

Sommaire

Liste des principaux acronymes et notations utilisés	11
Introduction générale	15
Chapitre I : Optique marine et télédétection de la couleur de l'eau	21
I.A. Propriétés optiques inhérentes (IOPs)	22
I.A.1. Définitions	22
I.A.2. Coefficients d'absorption	25
I.A.2.a. Absorption de l'eau de mer pure.....	25
I.A.2.b. Absorption de la matière organique dissoute colorée (CDOM)	26
I.A.2.c. Absorption par le phytoplancton.....	27
I.A.2.d. Absorption par la matière particulaire non-algale	29
I.A.3. Coefficients de diffusion	30
I.A.3.a. Diffusion moléculaire.....	30
I.A.3.b. Diffusion par les particules	30
I.B. Propriétés optiques apparentes (AOPs)	33
I.B.1. Définitions	33
I.B.2. Réflectance	34
I.B.3. Coefficient d'atténuation diffuse	36
I.C. Télédétection de la couleur de l'eau	36
I.D. Classification des eaux de mer	38
I.E. Capteurs satellitaires couleur de l'océan et corrections atmosphériques	39
I.E.1. Capteurs à orbite polaire et géostationnaire	39
I.E.2. Corrections atmosphériques	40
I.F. Algorithmes de télédétection	42
I.F.1. Principe général	42
I.F.2. Algorithmes de quantification des MES dans les eaux côtières	43
I.F.2.a. Algorithmes empiriques	43
I.F.2.b. Algorithmes semi-analytiques	43
I.F.2.c. Réseau de Neurones	44
I.F.2.d. Informations complémentaires sur la couche de surface	44
I.G. Conclusion	45
Chapitre II : Site d'étude et méthodologie générale	49
II.A. Site d'étude	49
II.A.1. Golfe du Lion	49
II.A.1.a. Description générale	49
II.A.1.b. Hydrodynamique	50
II.A.1.c. Apports fluviaux dans le GoL.....	50

II.A.2. Le prodelta et le panache du Rhône	52
II.A.2.a. Le Rhône	52
II.A.2.b. Prodelta du Rhône	53
II.A.2.c. Panache du Rhône	53
II.A.3. Transport sédimentaire	54
II.A.3.a. Transport en suspension en amont de l'embouchure	55
II.A.3.b. Export solide à l'embouchure	55
II.B. Objectif général et Méthodologie	56
II.B.1. Objectif général	56
II.B.2. Méthodologie	57
II.C. Campagnes océanographiques	58
II.C.1. Conditions hydrologiques	59
II.C.2. Conditions de vents.....	60
II.C.2.a. Station de mesure de Port-de-Bouc	60
II.C.2.b. Vents durant les 5 campagnes de 2010.....	60
II.D. Stratégie d'échantillonnage : couverture spatiale des campagnes de mesure	62
II.D.1. Campagne « Optic-Med » (2008)	62
II.D.2. Campagnes « Optic-Rhône » (2010)	63
II.D.3. Campagnes « Rhoma » (2011)	64
II.E. Protocoles de mesures	64
II.E.1. Mesures biogéochimiques discrètes	64
II.E.1.a. Concentration en Matière en Suspension (MES)	64
II.E.1.b. Concentration en carbone organique particulaire (POC).....	65
II.E.1.c. Concentration en pigments phytoplanctoniques	66
II.E.2. CTD et IOPs	67
II.E.2.a. Mesures de pression, température et conductivité	67
II.E.2.b. Coefficient d'absorption particulaire sur filtre	68
II.E.2.c. Coefficients d'atténuation, d'absorption et de diffusion particulaires sur la colonne d'eau	69
II.E.2.d. Granulomètre laser <i>in situ</i> (LISST)	72
II.E.2.e. Rétrodiffusion particulaire	73
II.E.3. Mesures radiométriques <i>in situ</i>	74
II.F. Plateformes de mesures autonomes	74
II.F.1. MESURHO	74
II.F.2. Flotteurs-profileurs bio-optiques ProvBios	75
II.G. Télédétection de la couleur de l'eau	76
II.G.1. Capteur MERIS	76
II.G.1.a. Caractéristiques du capteur MERIS	77
II.G.1.b. Produits MERIS	77
II.G.2. Capteur MODIS-Aqua	78
II.G.2.a. Caractéristiques du capteur MODIS-Aqua	78
II.G.2.b. Produits MODIS	78
II.H. Modèle hydro-sédimentaire Mars-3D	79
II.H.1. Résolution verticale et représentation en coordonnées sigma	81

II.H.2. Apports liquide et solide du Rhône dans le GoL	82
II.H.3. Modélisation de la vitesse de chute des particules	84
II.I. Conclusion	85
Chapitre III : Caractérisation des propriétés optiques des eaux du Golfe du Lion influencées par le panache du Rhône. Implications pour la télédétection de la couleur de l'eau	89
III.A. Propriétés biogéochimiques des eaux côtières de surface influencées par le panache du Rhône	89
III.A.1. Matières en suspension (MES)	89
III.A.2. Chlorophylle a (Chla)	93
III.A.3. Carbone organique particulaire (POC)	95
III.A.4. Rapport POC/MES	98
III.B. Liens entre les différents paramètres biogéochimiques	101
III.B.1. Relation entre les concentrations en MES et Chla	102
III.B.2. Relation entre les concentrations en POC et Chla	103
III.B.3. Relation entre les concentrations en POC et MES	104
III.C. Propriétés optiques inhérentes des eaux de surface	105
III.C.1. Propriétés d'absorption	106
III.C.1.a. Coefficient d'absorption des particules non-algales (a_{nap})	106
III.C.1.b. Coefficient d'absorption des particules algales (a_p).....	110
III.C.1.c. Coefficient d'absorption des particules (a_p)	112
III.C.1.d. Contributions respectives des particules algales, non-algales et du CDOM à l'absorption de la lumière	114
III.C.2. Coefficient de rétrodiffusion particulaire (b_{bp})	118
III.C.3. Coefficient d'atténuation (c)	122
III.D. Relations entre les propriétés optiques et biogéochimiques	123
III.D.1. Coefficient de rétrodiffusion particulaire (b_{bp})	123
III.D.1.a. Proxys de la concentration en MES	123
III.D.1.b. Variations verticales de $b_{bp}(770)$ sur l'épaisseur du panache fluvial.....	125
III.D.1.c. Calibration de la sonde de turbidité de MESURHO	126
III.D.2. Coefficient d'atténuation (c)	127
III.D.3. Rapport de rétrodiffusion particulaire b_{bp}/b_p et composition des particules.....	128
III.D.4. Distribution de taille des particules	131
III.E. Relations entre la réflectance de l'eau et la concentration en MES	136
III.E.1. Critères de sélection des stations	136
III.E.2. Détermination du facteur de correction ρ	137
III.E.3. Algorithme empirique régional	139
III.F. Discussion et conclusion	142

Chapitre IV : Dynamique spatio-temporelle des matières en suspension exportées par le Rhône dans le Golfe du Lion	147
IV.A. Profils verticaux de concentrations en MES dans le prodelta du Rhône	147
IV.A.1. Profils verticaux du coefficient b_{bp}	147
IV.A.1.a. Variations saisonnières à l'embouchure en 2010.....	147
IV.A.1.b. Profils verticaux de concentrations en MES au large de l'embouchure.....	148
IV.A.2. Transport vers le large des MES (mesures <i>in situ</i>)	150
IV.B. Variation de turbidité dans les eaux de surface à l'embouchure du Rhône	154
IV.C. Observations satellitaires (MERIS et MODIS-Aqua) du panache de surface	157
IV.C.1. Mesures MERIS	157
IV.C.2. Mesures MODIS-Aqua	158
IV.C.3. Couverture temporelle des données satellitaires considérées	158
IV.D. Réflectance de télédétection (Rrs) à partir des mesures satellitaires MERIS et MODIS.....	160
IV.D.1. Episodes de débits modérés des 14/03/10 et 29/05/10	160
IV.D.2. Episodes de crue des 05/04/10 et 17/05/10	163
IV.D.3. Etude de la totalité des huit images MERIS et MODIS	165
IV.E. Télédétection (MERIS et MODIS) des concentrations en MES – Validation de l'algorithme empirique régional	167
IV.E.1. Validation de l'estimation de MES à partir de l'algorithme empirique régional appliqué à MERIS à partir des mesures <i>in situ</i>	167
IV.E.2. Relation entre l'estimation de MES à partir de l'algorithme empirique régional appliqué à MODIS en fonction des mesures <i>in situ</i> de MES	170
IV.E.3. Comparaison entre les produits MES MERIS et MODIS.....	171
IV.E.4. Cartographie des concentrations en MES estimées à partir des mesures satellitaires MERIS et MODIS dans le panache du Rhône	172
IV.F. Etude de sensibilité avec le modèle Mars-3D	176
IV.F.1. Résolutions temporelle et spatiale	177
IV.F.1.a. Résolution temporelle	177
IV.F.1.b. Résolution spatiale	177
IV.F.2. Sensibilité du transport de MES à la fraction de particules légères et lourdes.....	178
IV.F.2.a. Variation temporelle de la concentration en MES dans le premier mètre sous la surface au point 1.....	179
IV.F.2.b. Variation temporelle de la concentration en MES dans le premier mètre sous la surface au point 2	181
IV.F.2.c. Variation temporelle du pourcentage de particules lourdes dans le premier mètre sous la surface	183
IV.F.2.d. Cartes moyennes mensuelles de concentration en MES	184
IV.G. Confrontation entre la modélisation et les mesures <i>in situ</i>	185
IV.G.1. Profils verticaux de salinité	185
IV.G.1.a. Episodes de débit modéré.....	186

IV.G.1.b. Episodes de crue	186
IV.G.2. Profils verticaux en MES	187
IV.G.2.a. Episodes de débit modéré.....	188
IV.G.2.b. Episodes de crue	189
IV.G.3. Confrontation entre la modélisation et les mesures de télédétection	190
IV.H. Conclusion	191
Conclusions générales - Perspectives	195
Bibliographie	203
Liste des figures	223
Liste des tableaux	231
Annexe A : Lorthiois T., D. Doxaran and M. Chami (2012), Daily and seasonal dynamics of suspended particles in the Rhône River plume based on remote sensing and field optical measurements. <i>Geo-Marine Letters</i> , DOI: 10.1007/s00367-012-0274-2	233

Liste des principaux acronymes et notations utilisés

a : Coefficient d'absorption (m^{-1})
ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler
AOPs : Apparent Optical Properties ou Propriétés Optiques Apparentes
 b_p : Coefficient de diffusion des particules marines (m^{-1})
 b_{bp} : Coefficient de rétrodiffusion des particules marines (m^{-1})
 c : Coefficient d'atténuation (m^{-1})
CDOM : Colored Dissolved Organic Matter ou Matières Organiques Dissoutes Colorées
Chla : Chlorophylle a
CTD : Conductivity, Temperature, Density
CZCS : Coastal Zone Color Scanner
DYNECO/PHYSED : laboratoire de PHYsique et SEDimentologie du département
DYNAMIQUE de l'Environnement COTier
ESA : European Space Agency
 γ : pente spectrale du coefficient de rétrodiffusion particulaire
GoL : Gulf of Lion ou Golfe du Lion
IFREMER : Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer
IOPs : Inherent Optical Properties ou Propriétés Optiques Inhérentes
LISST : Laser In-Situ Scattering and Transmissiometry
LOV : Laboratoire d'Océanographie de Villefranche
MARS : Model for Application at Regional Scale
MERIS : MEdium Resolution Imaging Spectrometer
MES : Matières en Suspension
MESURHO : High Frequency Measuring Buoy at the Mouth of the Rhône River
MM5 : Mesoscale Model 5
MODIS : MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer
NAP : Non-Algal Particles ou Particules Non-Algales
NASA : National Aeronautics and Space Administration
NIR : Near Infrared ou Proche infrarouge
OBS : Optical Backscattering sensor
PAR : Photosynthetically Available Radiation
PIR : Proche infra rouge
POC : Particulate Organic Carbon ou Carbone Organique Particulaire
PROVBIO : PROVOr Biogéochimique et Optique
PSD : Particle Size Distribution ou Distribution de taille des Particules
Rrs : réflectance de télédétection (rapport de la luminance sur l'éclairement)
 $S_{NAP/CDOM}$: pente spectrale de l'absorption par les NAP/CDOM
SeaWiFS : Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SORA : Station d'Observation du Rhône à Arles
SPOT : Satellite Pour l'Observation de la Terre
VSF : Volume Scattering Function ou coefficient angulaire de diffusion

Introduction générale

Introduction générale

Importance de l'océan côtier

L'océan côtier représente un environnement critique soumis à de nombreuses contraintes. Il est l'interface entre les continents, l'atmosphère et l'océan. Les zones côtières sont, par ailleurs, au carrefour de nombreux enjeux socio-économiques et écologiques et représentent une fraction significative de la productivité de l'océan global (Field et al., 1998). Cette productivité est le résultat de l'eutrophisation, elle-même provoquée par les apports de nutriments terrigènes et les cycles saisonniers de mélange vertical et de stratification. Ces phénomènes engendrent des eaux de surface riches en nutriments favorables à la croissance du phytoplancton et à la photosynthèse.

Ces zones supportent des activités humaines variées telles que la pêche, les exploitations pétrolières et minérales et le tourisme. Environ la moitié de la population mondiale vit à moins de 200 km des côtes, autant de personnes soumises aux effets de l'eutrophisation, de la pollution, de la surpêche et du changement climatique. Cette ultime thématique est devenue un enjeu socio-économique majeur, dépassant le strict intérêt scientifique.

Ne représentant que 8% de la surface de l'océan mondial, les marges côtières jouent un rôle majeur dans les cycles biogéochimiques de la planète et notamment dans celui du carbone (Borges, 2005 ; Gattuso et al., 1998). En effet, 80% de l'enfouissement du carbone organique se produit le long des marges continentales (Hedges et Keil, 1995 ; Smith et Hollibaugh, 1993). La forte productivité des océans côtiers (~25% de la production primaire océanique mondiale, Smith et Hollibaugh, 1993) est soutenue notamment par la grande quantité d'apports en nutriments par les fleuves et les upwellings. L'export de matériel terrigène par les fleuves résulte de l'érosion et du lessivage des sols (Dagg et al., 2004). Selon Hedges et al. (1997), 1 Gt de carbone par an est exportée dont 0.4 Gt sous forme organique, particulaire ou dissoute. En outre, moins de 5% des sédiments apportés par les fleuves atteignent l'océan profond (Meade, 1996), soulignant l'importance de l'océan côtier comme réceptacle privilégié de ces apports.

Cas du Golfe du Lion en Mer Méditerranée

La pression anthropique est particulièrement forte en Mer Méditerranée du fait de sa situation géographique à la frontière entre plusieurs continents. Il s'agit d'un bassin océanique quasi-fermé, avec des marées inexistantes et sujet à des forçages météo-climatiques extrêmes. Dans sa partie Nord-Occidentale se trouve la marge continentale du Golfe du Lion. La dynamique des échanges particuliers sur son plateau est soumise à une grande variété de processus physiques à différentes échelles spatio-temporelles. En termes d'apports d'eau douce et particulaire, le Rhône est la principale source dans le Golfe du Lion. Avec des marées de très faible amplitude, la dynamique de ce type d'environnement est contrôlée par le vent, la houle générée par le vent, les courants et les apports fluviaux (en particulier lors d'événements hydro-climatiques extrêmes). Une bonne compréhension de cette zone côtière nécessite l'étude à haute fréquence des mécanismes qui régissent cet environnement.

Détection et télédétection des substances biogéochimiques optiquement actives dans les eaux côtières

La compréhension des cycles biogéochimiques dans l'océan côtier nécessite des observations à hautes résolutions spatiale et temporelle. La connaissance de la distribution des concentrations des constituants marins optiquement actifs permet d'identifier et cartographier certains processus océaniques spatialement et temporellement.

La quantification *in situ* des matières en suspension (MES), carbone organique particulaire (POC), Chlorophylle a (Chla) et matières organiques dissoutes colorées (CDOM), requiert un échantillonnage discret de l'eau de mer puis des analyses en laboratoire. Cependant, les résolutions spatiale et temporelle obtenues par cette stratégie d'échantillonnage sont faibles. Les paramètres biogéochimiques et optiques des eaux naturelles peuvent aussi être estimés à partir de mesures télédétectées de la couleur de l'eau enregistrées par différents capteurs satellitaires (e.g. MODIS Aqua (NASA) et MERIS (ESA)). De telles mesures donnent un aperçu de la distribution spatiale et temporelle des paramètres biogéochimiques. Cependant ces mesures télédétectées ne permettent pas d'évaluer la structure verticale de la colonne d'eau car elles ne sont représentatives que d'une épaisseur limitée sous l'interface air-eau. Cette épaisseur est conditionnée par la turbidité de l'eau (Forget et al., 2001). Ainsi de telles mesures ne détectent pas nécessairement le maximum profond de chlorophylle, par exemple, ce qui peut biaiser les estimations de concentration en Chla intégrées sur la colonne d'eau. Il en est de même pour les concentrations en MES à l'interface eau-sédiment. Enfin, la complexité optique des eaux côtières (par rapport aux eaux du large) complique l'interprétation des mesures télédétectées, car les algorithmes standards fonctionnent mal lorsqu'ils sont appliqués aux eaux côtières.

Les propriétés biogéochimiques des constituants de l'eau de mer peuvent aussi être obtenues à l'aide de mesures optiques *in situ*. Les propriétés optiques généralement mesurées *in situ* incluent les coefficients d'absorption, rétrodiffusion et atténuation ainsi que la fluorescence de la Chla et du CDOM.

Objectif général de la thèse

Dans ce contexte, assurer un suivi des différents composants colorés de l'eau de mer à l'aide des propriétés optiques du milieu est d'une importance fondamentale. Ce suivi peut permettre de déterminer les concentrations en MES à l'embouchure du Rhône puis leur devenir sur la marge continentale du Golfe du Lion. L'étude est focalisée sur une échelle spatiale réduite (i.e. jusqu'à quelques dizaines de kilomètres au large de l'embouchure) et sur une échelle temporelle diurne à saisonnière.

L'objectif de ce travail de thèse est d'étudier la variabilité des apports sédimentaires en suspension du Rhône dans le Golfe du Lion et leur devenir au niveau du proche plateau continental.

Problématique et méthodologie

L'étude des mécanismes hydro-sédimentaires à l'embouchure du Rhône et des échanges avec la zone côtière a nécessité notamment le suivi des concentrations en MES. Les questions suivantes ont orienté les travaux réalisés :

- Quels sont les principaux forçages qui affectent les apports fluviaux et le transport des MES dans le Golfe du Lion ?
- Dans quelle mesure la biogéochimie de la zone côtière est elle affectée par les apports particuliers du Rhône ?
- Quels sont les modes de transport des MES ?
- Quelle est la variabilité des processus qui conditionnent la dynamique des MES de l'échelle événementielle à saisonnière ?

Différents outils ont été combinés pour tenter de répondre à ces questions.

Le premier outil est la mesure *in situ* réalisée tout au long de l'année durant des campagnes de mesures océanographiques et à l'aide de plateformes de mesures autonomes. Les campagnes océanographiques permettent de mesurer les propriétés biogéochimiques des eaux côtières par prélèvement d'eau. L'utilisation de proxys bio-optiques permet notamment le suivi des concentrations en MES, non seulement en surface mais aussi sur la colonne d'eau. La dimension verticale des mesures *in situ* est l'un des avantages de ce type de mesures par rapport aux mesures télédéteectées.

Les plateformes de mesures autonomes de type flotteurs-profileurs permettent de compléter le jeu de données *in situ* grâce à l'instrumentation dont elles sont équipées. Ce type de plateformes présente l'avantage d'échantillonner sur des périodes plus longues que les campagnes océanographiques. En revanche, elles ne permettent pas de contraindre la localisation des mesures car elles se déplacent au gré des courants.

Les plateformes de mesures fixes en amont (débit liquide du Rhône à Beaucaire, concentration de matières en suspension dans les eaux du Rhône à Arles) ou en aval de l'embouchure (station MESURHO située à 2 km au Sud-Est de l'embouchure) permettent de suivre l'évolution temporelle de différents paramètres à des localisations fixes.

Une part importante de ce travail a consisté à traiter puis analyser des mesures *in situ* des propriétés physico-chimiques et bio-optiques réalisées dans le panache du Rhône. Un traitement rigoureux et approprié des données est d'une importance fondamentale. La qualité des données peut être affectée par le déploiement des instruments, leur calibration, les corrections et le post traitement des données. Ainsi, un soin particulier a été porté à cet exercice, aussi bien pour les mesures optiques que biogéochimiques.

Le deuxième outil est la télédétection satellitaire « couleur de l'océan » qui permet d'obtenir une vue synoptique et instantanée des MES dans la couche de surface dans les zones côtières. Grâce à la présence en orbite de capteurs satellitaires adaptés aux zones côtières (MERIS et MODIS), une bonne répétitivité des mesures de concentrations de matières en suspension dans les eaux de surface est rendue possible. Des corrections atmosphériques spécialement développées pour les eaux côtières permettent de se ramener à une valeur de signal marin au

dessus de l'eau. Les trois limitations majeures des mesures satellitaires sont la restriction aux eaux de surface (ce qui ne permet pas d'appréhender la stratification verticale de turbidité), la couverture nuageuse et l'instantanéité de l'information. Ainsi, elles ne permettent pas de suivre l'évolution de certains phénomènes se déroulant à des échelles de temps inférieures à la journée.

Le troisième et dernier outil est la modélisation hydrodynamique (en l'occurrence le modèle MARS-3D de l'Ifremer) dans lequel est injecté du matériel sédimentaire apporté par le Rhône afin de reproduire la dynamique sédimentaire des particules exportées dans la zone côtière. Ces trois outils présentent chacun leurs avantages et leurs limites, et leur combinaison permet de suivre temporellement le transport de sédiments en suspension.

Structure du manuscrit

Le manuscrit se décompose en quatre chapitres.

Le premier chapitre est axé sur la description des notions fondamentales de l'optique marine et de la télédétection de la couleur de l'océan qui seront utilisées dans les chapitres suivants pour traiter des questions scientifiques de la thèse.

Le deuxième chapitre décrit le site d'étude, les objectifs et la méthodologie utilisée pour répondre à ces objectifs : outils, mesures et traitement des données.

Les résultats obtenus sont présentés dans les chapitres III et IV. Le troisième chapitre décrit la nature et les gammes de concentrations des substances colorées dans le panache du Rhône, depuis leur source rhodanienne jusqu'à plusieurs kilomètres au large, en se basant sur les observations biogéochimiques et optiques faites durant les campagnes en mer menées à différentes saisons de l'année. Des proxys bio-optiques ainsi qu'un algorithme empirique régional y sont développés.

Dans le quatrième chapitre, les proxys bio-optiques et l'algorithme régional sont utilisés conjointement avec la modélisation hydro-sédimentaire pour caractériser et comprendre la dynamique saisonnière, en terme de concentration en MES sur la colonne d'eau et en surface dans les eaux côtières influencées par le panache du Rhône.

Chapitre I

Optique marine et télédétection de la couleur de l'océan

Chapitre I

Optique marine et télédétection de la couleur de l'eau

Ce chapitre introductif décrit les propriétés optiques du milieu marin et la manière dont les constituants colorés de l'eau de mer interagissent avec la lumière. Les propriétés optiques peuvent être utilisées afin de retrouver une information qualitative et quantitative sur les constituants colorés marins, dont la nature et la quantité modifient la couleur de l'océan. Certaines notions développées dans ce chapitre sont basées sur des ouvrages de référence en optique marine tels que Mobley (1994) et Kirk (1996).

Les eaux naturelles sont composées de molécules d'eau comprenant des gaz et des sels dissous, ainsi que de matières particulaires et dissoutes d'origine organique et inorganique, vivantes et non vivantes. Ces constituants couvrent une large gamme de taille depuis les molécules d'eau (~0.1 nm) jusqu'aux grandes particules et bulles de gaz pouvant atteindre plusieurs millimètres. La figure I-1 synthétise les classes de taille des différents constituants de l'eau de mer. En optique marine, les constituants colorés de l'eau de mer sont divisés en trois grandes catégories incluant l'eau de mer pure, les matières organiques dissoutes colorées (CDOM pour « Colored Dissolved Organic Matter » en anglais) et les matières en suspension ou MES (SPM pour « Suspended Particulate Matter » en anglais). Les acronymes CDOM et MES seront utilisés dans la suite du document. La séparation entre les matières dissoutes et particulaires est faite par filtration d'eau de mer à travers un filtre de porosité spécifique. Les MES sont définies comme étant les matières retenues sur un filtre GF/F (0.7 μm de porosité).

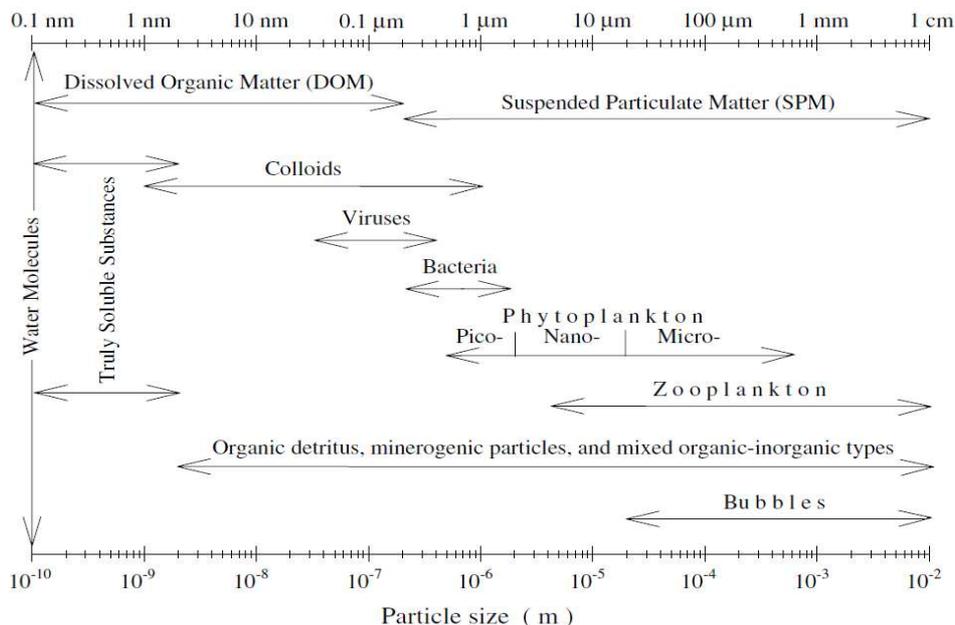


Figure I-1 : Diagramme des spectres de taille des composants de l'eau de mer dans la gamme 0.1 nm à 1 cm. Les flèches indiquent les limites approximatives des différentes classes de taille de chaque catégorie (d'après Stramski et al., 2004).

