella, N. Duffo, F. Torres, S. Blanch, A. Aguasca, R. Villarino, L. Enrique, J. Miranda, J. Arenas, A. Julià, J. Etcheto, V. Caselles, A. Weill, **J. Boutin**, S. Contardo, R. Niclós, R. Rivas, S.C. Reising, P. Wursteisen, M. Berger, and M. Martín-Neira, The WISE 2000 and 2001 Field Experiments in Support of the SMOS Mission:Sea Surface L-Band Brightness Temperature Observations and Their Application to Sea Surface Salinity Retrieval, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42, 804-823, 2004.
- 6) *Dinnat, E., **J. Boutin**, G. Caudal, J. Etcheto, and A. Camps, Issues concerning the sea emissivity modeling at L-band for retrieving surface salinity, *Radio Science*, 38, No. 4, 10.1029/2002RS002637, 2003.
- 7) Waldteufel, P., **J. Boutin**, and Y. Kerr, Selecting an optimal configuration for the SMOS mission, *Radio Science*, 38 No. 3, 10.1029/2002RS002744, 2003.
- 8) Camps, A., I. Corbella, M. Vall-Llossera, N. Duffo, F. Torres, R. Villarino, L. Enrique, F. Julbe, J. Font, A. Julia, C. Gabarro, J. Etcheto, **J. Boutin**, A. Weill, E. Rubio, V. Caselles, P. Wursteisen, M. Martin-Neira, L-Band Sea Surface Emissivity: Preliminary Results of the Wise-2000 Campaign and Its Application to Salinity Retrieval in the SMOS Mission, *Radioscience*, **38** (4), MAR 36-3, 2003.
- 9) Cosca, C.E., R.A. Feely, **J. Boutin**, J. Etcheto, M.J. McPhaden, F.P. Chavez, and P.G. Strutton, Seasonal and interannual CO₂ fluxes for the central and eastern equatorial Pacific Ocean as determined from fCO₂-SST relationships, *Journal of Geophysical research*, 108, 3278, doi:10.1029/2000JC000677, 2003.
- 10) ***Boutin, J.**, J. Etcheto, L. Merlivat, and Y. Rangama, Influence of gas exchange coefficient parameterisation on seasonal and regional variability of CO₂ air-sea fluxes, *Geophysical Research Letter*, 29/8, 2002.