Les matières vivantes incluent les virus, bactéries, phytoplancton et zooplancton alors que les matières particulaires non-vivantes sont composées de débris organiques (fragments d'organismes morts, matières fécales) et de matières inorganiques (minéraux tels qu'argile, sable, quartz, calcites). Les particules marines inorganiques peuvent provenir de poussières atmosphériques, de l'érosion des sols ou des sédiments maintenus en suspension dans la colonne d'eau par les courants et les marées. Une combinaison organique-inorganique peut exister telle que les coccolithophores (phytoplancton muni d'une structure externe en calcium carbonaté), ainsi que des agrégats amorphes de matières organique et inorganique appelés floes ou « neige marine ». Les particules en suspension sont d'une grande diversité en terme de taille, forme et composition qui influencent leurs propriétés optiques.

I.A. Propriétés optiques inhérentes (IOPs)

I.A.1. Définitions

La propagation de la lumière dans les eaux naturelles est décrite par l'équation du transfert radiatif. Cette propagation est fonction de la composition ionique et moléculaire de l'eau de mer pure et des constituants colorés présents en suspension et en solution. Les propriétés optiques inhérentes (notées IOPs pour Inherent Optical Properties) dépendent des constituants du milieu sans prendre en compte la structure géométrique et l'intensité du rayonnement pénétrant dans le milieu marin. Seulement deux IOPs, la diffusion et l'absorption, permettent de décrire toutes les autres. La diffusion est le processus physique qui traduit une redirection de la lumière incidente tout autour de la molécule d'eau (diffusion de Raman) ou particule éclairée sans modification de l'énergie lumineuse incidente. L'absorption, en revanche, implique des processus qui atténuent le flux de photons. A ces processus d'absorption et de diffusion, il faut ajouter la fluorescence émise par la matière dissoute colorée et les pigments phytoplanctoniques.

Considérons un faisceau collimaté infiniment fin monochromatique (longueur d'onde λ) ayant un flux incident $\Phi_0(\lambda)$ en W nm^{-1} sur une couche d'eau d'épaisseur dx en m^{-1} (figure I-2). Une partie $\Phi_a(\lambda)$ de la lumière incidente est absorbée dans la couche d'eau, une autre partie $\Phi_b(\lambda)$ est diffusée hors de cette couche dans toutes les directions. L'énergie résiduelle dans la même direction que le flux incident est notée $\Phi_t(\lambda)$:

$$\Phi_0(\lambda) = \Phi_a(\lambda) + \Phi_b(\lambda) + \Phi_t(\lambda) \quad (\text{I-1})$$

Les coefficients d'absorption et de diffusion spectrales $a(\lambda)$ et $b(\lambda)$ en m^{-1} sont reliés à l'énergie incidente traversant une couche d'eau infiniment fine d'épaisseur dx par les équations I-2 et I-3 :

$$d\Phi_a(\lambda) = a(\lambda) \Phi_0(\lambda) dx \quad (\text{I-2})$$

$$d\Phi_b(\lambda) = b(\lambda) \Phi_0(\lambda) dx \quad (\text{I-3})$$

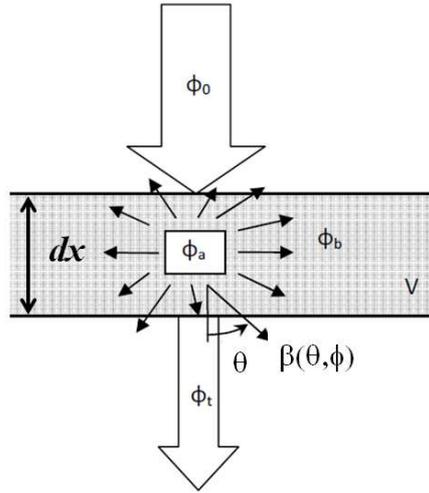


Figure I-2 : Représentation d'un flux de lumière incident traversant un volume d'eau de mer et définissant les coefficients d'absorption et de diffusion (d'après Morel, 2008).

Le coefficient angulaire de diffusion (ou VSF pour « volume scattering function »), est noté $\beta(\lambda, \theta, \varphi)$, en $\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$, avec θ l'angle de diffusion compris entre 0 et π et φ l'angle azimutal compris entre 0 et 2π . Dans le milieu marin, les particules sont orientées aléatoirement. De ce fait, la forme de ces particules peut être approximée comme étant sphérique du point de vue de leur effet optique. Compte tenu de cette approximation, la dépendance de β vis-à-vis de φ est négligeable. L'intégration de $\beta(\lambda, \theta)$ sur l'ensemble de l'angle solide permet de retrouver le coefficient total de diffusion $b(\lambda)$ en m^{-1} :

$$b(\lambda) = 2\pi \int_0^\pi \beta(\lambda, \theta) \sin(\theta) d\theta \quad (\text{I-4})$$

La variation de β en fonction de θ est appelée indicatrice de diffusion. L'intégration entre $\pi/2$ et π permet de retrouver le coefficient de rétrodiffusion $b_b(\lambda)$ en m^{-1} (équation I-5), relatif à la partie « arrière » (i.e., direction opposée au faisceau incident) de la diffusion. Ce paramètre est fondamental pour la télédétection de la couleur de l'océan car il s'agit de la part du rayonnement solaire incident diffusée détectable par un radiomètre aéroporté ou satellitaire :

$$b_b(\lambda) = 2\pi \int_{\pi/2}^\pi \beta(\lambda, \theta) \sin(\theta) d\theta \quad (\text{I-5})$$

Le coefficient d'atténuation $c(\lambda)$ en m^{-1} , est la somme des coefficients d'absorption et de diffusion dans toutes les directions :

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda) \quad (\text{I-6})$$

$d\Phi_c(\lambda) = d\Phi_a(\lambda) + d\Phi_b(\lambda)$ représente la perte d'énergie par absorption et par diffusion du faisceau incident lorsqu'il traverse l'épaisseur d'eau dx :

$$d\Phi_c(\lambda) = c(\lambda) \Phi_0(\lambda) dx \quad (\text{I-7})$$

Les IOPs ont pour propriété fondamentale d'être additives. Ainsi, les coefficients d'absorption et de diffusion se décomposent en la somme des absorptions et des diffusions propres à chacun des constituants marins optiquement actifs du milieu. Les contributions à l'absorption et à la diffusion de chacun de ces constituants s'expriment de la façon suivante :

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) + a_{NAP}(\lambda) + a_\phi(\lambda) \quad (I-8)$$

avec : a_w : absorption de l'eau de mer pure (m^{-1})

a_{CDOM} : absorption des substances jaunes ou CDOM (m^{-1})

a_{NAP} : absorption des particules non-algales (notées NAP) (m^{-1})

a_ϕ : absorption du phytoplancton (m^{-1})

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_p(\lambda) \quad (I-9)$$

avec : b_w : diffusion de l'eau pure (m^{-1})

b_p : diffusion des matières particulaires (m^{-1})

Une description détaillée des spectres d'absorption et de diffusion de chacun des constituants marins sera développée dans les sections I.A.2 et I.A.3 respectivement.

De même que pour le coefficient de diffusion, l'indicatrice de diffusion β se décompose en une indicatrice moléculaire et particulaire :

$$\beta(\lambda, \theta) = \beta_w(\lambda, \theta) + \beta_p(\lambda, \theta) \quad (I-10)$$

L'indice de réfraction complexe noté m caractérise la propagation des ondes électromagnétiques dans le milieu.

$$m = n + in' \quad (I-11)$$

où n et n' sont respectivement les parties réelle et imaginaire de l'indice de réfraction relatif à celui de l'eau de mer. La partie réelle n traduit les propriétés de diffusion du milieu et la partie imaginaire n' celles de l'absorption. A titre d'exemple, les particules de quartz ont un indice de réfraction réel n de 1.15, les aluminosilicates ou argiles ainsi que les particules d'hydroxyde de fer ont des indices compris entre 1.10 et 1.18 (Thomas, 1978). Ahn (1990) et Ahn et al. (1992) rapportent pour différents argiles des valeurs de n comprises entre 1.10 et 1.14. Par ailleurs, les particules minérales peuvent provenir d'organismes vivants. Il peut s'agir de coccolithophores (plaques de calcite et d'aragonite), qui ont un indice n compris entre 1.19 et 1.21, de diatomées (silice amorphe ou opale) avec une valeur typique n de 1.05. Enfin les particules vivantes sont composées de matière organique et d'eau ce qui leur confère un indice de réfraction proche de celui de l'eau ($n \sim 1.02$). Le tableau I-1 reporte la densité ($g\ m^{-3}$) et l'indice de réfraction réel n de différentes particules fréquemment rencontrées dans les eaux côtières.

Type de particules	Densité (x 10 ⁶ g m ⁻³)	Indice de réfraction réel <i>n</i>
Aragonite	2.83	1.22
Calcite	2.71	1.17
Chlorite	2.50	1.21
Gibbsite	2.42	1.18
Illite	2.80	1.18
Kaolinite	2.65	1.16
Montmorillonite	2.50	1.17
Opale	1.90	1.07
Quartz	2.65	1.16
Matière Organique (sèche)	1.38	1.16
Matière Organique vivante (+ eau)	0.2-0.5	1.03-1.05

Tableau I-1 : Densité (g m⁻³) et indice de réfraction réel *n* de particules en suspension rencontrées dans les eaux côtières (d'après Lide, 1997). L'indice de réfraction *n* est calculé relativement à celui de l'eau de mer *n_w* (*n_w*=1.34).

Les particules marines sont composées d'eau et de matière solide. Si l'on note V_w et V_s les volumes respectifs de l'eau et des matières solides qui composent la particule et ρ_s la densité de la matière solide, la densité apparente, ρ_a en kg L⁻¹ s'écrit :

$$\rho_a = \frac{V_s}{V_s + V_w} \rho_s \quad (\text{I-12})$$

Pour les cellules phytoplanctoniques, ρ_s varie entre 1.24 et 1.53 kg L⁻¹, V_w est compris entre 40% et 80% (Aas, 1996) et ρ_a est compris entre 0.25 et 0.92 kg L⁻¹. Pour les agrégats constitués de particules organiques et/ou inorganiques, V_w est principalement interstitiel et dépend de la taille des particules (Boss et al., 2009a). V_w peut approcher 100% pour les plus gros agrégats, ainsi ρ_a peut alors avoir des valeurs très faibles telles que 0.01 kg L⁻¹.

I.A.2. Coefficients d'absorption

I.A.2.a. Absorption de l'eau de mer pure

Les valeurs spectrales du coefficient d'absorption de l'eau de mer pure (a_w , m⁻¹) ont été définies par Morel et Prieur (1977), Smith et Baker (1981), Kou et al. (1993), Pope et Fry (1997), Litjens et al. (1999) et Fry (2000) (figure I-3). Entre 400 et 700 nm (domaine visible du spectre lumineux), la salinité influence peu l'absorption de l'eau de mer, la température, quant à elle, augmente légèrement les valeurs d'absorption en particulier dans le rouge et le proche infrarouge (Pegau et Zaneveld, 1993). L'absorption de l'eau de mer augmente de 0.0015 m⁻¹/°C à 650 nm, et de 0.01 m⁻¹/°C à 750 nm pour une température comprise entre 10 °C et 30 °C. Sullivan et al. (2006) ont établi la dépendance de l'absorption de l'eau de mer à la température et la salinité.

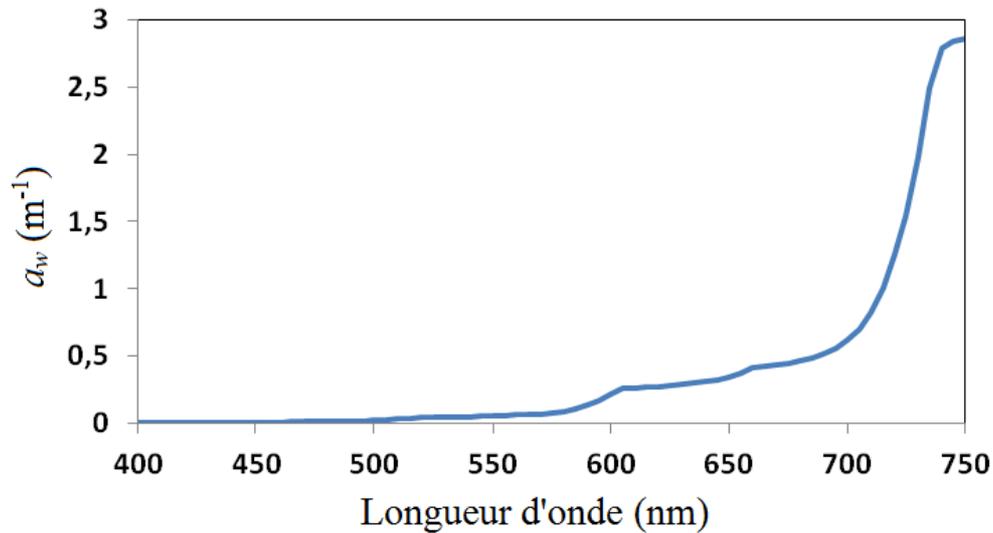


Figure I-3 : Spectre d'absorption de l'eau de mer pure, a_w , (d'après Pope et Fry (1997) pour la gamme spectrale (400 nm à 715 nm) et d'après Kou et al. (1993) pour la gamme spectrale (720 nm à 750 nm).

I.A.2.b. Absorption de la matière organique dissoute colorée (CDOM)

Les matières organiques dissoutes colorées (CDOM) ou substances jaunes correspondent aux matières organiques végétales en décomposition dissoutes dans les eaux naturelles. Ces matières sont principalement composées d'acides humique et fulvique (Kirk, 1996). Les substances jaunes proviennent d'une part d'apports continentaux (e.g., apports fluviaux) et d'autre part du milieu marin lui-même par dégradation du phytoplancton. L'appellation substances jaunes provient du fait que leur présence rend l'eau jaunâtre. Leur concentration est exprimée par le coefficient d'absorption de ces matières a_{CDOM} en m^{-1} .

Le comportement spectral de a_{CDOM} suit une loi exponentielle décroissante en fonction de la longueur d'onde (Bricaud et al., 1981 ; Bukata et al., 1981 ; Roesler et al., 1989 ; Kirk, 1996 ; Babin et al., 2003a) :

$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM}(\lambda_{ref}) \cdot \exp(-S_{CDOM} \cdot (\lambda - \lambda_{ref})) \quad (I-13)$$

S_{CDOM} est la pente (en nm^{-1}) du spectre exponentiel et λ_{ref} est la longueur d'onde de référence en nm, qui est souvent celle à 443 nm. La composition des substances jaunes influence la valeur de la pente. La valeur moyenne de S_{CDOM} est différente dans l'océan ouvert ($0.014 \pm 0.003 nm^{-1}$, Bricaud et al., 1981) ou côtier ($0.018 \pm 0.003 nm^{-1}$, Babin et al., 2003a). Carder et al. (1989) ont étudié la variabilité des coefficients d'absorption des substances jaunes dans les masses d'eaux côtières influencées par les apports fluviaux du Mississippi ; ils ont montré que de fortes pentes de S_{CDOM} ($0.019 nm^{-1}$) présentent une part importante d'acide fulvique (d'origine terrigène) contrairement aux pentes faibles ($0.011 nm^{-1}$) qui ont une forte concentration en acides humiques. Matsuoka et al. (2011) ont mesuré S_{CDOM} dans la partie Ouest de l'océan Arctique à différentes saisons (figure I-4). La pente moyenne y est proche de celle documentée par Babin et al. (2003a) dans les eaux côtières européennes ($0.018 \pm 0.004 nm^{-1}$). Cependant, une forte variabilité saisonnière a été observée. Les substances jaunes ont un impact non négligeable sur l'atténuation de la lumière aux courtes longueurs d'onde du

spectre visible (400-500 nm). Dans les eaux côtières, ces substances peuvent être présentes en grande concentration et ont ainsi un effet limitant sur la production photosynthétique (Kirk, 1996). Une augmentation de la pente de S_{CDOM} durant les périodes de fort ensoleillement résulte du photobleaching, qui provoque la création de petites molécules qui absorbent la lumière dans les courtes longueurs d'onde (Blaugh et Del Vecchio, 2002; Twardowski et Donaghay, 2002).

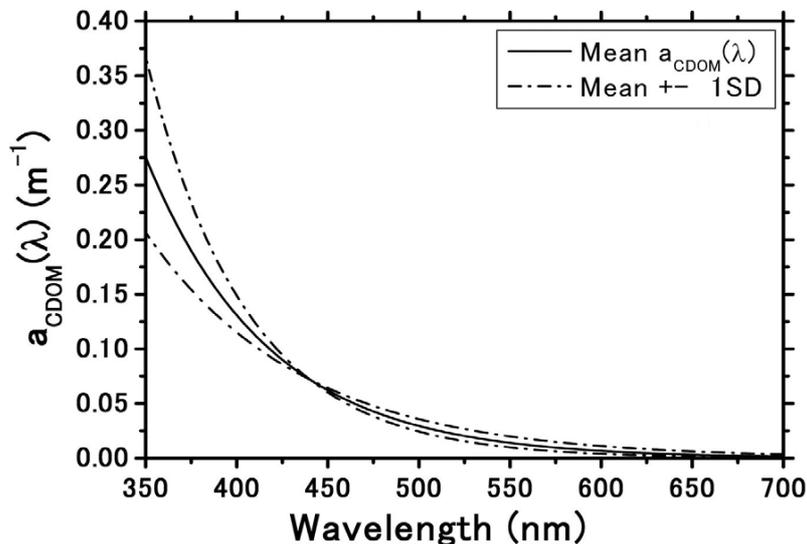


Figure I-4 : Spectre moyen d'absorption du CDOM (a_{CDOM}) mesuré dans l'Océan Arctique Ouest (d'après Matsuoka et al., 2011). Valeur moyenne (ligne continue), \pm écart type (ligne discontinue).

I.A.2.c. Absorption par le phytoplancton

L'absorption de la lumière par les matières particulaires se divise en deux termes : l'absorption par les cellules phytoplanctoniques (a_{ϕ}) et par les particules non algales (a_{NAP}), qui sera décrite dans la section I.A.2.d.

L'absorption de la lumière par les particules en suspension dans les eaux naturelles (essentiellement phytoplancton et débris organiques et inorganiques) est mesurée en concentrant les particules sur un filtre par filtration. Le spectre d'absorption du filtre est ensuite mesuré à l'aide d'un spectrophotomètre (Yentsch, 1962). Le problème principal de cette technique est la surestimation de l'absorption des particules due à la lumière diffusée qui ne sera pas mesurée par le détecteur (Butler, 1962). La technique transmission-réflexion (T-R) Tassan et Ferrari (1995, 2002), permet de résoudre ce problème. Le filtre est placé contre une sphère intégrante. La partie interne de la sphère intégrante est couverte d'un matériau fortement réfléchissant (Spectralon) qui permet à la lumière diffusée dans toutes les directions d'être collectée et acheminée jusqu'au détecteur. Cette sphère intégrante permet donc de mesurer la lumière rétrodiffusée et ainsi corriger la mesure de ce biais. Cette technique est adaptée pour des particules diffusant fortement la lumière (e.g. celles contenues dans les eaux avec une forte concentration en sédiments en suspension).

Ces mesures sur filtre permettent de discriminer l'absorption des matières phytoplanctoniques et non-algales. Cette séparation est obtenue par dépigmentation des pigments phytoplanctoniques présents sur le filtre (en utilisant une solution de méthanol) puis mesure

du spectre d'absorption des particules résiduelles non-algales retenues sur le filtre (Kishino et al., 1985 ; Tassan et Ferrari, 1995). L'amplification du trajet optique des photons à l'intérieur du filtre est corrigée par le facteur β (décrit dans la partie II.E.2.b.). Il existe des incertitudes liées à ce facteur (Finkel et Irwin, 2001 ; Roesler, 1998 ; Lohrenz, 2000) qui ne seront pas détaillées ici.

L'absorption par le phytoplancton résulte de l'absorption cumulée des pigments photosynthétiques présents dans les cellules algales tels que la Chlorophylle a (Chla), les Chlorophylles b et c (Chlb et Chlc), les caroténoïdes ou encore les phycobiliprotéines. La composition pigmentaire des cellules phytoplanctoniques est fonction de la composition taxonomique des communautés et de leur état physiologique, liés aux conditions lumineuses et à la disponibilité de nutriments (Llewellyn et Gibb, 2000 ; Schluter et al., 2000). Ces pigments sont aussi caractérisés par leur spectre d'absorption (Bidigare et al., 1990 ; Hoepffner et Sathyendranath, 1992). Le pigment majoritaire des cellules phytoplanctoniques est la Chlorophylle a dont le spectre d'absorption est connu. Il présente un premier maximum autour de 440 nm et un second autour de 676 nm. Par conséquent, l'ensemble des spectres d'absorption du phytoplancton est caractérisé par ces deux maxima. Les valeurs typiques de l'indice de réfraction imaginaire n' du phytoplancton ont été documentées dans la littérature par Patterson et al. (1977), Egan et Higelman (1979) et Stramski et al. (2007). Un facteur important impactant les propriétés d'absorption est l'effet de discrétisation ou « packaging effect » (Kirk, 1975 ; Morel et Bricaud, 1981). Les pigments sont regroupés au sein de chloroplastes et de cellules algales, ils ne sont donc pas répartis de manière uniforme au sein de la cellule phytoplanctonique. L'efficacité de collection de la lumière en est par conséquent réduite par effet d'ombrage. Le coefficient d'absorption spécifique du phytoplancton (a^*_ϕ , m^2 (mg Chla) $^{-1}$), est défini comme étant l'absorption du phytoplancton par unité de biomasse ($a^*_\phi = a_\phi / \text{Chla}$). Les formes du spectre des coefficients d'absorption spécifiques sont très variables (figure I-5), notamment dans les eaux côtières (e.g., Babin et al., 2003a).

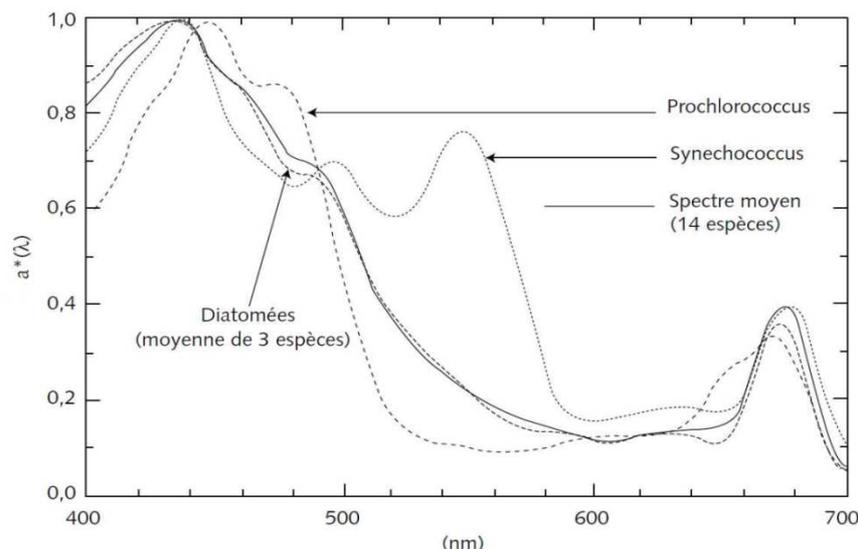


Figure I-5 : Spectres d'absorption spécifiques $a^*(\lambda)$ de différentes espèces phytoplanctoniques, normalisés par leur maximum (d'après Antoine 1998). Spectre moyen $a^*(\lambda)$ des diatomées (d'après Bricaud et al., 1998), de *Prochlorococcus* et *Synechococcus* (d'après Morel et al., 1993). Le spectre moyen de 14 espèces a été calculé à partir de 3 spectres issus de Bricaud et al. (1983), 3 spectres issus de Bricaud et Morel (1986) et 8 spectres issus de Bricaud et al. (1988).

I.A.2.d. Absorption par la matière particulaire non-algale

La matière particulaire non phytoplanctonique ou non-algale (notée NAP pour « non-algal particles ») est composée de matières organique et inorganique. Dans l'océan ouvert, la matière particulaire non-algale est composée principalement de matière détritique d'origine organique. Dans l'océan côtier, les particules minérales provenant d'apports continentaux (e.g. apports fluviaux, érosion des côtes) entrent dans la composition des particules non-algales (Bukata et al., 1995). Roesler et al. (1989) puis Estapa et al. (2012) ont proposé une paramétrisation du coefficient d'absorption des NAP, en fonction de la longueur d'onde et en considérant une absorption potentiellement non-nulle a'_{NAP} dans le domaine spectral proche-infrarouge :

$$a_{NAP}^*(\lambda) = a'_{NAP} + a_{NAP}(\lambda_{ref}) \cdot \exp^{(-S_{NAP} \cdot (\lambda - \lambda_{ref}))} \quad (I-14)$$

avec $a_{NAP}^* = a_{NAP} / MES$ en $m^2 g^{-1}$, S_{NAP} (nm^{-1}) la pente de la loi exponentielle décroissante, λ_{ref} (nm) est la longueur d'onde de référence généralement prise à 443 nm. Röttgers et Gehnke (2012) ont proposé une nouvelle méthode de mesure de l'absorption des particules retenues sur filtre en fibre de verre en le plaçant à l'intérieur d'une sphère intégrante, qui présente des avantages en comparaison de la technique de mesures en transmission-réflexion. Cette nouvelle méthode permet d'obtenir une bonne précision de mesure en évitant les erreurs dues à la diffusion. De plus, elle ne nécessite pas de correction dans le proche infrarouge car l'intégralité de la lumière diffusée est focalisée vers le détecteur grâce aux propriétés de la sphère intégrante. Les mesures d'absorption sont donc précises dans cette partie spécifique du spectre.

Les mesures réalisées à partir d'échantillons d'eau prélevés dans les océans ouvert et côtier montrent que S_{NAP} varie en moyenne autour de $0.011 \pm 0.003 nm^{-1}$ ($N = 1166$) dans l'océan ouvert (Bricaud et al., 1998). Dans les eaux côtières, Roesler et al. (1989) ont observé une valeur S_{NAP} moyenne de $0.011 \pm 0.002 nm^{-1}$. Dans les eaux côtières européennes, Babin et al. (2003a) ont obtenu une valeur moyenne de S_{NAP} de $0.0123 \pm 0.0013 nm^{-1}$. Pour déterminer cette pente spectrale, Babin et al. (2003a) ont travaillé entre 380 et 730 nm, en prenant soin d'exclure les bandes 400-480 nm et 620-710 nm afin d'éviter une éventuelle absorption pigmentaire résiduelle. Le tableau I-2 synthétise les valeurs des coefficients $a_{NAP}(\lambda_{ref})$ à 443 et $a_{NAP}(\lambda_{pir})$ à 715 nm (l'indice « pir » est utilisé pour « proche infra-rouge »), ainsi que la pente spectrale S_{NAP} , mesurés dans différentes eaux côtières.

Localisation	$a_{NAP}(\lambda_{ref})$	$a_{NAP}(\lambda_{pir})$	S_{NAP}	N
Adriatique ¹	0.041 (0.017)	0	0.0128	39
Atlantique ¹	0.044 (0.030)	0	0.0124 (0.0015)	33
Baltique ¹	0.067 (0.022)	0	0.0130 (0.0007)	54
Manche ¹	0.035 (0.018)	0	0.0117 (0.0011)	82
Méditerranée ¹	0.036 (0.019)	0	0.0129 (0.0016)	52
Détroit de Menai (Grande Bretagne) ²	0.055	0.026	0.010	
Détroit de Menai ³	0.024	0	0.011	
Mer d'Irlande ⁴	0.054 (0.003)	0.016	0.011 (0.0003)	
Mer d'Irlande ⁵	0.055	0	0.009	98
Lac Chilka, Colombie Britannique ⁶	0.025	0.019	0.016 (0.001)	

Tableau I-2 : Coefficients $a_{NAP}(\lambda_{ref})$, $a_{NAP}(\lambda_{pir})$ et S_{NAP} rencontrés dans différentes eaux côtières. L'écart type est entre parenthèses quand cette donnée est disponible. (¹Babin et al. (2003a); ²Harker (1997); ³Bowers et al. (1996); ⁴Binding et al. (2003); ⁵Mckee et Cunningham, com. pers. ; ⁶Gallie and Murtha (1992)).

I.A.3. Coefficients de diffusion

I.A.3.a. Diffusion moléculaire

Le coefficient de diffusion des molécules d'eau a été mesuré par Smith et Baker (1981) dans le spectre visible et proche infrarouge (400–800 nm). Ce coefficient est généralement inférieur au coefficient de diffusion des particules en suspension. Ce coefficient diminue avec la longueur d'onde et atteint des valeurs minimales autour de 800 nm. L'intégration de l'indicatrice de diffusion sur tout l'angle solide permet de retrouver le coefficient total de diffusion dépendant de la longueur d'onde suivant une loi puissance (Morel, 1974) :

$$b_w(\lambda) = 0.00288 \cdot \left(\frac{\lambda}{500}\right)^{-4.32} \quad (\text{I-15})$$

L'eau de mer rétrodiffuse 50% de la lumière diffusée (Morel, 1980) : $b_{bw}(\lambda) = 0.5 b_w(\lambda)$.

I.A.3.b. Diffusion par les particules

De manière générale, les particules marines sont de plus grande dimension que les longueurs d'onde visibles et proche infrarouge (400–1000 nm). Le coefficient de diffusion des particules b_p dépend de leur concentration, densité, distribution de taille et indice de réfraction complexe (cf. partie I.A.1. Eq. I-11). La théorie de Mie décrit la diffusion des particules sphériques d'indice de réfraction homogène (Mie, 1908 ; Van de Hulst, 1957 ; Morel, 1973 ; Ahn, 1990 ; Stramski et Kiefer, 1991). Les résultats théoriques obtenus par Morel (1973), appuyés par des mesures en mer et en laboratoire (Petzold, 1972 ; Chami et al., 2006) ont montré que,

contrairement à celle de l'eau de mer pure, l'indicatrice de diffusion des particules marines n'est pas symétrique. Les grosses particules (2–5 µm) diffusent fortement vers l'avant, alors que les petites particules (< 1 µm) diffusent majoritairement vers l'arrière.

La distribution de taille des particules marines est souvent modélisée par une loi puissance, dite de Junge (Bader, 1970 ; Jonasz, 1983) :

$$dN/dD = KD^j (dN/dD) \quad (\text{I-16})$$

avec N le nombre de particules dans un intervalle de taille dD , D le diamètre de la particule (m) et j l'exposant de Junge.

La distribution de taille des particules dans l'océan influe sur le transfert radiatif et en particulier sur la diffusion de la lumière dans les eaux naturelles. La matière particulaire dans l'océan peut être divisée en deux classes élémentaires : biogénique et terrigène. L'abondance et les concentrations relatives de ces deux classes varient de manière considérable. Par ailleurs, la taille de la matière particulaire peut varier de moins d'un micromètre à plusieurs micromètres (Sheldon et al., 1972). La plupart des particules terrigènes (Aragonite, Calcite, Chlorite, Gibbsite, Illite, Kaolinite, Montmorillonite, Opale, Quartz) est de petite taille (Harris, 1977 ; Bogdanov, 1974 ; Lisycin et Bogdanov, 1968 ; Shifrin, 1983). Les particules plus petites que le micromètre sont principalement les cyanobactéries et les prochlorophytes (Iturriaga et Marra, 1988; Siegel et al., 1990). Les particules phytoplanctoniques sont généralement de plus grande taille (cf. figure I-1). Les mesures de distributions de taille des particules indiquent que le nombre de particules augmente rapidement avec la diminution de la taille. La floculation est un processus au cours duquel des particules élémentaires de matières en suspension s'agrègent en un ou plusieurs groupes de particules appelés floes. Avec la floculation, des floes de taille très importante seront observés typiquement entre 30 et 200 µm (Durrieu de Madron et al., 2005). Dans trois estuaires européens (Ems, Rhin et Gironde), Eisma et al. (1991) ont trouvé des tailles de floes maximales comprises entre 600 et 800 µm. Dans la baie de San Pablo (USA), Kineke et Sternberg (1989) ont mesuré des floes de 450 µm. Plus récemment, Manning et al. (2006), ont mesuré dans l'estuaire du Tamar (Angleterre) des tailles maximales de floes comprises entre 350 et 2230 µm.

Disposer d'une information sur la distribution de taille des particules en suspension est un enjeu crucial. En effet, la taille des particules est l'un des facteurs clé qui contrôle le transport des particules en suspension dans l'eau, incluant agrégation, désagrégation et vitesse de chute. Les forçages physiques qui contrôlent la collision des particules sont différents en fonction de leur taille, mouvement Brownien pour les petites particules (< 2 µm), laminaire ou turbulent (2–40 µm) et différentes vitesses de sédimentation pour les plus grosses (Johnson, 1994). L'observation des particules de grande taille telles que la neige marine dans l'environnement côtier est ancienne (Suzuki et Kato, 1953). Pour les particules de plus petite taille (1–50 µm), la méthode Coulter-counter a été introduite par Sheldon et al. (1972). Cependant cette méthode a été critiquée car les prélèvements d'eau (pompage, bouteille de prélèvement) détruisent les particules de grande taille en particulier les agrégats ou floes (Eisma et al., 1983). En utilisant une technique de mesure non-intrusive, Eisma et al. (1983) ont montré que la taille des agrégats dans l'estuaire de Ems était environ un ordre de grandeur plus grand qu'avec la méthode Coulter-counter. C'est la raison pour laquelle des instruments *in situ* ont

été développés pour mesurer la distribution de taille des particules (e.g. LISST-100; Agrawal et Pottsmith, 2000).

D'après la théorie (Morel, 1973), la diffusion de la lumière par des particules sphériques, homogènes et non-absorbantes dont la distribution de taille suit une loi puissance varie aussi en fonction de la longueur d'onde suivant une loi puissance :

$$b_p(\lambda) = b_p(\lambda_0) \left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-\gamma} \quad (\text{I-17})$$

avec λ_0 la longueur d'onde de référence et γ la pente spectrale. D'après Morel (1973), γ s'exprime en fonction de l'exposant de Jünge j :

$$\gamma = j - 3 \quad (\text{I-18})$$

Une modélisation plus fine a été proposée par Boss et al. (2001) pour prendre en compte les plus grandes particules présentes dans l'océan (Eq. I-19). Ce modèle d'inversion est aussi adapté pour les particules absorbantes ou non-sphériques.

$$\gamma = j - 3 - 0.5e^{-6j} \quad (\text{I-19})$$

De nombreuses mesures du spectre de b_p , ont montré une différence significative avec une loi puissance et particulièrement aux longueurs d'ondes sujettes à une forte absorption particulaire (Barnard et al., 1998 ; Babin et al., 2003a ; Stramski et al., 2007). La déviation de $b_p(\lambda)$ d'une loi puissance est liée à l'absorption particulaire $a_p(\lambda)$ mais dépend aussi de la distribution de taille des particules (Boss et al., 2001b ; Doxaran et al., 2009). Stramski et Kiefer (1991) ont montré à l'aide de la théorie de Mie que les particules dont le diamètre est compris entre 0.5 et 10 μm sont à l'origine de 95% du signal de diffusion particulaire.

Pour décrire le comportement spectral de b_p , la loi en λ^{-j} peut être utilisée (Sathyendranath et al., 1989). Cependant, elle n'est valable que dans le cas spécifique de particules non-absorbantes, sphériques et homogènes et qui ont une distribution de taille en loi puissance (avec $j = 4$). Pour un vaste jeu de données échantillonné dans les eaux côtières, Babin et al. (2003b) ont observé une dépendance spectrale du coefficient de diffusion en $\lambda^{-0.6}$ et $\lambda^{-0.4}$ pour les eaux dominées par les particules phytoplanctoniques et minérales, respectivement. Doxaran et al. (2007, 2009) ont examiné la validité de cette loi dans le proche infrarouge (715-870 nm) pour des eaux côtières européennes. Ils ont conclu qu'il est possible de modéliser les variations spectrales de la diffusion dans le proche infrarouge par une équation de type I-17 ($R^2 = 0.99$). Leurs mesures montrent de fortes variations de γ (entre 0.1 et 1.2), et des variations moindres ($\gamma = 0.4 \pm 0.3$) dans les eaux les plus turbides. Ils n'ont cependant pas fait le lien, faute de mesures, entre γ et la distribution de taille des particules j . Ils ont mis en évidence un biais (entre 10% et 35%) à 440 nm entre les valeurs de b_p mesurées et celles retrouvées en extrapolant la loi puissance de pente γ obtenue dans le proche infrarouge jusqu'à 440 nm. Ils ont établi une nouvelle formulation de $b_p(\lambda)$ qui tient compte de l'absorption particulaire a_p .

Les coefficients de diffusion (b_p) et de rétrodiffusion (b_{bp}) sont par définition proportionnels à la concentration en particules. Cependant, ces deux paramètres n'ont pas la même sensibilité en fonction de la nature des particules. Babin et al. (2003b) ont mesuré le coefficient de diffusion des particules à 555 nm ($b_p(555)$), normalisé à la concentration en MES. Ce coefficient moyen était de 1.0 et 0.5 m² g⁻¹ pour les eaux océaniques et côtières, respectivement. Stramski et al. (2004) ont fait une étude détaillée du rôle de chaque constituant marin dans la rétrodiffusion de la lumière et ont montré que les particules minérales, avec leur fort indice de réfraction, rétrodiffusent efficacement la lumière. Neukermans et al. (2012) ont montré que le coefficient de rétrodiffusion particulaire (b_{bp}) à 650 nm normalisé à la concentration en particules est bien corrélé à leur composition. Ils ont mesuré un coefficient trois fois plus élevé pour les particules inorganiques (0.012 m² g⁻¹) que pour les particules organiques (0.005 m² g⁻¹). Le rapport entre le coefficient de rétrodiffusion et le coefficient de diffusion particulaire (b_{bp}/b_p) peut ainsi permettre d'avoir une information sur la nature (composition et taille) des particules. Ainsi Ulloa et al. (1994) ont montré que le rapport b_{bp}/b_p dépend de la distribution de taille des particules : b_{bp}/b_p augmente avec la présence de petites particules. L'indice de réfraction influence lui aussi les valeurs de b_{bp}/b_p : plus il est important, plus b_{bp}/b_p est élevé (Twardowski et al., 2001 ; Boss et al., 2004). Les paramètres biogéochimiques mesurés *in situ* parallèlement avec b_{bp} et b_p confirment l'importance du paramètre b_{bp}/b_p pour caractériser la nature des particules (Loisel et al., 2007 ; Snyder et al., 2008 ; Whitmire et al., 2007). Par ailleurs, outre son rôle clé dans la caractérisation des particules marines, le rapport b_{bp}/b_p permet également de générer une indicatrice de diffusion réaliste de type Fournier Forand (Mobley et al., 2002).

Pour les particules non-absorbantes, il est possible de caractériser la dépendance spectrale de l'atténuation particulaire (c_p) par un modèle hyperbolique (Morel, 1973 ; Diehl et Haardt, 1980) :

$$c_p(\lambda) = \alpha \times \lambda^{-\gamma_{cp}} \quad \text{avec} \quad \gamma_{cp} = j - 3 \quad (\text{I-20})$$

Au début des années 80, le lien entre la distribution de taille des particules et la pente du spectre du coefficient d'atténuation a été vérifié expérimentalement sur des cultures et des échantillons naturels (Diehl et Haardt, 1980 ; Kitchen et al., 1982). Astoreca et al. (2012) ont montré que les variations spectrales de c_p sont contrôlées par la composition des MES, avec des pentes γ_{cp} variant entre -0.3 et 0.7 (avec parfois une pente γ_{cp} négative pour les eaux dominées par certaines espèces phytoplanctoniques). Ils ont conclu que la relation entre γ_{cp} et j dans les eaux côtières avec une combinaison de particules inorganiques et phytoplanctoniques est particulièrement complexe.

I.B. Propriétés optiques apparentes (AOPs)

I.B.1. Définitions

Par opposition aux IOPs, les propriétés optiques apparentes (notées AOPs pour « Apparent Optical Properties ») sont fonction des constituants du milieu ainsi que de la structure

directionnelle du champ de lumière ambiant. En télédétection spatiale, les grandeurs radiométriques à considérer sont la luminance ou « radiance » et l'éclairement ou « irradiance ». La luminance, notée $L(\theta, \varphi, \lambda)$ (en $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$) permet de mesurer le flux radiatif par unité d'angle solide et par unité de surface. La direction de mesure est signifiée par les termes θ et φ (θ est l'angle zénithal et φ l'angle azimutal). La luminance est le paramètre fondamental permettant de décrire le champ radiatif. Elle peut être mesurée dans toutes les directions de l'espace ainsi qu'à différentes profondeurs dans l'eau. Son intégration dans toutes les directions permet de retrouver d'autres AOPs tel que l'éclairement.

En océanographie, la luminance émergente de l'eau, après transmission à travers l'interface eau/air, notée $L_w(\theta, \varphi, \lambda)$ pour « water-leaving radiance », dépend de l'éclairement solaire et des substances moléculaires, dissoutes et particulaires colorées contenues dans l'eau.

L'éclairement (E en W m^{-2}) est l'énergie reçue dans un demi-hémisphère par unité de surface et de longueur d'onde. L'éclairement plan ascendant (E_u) représente le flux radiatif montant de l'océan. L'éclairement plan descendant (E_d) représente le flux radiatif descendant dans la colonne d'eau. Les éclairements ascendant et descendant sont obtenus par intégration du signal de luminance :

$$E_u(\lambda) = \int_0^{2\pi} \int_{\pi/2}^{\pi} L(\theta, \varphi, \lambda) \cos(\theta) \sin(\theta) d\theta d\varphi \quad (\text{I-21})$$

$$E_d(\lambda) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\theta, \varphi, \lambda) \cos(\theta) \sin(\theta) d\theta d\varphi \quad (\text{I-22})$$

L'éclairement total (E_0) exprime l'énergie radiative incidente totale sur une sphère infinitésimale :

$$E_0(\lambda) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} L(\theta, \varphi, \lambda) \sin(\theta) d\theta d\varphi \quad (\text{I-23})$$

I.B.2. Réflectance

La réflectance diffuse (notée R , sans unité) est définie comme le rapport entre l'éclairement ascendant et l'éclairement descendant :

$$R(\lambda) = \frac{E_u(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (\text{I-24})$$

Au cours de leur parcours dans la colonne d'eau, les photons sont absorbés et diffusés, ce qui conditionne la quantité d'éclairement descendant disponible à une certaine profondeur (E_d). L'éclairement ascendant (E_u) résulte des effets d'absorption et rétrodiffusion dans la colonne d'eau. D'après Morel et Prieur (1977), $R(\lambda)$ peut être définie en fonction des IOPs :

$$R(\lambda) = 0.33(1 + \Delta) \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} = 0.33 \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (\text{I-25})$$

Le terme Δ exprime la dépendance de $R(\lambda)$ vis-à-vis de la répartition angulaire des luminances qui pénètrent dans l'océan, de l'inclinaison du soleil et du coefficient angulaire de diffusion.

L'influence de Δ sur les valeurs de R est inférieure à 5%. Ainsi, il est négligeable en première approximation (Morel et Prieur, 1977).

Une autre méthode a permis de relier la réflectance directionnelle des eaux de mer aux IOPs par résolution du modèle de transfert radiatif en utilisant la méthode de Monte Carlo (Gordon et al., 1975) :

$$R(\tau) = \sum_{n=0}^{n=3} r_n(\tau) x^n \quad (\text{I-26})$$

avec τ l'épaisseur optique et $x = \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)}$

Au premier ordre, l'équation de la réflectance devient $R = f x$, avec f un facteur qui est fonction de la géométrie de l'éclairement incident, des IOPs et de l'état de la mer (Morel et Gentili, 1991). Dans le cas idéal d'une surface marine plate et d'un soleil au zénith, f vaut 0.33 et R devient :

$$R = 0.33 \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (\text{I-27})$$

L'équation de Gordon et al. (1975) est à considérer lorsque b_b n'est plus négligeable devant a , ce qui est généralement le cas dans les eaux côtières turbides.

Pour des mesures directionnelles télédéteectées à l'aide de capteurs satellitaires, on ne parle pas de réflectance diffuse mais de réflectance de télédétection ou « remote sensing reflectance », R_{rs} en sr^{-1} :

$$R_{rs}(0^+, \theta, \phi) = \frac{L_w(0^+, \theta, \phi)}{E_d(0^+)} \quad (\text{I-28})$$

avec $L_w(0^+, \theta, \phi)$ la luminance sortante juste au dessus de l'interface eau/air et dans la direction de visée du satellite (θ, ϕ) .

Si on considère les configurations géométriques généralement rencontrées en télédétection, c'est à dire des mesures faites avec une incidence quasiment normale au dessus de l'eau, il existe une relation simplifiée entre R_{rs} et R (Doxaran et al., 2002a) :

$$R_{rs} = \frac{0.524}{1 - 0.48 \times R} \times \frac{R}{Q} \quad (\text{I-29})$$

Avec $Q = \frac{E_u}{L_u}$, en sr^{-1} , un facteur défini par Morel et Gentili (1993, 1996), qui a des valeurs proches de 3.5 pour les eaux du cas 2.

I.B.3. Coefficient d'atténuation diffuse

L'atténuation verticale de l'éclairement dans une colonne d'eau homogène suit une fonction exponentielle :

$$E_d(\lambda, z) = E_d(\lambda, 0-) \exp\left(-\int_0^z K_d(\lambda, z') dz'\right) \quad (\text{I-30})$$

Le coefficient d'atténuation diffuse de l'éclairement descendant à la profondeur z , $K_d(\lambda, z)$, définit le taux de décroissance de l'éclairement descendant à une profondeur z . La résolution de l'équation I-30 afin de retrouver $K_d(\lambda, z)$ donne :

$$K_d(\lambda, z) dz = -\frac{dE_d(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)} = -d \ln E_d(\lambda, z) \quad (\text{I-31})$$

Un paramètre souvent utilisé est le coefficient d'atténuation diffuse de la radiation photosynthétique disponible (noté PAR pour « Photosynthetically Available Radiation ») à une profondeur z , noté $K_{\text{PAR}}(z)$. Le PAR est le flux de photons par unité temps et de surface intégré sur la bande spectrale 350-700 nm à une profondeur z donnée (en photons $\text{s}^{-1} \text{m}^{-2}$) :

$$\text{PAR}(z) = \int_{350}^{700} \frac{\lambda}{hc} E_0(\lambda, z) d\lambda \quad (\text{I-32})$$

Avec : h : la constante de Planck

c : la vitesse de la lumière dans le vide

E_0 : éclairement total défini dans l'équation I-23

La zone euphotique correspond à l'épaisseur d'eau comprise entre la surface et la profondeur z pour laquelle la valeur de $\text{PAR}(z)$ vaut 1% de sa valeur en surface.

I.C. Télédétection de la couleur de l'eau

La terminologie de télédétection « couleur de l'océan » est fréquemment utilisée pour les études portant sur des capteurs spatiaux ou aéroportés dédiés à la mesure du rayonnement solaire rétrodiffusé par les océans dans le domaine visible et proche infrarouge. Ces capteurs sont passifs car ils n'émettent pas de signal. Les bandes spectrales de ces capteurs sont définies en fonction des propriétés optiques de l'atmosphère et des constituants marins à détecter. Le signal mesuré peut provenir de photons ayant subi plusieurs processus :

i) diffusion dans l'atmosphère

ii) réflexion par la surface de l'océan vers le capteur dans l'atmosphère

iii) pénétration dans l'océan puis rétrodiffusion vers l'espace.

Les caractéristiques optiques de l'atmosphère et de l'océan, l'état de la surface océanique et la géométrie d'illumination θ_0 et de l'observation (θ, β, γ) font varier les contributions relatives de ces différents paramètres à la luminance totale mesurée (figure I-6).

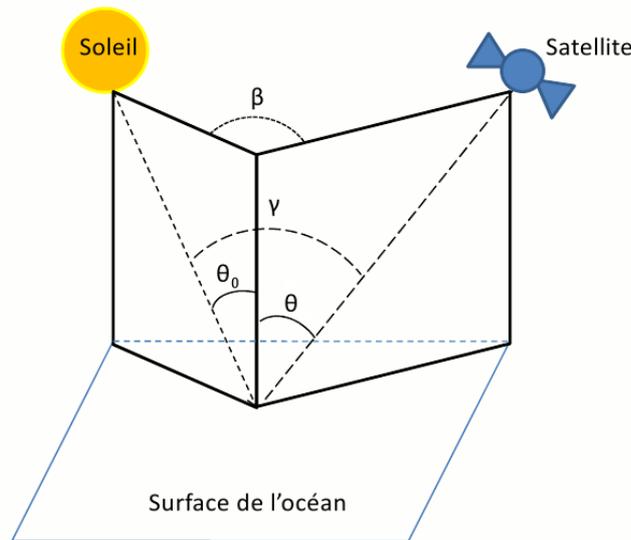


Figure I-6 : Géométrie d'illumination et d'observation de l'océan depuis l'espace.

Le capteur satellitaire mesure la luminance rétrodiffusée par le système océan-atmosphère qui se décompose en la somme de différents termes comme suit :

$$L_T = L_R + L_A + L_{RA} + L_G + tL_W \quad (\text{I-33})$$

- avec :
- L_T : Luminance totale du système terre-atmosphère au sommet de l'atmosphère
 - L_R : Luminance relative à la diffusion des photons par les molécules d'air ou diffusion de Rayleigh
 - L_A : Luminance relative à la diffusion des photons par les aérosols
 - L_{RA} : Luminance relative à la diffusion des photons couplée molécules-aérosols
 - L_G : Luminance relative aux photons réfléchis directement à la surface de l'océan
 - L_W : Luminance sortante de l'eau
 - t : Transmission diffuse de l'atmosphère

Les photons provenant de la surface de l'océan doivent être transmis à travers l'atmosphère. La luminance reçue par le satellite est le produit de la luminance sortante de l'eau par la transmission diffuse de l'atmosphère (terme tL_w dans l'équation I-33). Dans l'océan ouvert, la contribution océanique représente environ 10% de L_T (Antoine et Morel, 1999). La lumière solaire qui pénètre dans l'océan est atténuée en fonction des concentrations des constituants colorés marins : plus les concentrations sont élevées, plus l'épaisseur d'eau sous l'interface air-eau contribuant à la luminance de l'océan sera mince. Par ailleurs, l'épaisseur de cette couche varie en fonction de la longueur d'onde, i.e. fonction des variations spectrales des coefficients d'absorption et de diffusion des particules marines et de l'eau de mer.

Le terme L_R dans l'équation I-33 se réfère à la diffusion par les molécules d'air ou diffusion dite de « Rayleigh ». Il inclut les photons ayant été diffusés par les molécules dans l'atmosphère sans parvenir jusqu'à la surface de l'océan. Les variations de pression dans l'atmosphère en fonction de l'altitude déterminent la quantité de molécules à traverser. Si la diffusion est simple, L_R est proportionnelle à la pression par l'intermédiaire de l'épaisseur optique des molécules τ_R . En revanche si les diffusions sont multiples, cette relation n'est plus linéaire (Gordon et al., 1988).