- 11) *Dinnat, E., **J. Boutin**, G. Caudal, J. Etcheto, and P. Waldteufel, Influence of sea surface emissivity model parameters in L-band for the estimation of salinity, *International Journal of Remote Sensing*, 23, 5117-5122, 2002.
- 12) Camps, A., J. Font, J. Etcheto, V. Caselles, A. Weill, I. Corbella, M. Vall-Llosser, A. N. Duffo, F. Torres, R. Villarino, L. Enrique, A. Julia, C. Gabarro, **J. Boutin**, E. Rubio, S.C. Reising, P. Wursteisen, M. Berger and M. Martin-Neira, Sea surface emissivity observations at L-band : first results of the wind and salinity experiment WISE-2000, *IEEE Trans. Geoscience and remote sensing*, 40 (10), 2117-2130, 2002.
- 13) Feely, R.A., **J. Boutin**, C.E. Cosca, Y. Dandonneau, J. Etcheto, H.Y. Inoue, M. Ishii, C.L. Quere, D. Mackey, M.M. Phaden, N. Metzl, A. Poisson, and R. Wanninkhof, Seasonal and Interannual Variability of CO₂ in the equatorial Pacific, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49 (13-14), 2443-2469, 2002.
- 14) *Bakker, D.C.E., J. Etcheto, **J. Boutin**, and L. Merlivat, Variability of surface-water fCO₂ during seasonal upwelling in the equatorial Atlantic Ocean as observed by a drifting buoy, *J. Geophys. Res.*, 106, 9241-9254, 2001.
- 15) Orr, J.C., E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, P. Monfray, J.L. Sarmiento, J.R. Toggweiler, N.K. Taylor, J. Palmer, N. Gruber, C.L. Sabine, C.L. Quere, R.M. Key, and **J. Boutin**, Estimates of anthropogenic carbon uptake from 3-D global ocean models, *Global Biogeochem. Cycles*, 15, 43-60, 2001.
- 16) Nightingale, P.D., G. Malin, C.S. Law, A.J. Watson, P.S. Liss, M.I. Liddicoat, **J. Boutin**, and R.C. Upstill-Goddard, In-situ evaluation of air-sea gas exchange parameterisations using novel conservative and volatile tracers, *Global Biogeochem. Cycles*, 14, 373-387, 2000.
- 17) **Boutin, J.**, J. Etcheto, and P. Ciais, Possible consequences of the chemical enhancement effect for air-sea CO₂ flux estimates, *Physics and Chemistry of the Earth B*, 24, 411-416, 1999.
- 18) **Boutin, J.**, J. Etcheto, Y. Dandonneau, D.C.E. Bakker, R.A. Feely, H.Y. Inoue, M. Ishii, R.D. Ling, P.D. Nightingale, N. Metzl, and R. Wanninkhof, Satellite sea surface temperature: a powerful tool for interpreting in situ pCO₂ measurements in the equatorial Pacific Ocean, *TellusB*, 51B, 490-508, 1999.
- 19) ***Boutin, J.**, J. Etcheto, M. Rafizadeh, and D.C.E. Bakker, Comparison of NSCAT, ERS2 active microwave instrument, spetial sensor microwave imager, and Carbon Interface Ocean Atmosphere buoy wind speed: consequences for the air-sea CO₂ exchange coefficient, *J. Geophys. Res.*, 104 (C5), 11375-11392, 1999.
- 20) *Etcheto, J., **J. Boutin**, Y. Dandonneau, D.C.E. Bakker, R.A. Feely, R.D. Ling, P.D. Nightingale, and R. Wanninkhof, Air-sea CO₂ flux variability in the equatorial Pacific Ocean east of 100°W, *TellusB*, 51B, 734-747, 1999.
- 21) Etcheto, J., Y. Dandonneau, and **J. Boutin**, Interannual variability of carbon dioxide concentration in the east equatorial Pacific surface layer, *Physics and Chemistry of the Earth B*, 24, 405-410, 1999.
- 22) **Boutin, J.**, and J. Etcheto, Long term variability of the air-sea CO₂ exchange coefficient: Consequences for the CO₂ fluxes in the equatorial Pacific Ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, 11, 453-470, 1997.
- 23) **Boutin, J.**, and J. Etcheto, Consistency of Geosat, SSM/I and ERS1 global surface wind speeds; comparison with in-situ data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 13, 183-197, 1996.
- 24) **Boutin, J.**, L. Siefridt, J. Etcheto, and B. Barnier, Comparison of ECMWF and satellite wind speed from 1985 to 1992, *Int. J. Remote Sens.*, 17, 2897-2913, 1996.
- 25) **Boutin, J.**, and J. Etcheto, Intrinsic error in the air-sea CO₂ exchange coefficient resulting from the use of satellite wind speeds, *Tellus, Ser. B*, 43, 236-246, 1991.

- 26) Etcheto, J., **J. Boutin**, and L. Merlivat, Seasonal variation of the CO₂ exchange coefficient over the global ocean using satellite wind speed measurements, *Tellus*, 43B, 247-255, 1991.
- 27) **Boutin, J.**, and J. Etcheto, Seasat scatterometer versus Scanning Multichannel Microwave Radiometer wind speeds: a comparison on a global scale, *J. Geophys. Res.*, 95, 22275-22288, 1990.