Le terme L_A est relatif à la diffusion des photons par les aérosols dans l'atmosphère. Ce terme inclut les diffusions multiples par les aérosols. La variabilité de L_A est plus forte que celle de L_R du fait de la forte variation spatio-temporelle de la distribution spatiale des aérosols. La fonction de phase des aérosols dépend de leur indice de réfraction, de leur distribution de taille et de leur degré d'humidité. La diffusion des aérosols se fait essentiellement aux petits angles de diffusion (Mishchenko et al., 2002).

La diffusion couplée molécules-aérosols est comprise dans le terme de luminance L_{RA} . Les photons qui pénètrent dans l'atmosphère peuvent être diffusés successivement par les molécules et les aérosols.

La luminance L_G fait référence aux rayons directs du soleil réfléchis à la surface de l'océan. Certains capteurs satellitaires ont la possibilité d'éviter la direction de cette réflexion spéculaire. L_G est fonction de la géométrie d'observation du système « soleil-satellite » par rapport à la surface observée. L'effet de L_G est généralement limité à une zone réduite d'une image acquise par un satellite et sa forte intensité nécessite la correction de ce terme.

I.D. Classification des eaux de mer

Pour simplifier la compréhension des propriétés optiques des eaux océaniques, de nombreux auteurs ont cherché à les classifier (Jerlov, 1951, 1976 ; Morel et Prieur, 1977 ; Smith et Baker, 1978). Une classification en deux groupes, eaux du « cas 1 » et du « cas 2 » a été proposée pour la première fois par Morel et Prieur (1977). Elle a été adoptée par la communauté scientifique et elle est encore utilisée aujourd'hui pour différencier optiquement les eaux océaniques. Morel et Prieur (1977) ont défini les eaux du « cas 1 » comme les eaux océaniques dont les propriétés optiques sont uniquement liées au phytoplancton et son matériel associé tel que le CDOM et le matériel détritique issu de sa dégradation. L'état bio-optique des eaux est contrôlé par l'activité biologique (Smith et Baker, 1978). La concentration en Chla (pigment majoritaire des cellules phytoplanctoniques) est un proxy de la concentration en phytoplancton qui peut être reliée aux IOPs. A partir de modèles bio-optiques, la réflectance directionnelle (R_{rs}) (Equations I-28 et I-29) peut être calculée si la concentration en Chla est connue (Morel et Maritorena, 2001 ; Maritorena et Siegel, 2005). Lee et Hu (2006) ont établi un critère pour distinguer les eaux du « cas 1 » et du « cas 2 » à partir de mesures satellitaires de R_{rs} . Ils ont ainsi montré qu'une part non négligeable de l'océan ouvert n'appartient pas à cette catégorie et que certaines eaux côtières appartiennent aux eaux dites du « cas 1 ».

Contrairement aux eaux du « cas 1 », les propriétés optiques des eaux du « cas 2 » ne sont pas uniquement fonction de la concentration en Chla. Les substances qui y contrôlent les propriétés optiques sont le phytoplancton, le matériel détritique, les particules non-algales et le CDOM. Ces substances caractérisent un système complexe et non linéaire. Les phénomènes qui participent à cette complexité sont les forçages environnementaux qui donnent lieu à une forte variabilité, à la fois spatiale et temporelle, des composants optiquement actifs de l'eau. On peut citer les floraisons phytoplanctoniques intenses (« blooms » en anglais), les apports continentaux en matière terrigène sous forme dissoute et particulaire. Par ailleurs, dans les zones côtières, les eaux sont peu profondes ce qui peut

donner lieu à différents phénomènes tels que (i) la réflexion du signal lumineux par le fond ou encore (ii) la remise en suspension des sédiments.

Les eaux côtières, estuariennes, les embouchures de cours d'eau, les lacs productifs et les zones océaniques pouvant être sujet au dépôt de poussières atmosphériques (sahariennes pour la Mer Méditerranée par exemple, Claustre et al., 2002) figurent dans cette classification d'eaux du « cas 2 ». L'interprétation des images satellitaires des eaux côtières est complexe pour deux raisons principales. La première est due à la difficulté des corrections atmosphériques, à cause d'une part de la présence d'aérosols continentaux complexes (composition et taille) à l'interface continent-océan et d'autre part de la diffusion du signal marin non négligeable dans le proche infrarouge. La deuxième est due à la superposition des contributions optiques des différents constituants colorés de l'eau, contributions qui sont de ce fait difficiles à discriminer.

I.E. Capteurs satellitaires couleur de l'océan et corrections atmosphériques

I.E.1. Capteurs à orbite polaire et géostationnaire

La surveillance de l'environnement côtier nécessite, tout comme pour l'océan ouvert, une observation continue et à long terme pour comprendre les processus qui s'y déroulent. Dans cette optique, la télédétection par satellite est un outil d'une grande qualité. Le capteur CZCS (Coastal Zone Color Scanner) a été le premier instrument spatial spécifiquement dédié à l'étude de la couleur de l'océan. Ce capteur installé à bord du satellite Nimbus 7 a fonctionné de 1978 à 1986, sa mission principale était l'étude de la biomasse végétale océanique à l'échelle globale. Il a permis d'établir des cartes synoptiques de la concentration en chlorophylle (André et Morel, 1991). Doerffer et Fisher (1994) sont parvenus à estimer la composition des masses d'eau côtières en discriminant les différents constituants, mais ont montré que les canaux de CZCS ne sont pas optimaux pour l'observation des eaux du cas 2.

Parallèlement, des données acquises par des capteurs qui n'étaient pas initialement conçus pour la télédétection de la couleur de l'océan ont été exploitées. On peut citer les capteurs Landsat-MSS (Multispectral Scanner System) puis Landsat-TM (Thematic Mapper) et SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) qui ont permis l'étude des eaux côtières (Ritchie et Cooper, 1988 ; Tassan 1993, 1998 ; Doxaran et al., 2002a). Cependant, l'utilisation de ces capteurs a été limitée par le coût des images et l'absence d'un système de programmation des prises de vue. Les capteurs NOAA-AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) et SPOT-HRV (Haute Résolution Visible) ont permis de quantifier les apports terrigènes à des débouchés deltaïques comme le Rhône (Estournel et al., 1997 ; Ouillon et al., 1997) ou estuariens tel que la Gironde (Froidefond et al., 1991, 1993). Après 10 années sans capteurs dédiés à la couleur de l'océan (après l'arrêt de CZCS), d'autres capteurs satellitaires à orbite polaire de résolutions radiométrique, spatiale et spectrale accrues ont été lancés. On peut citer le capteur Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) lancé en 1997 (Hooker et al., 1993), le capteur Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, Salomonson et al., 1989) en 1999 et le capteur Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS, Rast et al., 1999) en 2002.

Les satellites polaires ont une fréquence maximale d'échantillonnage d'une image par jour pour une localisation donnée, ce qui est une sérieuse limitation pour les eaux côtières dont les constituants peuvent varier durant une journée. Les satellites géostationnaires échantillonnent à des fréquences allant de quelques minutes à plusieurs heures. Le premier capteur satellitaire couleur de l'océan géostationnaire a été lancé en juin 2010 par l'Agence Spatiale Coréenne. Il s'agit du Geostationary Ocean Colour Imager (GOCI, Faure et al., 2008) qui fournit des images horaires multispectrales pour la région marine bordée par la Corée, la Chine et le Japon avec une résolution spatiale de 500 m. Le tableau I-3 précise les principales caractéristiques des capteurs « couleur de l'océan » cités ci-dessus.

Capteur	Orbite / Mise en service	Couverture spectrale (nm)	Bandes Spectrales	Résolution spatiale (km)
CZCS	Polaire / 1978-1986	433-12500	6	1
SeaWiifs	Polaire / 1995	400-900	8	1
MODIS	Polaire / 1999	405-14385	36	0.25 - 0.5 - 1
MERIS	Polaire / 2002	400-900	15	0.3
GOCI	Géostationnaire / 2010	412-885	8	0.5

Tableau I-3 : Capteurs satellitaires couleur de l'océan avec leurs principales caractéristiques spectrales et spatiales.

I.E.2. Corrections atmosphériques

Les corrections atmosphériques représentent une première étape essentielle et cruciale pour déterminer L_w à partir de L_T (cf. équation I-33) en estimant tous les autres termes avec la meilleure précision possible (Gordon, 1978). La déconvolution des signaux marin et atmosphérique se fait généralement dans le proche infrarouge où le coefficient d'absorption de l'eau est très élevé (e.g., a_w vaut 0.84 m^{-1} , 2.71 m^{-1} et 4.61 m^{-1} à 709 nm, 779 nm et 865 nm, Kou et al., 1993).

Dans les eaux océaniques où la concentration des particules en suspension est faible, le signal provenant de l'océan dans le domaine spectral proche-infrarouge est négligeable par rapport au signal atmosphérique. Ainsi, dans cette région spectrale, l'intégralité du signal provient de l'atmosphère. Pour procéder aux corrections atmosphériques, il faut évaluer la part du signal due à chaque composante de l'équation I-33 sans considérer le signal marin transmis par l'atmosphère (terme tL_w). Les cartes et les modèles météorologiques permettent de connaître la pression atmosphérique et ainsi la part du signal causé par les molécules de l'air (L_R). Les luminances dues aux aérosols (L_A) et à la diffusion couplée molécules-aérosols (L_{RA}) sont estimées grâce à l'épaisseur atmosphérique (quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère) et le coefficient d'Angström (type de particules). Le signal atmosphérique mesuré dans le proche infrarouge est ensuite extrapolé vers le domaine visible pour retrouver le signal marin sur l'ensemble du spectre (Gordon et Wang, 1994 ; Antoine et Morel, 1999). Cette méthode n'est cependant valide que pour les eaux « claires », i.e. peu turbides. Dans les eaux océaniques productives en phytoplancton et dans les eaux côtières, les particules rétrodiffusent suffisamment de photons dans le proche infrarouge pour que le signal marin ne

soit plus négligeable. Cela complexifie les méthodes classiques de corrections atmosphériques.

Pour corriger les effets atmosphériques dans le cas d'un signal marin non-négligeable dans le proche infrarouge, des hypothèses sur la variation spectrale du signal marin des eaux turbides sont nécessaires. Pour ce type d'eaux, deux approches sont possibles pour réaliser les corrections atmosphériques.

Moore et al. (1999) et Lavender et al. (2005) ont modélisé la réflectance des eaux turbides à partir de la concentration en MES. Cette hypothèse repose sur des mesures expérimentales de réflectance en laboratoire sur des eaux de turbidité variable. Cette première étape permet d'effectuer des précorrections atmosphériques. La deuxième étape consiste à fixer des valeurs spécifiques aux coefficients d'absorption et de rétrodiffusion. L'absorption spécifique $a^*_{MES}(\lambda)$ en $m^2 g^{-1}$ est le rapport entre $a_{MES}(\lambda)$ (m^{-1}) et la concentration en MES ($g m^{-3}$). Il en est de même pour le coefficient de rétrodiffusion spécifique $bb^*_{MES}(\lambda)$ (en $m^2 g^{-1}$). Moore et al. (1999) ont utilisé l'équation $R = f b_b/a$ (cf. Eq. I-25) pour modéliser les variations du spectre de réflectance en fonction de la concentration en MES. Dans cette approche, seules les contributions de l'eau pure et des MES sont considérées. Dans la méthode de Lavender et al. (2005), l'approche est différente : un modèle exact de simulation du transfert radiatif est utilisé. Le modèle considère en entrée les IOPs de l'eau et des MES. Pour chaque longueur d'onde, les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion spécifiques ($a^*_{MES}(\lambda)$ et $bb^*_{MES}(\lambda)$) sont fixés. La dépendance spectrale de $b_{bMES}(\lambda)$ varie suivant la loi puissance $\lambda^{-0.9}$.

Une deuxième approche a été développée par Ruddick et al. (2000, 2006). Elle se base sur les faibles variations spectrales de la réflectance des eaux côtières dans le proche infrarouge. Ces variations spectrales sont en effet essentiellement dues au spectre d'absorption de l'eau de mer et à la faible variation spectrale du spectre de rétrodiffusion des particules. Ainsi, les spectres marins de réflectance normalisés à 780 nm sont quasi-invariants dans le proche infrarouge. L'estimation de la contribution des aérosols au signal total mesuré au sommet de l'atmosphère se base sur cet invariant, appelé « spectre de similarité » des eaux turbides dans le proche infrarouge. L'utilisation de cet invariant se limite cependant aux eaux côtières modérément turbides (Doron et al., 2011).

La modélisation du spectre marin dans le proche infrarouge permet donc de pré-corriger les images satellitaires de l'effet de l'atmosphère (Moore et al., 1999 ; Lavender et al., 2005). Les corrections atmosphériques pour les eaux claires sont appliquées dans un deuxième temps. L'approche développée par Ruddick et al. (2000, 2006) permet quant à elle de s'affranchir de la deuxième étape.

Une troisième méthode proposée par Wang et Shi (2007) utilise la combinaison des bandes spectrales proche infrarouge (NIR) et moyen infrarouge (SWIR) pour effectuer les corrections atmosphériques (méthode uniquement applicable aux capteurs actuels MODIS qui disposent de bandes spectrales SWIR). Dans le SWIR, Wang et Shi (2007) ont en effet montré que la luminance de l'eau était négligeable, et ce quasi-indépendamment de leur turbidité. Avant d'effectuer les corrections atmosphériques, cette méthode nécessite l'utilisation de l'indice de turbidité de l'eau (« turbid water index » Shi et Wang, 2007) pour identifier les eaux productives et/ou turbides pour lesquelles l'algorithme SWIR sera appliqué. Pour les eaux identifiées comme non-turbides, les données sont traitées à l'aide de l'algorithme standard

(NIR). Cet algorithme qui combine les corrections NIR-SWIR montre de meilleurs résultats que ceux obtenus avec l'algorithme NIR standard près des côtes chinoises et américaines.

I.F. Algorithmes de télédétection

I.F.1. Principe général

Les IOPs s'expriment comme la somme des contributions des différents composants optiquement actifs de l'eau de mer. Les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion sont fonction des IOP spécifiques :

$$a = a_w + a_{\varphi}^*[Chl] + a_{NAP}^*[NAP] + a_{CDOM}^*[CDOM] \quad (I-34)$$

$$b_b = b_{bw} + b_{b\varphi}^*[Chl] + b_{bNAP}^*[NAP] \quad (I-35)$$

Le « problème direct » du transfert radiatif consiste à estimer les AOPs à partir des IOPs. L'exploitation des mesures télédéteectées nécessite au contraire une démarche inverse c'est-à-dire l'estimation des IOPs à partir des AOPs ou « problème inverse » du transfert radiatif. L'analyse du problème inverse ainsi que l'interprétation de la couleur de l'océan en terme de constituants optiquement actifs peut être réalisée selon trois méthodes (Morel et Gordon, 1980).

La première méthode dite « empirique » est entièrement basée sur des relations empiriques établies entre la réflectance de l'eau (R ou R_{rs}) et la concentration des constituants optiquement actifs recherchés. La deuxième est « analytique » et nécessite la résolution de l'équation de transfert radiatif afin d'établir des relations entre l'éclairement ascendant (E_u) ou de la luminance montante (L_u) et les propriétés optiques des constituants du milieu. Enfin, la troisième méthode (intermédiaire entre les deux méthodes précédentes) est appelée « semi-analytique », l'équation de transfert radiatif y est résolue en introduisant des relations empiriques.

Les différentes versions des algorithmes empiriques OC2, OC3 et OC4 développées par O'reilly et al. (1998) principalement pour l'utilisation des capteurs CZCS, SeaWiFS et MODIS sont basées sur le principe simple de l'établissement du meilleur lien statistique entre des mesures simultanées de concentrations en Chla et de R_{rs} . Les grandeurs utilisées dans l'algorithme sont le logarithme des concentrations en Chla et le logarithme du rapport de réflectance bleu sur vert. L'algorithme OC2 appliqué aux mesures CZCS utilise le rapport $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$; l'algorithme OC3, qui est appliqué à MODIS-Aqua, utilise le maximum des deux rapports $R_{rs}(443)/R_{rs}(551)$ et $R_{rs}(488)/R_{rs}(551)$ et l'algorithme OC4, qui est appliqué à SeaWiFS, utilise le maximum des 3 rapports $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$, $R_{rs}(488)/R_{rs}(551)$ et $R_{rs}(488)/R_{rs}(551)$. La structure générale de ces trois algorithmes définit la concentration en Chla en fonction des rapports de réflectance comme suit :

$$[Chla] = 10^{\sum_{n=0}^N a_n R^n} \quad (I-36)$$

avec [*Chla*], la concentration en Chlorophylle a et N le degré du polynôme ayant pour coefficients a_n . Les algorithmes développés pour les eaux de l'océan ouvert ne s'appliquent pas correctement pour les eaux côtières puisqu'ils sont basés sur des relations de covariation entre la concentration en phytoplancton et ses produits de dégradation associés. Les matières dissoutes colorées liées aux apports terrigènes ou encore les particules non-algales ne sont pas prises en compte dans ces algorithmes.

I.F.2. Algorithmes de quantification des MES dans les eaux côtières

Dans les eaux côtières, deux catégories d'algorithmes permettent de retrouver les concentrations en MES à partir de mesures télédéteectées : modèles empiriques et modèles semi-analytiques.

I.F.2.a. Algorithmes empiriques

Il existe deux méthodes pour convertir les mesures télédéteectées en concentrations en MES en zone côtière à l'aide d'algorithmes empiriques : (i) la première méthode est la calibration directe qui consiste à comparer les mesures télédéteectées avec les concentrations en MES mesurées *in situ* (Baban, 1995), (ii) la seconde méthode est la calibration indirecte : les mesures de réflectances sont mesurées par un radiomètre *in situ* et comparées aux mesures de concentration en MES.

La méthode indirecte est basée sur des relations entre les concentrations en MES et les mesures de réflectance (R_{rs}) d'un ou de plusieurs canaux combinés. Les régressions entre les réflectances et les concentrations en MES ont été proposées pour CZCS par Viollier et Sturm (1984), Ritchie et Cooper (1988), Lathrop et Lillesand (1989), Stumpf et Pennock (1989), et You et Hou (1992); pour NOAA/AVHRR par Van Raaphorst et al. (1998); pour SPOT XS par Forget et Ouillon (1998), Froidefond et al. (2002) et Doxaran et al. (2002a); pour SeaWiFS par Robinson et al. (1998), Ahn et al. (2001), et van der Woerd et Pasterkamp (2004), Nechad et al. (2010); pour MODIS et MERIS (Nechad et al., 2010). Ouillon et al. (2008) ont par ailleurs proposé un algorithme global pour les eaux côtières tropicales basé sur une ou trois bandes de réflectance.

La valeur seuil de saturation du signal R_{rs} en terme de concentration en MES est fonction de la longueur d'onde. La saturation se situe autour de 60 g m^{-3} à 450 nm et 650 nm (Larouche et al., 2003 ; Lehner et al., 2004 ; Shen et al., 2010) et autour de 30 g m^{-3} à 550 nm (Van der Woerd et Pasterkamp, 2004). Les principaux facteurs qui influencent la sensibilité de la réflectance aux variations de concentration en MES sont la distribution de taille (Holyer, 1978 ; Hann et Rundquist, 1996), la forme (Ferrier, 1995) et la composition (Novo et al., 1989) des particules et enfin la gamme de concentration (Novo et al., 1991 ; Bhargava et Mariam, 1991).

I.F.2.b. Algorithmes semi-analytiques

Comme décrit dans le principe général (section I.F.1), les algorithmes semi-analytiques dans les eaux côtières ont une étape supplémentaire. Les concentrations en MES sont reliées aux

mesures de réflectance à travers leurs IOPs (i.e. absorption et rétrodiffusion). Les relations utilisées pour calculer les propriétés optiques apparentes à partir des IOPs (modèle direct) sont différentes de celles appliquées aux eaux de l'océan ouvert. Les algorithmes basés sur des inversions matricielles (Hoge et Lyon, 1996, 1999 ; Hoge et al., 2001) n'ont qu'une seule forme pour les spectres d'absorption et de rétrodiffusion suivants : absorption du phytoplancton, absorption des matières détritiques (somme de l'absorption du CDOM et des particules non-algales), rétrodiffusion des particules. Les spectres d'absorption du phytoplancton et des matières détritiques sont modélisés par deux fonctions exponentielles décroissantes fonction de la longueur d'onde. Le spectre de rétrodiffusion des particules est modélisé par une fonction puissance dépendante de la longueur d'onde. L'algorithme appelé GSM01 (Garver et Siegel, 1997 ; Maritorena et al., 2002) travaille aussi avec trois inconnues (concentration en Chla, absorption des détritiques à 443 nm, rétrodiffusion des particules à 443 nm) avec des variations spectrales des IOPs fixes après optimisation sur un jeu de données *in situ*.

Carder et al. (1999, 2004) ont travaillé sur les données du capteur satellitaire MODIS à l'aide d'un algorithme semi-analytique. A noter cependant que le modèle semi-analytique est seulement utilisé pour les eaux « claires ». Pour les eaux plus turbides, les équations sont de nature empirique. Lee et al. (2002, 2005) ont aussi développé un algorithme semi-analytique dont l'application pour des capteurs satellitaires requiert l'utilisation de quatre longueurs d'ondes et de cinq relations empiriques.

I.F.2.c. Réseau de Neurones

De manière générale, l'utilisation d'équations de nature empirique donne des algorithmes de type « boîte noire » c'est-à-dire qu'il est difficile d'identifier les sources d'erreurs en cas de mauvaise performance de l'algorithme. Pour le capteur européen MERIS, des algorithmes spécifiques aux zones côtières ont été développés (Doerffer et al., 1999 ; Doerffer et Schiller, 2007). Ces algorithmes utilisent les réflectances marines à huit longueurs d'onde. Les données simulées de réflectance marine, qui permettent l'inversion du signal, ont été obtenues à partir de mesures *in situ* (essentiellement en Mer du Nord). L'inversion est obtenue à l'aide d'un réseau de neurones qui présente l'avantage d'être robuste au bruit et de pouvoir traiter des problèmes non linéaires complexes. Cependant, ces algorithmes souffrent de la même faiblesse que les algorithmes semi-analytiques concernant la difficulté de repérer l'origine des erreurs commises dans l'inversion du signal. Une description plus détaillée de cet algorithme est présentée dans le chapitre II.

I.F.2.d. Informations complémentaires sur la couche de surface

Les méthodes d'inversion peuvent aussi être appliquées pour obtenir des informations complémentaires sur la couche de surface. L'utilisation de données multispectrales permet par exemple de retrouver le profil vertical de concentration en MES en utilisant la dépendance spectrale des propriétés d'absorption de l'eau (Ouillon, 2003). La classification des eaux de surface côtières en fonction de l'intensité du signal de réflectance permet d'appliquer des

algorithmes spécifiques pour chaque classe plus précisément qu'un algorithme général (Lahet et al., 2001a, 2001b ; Lubac et Loisel, 2007).

I.G. Conclusion

Dans ce premier chapitre, les notions fondamentales utilisées dans le domaine de l'optique marine et de la télédétection couleur de l'océan ont été présentées de manière succincte. Il s'appuie sur des références bibliographiques relatives aux domaines de l'optique marine et de la télédétection de ces dernières décennies. Ces notions seront utilisées dans la suite du manuscrit pour traiter les questions scientifiques de la thèse. Le chapitre II présente un état de l'art sur le site d'étude sélectionné, précise les objectifs de la thèse ainsi que la méthodologie employée pour y répondre. Les résultats obtenus sont présentés dans les chapitres III et IV.

Chapitre II

Site d'étude et méthodologie générale

Chapitre II

Site d'étude et méthodologie générale

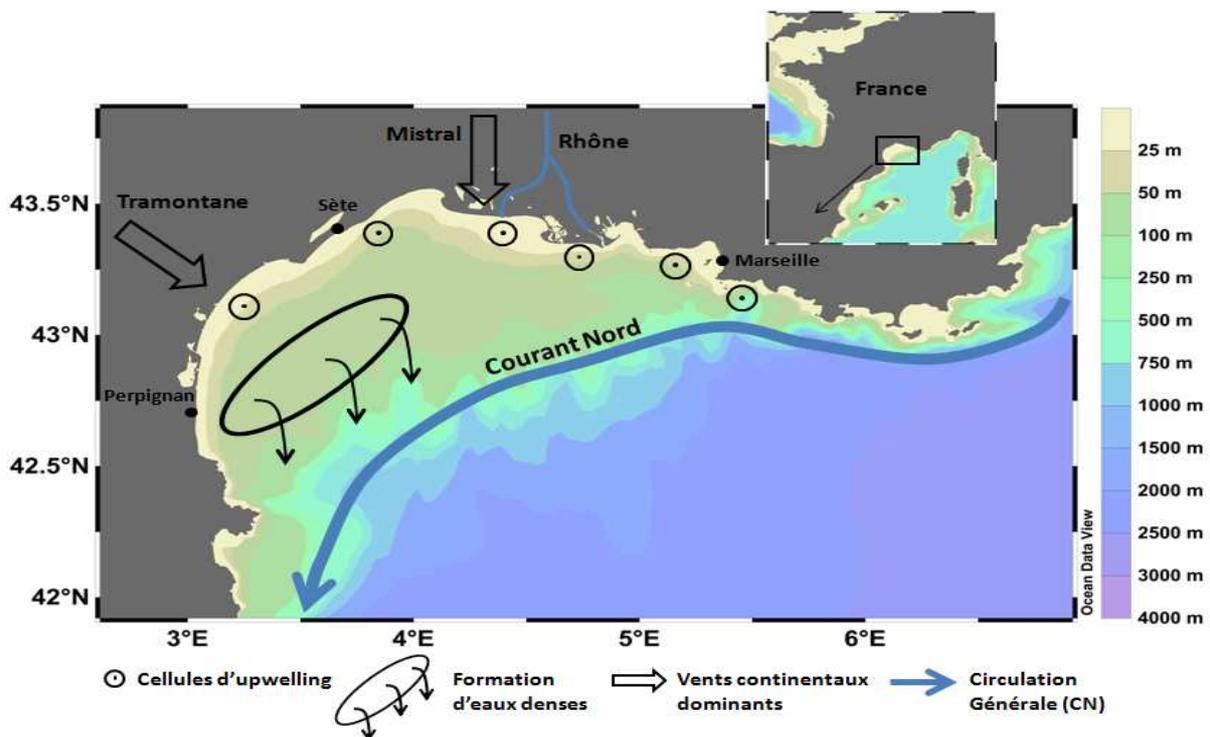
Ce chapitre a pour objet la présentation du site d'étude et de la méthodologie qui a été utilisée. En particulier, l'instrumentation *in situ* et satellitale et les protocoles de mesures associés sont détaillés ainsi que les outils numériques (modélisation hydro-sédimentaire).

II.A. Site d'étude

II.A.1. Golfe du Lion

II.A.1.a. Description générale

Le Golfe du Lion (GoL pour « Gulf of Lion »), situé au large des côtes françaises, est le plus vaste plateau continental du bassin Nord-Méditerranéen. Le plateau a une forme semi-circulaire qui s'étend sur une superficie de 6700 km² depuis Marseille jusqu'au Cap Creus (frontière espagnole) avec des profondeurs maximale et moyenne de 170 et 90 m, respectivement (figure II-1). A la bordure Sud du plateau se trouvent de nombreux canyons sous-marins abrupts qui jouent un rôle important dans l'hydrodynamique du GoL, aussi bien en terme d'échange d'eaux que de particules entre la côte et le large (Estournel et al., 2001, 2003 ; Ulses, 2006 ; Langlais, 2007).



II.A.1.b. Hydrodynamique

La Mer Méditerranée est un bassin quasi-fermé doté d'un régime de marée microtidal ne dépassant pas 30 cm (Masake et al., 1998). L'hydrodynamique y est influencée par la circulation générale, les conditions atmosphériques (vents) et les apports fluviaux.

La circulation des masses d'eau dans le GoL est forcée au premier ordre par le courant Nord (CN) qui a une largeur moyenne d'environ 40 km et longe le talus continental. Le CN a une variabilité saisonnière forte : son flux double en hiver et au printemps (Albérola et al., 1995). De janvier à mars, il est profond (~450 m maximum) et étroit (20-30 km) et se rapproche de la côte, sa vitesse peut alors atteindre 1 m s^{-1} (Sammari et al., 1995). De juin à décembre (période calme), le CN est peu profond (~250 m maximum) et large (40-50 km), sa vitesse moyenne est alors de 0.5 m s^{-1} . En hiver, lorsque son flux est maximum, le CN engendre la formation de méandres susceptibles d'affecter la circulation sur le plateau (Petrenko, 2003), et de provoquer des échanges d'eau et de particules entre le plateau continental et le large (Durrieu de Madron et al., 1999).

La circulation est également forcée par des vents de terre de secteur Nord (mistral) et Nord-Ouest (tramontane). Ces vents soufflent pendant environ 35% du temps et provoquent en hiver la formation d'eaux denses et des upwellings (Durrieu de Madron et al., 1999 ; Millot, 1990). Ces cellules d'upwelling côtières ont été mises en évidence par Millot et al. (1990) et ont une durée de vie de quelques jours. Par ailleurs, ces cellules ont été observées à l'aide d'images satellitaires de la couleur de l'eau (Forget et André, 2007). Concernant la circulation sur le plateau induite par le vent, Estournel et al. (2003) ont montré que le mistral produit une circulation anticyclonique sur l'ensemble du plateau ainsi qu'un jet dirigé vers le Nord-Est le long des côtes. En revanche, la Tramontane génère à l'Ouest du plateau un tourbillon cyclonique. La combinaison du mistral et de la tramontane provoque la formation d'un tourbillon anticyclonique au centre du plateau et d'un tourbillon cyclonique à l'Ouest.

Les houles générées par les vents de terre, qui se propagent vers le large, sont les plus fréquentes. Elles sont dominantes en période estivale (The Medatlas Group et al., 2004). Les vents marins qui soufflent environ 25% du temps sont plus chauds et humides, ils sont orientés Sud et Est. Ils peuvent provoquer de violentes tempêtes en direction de la côte. L'absence relative de vent en été favorise la stratification de la colonne d'eau et la mise en place d'une thermocline. Cependant, les épisodes sans vent étant de courte durée, la stratification reste très limitée dans le temps (Rabouille et al., 2008). Les plongées d'eaux denses et les houles de tempêtes provoquées par les vents marins engendrent une remise en suspension des sédiments (Millot, 1990 ; Bourrin et al., 2008 ; Ulses et al., 2008).

II.A.1.c. Apports fluviaux dans le GoL

Le Rhône est le fleuve le plus important en termes d'apports liquide et solide à la Mer Méditerranée. Près de 90% de l'eau d'origine terrestre apportée dans le GoL provient du Rhône. Les autres fleuves ont des débits nettement plus faibles (autour de la centaine

de $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), hors période de crue, durant lesquelles les débits liquides de l'Hérault et le Vidourle peuvent atteindre $1000 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$. Les apports fluviaux dans le GoL proviennent de huit affluents, classés ci-après dans l'ordre de flux annuel décroissant : Rhône, Hérault, Aude, Orb, Têt, Tech, Vidourle et Agly (Bourrin et Durrieu de Madron, 2006). L'apport principal vient du Rhône dont le débit liquide peut être sujet à des crues considérables et atteindre $10000 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$. Son flux annuel est 17.5 fois plus élevé que celui de l'Aude, de l'Hérault et de l'Orb combinés et 135 fois celui du Têt (Ludwig et al., 2003).

A l'échelle de la Mer Méditerranée, deux autres fleuves ont une importance significative : le Po en Italie et l'Ebre en Espagne (cf. tableau II-1). La construction du barrage d'Assouan à partir de 1960 a considérablement réduit le débit liquide du Nil. Si l'on compare les débits liquide et solide du Rhône à ceux d'autres fleuves majeurs dans le monde, la contribution du Rhône semble dérisoire (cf. tableau II-2). Il faut toutefois garder en mémoire la faible dimension du bassin Méditerranéen relativement à l'océan global.

Fleuves	Débit liquide ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)			Apports solides ($10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$)
	Minimum	Maximum	Moyenne	
Rhône	234	110000	1700	8
Po	275	11580	1480	10.4
Ebre	136	712	426	0.1
Nil	/	/	951	0

Tableau II-1 : Débits liquides minimum, maximum et moyen ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) et apports solides annuels ($\text{m}^3 \text{ an}^{-1}$) du Rhône et de 3 autres grands fleuves Méditerranéens.

Fleuve (Pays)	Débit liquide ($10^9 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$)	Apports en sédiments (10^6 t an^{-1})	Bassin versant (10^3 km^2)
Amazone (Brésil)	6300	1150	6150
Yangtze (Chine)	900	480	1904
Mackenzie (Canada)	310	100	1810
Danube (Roumanie)	210	40	810
Rhône (France)	54	8	98

Tableau II-2 : Apports liquides ($\text{m}^3 \text{ an}^{-1}$) et solides (t an^{-1}) annuel de 4 grands fleuves mondiaux et du Rhône, ainsi que la surface (km^2) de leur bassin versant.

Sur le plateau continental du GoL, le Rhône est à l'origine de la majeure partie des apports de carbone organique dissous et particulaire (Cauwet et al., 1990). Les écosystèmes côtiers ont une forte productivité qui s'explique entre autres par les apports fluviaux en nutriments et en matière organique terrigène. Le Rhône est la source dominante (80%) en terme d'apports terrigènes (Monaco et al., 1990 ; Durrieu de Madron et al., 2000). La faible amplitude de la marée induit un mélange vertical faible et une dilution lente de l'eau douce apportée par les fleuves (Lamy et al., 1981).

II.A.2. Le prodelta et le panache du Rhône

II.A.2.a. Le Rhône

Suite à la construction du barrage d'Assouan sur le Nil en 1970, le Rhône est le plus grand fleuve méditerranéen en termes d'apports liquide et solide (Copin-Montegut, 1993 ; Pont et al., 2002). Son bassin versant recouvre une surface de 97800 km², son cours long de 812 km se divise en deux à une soixantaine de kilomètres de la côte pour former le grand Rhône (90% du débit liquide) et le petit Rhône (10% du débit liquide). La charge solide respecte cette même proportion.

Son débit liquide (moyenne annuelle de 1700 m³ s⁻¹) est marqué par une très forte variabilité saisonnière et interannuelle. Il peut dépasser 10000 m³ s⁻¹ lors d'événements de crue exceptionnels se déroulant généralement au printemps et en automne, mais diminue en deçà de 500 m³ s⁻¹ lors des périodes d'étiage estivales (Pont et al., 2002). Les crues sont caractérisées par un débit liquide autour de 3000 m³ s⁻¹. Sur la figure II-2 les débits liquides mensuels moyens sont représentés sur une période de 91 ans (maximums de débit en hiver et au printemps, étiage en été).

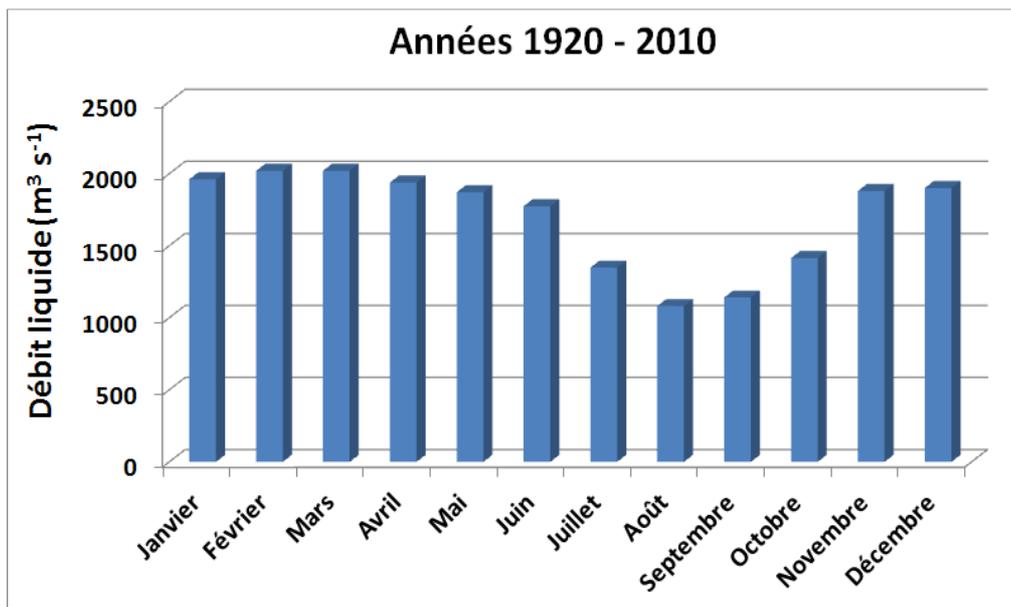


Figure II-2 : Débit liquide moyen mensuel (m³ s⁻¹) du Rhône mesuré à Beaucaire par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR) sur 91 années de mesure (1920 - 2010).

La complexité du régime du Rhône s'explique par la variété des climats et des régions drainées par les nombreux affluents du fleuve avec trois composantes (glaciale, nivale et pluviale) :

- le Rhône Alpestre, le Haut Rhône français ainsi que l'Isère ont un régime nivo-glaciaire provoqué par la fonte des neiges puis des glaces aux hautes eaux d'été,
- la Saône et l'Ain ont un régime océanique avec de hautes eaux hivernales (pluies) et basses eaux estivales. Le débit de l'Ain d'influence nivale augmente le débit printanier du Rhône,

- les affluents méditerranéens du Rhône (les plus proches de son embouchure) sont caractérisés par des étiages estivaux et des crues rapides en automne.

La station de mesure de la Compagnie Nationale du Rhône (CNR) installée à Beaucaire (65 km en amont de l'embouchure du grand Rhône) permet de suivre le débit liquide du Rhône sur une section spécifique du cours du fleuve. Le débit liquide du Rhône est déduit à partir d'une mesure de niveau et d'une courbe de tarage. Cette courbe, spécifique à la station de Beaucaire, permet de retrouver le débit du fleuve à partir de la hauteur d'eau. Cette courbe est déterminée grâce à des opérations de jaugeage qui permettent de mesurer un couple hauteur/débit. La station hydrométrique de Beaucaire est l'une des plus suivies historiquement, et sa courbe de tarage a été vérifiée et corrigée à l'aide de moyens de mesure performants (e.g., à partir de mesures ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler). Il est important de réaliser régulièrement des jaugeages de contrôle afin de s'assurer de la stabilité temporelle de la courbe hauteur/débit et d'évaluer l'incertitude associée. Sur cette base, l'incertitude des débits liquides estimés à la station hydrométrique de Beaucaire est de l'ordre de $\pm 9\%$.

II.A.2.b. Prodelta du Rhône

Le prodelta est le réceptacle d'une part majeure des apports solides du Rhône. Les réactions de floculation et d'agrégation causées par les changements de salinité et de pH entraînent une sédimentation massive près de l'embouchure. Il s'y accumule du matériel sédimentaire qui crée le prisme sédimentaire épicontinental et trois domaines sédimentaires distincts se mettent en place. Le premier est le domaine proximal avec une faible pente et la présence de sables littoraux (Monaco et Aloisi, 2000). Le deuxième est le prodelta avec une pente importante qui s'étend jusqu'à une profondeur de 60 m, les sédiments y sont de type vase silteuse (Wright et Friedrichs, 2006). A l'embouchure, le taux de sédimentation est très élevé ($\sim 50 \text{ cm an}^{-1}$) et ce taux décroît très rapidement avec la profondeur (Charmasson et al., 1998). Le troisième est le domaine dit « distal », avec une bathymétrie supérieure à 60 m et des taux de sédimentation plus faibles (~ 0.2 à 0.6 cm an^{-1}) (Miralles et al., 2005).

II.A.2.c. Panache du Rhône

Dans une zone côtière microtidale, la rencontre des eaux douces et salées engendre une forte stratification de densité dans la colonne d'eau. Les masses d'eaux douces, moins denses, restent au dessus des eaux salées pour former un panache de particules fines (Buckley et O'Kane, 1992) pouvant atteindre une surface de plusieurs centaines de kilomètres carrés. La figure II-3 montre une vue aérienne du panache du Rhône en période de crue.



Figure II-3 : Panache du Rhône en période de crue (Photo anonyme).

Le panache a une circulation due au contraste de densité (Chao, 1988a), à la direction et à la force des vents (Chao, 1988b) et à l'influence de la circulation générale (Estournel et al., 2001). Par temps calme, le panache fait quelques mètres d'épaisseur à l'embouchure (en se basant sur les mesures de salinité et de densité) puis s'épaissit vers le large en se mélangeant aux masses d'eaux du plateau. En raison de la force de Coriolis, le panache s'oriente naturellement vers l'Ouest. En cas de vents forts, le mélange avec les eaux marines sous-jacentes est amplifié et le panache s'épaissit. Le panache d'eau douce en surface est entraîné par le transport d'Ekman orienté à 90° vers la droite par rapport à la direction du vent.

Pauc (1970) a étudié pour la première fois l'hydrodynamique au niveau du prodelta lors de 6 campagnes journalières. Il a constaté (à l'aide de mesures de salinité par temps calme) un décollement du panache de la côte lors des épisodes de mistral et un rapprochement vers la côte lors d'épisodes de vents de Sud-Est. Demarcq et Wald (1984) ont conclu que le vent a une action dominante et rapide ($\sim 5h$) sur l'orientation et l'extension du panache. Le mistral décolle le panache de la côte et l'entraîne vers le Sud-Ouest, contrairement aux vents de Sud-Est qui le plaquent à la côte. Cette analyse a été confirmée par de nombreuses études postérieures réalisées à l'aide de bouées dérivantes et de mesures radar (Estournel et al., 2001 ; Forget et Ouillon, 1998 ; Broche et al., 1998 ; Naudin et al., 1997). Les mesures *in situ* ne permettent de disposer que d'une information ponctuelle temporellement et sur une dimension spatiale réduite. Ainsi, seule la modélisation a récemment permis de mieux appréhender le système circulatoire dans la zone du prodelta (Estournel et al., 1997, 2001 ; Marsaleix et al., 1998 ; Ulses et al., 2005 ; Dufois, 2008).

II.A.3. Transport sédimentaire

Le transport sédimentaire en amont de l'embouchure se fait en suspension et par charriage (les particules fines sont transportées en suspension en fonction des courants et de leur masse, les particules grossières le sont par charriage et saltation).

II.A.3.a. Transport en suspension en amont de l'embouchure

Différents auteurs ont mis en relation le débit liquide (Q en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) et la concentration en MES (en g L^{-1}) sans aboutir à une relation générale :

Thomas (1997) : $\ln \text{MES} = 13.2 - 4.45 \ln Q + 0.42 (\ln Q)^2$

Pont et al. (2002) : $\ln \text{MES} = 1.749 \log Q - 3.915$

Rolland (2006) : $\log \text{MES} = 2.17 \log Q - 5.4$

En se basant sur ces équations, la charge en MES moyenne en étiage ($Q < 700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) est comprise entre 0.01 et 0.1 g L^{-1} , entre 0.04 et 0.2 g L^{-1} pour un débit moyen ($Q \sim 1700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) et entre 0.3 et 6 g L^{-1} en crue ($Q > 4000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Selon Roditis et Pont (1993), le débit solide du Rhône n'est pas constant dans le temps et 80% de la charge solide serait déversée dans le GoL en 20% du temps.

Une station de mesure se situe 45 km en amont de l'embouchure à Arles (station SORA) sur la rive droite du grand Rhône. Située en aval du dernier affluent du Rhône et de toute installation nucléaire, elle est destinée à mesurer les flux particuliers. Elle est équipée d'un circuit de prélèvement automatique par pompage dont la stratégie d'échantillonnage automatisée varie en fonction du débit liquide du fleuve (plus le débit liquide du fleuve est élevé, plus la fréquence d'échantillonnage est élevée). La station permet un suivi continu de la concentration en MES en surface. La charge en suspension est calculée bien que les mesures superficielles ne permettent pas de conclure sur la charge particulaire sur l'ensemble de la section mouillée. Néanmoins, Antonelli (2002) a estimé qu'en dessous d'un débit liquide de $3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, la concentration en MES est homogène sur l'ensemble de la section d'écoulement. Au delà de ce débit, une inhomogénéité de la concentration a été constatée sur la section avec une augmentation depuis les berges vers le centre du chenal et de la surface vers le fond. Cette valeur limite a été fixée par Pont et al. (2002) autour de $4000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

De même que le débit liquide, le débit solide est très variable (minimum de 2 à 8 Mt an^{-1} et maximum de 26.5 Mt an^{-1}) (Pont et al., 2002 ; Antonelli, 2002). Antonelli (2002) et Antonelli et al. (2008) ont décrit de manière globale les apports solides du Rhône dans le GoL par classe de taille. Ainsi, les argiles ($< 4 \mu\text{m}$) représentent en moyenne 18% des apports, les silts ($< 63 \mu\text{m}$) représentent environ 80% et enfin les sables (taille supérieure à $63 \mu\text{m}$) comptent pour environ 2%. En période de forte crue (e.g., crues de 2003) cette part peut fortement évoluer. Antonelli et al. (2008) ont en effet évalué que durant cet épisode particulier, le Rhône a véhiculé au niveau de Arles 15% de sable et 85% de limon et d'argile.

II.A.3.b. Export solide à l'embouchure

Pour les embouchures dominées par la houle, ce qui est le cas de l'embouchure du Rhône, l'export des particules vers l'océan est complexe. Cet export dépend d'une part du flux d'eaux douces mais aussi des propriétés du milieu marin (température, salinité, courant, vagues). Ainsi le panache ne se présente pas comme une unique couche de surface mais comme un système stratifié en 3 couches. La première est la couche superficielle (ou panache de surface). La deuxième est constituée de couches interstitielles de quelques mètres plus

faiblement chargées en particules. Ces couches intermédiaires sont bloquées par le gradient de densité et les particules qui y sont transportées proviennent de la chute de particules depuis le panache de surface (Aloisi et al., 1982). La couche la plus profonde, appelée néphéloïde de fond, est composée de particules ayant chuté des couches supérieures et remises en suspension par les courants marins près du fond (Meade, 1972). La figure II-4 issue de Aloisi et al. (1982) illustre la localisation de ces 3 couches sur la colonne d'eau.

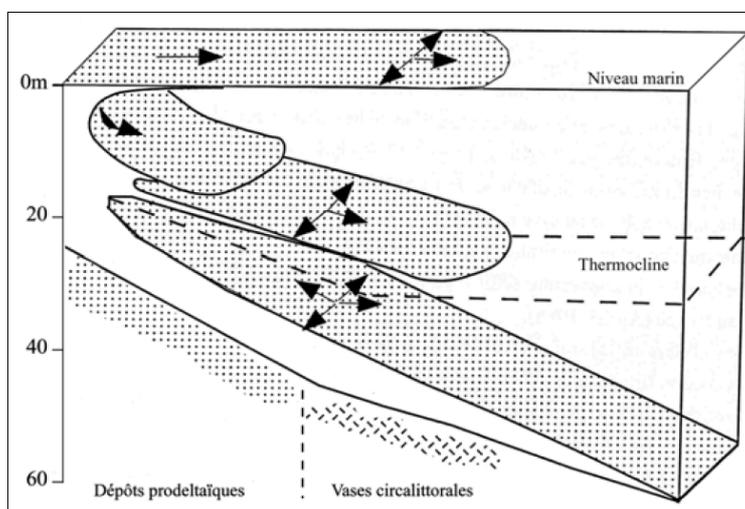


Figure II-4 : Système stratifié des apports d'un fleuve en 3 couches, thermocline des eaux marine et sens de mouvement des particules (flèches) (Aloisi et al., 1982).

Sempere et al. (2000) ont estimé que le Rhône déverse $19.2 \pm 6 \cdot 10^4$ tC an⁻¹ de POC dans le GoL. Cette estimation a été obtenue par prélèvement régulier (~1 à 5 fois par mois) d'échantillons d'eau en amont de l'embouchure (Arles) pour obtenir les concentrations en POC, ramenées à des flux de POC à l'aide du débit liquide.

Environ 80% du matériel expulsé par le Rhône dans la zone côtière serait stocké à proximité directe de l'embouchure et la majorité des exports a lieu lors d'événements extrêmes. On peut citer comme événements extrêmes : les crues et tempêtes marines qui, par remise en suspension du matériel stocké à proximité de l'embouchure, jouent un rôle important dans les processus d'export de matière vers le large (Ulses et al., 2008 ; Roussiez et al., 2006 ; Lansard et al., 2007 ; Miralles et al., 2005). Par ailleurs, Antonelli et al. (2008) ont démontré en se basant notamment sur les flux de Césium 137 (¹³⁷Cs) que les épisodes de crue du Rhône sont responsables de 80% des apports particuliers dans le GoL.

II.B. Objectif général et Méthodologie

II.B.1. Objectif général

L'objectif général de la thèse est de quantifier et de déterminer le devenir des matières en suspension exportées par le Rhône en Méditerranée occidentale. Un intérêt particulier est d'étudier les conditions physico-chimiques conditionnant la chute des substances terrigènes exportées et/ou leur transport vers le large. Cet objectif général de la thèse se décline en trois

sous objectifs. Le premier sous objectif est d'observer le transport des matières en suspension à l'aide de mesures *in situ*. Le deuxième sous objectif est de développer un algorithme original de quantification des concentrations en MES, à l'aide de mesures optiques *in situ*. Cet algorithme sera ensuite appliqué aux mesures télédéteectées couleur de l'océan afin de cartographier la localisation et quantifier les concentrations en MES dans la zone proche de l'embouchure. Le troisième sous objectif est de modéliser le transport de sédiments exportés depuis l'embouchure du Rhône vers le large.

II.B.2. Méthodologie

La méthode adoptée consiste à combiner des mesures en mer et télédéteectées afin d'assurer un suivi de la dynamique et du transport des matières en suspension. Les observations sont ensuite comparées aux résultats issus de la modélisation hydrosédimentaire afin d'approfondir la compréhension des processus. La zone étudiée est l'embouchure du Rhône dans le Golfe du Lion (voir section précédente II.A). Trois années sont considérées (2008, 2010 et 2011) avec une attention particulière sur les variations saisonnières durant l'année 2010 (printemps, été, automne).

Trois techniques complémentaires ont été utilisées pour observer et reproduire le transport des matières en suspension apportées par le fleuve à l'océan : (i) mesures *in situ* (ii) mesures satellitaires couleur de l'océan (iii) modélisation tridimensionnelle du transport sédimentaire. Cette approche multidisciplinaire permet de disposer d'informations sur les eaux de surface ainsi que sur la colonne d'eau.

La première étape a consisté à effectuer et traiter des mesures *in situ* biogéochimiques et optiques (base de données générée à partir de campagnes océanographiques et plateformes autonomes). De nombreuses campagnes de mesure *in situ* ont donc été réalisées à différentes périodes/saisons de l'année 2010 afin de couvrir des conditions environnementales (hydrologie, météo...) variées et représentatives des différentes conditions pouvant être rencontrées sur la zone d'étude (crue, étiage, mer calme, houle, coup de vent...). La description détaillée des différentes campagnes est faite dans la partie II.D.

Un des intérêts de ces mesures *in situ* est d'observer les variations de concentrations en MES en fonction des différents forçages tels que le débit du fleuve et les conditions de vent. Ces mesures permettent aussi d'observer à l'aide de paramètres physiques et optiques la structure verticale de la colonne d'eau. Les plateformes de mesures autonomes (ProvBio) présentent l'avantage de pouvoir effectuer des mesures à des distances plus importantes de l'embouchure que lors des campagnes de mesures océanographiques classiques. Elles permettent aussi de disposer de séries temporelles de données continues sur une durée plus conséquente. La plateforme de mesure fixe (MESURHO, cf. partie II.F.1) permet quand à elle de disposer de mesures de concentration en MES en continu en un point fixe. Néanmoins, des problèmes techniques de l'instrumentation pendant la période de cette thèse ont fortement réduit la durée de la série temporelle, et ainsi le potentiel de ce type de plateforme.