2. Publications dans des revues de rang B (avec comité de lecture)

- 28) *Contardo, S., E. Dinnat, **J. Boutin**, and J. Etcheto, Influence of geometric and radiative transfer effects on comparison of data acquired by the EuroSTARRS campaign with simulated data, in *First Results Workshop on EuroSTARRS, WISE, LOSAC campaigns*, edited by ESA, SP525, pp. 125-132, 2003.
- 29) *Dinnat, E., **J. Boutin**, G. Caudal, J. Etcheto, and S. Contardo, On the use of EuroSTARRS and WISE data for validating L-band emissivity models, in *First Results Workshop on EuroSTARRS, WISE, LOSAC campaigns*, edited by ESA, SP525, pp. 117-124, 2003.
- 30) *Etcheto, J., S. Contardo, S. Morvan, A. Lourenço, and **J. Boutin**, Oceanographic conditions during Eurostarrs flights over Atlantic and Mediterranean transit, in *First Results Workshop on EuroSTARRS, WISE, LOSAC campaigns*, edited by ESA, SP525, pp. 61-67, 2003.
- 31) *Font J., C. Gabarro, A. Julia, M. Emilianov, M.I. Lloret, J. Etcheto, S. Contardo, A. Lourenco, **J. Boutin** and M. Moll, Oceanographic conditions during the Wind and Salinity Experiment 2000 and 2001, NW Mediterranean Sea, in *First Results Workshop on EuroSTARRS, WISE, LOSAC campaigns*, edited by ESA, SP525, pp. 51-60, 2003.
- 32) Weill, A., T. Besnard, C. Guérin, S. Contardo, J. Etcheto, and **J. Boutin**, WISE results from whitecapping and stereophotogrammetry: an initial attempt to combine active and fossil foam, in *First Results Workshop on EuroSTARRS, WISE, LOSAC campaigns*, edited by ESA, SP525, pp. 89-94, 2003.
- 33) Berger, M., Camps, A., Font, J., Kerr, Y., Miller, J., Johannessen, **J. Boutin**, J., Drinkwater, M.R., Skou, N., Floury, N., Rast, M., Rebhan, H., and E. Attema, 2002, Measuring Ocean Salinity with ESA's SMOS Mission ? Advancing the Science, *ESA Bulletin* 111, 113-121, 2002.
- 34) *Etcheto, J., E. Dinnat, S. Contardo, and **J. Boutin**, Comparison of EUROSTARRS and WISE measurements with sea surface emissivity models, in *First Results Workshop on EuroSTARRS, WISE, LOSAC campaigns*, edited by ESA, SP525, pp. 133-136, 2003.

3. Publications dans des livres:

- 35) *Dinnat, E.D., and **J. Boutin**, Microwave radiometry at L-band: toward a global monitoring of Sea Surface Salinity, in *Radiative transfer models for microwave radiometry (Revision of COST-712 Project 1 Final Report, 2000)*, edited by C. Mätzler, Institution of Electrical Engineers, StevenAge, UK, 19pp, 2005.
- 36) **Boutin, J.**, and J. Etcheto, Estimating the chemical enhancement effect on the air-sea CO₂ exchange using the ERS1 scatterometer wind speeds, in *Air-Water Gas Transfer*,

edited by B.J.a.E.C. Monahan, pp. 827-841, AEON Verlag & Studio, Hanau, Germany, 1995.

4. Autres publications

- 37) **Boutin, J.**, A. Camps, B. Chapron, J. Font, M. Garcia, C. Gommenginger, A. Guissard, G. Larnicol, D. Lemaire, N. Martin, E. Obligis, N. Reul, J. Schulz, P. Sobieski, and M. Srokosz, *Scientific requirements and Impact of Space Observation of Ocean Salinity for Modelling and Climate Studies: SSS retrieval algorithms and accuracy*, ESA report under contract no 14273/00/NL/DC, April 2002.
- 38) **Boutin, J.**, Les flux air-mer déduits des mesures satellitaires : Application à l'océan Pacifique équatorial, *Oceanis*, pp 151-162, 1999.
- 39) **Boutin, J.**, et M. Rafizadeh: Satellite et CO2 au Lodyc: Nouvelles avancées, La lettre informatique du CNES, 25, 1996.
- 40) **Boutin, J.**, Mise au point sur la détermination du coefficient d'échange du CO2 par la méthode du 14C artificiel, Rapport interne du LODYC, 91/01 , 14p, 1991.

B. Communications: 64 communications à colloque dont

1. Présentations dans des réunions internationales en tant que conférencier invité:

- a) **J. Boutin**, Role of remote sensing in evaluating global carbon cycle, International Ocean Carbon Coordination workshop, Paris , January 13-15 2003.
- b) **J. Boutin**, Remote sensing in relation with ocean CO2 studies, SCOR/IOC CO2 panel meeting, 9 Feb 2002, Hawaii, USA.
- c) **J. Boutin**, H. Loukos and J. Etcheto, Future applications of satellite sea surface salinity for studying the carbon cycle in the tropical Pacific ocean, AGU Western Pacific Geophysics Meeting, 2000, June 27-30, Tokyo (Japan).

2. Présentations ayant donné lieu à un résumé étendu :

- d) **Boutin, J.**, P. Waldteufel, N. Martin, Y. Kerr, G. Caudal, E. Dinnat and J. Etcheto, Uncertainties on Salinity Retrieved from SMOS measurements over Global Ocean, in *2003 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp I: 10-12, Toulouse, 2003.
- e) **Boutin, J.**, P. Waldteufel, G. Caudal, N. Martin, and C. Cot, Errors on Surface Salinity Retrieved from SMOS measurements over Global Ocean, in *2002 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp. III: 1361-1363, TORONTO (CANADA), 2002.
- f) Dinnat, E., J. Etcheto, **J. Boutin**, G. Caudal, A. Weill, et al., Sea state influence on L-band emissivity in various fetch conditions, in *2002 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pp. VI:3632-3634, Toronto (Canada), 2002.

- g) Etcheto, J., E. Dinnat, **J. Boutin**, A. Camps, J. Miller, S. Contardo, J. Font, L-band sea surface emissivity : measurements versus model comparison, , in *2002 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*,. III:, TORONTO (CANADA), 2002.
- h) **Boutin, J.**, Y. Rangama, J. Etcheto, L. Merlivat, T. Takahashi, B. Delille and M. Frankignoulle, Air-sea CO₂ fluxes inferred from in situ and remotely sensed parameters in the Southern Ocean, 6th conference internationale du CO₂, 1-5 Octobre 2001, Sendai, Japon (Actes).
- i) **Boutin, J.**, E. Dinnat, P. Waldteufel, J. Etcheto, G. Caudal, and M. Srokosz, SSS retrieval from SMOS measurements: issues related to surface conditions, in *OCEANOBS 99*, pp. 18-22, Saint Raphael, 1999.
- j) **Boutin, J.**, J. Etcheto, Y. Dandonneau, D.C.E. Bakker, P.D. Nightingale, R.D. Ling, R.A. Feely, R. Wanninkhof and N. Metzl, Satellite sea surface temperature: a useful tool for interpreting in-situ pCO₂ measurements in the equatorial Pacific Ocean, *Fifth Internationale Carbon Dioxide Conference*, Cairns, Australia, 8-12 Sept 1997.
- k) Bakker, D.C.E., J. Etcheto, **J. Boutin**, Y. Dandonneau and L. Merlivat, High frequency measurements of surface water fCO₂ by a drifting buoy in the equatorial Atlantic Ocean, *Fifth Internationale Carbon Dioxide Conference*, Cairns, Australia, 8-12 Sept 1997.
- l) **Boutin J.** and the ESCOBA group, Satellite remote sensing related to the carbon cycle in the ocean, *European Community Conference on Greenhouse gases and impacts on the Climate System-The status of research in Europe*, Orvieto, Italy, Nov 10-14, 1997 (poster de synthèse et résumé étendu).
- m) **Boutin J.** and J. Etcheto, Comparison of ERS/1 and ship wind speed, *Second ERS/1 workshop at IFREMER, Brest, pp145-152, 1994*.
- n) **Boutin, J.**, J. Etcheto, and L. Merlivat, Influence de la variabilité de la vitesse du vent sur l'évaluation des échanges de gaz carbonique à l'interface air-mer à partir de mesures satellitaires, in *Atelier de modélisation de l'atmosphère*, pp. 94-101, Toulouse, France, Novembre 1988.
- o) Merlivat, L., J. Etcheto and **J. Boutin**, CO₂ exchange at the air-sea interface: time and space variability, in *Adv. Space Res.*, [COSPAR, 1990, proceedings, exposé de synthèse sur invitation], 11, (3) 77-(3) 85, 1991.
- p) Etcheto, J., L. Merlivat, and **J. Boutin**, Satellite determination of the air-sea CO₂ exchange coefficient on a global scale, in *Oceanography from Space*, pp. 3, 1991.

C. Encadrements:

1. Thèses de doctorat:

Co-encadrement de deux thèses de doctorat :

-Y. Rangama (Sept 2000-Sept 2004): Flux air-mer de CO₂ dans l'océan sud (60%; codirection J. Etcheto-L. Merlivat) : thèse soutenue en septembre 2004.