La deuxième étape est de développer un algorithme régional permettant de télédétecter les concentrations en MES, en se basant sur des mesures *in situ*. Cet algorithme sera ensuite appliqué aux mesures télédétectées couleur de l'océan afin de cartographier les concentrations en MES dans la zone proche de l'embouchure. Les données satellitaires MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) et MERIS (MEdium-spectral Resolution Imaging Spectrometer) sont utilisées dans cette étude. Ces mesures sont à haute (300 m pour MERIS) et moyenne résolution (500 m pour MODIS) spatiale et adaptées aux dimensions des processus se déroulant dans la zone d'étude. Les données MERIS et MODIS enregistrées en 2010 ont été traitées pour cartographier les concentrations en MES dans les eaux côtières influencées par le panache du Rhône, à l'aide de l'algorithme développé spécifiquement. Les concentrations en MES retrouvées par satellite sont ensuite comparées aux mesures *in situ* concomitantes afin de valider l'algorithme.

La troisième et dernière étape a consisté à modéliser le transport de sédiments en suspension exportés depuis l'embouchure du Rhône dans le GoL. Le modèle de transport hydrosédimentaire (Mars-3D, Ifremer) a été utilisé (Lazure et Dumas, 2008). Ce modèle est forcé par les apports liquide et sédimentaire du Rhône. Dans le modèle, deux classes de particules (légères et lourdes) associées à des vitesses de chute différentes sont considérées. La simulation a duré 11 mois (01/02/2010 - 31/12/2010) et coïncide d'une part, avec les mesures satellitaires disponibles et d'autre part avec les campagnes de mesures océanographiques. Les mesures de terrain et télédétectées (concentration en surface en MES) ont été considérées sur la même grille de calcul que le modèle.

II.C. Campagnes océanographiques

Le tableau II-3 résume les principales caractéristiques des différentes campagnes océanographiques qui ont été exploitées dans ce travail et auxquelles j'ai participé.

Campagnes	Dates	Navire Océanographique	Mesures biogéochimiques	Mesures optiques
Optic-Med	4-16 mai 2008	ATALANTE (Ifremer)	MES, Chla	IOPs
Optic Rhône	15-17 mars 2010	ANTEDON II (CNRS-Insu)	MES, POC, Chla	IOPs-AOPs
Optic Rhône	9 avril 2010	ANTEDON II	MES, POC, Chla	IOPs
Optic Rhône	28-29 avril 2010	ANTEDON II	MES, POC, Chla	IOPs-AOPs
Optic Rhône	28-29 juillet 2010	ANTEDON II	MES, POC, Chla	IOPs-AOPs
Optic Rhône	4-5 novembre 2010	ANTEDON II	MES, POC, Chla	IOPs
Rhoma Leg 1	10-17 mars 2011	TETHYS II (CNRS-Insu)	MES, POC, Chla	IOPs-AOPs
Rhoma Leg 2	7-11 octobre 2011	TETHYS II	MES	AOPs

Tableau II-3 : Synthèse des campagnes de mesure *in situ* : Noms, dates, navires océanographiques, mesures biogéochimiques et optiques.

II.C.1. Conditions hydrologiques

La figure II-5 représente le débit liquide mesuré à Beaucaire par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR). Ce débit n'a pas de cycle annuel. La seule caractéristique commune que l'on retrouve sur les 4 années est une période d'étiage en été (juillet et août). Néanmoins, on peut observer des similitudes sur les fluctuations du débit liquide du fleuve entre les années 2008 et 2010 (nombreuses crues durant l'année) et les années 2009 et 2011 (seulement 2 à 3 crues annuelles).

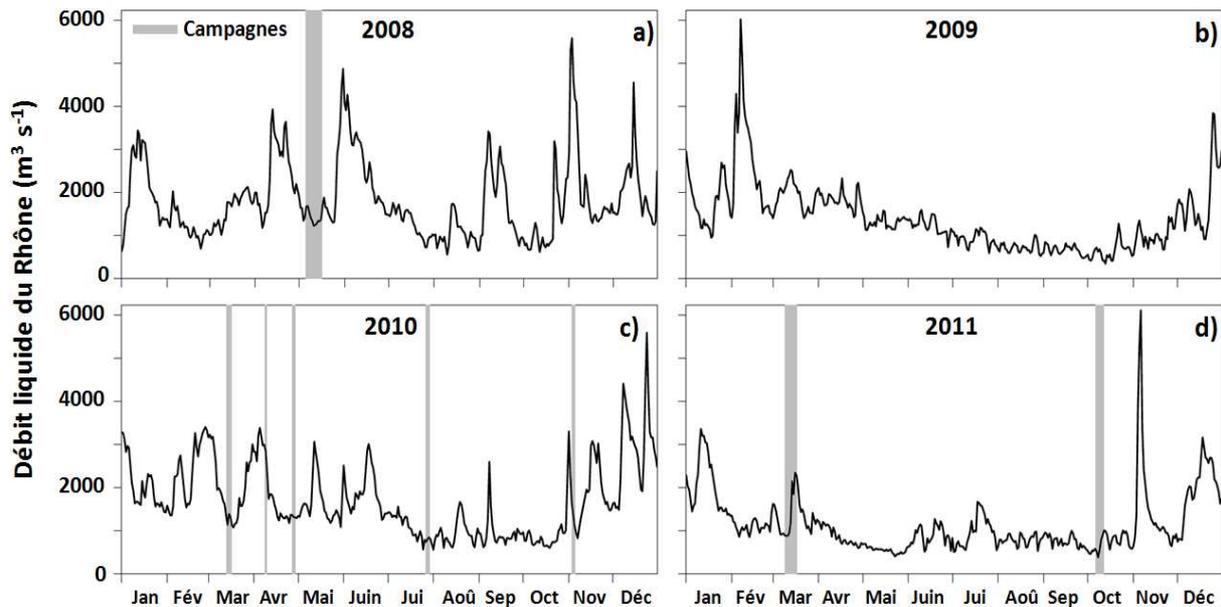


Figure II-5 : Débit liquide du Rhône ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) mesuré à Beaucaire entre 2008 et 2010 de a) à d) chronologiquement ; Campagnes océanographiques (barres verticales grisées) (source CNR).

L'année 2008 présente 6 épisodes de crue (débit liquide $> 3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). La campagne « Optic-Med » (4-16 mai 2008) s'est déroulée après une crue printanière. En parallèle, l'année 2010 présente 9 épisodes de crue (débit liquide $> 3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), dont certains très brefs (i.e. début novembre). En 2010, les campagnes « Optic-Rhône » se sont étalées tout au long de l'année afin de couvrir des conditions de débit liquide variées rencontrées au printemps, en été et en automne.

L'année 2009 présente quant à elle une très forte crue en février ($\sim 6000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), puis le débit liquide décroît et reste faible ($< 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) entre début mai et fin novembre. On observe durant l'année 2011 un débit inférieur à $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ une majeure partie de l'année, exception faite des crues de janvier, novembre ($> 6000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) et décembre.

En résumé, pour les 4 années, les épisodes de crue ont eu lieu en automne et en hiver et le débit liquide a été minimal en été.

II.C.2. Conditions de vents

II.C.2.a. Station de mesure de Port-de-Bouc

Les données de vents sont issues de la station météorologique de Météo-France de Port-de-Bouc dans le département des Bouches-du-Rhône (indicatif de la station : 13077003). La station se situe à 6 m au dessus du niveau de la mer et ses coordonnées sont 42°23'42"N de latitude et 4°58'54"E de longitude. Cette station située à 16 km au Nord-Est de l'embouchure mesure la vitesse (m s^{-1}) et la direction du vent (rose de 360° ; pas de 10°) toutes les heures.

II.C.2.b. Vents durant les 5 campagnes de 2010

Les campagnes océanographiques de 2010 ont été réalisées dans des conditions de vent différentes. L'évolution des régimes de vent (orientation et vitesse) pour chacune des campagnes est décrite ci-après (figure II-6). Par convention, l'orientation des segments bleus correspond à la provenance du vent.

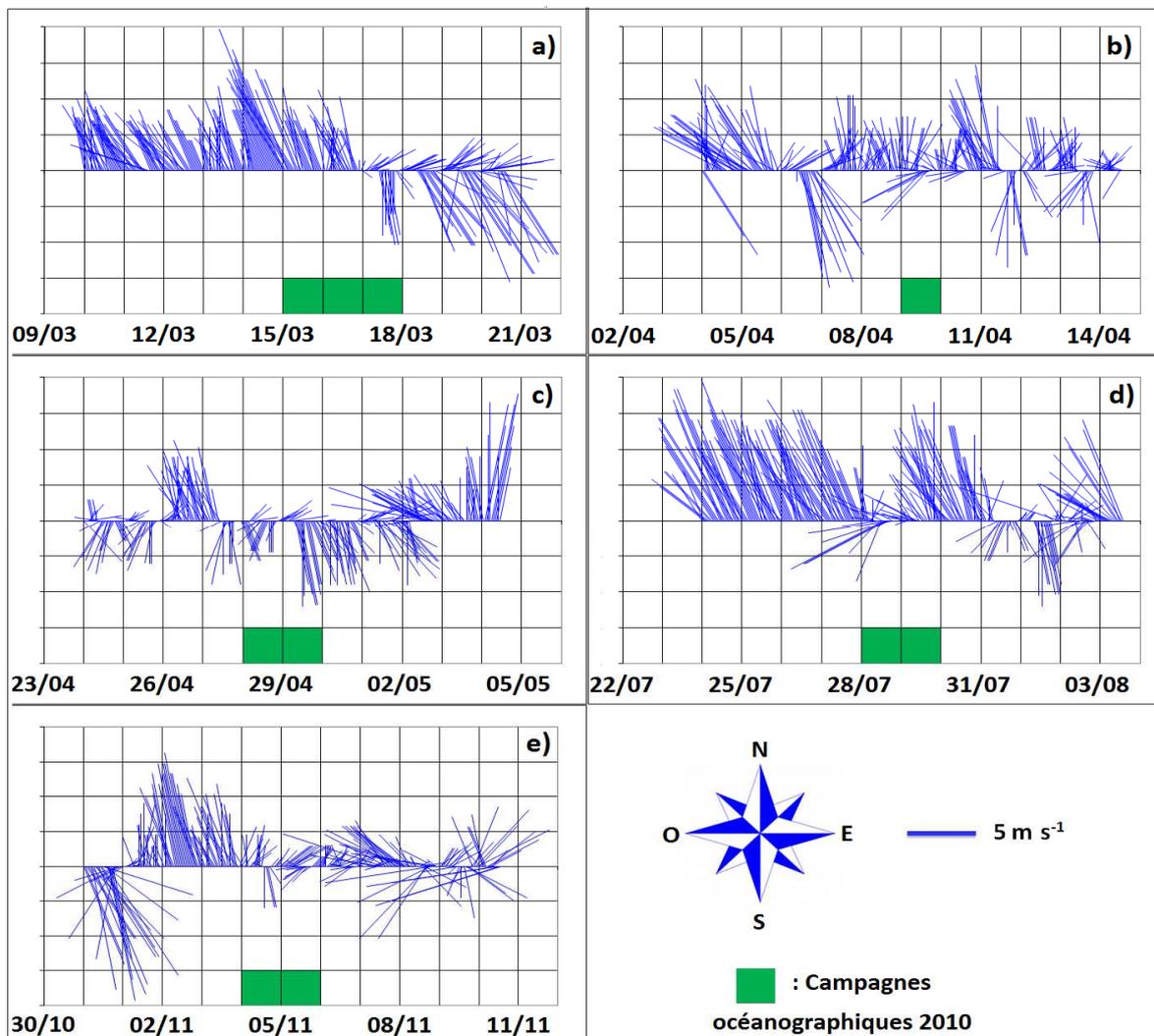


Figure II-6 : Condition de vents durant nos campagnes de 2010 (en vert) : vitesse (m s^{-1}) et provenance du vent (rose des vents à 360°).

(i) Campagne du 15 au 17 mars 2010 (figure II-6a)

D'après la figure II-6a, on peut observer que l'orientation et la vitesse du vent sont restées relativement stables pendant les 5 jours précédant la campagne (i.e. 10-14 mars), le vent était orienté NNO ($\sim 335^\circ$) avec une vitesse moyenne d'environ 5.5 m s^{-1} . Durant les deux premiers jours de la campagne (15-16 mars), le vent a gardé quasiment la même vitesse et orientation. Le dernier jour (17 mars), le régime a changé avec des vents faibles ($\sim 2 \text{ m s}^{-1}$) orientés NE jusqu'à 10h, puis une bascule de l'orientation vers le S conjuguée avec un renforcement de la vitesse ($\sim 5 \text{ m s}^{-1}$) en deuxième partie de journée. Les conditions de vent des trois jours suivants (18-20 mars) étaient relativement comparables à celles du 17 mars en terme d'orientation.

(ii) Campagne du 9 avril 2010 (figure II-6b)

Comme on peut le constater sur la figure II-6 b, les régimes des vents rencontrés avant et durant la 2^e campagne printanière de 2010 étaient moins homogènes que lors de la 1^{ère} campagne. Le 4 et 5 avril, le vent était majoritairement orienté NO avec une vitesse moyenne d'environ 6 m s^{-1} . Le 6 avril, le vent était faible et orienté NE le matin avant de vers le SO en se renforçant considérablement l'après-midi ($\sim 8.5 \text{ m s}^{-1}$). Par la suite le vent s'est orienté au N du 7 avril à 10h au 9 avril à la mi-journée avec une vitesse moyenne d'environ 8 m s^{-1} . Puis, il est devenu très irrégulier aussi bien au niveau de son orientation que de sa vitesse pour les 4 jours suivants (10-13 avril).

(iii) Campagne du 28 et 29 avril 2010 (figure II-6c)

Du 26 au 27 avril à la mi-journée, le vent était orienté NO avec une vitesse moyenne supérieure à 5 m s^{-1} . Ensuite le vent a tourné majoritairement au S avec une vitesse modérée, puis s'est renforcé en s'orientant légèrement vers le SSE à partir du 29 avril à la mi-journée jusqu'au 2 mai au matin (4h). Enfin, le vent a soufflé NO puis N de manière soutenue à partir du 4 mai après-midi.

(iv) Campagne du 28 et 29 juillet 2010 (figure II-6d)

Les conditions de vent de la « pré-campagne » de juillet 2010 (i.e. 24-27 juillet) étaient assez similaires à celles de la « pré-campagne » de mi-mars. Le vent était très soutenu durant ces 4 jours (vitesse moyenne $> 8.5 \text{ m s}^{-1}$) et son orientation NNO est restée quasi-stable durant cette période. On observe ensuite le premier jour de campagne (i.e. $\sim 10\text{h}$ le 28 juillet) un brusque changement de l'orientation du vent qui devint alors SO, puis il se réorienta progressivement NNO à partir du 29 juillet à la mi-journée jusqu'au 30 juillet.

(v) Campagne du 4 et 5 novembre 2010 (figure II-6e)

Les 2 et 3 novembre, le vent a soufflé NNO avec une vitesse moyenne autour de 6.5 m s^{-1} . Puis, durant la campagne (4-5 novembre), le vent a fortement molli pour prendre une vitesse moyenne légèrement supérieure à 2 m s^{-1} . L'orientation du vent pendant les 2 jours de campagne a été assez aléatoire si bien qu'il est difficile de donner une direction dominante. Les jours suivants, le vent a forcé NO le 7 novembre puis du 8 au 10 novembre, la direction du vent est devenu chaotique.

II.D. Stratégie d'échantillonnage : couverture spatiale des campagnes de mesure

La figure II-7 indique la répartition spatiale des stations de mesure échantillonnées en 2008 et 2010.

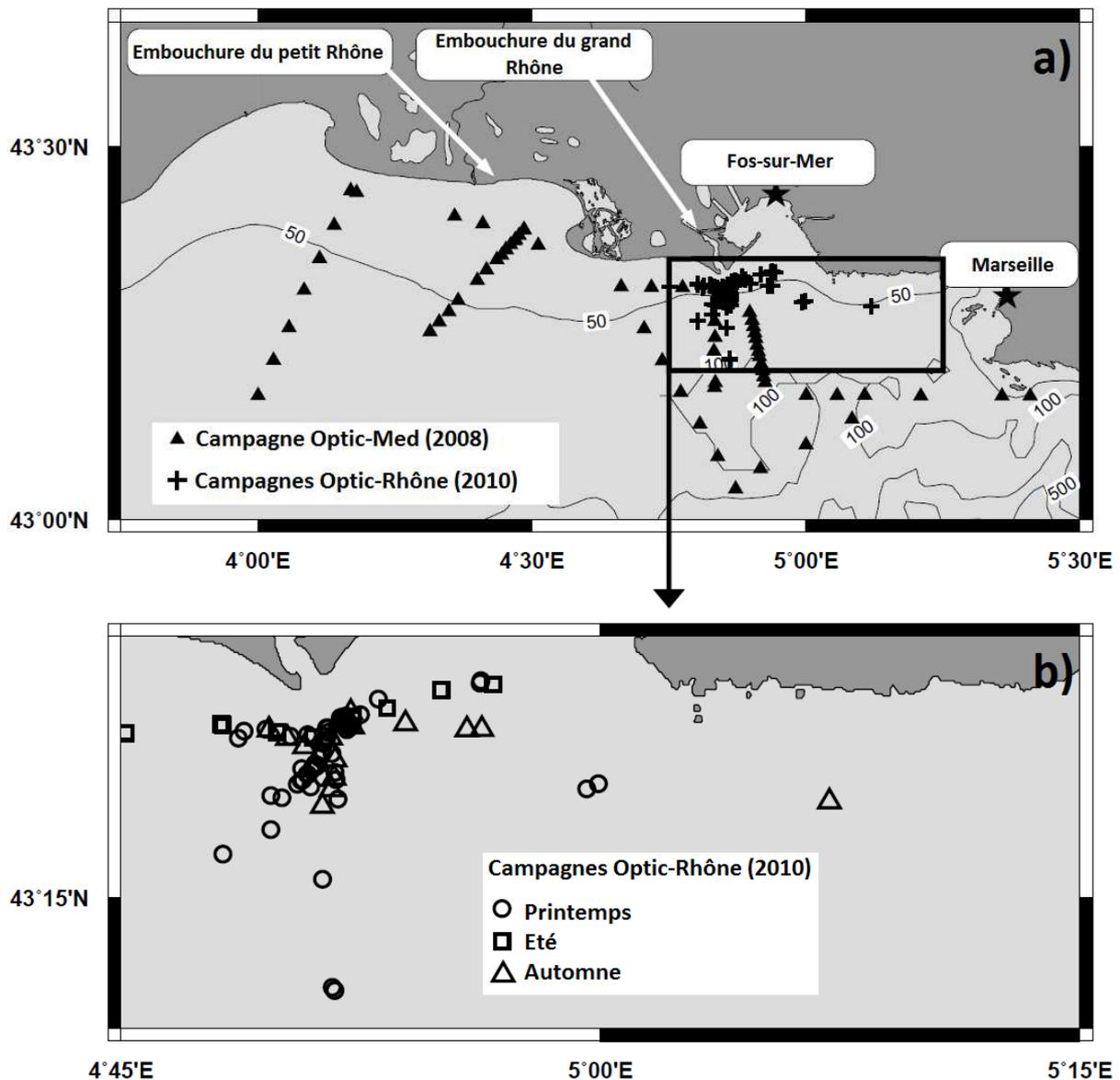


Figure II-7 : a) Localisation des stations de mesure en 2008 et 2010, b) zoom sur l'embouchure et localisation des campagnes de 2010.

II.D.1. Campagne « Optic-Med » (2008)

Cette campagne fait partie du projet « Turbidité » du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) où le LOV a été invité à participer. Elle a été réalisée à bord du N/O Atalante de l'IFREMER (chef de mission : F. Jourdin, SHOM).

La campagne « Optic-Med » a contribué entre autres aux objectifs suivants :

- analyse de la turbidité et visibilité sous-marine pour le soutien en environnement naturel d'opérations navales,
- étalonnage et validation des satellites d'observation de la couleur de l'eau à moyenne et haute résolution spatiale pour restituer la visibilité et les paramètres bio-optiques nécessaires à leur interprétation,
- validation des modèles des propriétés optiques des particules organiques et minérales en Méditerranée Nord-Occidentale,
- mesure des propriétés optiques inhérentes et apparentes en vue de la modélisation du transfert radiatif dans la colonne d'eau.

A chaque station de mesure, une cage optique-CTD (décrite dans la section II.E.2.a) a été déployée sur l'ensemble de la colonne d'eau pour mesurer en fonction de la profondeur la température, la salinité, l'atténuation, l'absorption et la rétrodiffusion de la lumière du visible au proche-infrarouge (les instruments et principes de mesures seront détaillés en section II.E.2). Des prélèvements d'eau ont été réalisés simultanément ; l'eau a été filtrée afin de déterminer la concentration en MES (cf. II.E.1.a) et l'absorption du CDOM à différentes profondeurs discrètes (principalement en surface). Ponctuellement, des filtrations destinées à mesurer les concentrations en pigments phytoplanctoniques par HPLC (cf. section II.E.1.c) ont été réalisées.

II.D.2. Campagnes « Optic-Rhône » (2010)

Ces campagnes ont été réalisées en collaboration avec le laboratoire DYNECO/PHYSED de l'IFREMER (R. Verney) à bord du N/O Antédon II (CNRS/INSU).

Les principaux objectifs de ces campagnes étaient les suivants :

- étalonner le capteur de turbidité qui équipe la bouée MESURHO (cf. II.F.1 pour plus de détails) en fonction des concentrations en MES et POC (cf. section II.E.1.b), à l'aide de prélèvements d'eau réguliers réalisés à proximité de la bouée.
- documenter les variations temporelles du profil vertical de turbidité à MESURHO en fonction des forçages physiques (débit liquide et vent). Ces mêmes profils verticaux de turbidité ont été réalisés à proximité de la zone de l'embouchure afin d'étudier l'allure des profils de turbidité.
- établir la faisabilité d'estimer les flux solides à l'embouchure du Rhône à partir de mesures réalisées à MESURHO (turbidité en sub-surface) et par télédétection de la couleur de l'eau.

En 2010, 5 campagnes océanographiques de 1 à 3 jours ont été réalisées afin de couvrir les variations saisonnières. La stratégie de mesure était la même que lors de la campagne Optic-Med. Des mesures additionnelles de concentrations en POC et pigments phytoplanctoniques étaient systématiques dans les eaux de surface.

La localisation spatiale des stations de mesure répondait à des objectifs spécifiques pour chacune de nos campagnes. A minima, une station de mesure était réalisée en début et en fin de chaque journée à proximité de MESURHO. Cette répétitivité des mesures permettait d'une part de disposer d'un nombre suffisant de données pour calibrer la bouée en terme de turbidité,

et d'autre part d'évaluer la variabilité temporelle (à quelques heures d'intervalle) de la zone proche de l'embouchure. Le deuxième objectif était de caractériser les eaux de surface et la colonne dans une zone proche de l'embouchure le long de radiales depuis l'embouchure vers le large (Nord-Sud) et parallèlement à la côte en suivant une isobathe choisie préalablement. Cette stratégie d'échantillonnage, sur des radiales vers le large et le long de la côte (figure II-7), permet d'évaluer l'étendue spatiale du panache du Rhône ainsi que des eaux côtières affectées par les apports du fleuve. Il est à noter que l'intégralité des campagnes en 2010 a été effectuée à proximité de l'embouchure du « grand Rhône », qui draine 90% du débit liquide total du Rhône (cf. partie II.A.2.a.). La stratégie d'échantillonnage était relativement comparable d'une campagne à l'autre en 2010 avec le souci de ré-échantillonner les mêmes stations de mesure afin d'évaluer la variabilité saisonnière.

II.D.3. Campagnes « Rhoma » (2011)

Tout comme pour les campagnes «Optic-Rhône» de 2010, le laboratoire DYNECO/PHYSED de l'IFREMER et le LOV ont mis leurs moyens techniques et humains en commun lors des campagnes « Rhoma » 2011. Elles ont été effectuées à bord du N/O Tethys II (CNRS/INSU). Comme en 2008 et 2010, l'objectif était de caractériser les propriétés optiques et biogéochimiques du panache du Rhône et des masses d'eaux au-delà du panache. Durant la première campagne Rhoma Leg 1 (10-17 mars 2011), les conditions météorologiques difficiles ont fortement réduit le programme de mesures initialement planifié (fort vent d'Est en première semaine et fort mistral en deuxième semaine). Des radiales le long des isobathes de profondeur 30 et 40 m ont été effectuées de même que la radiale depuis MERSURHO vers le large. La cage optique-CTD a été déployée sur l'ensemble de la colonne d'eau simultanément avec des prélèvements d'eau (pour la détermination des concentrations en MES, POC et pigments phytoplanctoniques). Au cours de la campagne Rhoma Leg 2 (7 au 11 octobre 2011), des prélèvements d'eau ont été réalisés pour déterminer les concentrations en MES couplées avec des mesures radiométriques.

II.E. Protocoles de mesures

Cette section traite des méthodes utilisées pour collecter et traiter les données *in situ*.

II.E.1. Mesures biogéochimiques discrètes

II.E.1.a. Concentration en Matière en Suspension (MES)

Des filtres GF/F Whatmann (25 mm de diamètre et 0.7 μm de porosité) ont été utilisés pour la mesure des concentrations en MES. Avant chaque campagne, chaque filtre était pesé (masse M_0 en g), après avoir été brûlé 1h à 450°C et séché 24h, puis numéroté. En mer, des volumes d'eau variables (prélevés à l'aide d'une bouteille NISKIN) étaient filtrés sur les filtres GF/F pré-pesés suivant Van der Linde (1998). Typiquement, le volume d'eau de mer filtré sur chaque filtre était de 1 L (volume variable en fonction de la turbidité de l'eau). Chaque

échantillon d'eau de mer a été filtré en trois exemplaires (triplicats). Après filtration, afin de dissoudre les cristaux de sels résiduels, chaque filtre a été rincé avec un volume d'environ 10 mL d'eau Milli-Q (eau distillée filtrée à 0.2 μm , traitée à l'ultraviolet) puis stocké dans une boîte de pétri en polyéthylène. Enfin, les filtres étaient conservés à -20°C sur le bateau puis à -80°C au laboratoire. Les filtres ont ensuite été séchés 24h à 60°C dans une étuve, puis pesés (masse M_I en g) pour déterminer la masse de particules (g) retenues sur chaque filtre. La concentration en MES, en g m^{-3} , a été calculée à l'aide de l'équation II-1, avec V (m^{-3}) le volume d'eau de mer filtré sur chaque filtre :

$$MES = (M_I - M_0) / V \quad (\text{II-1})$$

Afin d'évaluer l'incertitude (plus exactement la précision) de mesure sur les concentrations en MES, la moyenne et l'écart type ont été calculés pour chaque triplicat. La division de l'écart type par la moyenne pour chaque triplicat permet de retrouver le coefficient de variation (en %) de chaque station. Enfin, le coefficient de variation moyen (%) de l'ensemble des stations a été calculé. Pour l'ensemble des triplicats, ce dernier est inférieur à 5% ; il est assimilé à l'incertitude de mesure sur les concentrations en MES. Les sources d'erreurs peuvent être la présence de sel marin sur les filtres, la perte de matière lors du rinçage (Stavn et al., 2009) et la perte d'une petite partie du filtre lors de ses diverses manipulations.