-E. Dinnat (Sept 1999-Avril 2003) : Emissivité de la surface océanique en bande L (50%; codirection G. Caudal (CETP)- J. Etcheto) : thèse soutenue en avril 2003.

2. Stagiaires :

Encadrement (et co-encadrement) de 7 stagiaires :

2005 : Encadrement d'un stagiaire de master 2^{ème} année (70% ; codirection L. Merlivat) : M. Belounis : ' Analyse des données CARIOCA dans l'océan Sud'

2002 : Encadrement d'un stagiaire ENSTA (30% ; codirection L. Merlivat) : A. Lainé : analyse des mesures CARIOCA durant POMME

2000 : Encadrement (100%) d'un stagiaire de fin d'étude d'IUT : T. Pastier : 'Codage d'un modèle de variation diurne de la température à la surface de l'océan'.

2000 : Encadrement (100%) d'un stage de DEA 'Méthodes Physiques en télédétection' : Y. Rangama: 'Influence des différentes relations coefficient d'échange du CO₂-vent pour la détermination du flux air-mer de CO₂'.

1999 : Encadrement (80% ; codirection G. Caudal) d'un stage de DEA : E. Dinnat : 'Etude de la sensibilité sur la restitution de la salinité à partir de mesures hyperfréquences en bande L'.

1997 : Encadrement (80% ; codirection J. Etcheto) d'un stage de DEA 'Méthodes Physiques en télédétection' : J.M. Bucher : 'Interpolation optimale du coefficient d'échange air-mer du CO₂ obtenu par télédétection satellitaire'

1996 : Encadrement (100%) d'un stage du Magistère des Sciences de la Terre : S. Guinehut : 'Variabilité spatiale et temporelle de la pression partielle du CO₂ océanique'

3. Post-Doctorants :

Co-encadrement de trois post-doctorants :

2005-2007 : Encadrement (70%) de S. Zine ('Etudes préparatoires au développement d'un prototype d'inversion des mesures SMOS')

1997-1999 : Participation (30%) à l'encadrement de D. Bakker ('Mesures de pCO₂ par bouées dérivantes CARIOCA dans les océans Atlantique et Pacifique équatorial')

1999-2000 : Participation (30%) à l'encadrement de V. Leboucher ('Mesures de pCO₂ par bouées dérivantes CARIOCA dans l'océan austral')

4. Ingénieurs sous contrat :

Co-encadrement de quatre ingénieurs sous-contrat :

2003-2004 : Encadrement du travail d'un Ingénieur d'étude en CDD/CNES au LODYC dans le cadre des projets TAOB puis TOSCA 'SMOS' et 'Satellite et CO₂'(O. Coze)

2000-2003 : Encadrement (60%) du travail d'un Ingénieur d'étude en CDD au LODYC dans le cadre du projet SMOS (S. Contardo)

2000-2002 : Responsable de l'organisation du travail d'un Ingénieur d'étude en CDD au LODYC (S. Morvan puis O. Coze), travaillant sur les données satellitaires au sein de plusieurs équipes (IE générique).

1993-1995 : Participation à l'encadrement (40%) de J.C. Thil pour la constitution d'une base de donnée de pCO₂ océanique

D. Vulgarisation scientifique

- 2002-2003 : Initiation d'élèves d'une classe de CM2 à l'effet de serre dans le cadre d'un protocole d'accord entre le CNRS et l'école primaire 'passion recherche' (12 séances d'1h30)
- 2001-2002 : Initiation d'élèves d'une classe de CM1 à l'effet de serre dans le cadre d'un protocole d'accord entre le CNRS et l'école primaire 'passion recherche' (5 séances d'1h30)
- 2002 : Interview sur Radio France Internationale : 'L'origine de la salinité'
- 2002 : Interview sur France Culture : 'Pourquoi la mer est-elle bleue ?'
- 1999 : Séminaire Université Dans la Cité UPMC: 'Les échanges air-mer de gaz carbonique'.
- 1999 : Séminaire La science en direct, Palais de la découverte : 'Les échanges air-mer de gaz carbonique : apport des mesures satellitaires'.
- Nov. 1998 : Séminaire lors de la journée 'Apport de l'observation et de la mesure spatiale à la connaissance des océans' Institut Océanographique. (actes publiés dans la revue Océanis)
- Avril 1998 : Animation d'un atelier sur le climat lors de la Rencontre internationale de Jeunes à l'Unesco: 'Les scientifiques du futur: des femmes et des hommes'.

E. Contrats de Recherche / Coordination de projets :

- 2005-2010: Coordinateur de la partie 'Mesures Océan Sud' dans le projet intégré européen FP6 CarboOcéan
- 2005-2007: Responsable à l'IPSL du contrat ESA ITT 1-4728/NL/04/FF 'Expert Support Laboratories' (coordinateur J. Font, ICM)
- 2004-2005: Responsable scientifique du contrat ESA 16027/02/NL/GS: 'SSS retrieval for SMOS mission' (coordinateur F. Petitcolin, ACRI-st)
- 2000-2002: Sous-coordonateur du contrat ESA: 14273/00/NL/DC, 'SSS retrieval algorithms and accuracy' (coordinateur J. Johanessen, NERSC, Norvège)
- 2001-2004: Responsable du contrat TAOB/CNES 'Flux air-mer de CO₂ : surveillance et processus'
- 1999-2005: Participation; coordination depuis mi2004 des contrats TAOB et TOSCA du groupe SMOS/Océan
- 1998-2000: Responsable de 2 contrats PNTS (3ans)
- 1998-2005: Participation aux programmes PROOF/FRAISE & PROOF/FLAMENCO2 (coordonnés par le LSCE)

F. Administration de la recherche:

- 2001-présent : Membre du SCOR/IOC CO₂ panel
- 2004-2005: Membre du comité d'organisation du 37ième Colloque International de Liège (2005): "Air-Water Gas Transfer"
- 2002-présent: Membre du conseil de l'OSU/IPSL
- 1999-2004 : Membre du conseil de laboratoire
- 1995: Co organisatrice de la session 'Remote Sensing and Modelling of Ocean Phenomena' à l'EGS

G. Autre :

- CoI du projet SMOS (ESA); PI d'un projet ENVISAT (ESA); PI d'un projet ADEOS2 (NASDA/NASA) ;
- Participation à la campagne WISE sur la plateforme pétrolière CASABLANCA (Espagne): mesures stéréographiques de la surface de la mer. 25 Novembre-10 décembre 2000.

- 1998-2002 : Responsable de la bibliothèque du LODYC
- 1993-1995 : Organisation des séminaires du LODYC

VII. Copies de six publications sélectionnées

- Rangama, Y., J. Boutin, J. Etcheto, L. Merlivat, T. Takahashi, B. Delille, M. Frankignoulle, and D.C.E. Bakker, Variability of net air-sea CO₂ flux inferred from in-situ and satellite measurements in the Southern Ocean south of Tasmania and New Zealand, *Journal of Geophysical research (en révision)*, 2005.
- Boutin, J., P. Waldteufel, N. Martin, G. Caudal, and E. Dinnat, Surface salinity retrieved from SMOS measurements over global ocean: imprecisions due to surface roughness and temperature uncertainties, *JAOT*, 21, 1432-1447, 2004.
- Dinnat, E., J. Boutin, G. Caudal, J. Etcheto, and A. Camps, Issues concerning the sea emissivity modeling at L-band for retrieving surface salinity, *Radio Science*, 38, No. 4, 10.1029/2002RS002637, 2003.
- Boutin, J., J. Etcheto, L. Merlivat, and Y. Rangama, Influence of gas exchange coefficient parameterisation on seasonal and regional variability of CO₂ air-sea fluxes, *Geophysical Research Letter*, 29/8, 2002.
- Boutin, J., J. Etcheto, Y. Dandonneau, D.C.E. Bakker, R.A. Feely, H.Y. Inoue, M. Ishii, R.D. Ling, P.D. Nightingale, N. Metzl, and R. Wanninkhof, Satellite sea surface temperature: a powerful tool for interpreting in situ pCO₂ measurements in the equatorial Pacific Ocean, *TellusB*, 51B, 490-508, 1999.
- Boutin, J., and J. Etcheto, Long term variability of the air-sea CO₂ exchange coefficient: Consequences for the CO₂ fluxes in the equatorial Pacific Ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, 11, 453-470, 1997