II.E.1.b. Concentration en carbone organique particulaire (POC)

La concentration en carbone organique particulaire (POC) a été mesurée sur les mêmes filtres que ceux utilisés pour les mesures de concentration en MES. L'analyseur CHN (Perkin Elmer 2400) a été utilisé. Les échantillons y ont été brûlés dans un environnement d'oxygène pur, les gaz résultant de la combustion sont ensuite mesurés de façon automatique. L'analyseur CHN est constitué de quatre parties : (i) la chambre de combustion, (ii) la chambre de contrôle des gaz, (iii) la chambre de séparation des gaz, (iv) le détecteur.

L'analyse est décomposée en une série d'étapes automatisées : combustion et réduction, homogénéisation des gaz, séparation et enfin détection. La présence d'oxygène et des gaz de la combustion permet de réduire le carbone, l'hydrogène et l'azote en CO_2 , H_2O et N_2 , respectivement. Les gaz sont ensuite capturés dans la chambre de mélange où ils sont homogénéisés et maintenus dans des conditions de pression, température et volume contrôlés. Après l'homogénéisation, la chambre de mélange est détendue à travers une colonne pour séparer les différents gaz. Les quantités de gaz en présence sont alors mesurées par un détecteur de conductivité thermique dans la zone de détection de l'analyseur CHN.

Le carbone total (CT) est composé par la fraction de carbone organique (POC) et inorganique (PIC souvent liée aux carbonates) soit $\text{CT} = \text{PIC} + \text{POC}$. Avant leur analyse, les filtres ont été acidifiés à l'aide d'une solution d'acide chlorhydrique à 2N (volume d'acide compris entre 200 et 350 μl) afin de décarbonater et ne conserver que le POC. Cette manipulation a été répétée deux fois à deux heures d'intervalle. Les filtres sont ensuite placés une nuit dans une étuve à 60°C . Le CHN fournit en sortie les concentrations en « ppb de Carbone » (μg de Carbone compris dans 1L d'air). Les concentrations sont alors ramenées au volume d'eau de mer filtré

pour retrouver une concentration en POC dans l'échantillon d'eau de mer (mg L^{-1}). Enfin, les incertitudes de mesure sur les concentrations en POC ont été calculées. Les incertitudes sur les concentrations en POC ont été calculées de la même manière que pour celles en MES. L'incertitude est proche de 10%.

II.E.1.c. Concentration en pigments phytoplanctoniques

De la même manière que pour les mesures de concentrations en MES et POC, l'eau de mer a été prélevée à l'aide d'une bouteille NISKIN, puis filtrée sur des filtres GF/F Whatman de 25 mm de diamètre et de $0.7 \mu\text{m}$ de porosité à l'aide d'une pompe à eau. Les échantillons d'eau étaient filtrés en deux exemplaires (duplicats), puis rincés à l'aide d'un volume d'eau Milli-Q compris entre 10 et 15 mL. Ils étaient ensuite pliés en deux avant d'être stockés dans du papier d'aluminium pour protéger les échantillons de la lumière. Enfin, les filtres ont été conservés à basse température (-20°C à bord puis -80°C en laboratoire).

Les analyses HPLC («High Performance Liquid Chromatography») permettent l'identification et la quantification des concentrations des différents pigments phytoplanctoniques. Les pigments sont extraits dans du méthanol à 100% puis injectés dans une colonne phase inverse C8 (Zorbax Eclipse XBD, $3 \times 150 \text{mm}$, $3.5 \mu\text{m}$). Ils sont ensuite séparés sur une période de 28 minutes ; la méthode complète est décrite par Ras et al. (2008). Ce sont le temps de rétention et le spectre d'absorption des pics qui permettent l'identification des pigments (dont les principaux sont détaillés ci-après). Les pigments sont ensuite quantifiés par intégration des surfaces. DHI Water and Environment (Danemark) fournit les étalons pour étalonner l'instrument. Pour un volume d'eau de mer filtré de 2 L, la limite de détection de la concentration en Chlorophylle a est de 0.0002 mg m^{-3} .

La biomasse phytoplanctonique est généralement estimée par la concentration en Chlorophylle a (Chla, pigment majoritaire) (Ryther et Yentsch, 1957). La concentration en Chlorophylle a totale (TChla) est la somme des pigments suivants : Chlorophylle a, Chlorophyllide a et Divinyl Chlorophylle a. TChla est présente dans l'ensemble des espèces de phytoplancton et ce sont des pigments annexes qui permettent une classification taxonomique des espèces. Certains pigments sont spécifiques à un groupe phytoplanctonique dont la taille moyenne est connue. A l'aide des concentrations des différents pigments, les proportions dans chacune des 3 grandes classes de taille de phytoplancton (pico, nano et micro) sont évaluées (Vidussi et al., 2001). Cette classification requiert la connaissance des concentrations de 7 pigments. Claustre (1994) a défini l'indice DP (Diagnostic Pigments) comme la somme des concentrations des pigments ou groupes de pigments suivants : Zeaxanthine (Zea), Chlorophylles b (TChlb), Alloxanthine (Allo), 19'-Hexanoyloxyfucoxanthine (19'HF), 19'-Butanoyloxyfucoxanthine (19'BF), Fucoxanthine (Fuco) et Peridinine (Peri) :

$$DP = [Zea] + [TChlb] + [Allo] + [19' HF] + [19' BF] + [Fuco] + [Peri] \quad (\text{II-2})$$

Selon Vidussi et al. (2001), ces 7 classes pigmentaires permettent d'estimer la proportion de chaque classe dans la biomasse phytoplanctonique ou BP pour « Biomass proportion ».

$$BP_{pico} = \frac{[Zea] + [TChlb]}{DP} \quad (II-3)$$

$$BP_{nano} = \frac{[Allo] + [19' HF] + [19' BF]}{DP} \quad (II-4)$$

$$BP_{micro} = \frac{[Fuco] + [Peri]}{DP} \quad (II-5)$$

II.E.2. CTD et IOPs

Durant les campagnes de mesures en mer, différents instruments (WETLabs ac-9, Sea-Bird 19 CTD, WETLabs ECO-BB3, LISST) ont été déployés *in situ* dans une cage. Les instruments sont décrits ci-après. Les données des différents instruments étaient stockées sur un « data logger » (WETLabs Data Handler-4) durant l'acquisition sur la colonne d'eau.

II.E.2.a. Mesures de pression, température et conductivité

L'instrument CTD-SBE 19 (Sea-Bird Electronics Inc., Washington, USA) mesure la conductivité, la température de l'eau de mer et la pression du milieu ambiant. Le schéma de l'instrument est représenté en figure II-8. La conductivité, la température et la pression sont mesurées à l'aide d'une cellule haute précision de conductivité oscillateur Wein-Bridge, et d'un semi-conducteur strain-gauge Druck.

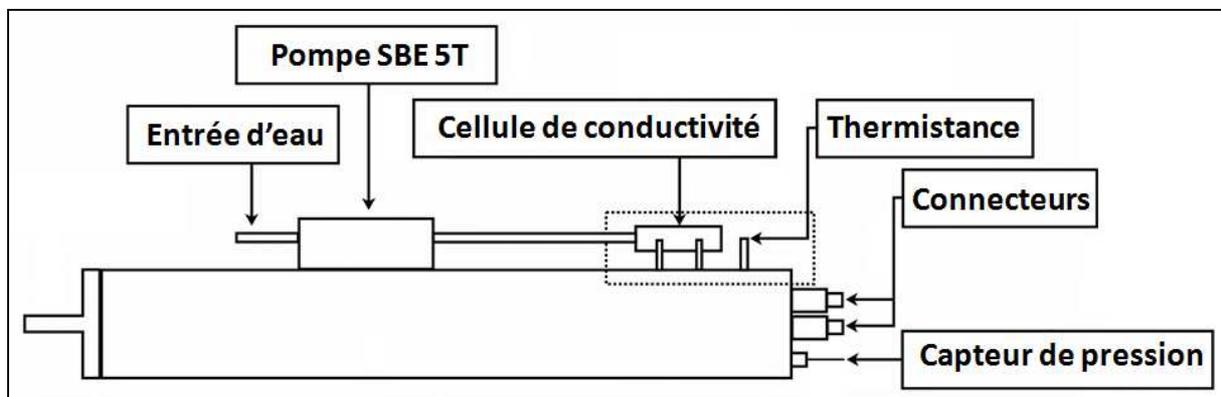


Figure II-8 : Diagramme schématique de la CTD Sea-Bird SBE 19.

L'instrument est calibré par le constructeur et ne nécessite pas de calibration complémentaire en laboratoire. L'instrument était connecté à une pompe externe (Sea-Bird SBE5T) afin d'assurer un flux d'eau continu à travers la cellule de conductivité (indépendamment de la vitesse de descente). La pompe SBE5T était alimentée et contrôlée par la CTD, l'instrument était configuré en mode profil.

II.E.2.b. Coefficient d'absorption particulaire sur filtre

La détermination de l'absorption particulaire des eaux naturelles est généralement faite par mesure de la transmittance des échantillons retenus sur des filtres en fibre de verre, méthode appelée la « quantitative filter technique » (QFT) (Mitchell, 1990). La précision de cette technique est limitée par les variations des propriétés optiques du couple échantillon/filtre, et les incertitudes sur l'amplification du trajet optique induit par les diffusions multiples à l'intérieur du filtre. La méthode en transmittance reflectance (T-R) de Tassan et Ferrari (1995) permet de s'affranchir de la variabilité des propriétés optiques du couple échantillon/filtre.

Dans cette thèse, une troisième méthode a été utilisée. L'absorbance du couple échantillon/filtre a été mesurée en plaçant le filtre au centre d'une sphère intégrante, afin notamment de limiter les pertes de lumière par diffusion. Un spectrophotomètre (Perkin-Elmer lambda 850), équipé d'une sphère intégrante de 150 mm de diamètre a été utilisé pour les mesures. L'intérieur de la sphère est couvert d'une couche de Spectralon (Labsphère). Il s'agit d'un fluoropolymère avec une excellente capacité de diffusion qui se comporte de manière Lambertienne. D'après Röttgers et Gehnke (2012), cette méthode présente l'erreur la plus faible relativement aux méthodes QFT et T-R. Elle permet ainsi de mesurer plus précisément l'absorption dans la région du spectre proche infrarouge.

Les mesures de l'absorbance se sont déroulées en deux étapes successives :

(i) mesure de l'absorbance de la totalité du matériel particulaire (particules algales et non-algales).

(ii) mesure de l'absorbance des particules non-algales. Cette mesure nécessite la dépigmentation des particules contenues sur le filtre à l'aide d'une solution d'éthanol (« bleaching ») afin de ne mesurer que l'absorption des particules non-algales (Hoepffner et Sathyendranath, 1991).

Le coefficient d'absorption des particules a_p (m^{-1}) et des particules non-algales a_{nap} (m^{-1}) sont calculés comme suit (Röttgers et Gehnke, 2012) :

$$a_p = \frac{2.303 * Af}{\beta * V} * (OD_p - OD_{b1}) \quad (II-6)$$

$$a_{nap} = \frac{2.303 * Af}{\beta * V} * (OD_{nap} - OD_{b2}) \quad (II-7)$$

Avec :

Af : Aire du filtre recouverte par les particules (m^2)

V : Volume d'eau filtré sur le filtre (m^3)

OD_p : Densité optique ou absorbance (particules + filtre) avant dépigmentation (sans unité)

OD_{nap} : Densité optique ou absorbance (particules + filtre) après dépigmentation (sans unité)

OD_{b1} : Densité optique ou absorbance (filtre neuf) avant dépigmentation (sans unité)

OD_{b2} : Densité optique ou absorbance (filtre neuf) après dépigmentation (sans unité)

β : facteur beta ou facteur d'amplification (sans unité)

Le facteur β (notons que ce facteur ne correspond pas à l'indicatrice de diffusion défini au chapitre I en dépit d'une notation standard identique) est généralement exprimé comme le rapport entre la densité optique des particules sur filtre (OD_F) et celle de l'échantillon en suspension mesurée à l'aide d'une cuvette (OD_{SUS}) soit $\beta = (OD_F / OD_{SUS})$. Ce facteur est lié à l'amplification du trajet optique des photons à l'intérieur du filtre. Il n'existe pas de consensus en océanographie optique pour déterminer la valeur du facteur β . Des travaux pour quantifier le facteur β ont été menés en utilisant différentes méthodes parmi lesquelles les méthodes de Butler (1962), Kiefer et SooHoo (1982), Kishino et al (1985), Maske et Haardt (1987) et Mitchell & Kiefer (1988). Mitchell (1990) a utilisé la « quantitative filter technique » (QFT) pour mesurer OD_F et un spectrophotomètre équipé d'une sphère intégrante pour mesurer (OD_{SUS}) sur des cultures de phytoplancton et des billes de polystyrène colorées. Il a proposé une relation polynomiale du second ordre qui relie OD_{SUS} à OD_F qui permet ensuite de retrouver β . Selon Röttgers et Gehnke (2012), le facteur d'amplification β est beaucoup plus élevé par mesure d'absorbance en centre de la sphère qu'en utilisant la méthode T-R. En se basant sur cette étude, un facteur β constant de 4.5 a été utilisé dans cette thèse. Cette valeur moyenne a été déterminée à partir de mesures d'échantillons naturels (eaux côtières et du large des mers du Nord et Baltique, de fleuves et de l'océan Atlantique). Pour les valeurs d'absorbance fortes (comprises entre 0.1 et 0.5), un polynôme de degré 2 fonction de l'absorbance peut être utilisé pour retrouver β (Röttgers et Gehnke, 2012).

II.E.2.c. Coefficients d'atténuation, d'absorption et de diffusion particuliers sur la colonne d'eau

L'instrument ac-9 (WETLabs Inc.) (figure II-9) est un photomètre à double faisceaux qui mesure les coefficients d'absorption et d'atténuation des différents substances colorées dans les eaux naturelles en sus des propriétés optiques de l'eau pure ($a(\lambda)$ et $c(\lambda)$ respectivement) à 9 longueurs d'onde dans les domaines spectraux visible et proche infrarouge. Le coefficient de diffusion particulaire est obtenu par différence entre $c(\lambda)$ et $a(\lambda)$: $b_p(\lambda) = c(\lambda) - a(\lambda)$.

comporte un diffuseur placé avant le détecteur pour permettre à un maximum de photons diffusés d'être détectés.

Un tube d'absorption parfaitement réfléchissant devrait permettre à tous les photons diffusés (indépendamment de l'angle de diffusion) d'être réfléchis et détectés. Cependant, à cause de limitations pratiques de géométrie et de fabrication du capteur, l'instrument ne satisfait pas ces conditions (source d'erreurs de l'instrument). Les photons diffusés à des angles excédant 41.7° par rapport à l'axe optique ne sont pas totalement réfléchis dans le tube d'absorption. Par ailleurs, les simulations de Monte Carlo faites par Kirk (1992) et McKee et al. (2008) suggèrent que les photons diffusés vers l'arrière sont faiblement détectés. Ces facteurs contribuent à une détection incomplète d'une part significative des photons diffusés dans le tube d'absorption, provoquant une surestimation du coefficient d'absorption.

(iii) Calibration du ac-9

Avant chaque campagne, les instruments ac-9 étaient calibrés en laboratoire pour limiter les effets de la dérive instrumentale au cours du temps. De l'eau Milli-Q a été utilisée comme référence « eau pure », après nettoyage de l'intérieur des tubes du ac-9. Les mesures des coefficients d'absorption et d'atténuation duraient 1 à 2 minutes. Lorsque les signaux étaient stables, les valeurs moyennes étaient utilisées pour corriger les coefficients de calibration existants. Basé sur nos mesures, les incertitudes maximales sur les coefficients d'absorption et d'atténuation de l'eau pure sont d'environ $\pm 0.002 \text{ m}^{-1}$ et $\pm 0.001 \text{ m}^{-1}$, respectivement.

(iv) Traitement des données ac-9

Le logiciel WetHost (WETLabs) a été utilisé pour configurer les instruments. Le logiciel WETView permet la visualisation des données en temps réel. Les ac-9 étaient utilisés en mode profil avec une fréquence d'échantillonnage de 6.2 Hz. Après déploiement, les données étaient téléchargées sur ordinateur pour être traitées avec le logiciel R. Le logiciel WETLabs Archive Program (WAP) était utilisé pour extraire les données dans un format utilisable pour le traitement postérieur.

(v) Corrections pour les variations de température et salinité

Les mesures des coefficients d'absorption et d'atténuation du ac-9 nécessitent d'être corrigées. L'absorption et l'atténuation de l'eau pure sont dépendantes de la température et de la salinité (Pegau et al., 1997). Les corrections de température et salinité des données ac-9 ont été effectuées selon les équations II-8, II-9 et II-10, avec T et S la température et la salinité respectivement, qui sont mesurées *in situ* à l'aide de la CTD. Les symboles ψ_T et ψ_S des équations II-8, II-9 et II-10 sont utilisés pour faire référence à la dépendance de l'absorption de l'eau pure à la température et à la salinité de Sullivan et al. (2006). L'indice « CAL » se réfère à la température et la salinité de l'eau utilisées pour la calibration du ac-9. L'indice « AC9 » correspond aux données avant les corrections et « AC9_TS » fait référence aux données ayant été corrigées des effets de température et salinité. Les équations II-8, II-9 et II-10 se réfèrent au coefficient d'absorption ; des équations analogues ont été utilisées pour corriger le coefficient d'atténuation avec des valeurs différentes pour ψ_T et ψ_S d'après Sullivan et al. (2006) pour le domaine visible et d'après Langford et al. (2001) pour le proche infrarouge.

$$\Delta a_T(\lambda) = (T - T_{CAL})\psi_T(\lambda) \quad (\text{II-8})$$

$$\Delta a_S(\lambda) = (S - S_{CAL})\psi_S(\lambda) \quad (\text{II-9})$$

$$a_{AC9_TS}(\lambda) = a_{AC9}(\lambda) - \Delta a_T(\lambda) - \Delta a_S(\lambda) \quad (\text{II-10})$$

(vi) Corrections pour les effets de diffusion résiduelle

Les mesures d'absorption réalisées avec le ac-9 ont été corrigées des effets de diffusion résiduelle suivant l'équation II-11:

$$a(\lambda) = a_{AC9_TS}(\lambda) - (c_{AC9-TS}(\lambda) - a_{AC9-TS}(\lambda)) \left[\frac{a_{AC9-TS}(715)}{c_{AC9-TS}(715) - a_{AC9-TS}(715)} \right] \quad (\text{II-11})$$

L'application de la correction de diffusion de Zaneveld et al. (1994) se base sur l'hypothèse qu'il n'y a pas d'absorption à 715 nm. Or Tassan et Ferrari (2003) ainsi que de récents travaux, pour l'instant non publiés, (M. Chami, D. Doxaran, R. Röttgers, communication personnelle) ont suggéré qu'il puisse y avoir une absorption particulière significative dans le proche infra-rouge, et tout particulièrement pour les eaux turbides côtières. De telles mesures supposent que la considération d'une valeur de $a(715) = 0 \text{ m}^{-1}$ pour effectuer la correction des mesures d'absorption impliquent une sur-corrrection des mesures d'absorption. A noter que la longueur d'onde 715 nm a été utilisée par souci d'homogénéité dans le traitement des données entre les différentes campagnes. Un ac-9 avec une longueur d'onde de 870 nm a été déployé occasionnellement durant certaines campagnes seulement, ne permettant pas l'utilisation de cette longueur d'onde comme référence pour corriger les effets de diffusion résiduelle.

II.E.2.d. Granulomètre laser *in situ* (LISST)

Le granulomètre laser LISST 100-X mesure l'atténuation et la diffusion angulaire d'un faisceau laser de longueur d'onde 670 nm dans l'eau. Ce faisceau diffusé par les particules est détecté par un capteur composé de 32 anneaux de silicone placé derrière une lentille réceptrice. Une photodiode placée derrière un trou centré mesure la transmission optique. Les anneaux couvrent une classe angulaire de 0.0017 à 0.34 radians.

Les mesures de la diffusion multi-angles sont converties en une distribution de taille des particules à l'aide d'une inversion mathématique. Cette inversion nécessite la connaissance de l'énergie angulaire mesurée par les anneaux en silicone, la matrice de kernel de propriété de diffusion et le volume de diffusion (Hilerman, 1987). La répétabilité des résultats est bonne mais la résolution peut être défailante pour les classes de particules les plus petites (répétabilité médiocre), ainsi ces classes de taille sont généralement ignorées pour les études liées à la distribution de taille. Les études d'Agrawal et al. (1991) et Agrawal et Pottsmith (2000) décrivent en détail les principes de la mesure ainsi que ses applications.

II.E.2.e. Rétrodiffusion particulaire

Le « Environmental Characterization Optics » ou ECO-BB3 (WETLabs Inc.) permet de mesurer la lumière rétrodiffusée à 117° à trois longueurs d'onde. La source de lumière de l'ECO-BB3 est une LED modulée à 1 kHz. Cette source de lumière pénètre un volume d'eau et la lumière rétrodiffusée à 117° par rapport au faisceau de lumière incident est détectée (cf. figure II-10). Chaque instrument dispose de trois sources de lumière associées à trois détecteurs. Les longueurs d'ondes couvertes par les trois différents capteurs utilisés durant nos campagnes couvrent le spectre lumineux du visible au proche infrarouge (440, 470, 532, 650, 660, 720, 770 et 870 nm).

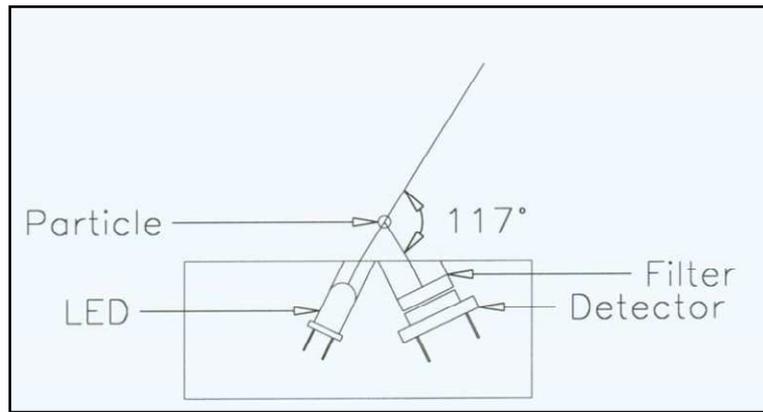


Figure II-10 : Configuration optique du diffusiomètre (WetLabs, Scattering Meter ECO-BB, guide d'utilisateur).

La valeur de la rétrodiffusion mesurée à 117° à une longueur d'onde donnée λ , notée $\beta(117^\circ, \lambda)$ en $\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$ doit être corrigée des pertes liées à l'absorption le long du trajet optique des photons. Les coefficients d'absorption mesurés à l'aide du ac-9 ont été utilisés à cet effet. Pour se ramener à la rétrodiffusion particulaire à 117° notée $\beta_p(117^\circ, \lambda)$ (équation II-12), il est nécessaire de soustraire la rétrodiffusion à 117° due aux molécules d'eau $\beta_w(117^\circ, \lambda)$ (équation II-13), d'après Morel (1974).

$$\beta_p(117^\circ, \lambda) = \beta(117^\circ, \lambda) - \beta_w(117^\circ, \lambda) \quad (\text{II-12})$$

$$\beta_w(\theta, \lambda) = 1.38(\lambda / 500)^{-4.32} (1 + 0.3S / 37) 10^{-4} (1 + \cos^2 \theta (1 - \delta) / (1 + \delta)) \quad (\text{II-13})$$

Avec S la salinité, $\delta = 0.9$, θ l'angle de rétrodiffusion (ici 117°) et λ la longueur d'onde.

Pour convertir $\beta_p(117^\circ, \lambda)$ en rétrodiffusion particulaire totale $b_{bp}(\lambda)$ (i.e. dans l'ensemble de l'hémisphère arrière), il faut utiliser un facteur noté χ_p comme défini dans l'équation II-14. Boss et Pegau (2001) ont estimé que le facteur χ_p vaut 1.1. Par ailleurs, Chami et al. (2006) ont testé l'hypothèse d'une indépendance de χ_p relativement à la longueur d'onde faite par Boss et Pegau (2001). Leurs travaux ont révélé que b_{bp} peut être estimé avec une erreur de $\pm 10\%$ en utilisant la valeur de χ_p proposé par Boss et Pegau (2001) de 1.1.

$$b_{bp}(\lambda) = 2\pi\chi_p\beta_p(117^\circ, \lambda) \quad (\text{II-14})$$

II.E.3. Mesures radiométriques *in situ*

Des mesures radiométriques hyperspectrales (380-950 nm) ont été réalisées en utilisant deux capteurs de luminance Trios RAMSES-ARS (angle d'ouverture de 7°) et un capteur d'éclairement Trios RAMSES-ACC-VIS. L'éclairement descendant E_d (équation I-22) était mesuré à l'aide du capteur d'éclairement pointant le zénith. Il était placé quand c'était possible sur le point le plus haut du navire, ou à minima dans une position pour laquelle les effets d'ombrage du navire étaient les plus faibles possibles. Un capteur de luminance était orienté vers l'eau pour mesurer la luminance de l'eau combinée à la luminance du reflet du ciel. Le second capteur de luminance était orienté vers le ciel avec un angle de 35° par rapport au zénith, afin de corriger la première mesure de luminance du reflet du ciel (Mobley, 1999). L'étude de Doxaran et al. (2006) décrit en détail le protocole de mesures. Les mesures des propriétés radiométriques ou AOPs ont été réalisées lors de différentes campagnes listées dans le tableau II-3.

II.F. Plateformes de mesures autonomes

II.F.1. MESURHO

Pour compléter les mesures acquises 50 km en amont de l'embouchure à la station SORA (cf. II.A.3.a), une plateforme instrumentée a été installée à l'embouchure du Rhône (station MESURHO, figure II-11). L'objectif de cette plateforme est d'améliorer la compréhension des processus complexes qui se produisent à l'interface eau douce / eau salée. En juin 2009, la bouée Roustan Est ($43^\circ 19.2$ N, $4^\circ 52$ E; profondeur : 20m) qui est l'une des deux balises marquant le prodelta du Rhône a été équipée d'instruments de mesures (cf. figure II-11). Cette installation est adaptée pour un environnement à faibles marées (Gaufrès et al., 2008).

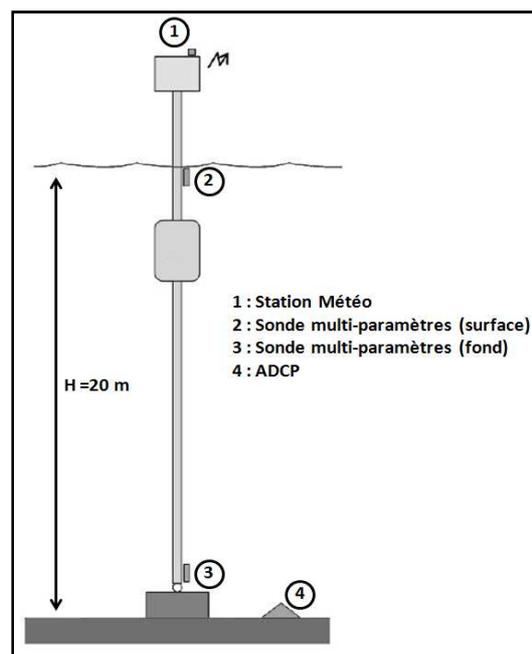


Figure II-11 : Plateforme de mesure « MESURHO ».

La balise est équipée de deux sondes multi-paramètres (une sous la surface installée le 30/07/2009 et la seconde mise en service le 18/10/2011), les données mesurées sont la salinité, la température, la turbidité, l'oxygène dissous et la fluorescence. Les données de surface sont transmises par GPRS (~horaire) à la base de données CORIOLIS (www.coriolis.eu.org). Un Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) a été immergé au pied de la balise en octobre 2009 pour être relevé en juillet 2010. Sur cette période, l'enregistrement des données de courant et de houle a fonctionné pour seulement 2 mois en raison de problèmes techniques. Un deuxième ADCP a été mis à l'eau en juillet 2010 pour être relevé en novembre 2010. Ce dernier a bien fonctionné sur la période (seulement une absence de 15 jours de données est à déplorer). Toutefois, les données sont à considérer avec précaution car le tangage et le roulis étaient importants. La sonde multi-paramètres (proche du fond) et l'ADCP ne sont pas connectés aux instruments de surface, obligeant la relève des instruments pour disposer des données. Les données mesurées en continu à la station MESURHO aident au suivi et aux études d'impacts des apports rhodaniens en mer Méditerranée et sont utilisées dans le cadre de projets nationaux.

II.F.2. Flotteurs-profileurs bio-optiques ProvBios

Le flotteur profileur ProvBio est une bouée autonome programmable à flottabilité variable au moyen d'une pompe hydraulique. La modification du volume total de l'instrument lui permet de se déplacer verticalement dans la colonne d'eau. Il est équipé de capteurs qui acquièrent des données le long des profils verticaux, ces dernières sont enregistrées à bord de la plateforme avant d'être envoyées à terre par communication satellite. C'est en 2006 qu'est né le ProvBio, par la collaboration entre la société KANNAD, l'Ifremer et le LOV. Le ProvBio a pour base le flotteur physique PROVOR CTS3, auquel sont adjoints des capteurs additionnels bio-optiques miniaturisés (Le Reste et al., 2009 ; Doxaran et al., 2011 ; Xing et al., 2011 ; Mignot et al., 2011). Aujourd'hui, c'est la société NKE qui développe et commercialise le ProvBio. Les capteurs qui l'équipent sont : un transmissionmètre à 660 nm WetLabs (C-Rover), un radiomètre Satlantic (OCR-504) mesurant l'éclairement descendant à 3 longueurs d'onde (412, 490, 555 nm) et enfin un Eco-triplet « puck » WetLabs comprenant un fluorimètre Chlorophylle a (excitation à 470 et émission à 695 nm), un fluorimètre CDOM (excitation à 370 et émission à 460 nm) et un capteur mesurant la rétrodiffusion à 532 nm (figure II-12A). La communication entre le ProvBio et le satellite se fait grâce à une antenne iridium qui permet de transmettre les données et de changer les paramètres mission de l'instrument. Il est ainsi possible d'adapter la stratégie d'échantillonnage des mesures en fonction (i) de sa localisation géographique (ii) d'évènements particuliers (crue de fleuve, tempête, efflorescence algale...). La résolution sur le profil vertical est d'une mesure par mètre. Les déploiements du ProvBio dans le panache du Rhône ont eu lieu durant l'année 2010 dans le cadre du projet Provpanache (P.I. D. Doxaran (LOV)).

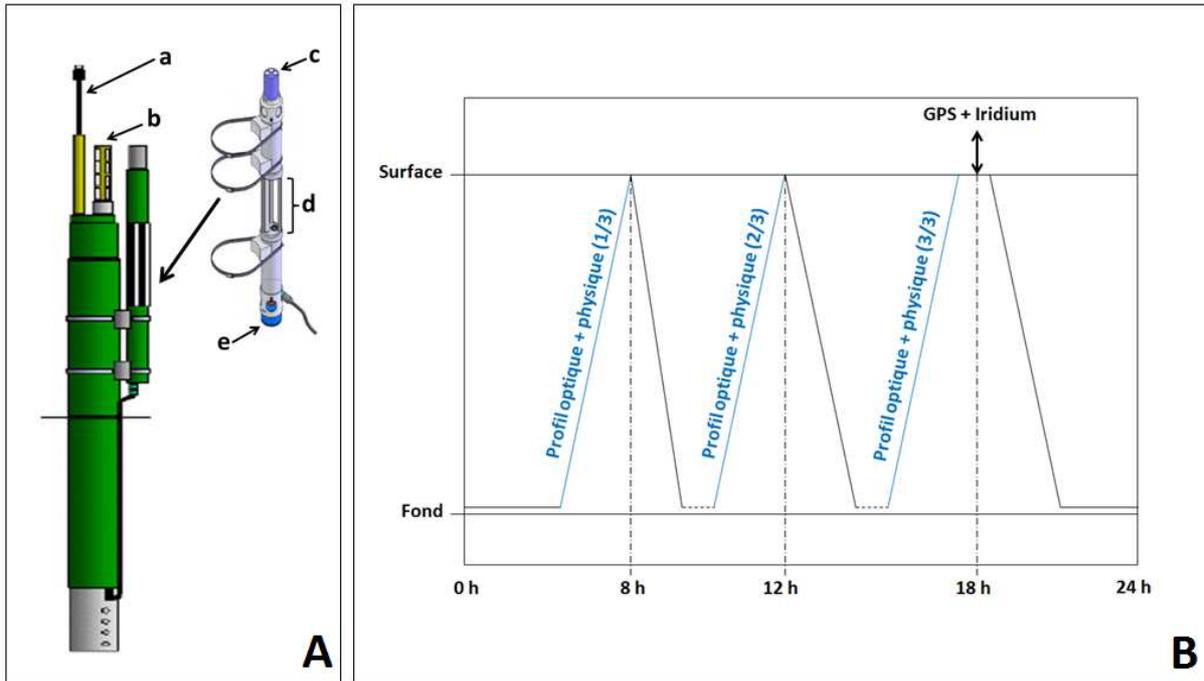


Figure II-12 : A : Flotteur Provbio : a) CTD Seabird, b) Antenne Iridium, c) Radiomètre Satlantic OC4, d) Transmissiomètre C-Rover Wetlabs, e) Eco-triplet puck WetLabs; B : Principe de fonctionnement du Provbio avec 3 profils par jour (surface à 8h, 12h et 18h) avec envoi des données via l'antenne Iridium.

Deux déploiements et récupérations ont été réalisés depuis le N/O Antédon II (CNRS/INSU) durant les campagnes «Optic-Rhône». Le premier déploiement a eu lieu devant l'embouchure du Rhône (40 m de bathymétrie) le 10 avril 2010. Le flotteur était programmé pour faire 3 profils par jour et émerger à 8h, 12h et 18h (heures locales). Pendant la nuit, le flotteur se posait sur le fond afin de limiter sa dérive (figure II-12B). Après 40 jours de déploiement, suite à une forte crue printanière, le ProvBio a dérivé vers le large au delà des eaux influencées par le panache du Rhône. La récupération a eu lieu le 26 mai 2010, les capteurs ont été nettoyés et équipés de cuivre afin de limiter la croissance d'algues marines (« biofouling ») qui biaisent les mesures. Le ProvBio a alors été redéployé le 28 mai 2010 soit deux jours après sa récupération. Il a alors échantillonné depuis l'embouchure jusqu'à 20 km au large. L'instrument a fini sa mission dans les filets d'un chalutier avant d'être récupéré à Marseille le 2 juillet 2010.

II.G. Télédétection de la couleur de l'eau

Les capteurs MERIS et MODIS sont deux capteurs satellitaires qui permettent de mesurer la couleur de l'océan.

II.G.1. Capteur MERIS

Le capteur MERIS est embarqué à bord du satellite Envisat-1 de l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Il est le premier capteur européen d'observation de la biologie océanique et des paramètres de qualité de l'eau à partir de la couleur de l'eau (opérationnel depuis 2002

et devenu hors service en 2012). La principale mission de MERIS est de contribuer à la compréhension du rôle de l'océan et de sa productivité dans le système climatique. Le capteur est aussi dédié à l'observation des paramètres atmosphériques (nuages, vapeur d'eau, aérosols) et terrestres liés à la végétation (Rast et al., 1999). Il existe aussi pour ce capteur des applications terrestres (e.g. cartographie des sols) qui ne seront pas détaillées ici.

II.G.1.a. Caractéristiques du capteur MERIS

MERIS est un capteur spectro-imageur à hautes résolutions spectrale et radiométrique, son orbite est à 800 km d'altitude. Il a 15 bandes spectrales étroites entre 412 et 900 nm avec un fort rapport signal sur bruit. Le capteur fonctionne suivant deux modes de résolution spatiale:

- le mode FR (Full Resolution) avec 300 m de résolution au sol sous la trace du satellite adapté aux zones côtières,
- le mode RR (Reduced Resolution) avec 1200 m de résolution au sol sous la trace du satellite davantage adapté aux études à grande échelle.

Le champ de visée du capteur est large (68.5°) et les caractéristiques orbitales de son satellite (ENVISAT) permettent une fauchée au sol d'environ 1150 km. Ainsi, la couverture planétaire globale sera effectuée en trois jours en fonction de la latitude. Cette répétitivité temporelle est moindre que celle du capteur MODIS-Aqua qui fournit une image par jour aux moyennes latitudes.

II.G.1.b. Produits MERIS

Deux niveaux de produits radiométriques sont utilisés : le produit de niveau L1b (luminances étalonnées au niveau du satellite) et le produit de niveau L2 (réflectances étalonnées corrigées des effets atmosphériques). L'éclairement solaire au moment de l'acquisition sert de référence pour l'étalonnage. Le niveau L2 est obtenu à partir du niveau L1b avec normalisation de la luminance en valeur de réflectance et corrections atmosphériques (absorption des gaz, diffusion de Rayleigh, aérosols). Les deux niveaux (L1b et L2) existent à haute résolution spatiale (300 m au nadir) et résolution spatiale réduite (1.2 km au nadir). Ces niveaux 1 et 2 fournissent des paramètres relatifs à :

- la géométrie d'observation : angle zénithal et azimutal solaire, angle zénithal et azimutal de visée. Ces angles proviennent des calculs orbitographiques de la plateforme ENVISAT et des caractéristiques angulaires et spatiales du capteur MERIS lui-même.
- la localisation : latitude, longitude. Ce sont l'orbitographie de la plateforme, les caractéristiques MERIS et celles de la Terre qui permettent la géolocalisation de chaque pixel de l'image. L'erreur moyenne de géolocalisation varie entre 230 m et 500 m (rapport « Report : MERIS Products Quality Status » de l'Agence Spatiale Européenne, 2004). Cette incertitude sur la localisation des mesures, qui peut être supérieure ou égale à la taille d'un pixel (300 m), n'a pas été considérée dans les analyses présentées dans la suite du manuscrit.
- l'atmosphère (e.g., pression moyenne au niveau de la mer, concentration en ozone).

II.G.2. Capteur MODIS-Aqua

Le capteur MODIS-Aqua, à bord du satellite EOS-PM1 de l'Agence Spatiale Américaine (NASA), est opérationnel depuis mai 2002. C'est un imageur à résolution modérée dont les missions premières sont de mesurer les propriétés des nuages et les flux d'énergie radiative. Il est aussi adapté pour des mesures de la couleur de l'océan.

II.G.2.a. Caractéristiques du capteur MODIS-Aqua

Le capteur MODIS est un miroir à balayage double face qui tourne en continue. Sa résolution spatiale standard est de 1 km et son orbite se situe à 705 km d'altitude. Il dispose de 36 bandes spectrales comprises entre 405 et 14385 nm (une résolution accrue est disponible pour 7 bandes spectrales). Son champ de visée est large ($\pm 55^\circ$) et sa fauchée au sol est de 2330 km, soit deux fois plus large que celle du capteur MERIS. Cette plus grande largeur de fauchée permet à MODIS d'avoir une meilleure résolution temporelle entre deux observations consécutives (~une journée) d'une même zone géographique.

II.G.2.b. Produits MODIS

Les données brutes de la plateforme spatiale (niveau 0) suivent plusieurs étapes de traitement pour déterminer les luminances au dessus de l'eau à partir de luminances atmosphériques. La figure II-13 schématise les différentes étapes de traitement des données MODIS. La première étape de traitement consiste à incorporer les données de navigation et de calibration, pour retrouver le niveau 1A. Le fichier de géolocalisation est ensuite créé dont la combinaison avec le fichier de niveau 1A permet de générer un fichier de données de niveau 1B avec les pixels géolocalisés. Le format du niveau 1B sépare les luminances calibrées en 3 fichiers distincts qui correspondent aux 3 résolutions spatiales (250, 500 et 1000 mètres).

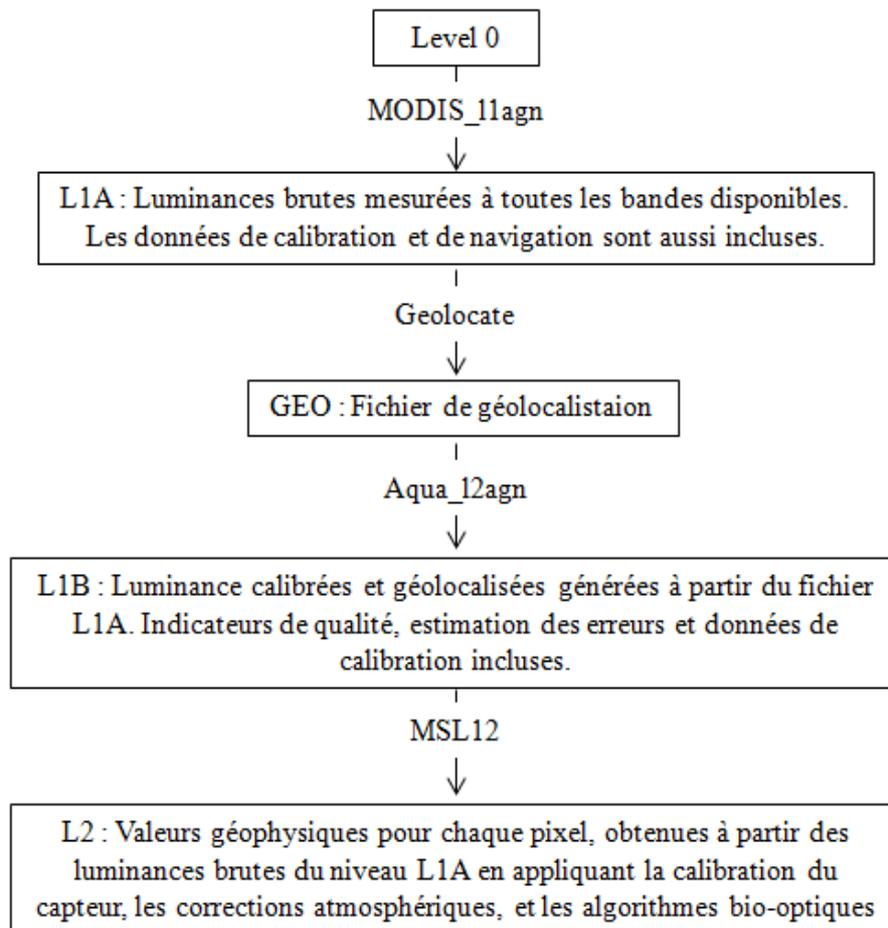


Figure II-13 : Représentation schématique des étapes du traitement des données MODIS. Le nom des programmes SeaDAS correspondant à chaque étape est également mentionné sur la figure.

II.H. Modèle hydro-sédimentaire MARS-3D

Le modèle côtier tridimensionnel MARS-3D (3D hydrodynamical Model for Application at Regional Scale) a été développé au laboratoire DYNECO/PHYSED de l'IFREMER (Lazure et Dumas, 2008). Il simule la circulation océanique à petite échelle dans l'environnement côtier en tenant compte de celle à grande échelle par emboîtement de plusieurs modèles successifs (ou rangs). Plus l'échelle du modèle est faible, plus sa résolution sera fine. C'est la simulation au rang inférieur (avec une résolution plus faible) qui permet d'obtenir les conditions aux limites pour le rang supérieur. Le modèle prend en compte les forçages affectant les zones côtières tels que la marée, le vent, la salinité, la température, les flux de chaleur et les apports fluviaux. L'objectif est d'avoir la meilleure représentation possible des différents phénomènes observables en zone côtière (panaches de fleuves, courant de marée, upwelling, cycles saisonniers des propriétés thermodynamiques de l'océan...).

Le code du modèle MARS-3D résout les équations de Navier-Stokes en négligeant les forces de compression (approximation de Boussinesq) et en appliquant l'hypothèse d'hydrostaticité. Les équations de thermodynamique faisant intervenir les champs de température et de salinité sont associées aux équations de la dynamique. Les équations de turbulence permettent de

modéliser les processus de mélange des couches limites. Un module indépendant externe à la dynamique permet de simuler le transport de sédiments.

Les équations sont discrétisées en différences finies grâce à une grille de type C d'Arakawa (1966). Sur la verticale un système de coordonnées σ (30 niveaux) suivent la topographie (Blumberg et Mellor, 1987). Le nombre de niveaux de sigma reste constant quelle que soit la bathymétrie. La résolution au niveau de la surface libre et du fond est plus fine pour permettre de disposer d'avantage de détails aux couches limites de surface et de fond. En revanche, à certaines profondeurs intermédiaires de la colonne d'eau, le pas d'espace vertical peut être important. Enfin les équations des modes baroclines (interne) et barotrope (externe) sont résolues indépendamment et avec le même pas de temps (méthode itérative).

Une succession de modèles emboîtés est mise en place afin de résoudre la dynamique à différentes échelles spatiales. Un premier modèle nommé MENOR (figure II-14) a une résolution de 1.2 km sur l'horizontale. Il couvre l'ensemble de la Méditerranée Nord Occidentale, les conditions initiales ainsi que les conditions aux limites ouvertes sont forcées par les champs fournis dans le cadre du projet européen MFS (Mediterranean Forecasting System). Le modèle MENOR permet de fournir les conditions aux limites ouvertes au Sud et à l'Est du modèle GOL (figures II-14 et II-15). Les conditions aux limites sont : le niveau de la surface libre, les vitesses de courants, la température et la salinité. Les résolutions du modèle GOL sur la verticale et l'horizontale sont les mêmes que celles du modèle MENOR. Ce modèle de plus faible emprise ne permet donc pas actuellement d'affiner les résolutions horizontale et verticale, mais réduit simplement les temps de calcul. Le modèle GOL est forcé à l'aide de données météorologiques issues du modèle atmosphérique opérationnel Mesoscale Model 5 (MM5). La couverture spatiale de MM5 a une résolution de 3 km et les données sont fournies toutes les 3 heures. Les grandeurs physiques sont : le vent à 10 mètres au dessus de la surface de l'eau, l'humidité relative, la pression atmosphérique, la température de l'air à 2 mètres de la surface, les précipitations et la radiation incidente à la surface. Enfin une zone réduite du modèle GOL, limitée à une zone à proximité de l'embouchure et appelée ZOOM (figure II-15) a été considérée. Cette zone géographique a été choisie afin de focaliser l'étude sur la modélisation des apports en eau douce et particulaire du Rhône à l'interface continent-océan à faible distance de l'embouchure. Le principe de la modélisation de ces apports est détaillé dans la sous-partie II.H.2.

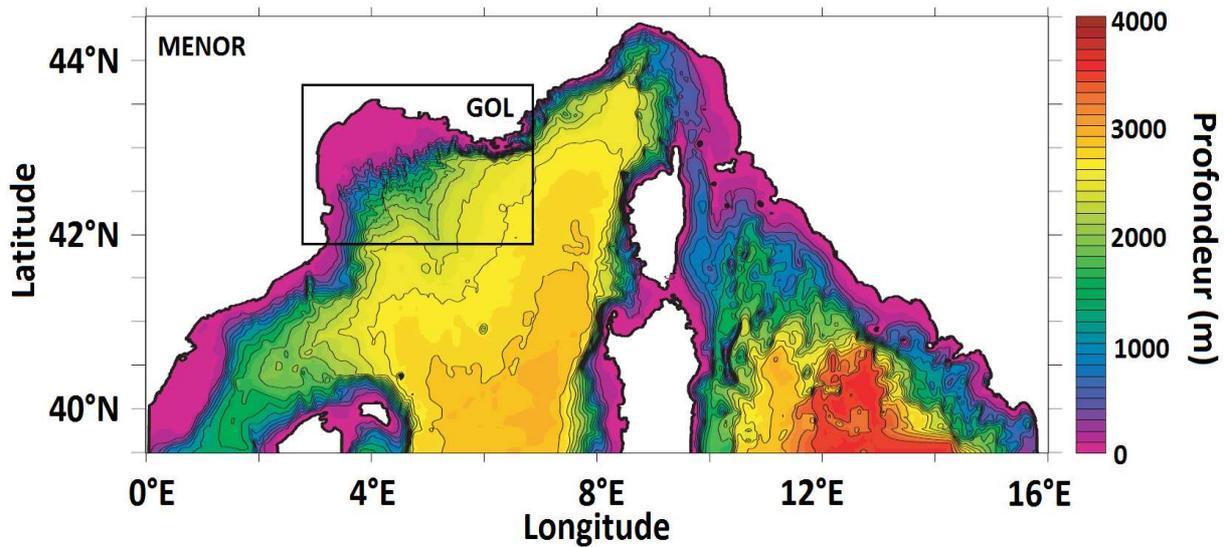


Figure II-14 : Emprise et bathymétrie (m) du modèle MENOR et position du modèle GOL.

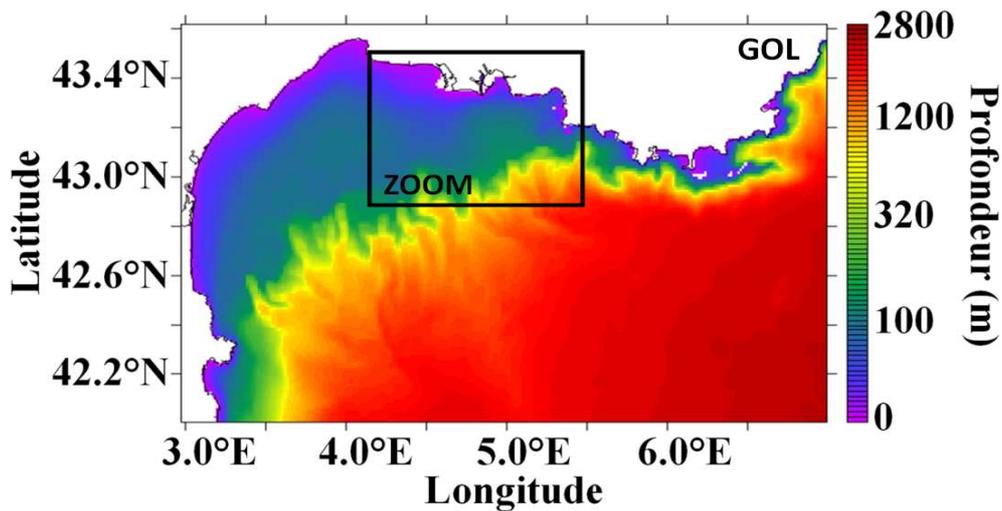


Figure II-15 : Emprise et bathymétrie (m) du modèle GOL et position du ZOOM.

Les vagues sont modélisées en Méditerranée occidentale à l'aide du code de calcul WAVEWATCH III (Tolman, 2002) mis à disposition par Fabrice Ardhuin de l'IFREMER et forcé par les champs de vents du modèle MM5. Les vagues ne sont pas prises en compte dans la version du modèle utilisée.

II.H.1. Résolution verticale et représentation en coordonnées sigma

Sur la pente continentale du GoL, les irrégularités sont importantes. Ainsi, la résolution verticale est définie par des coordonnées sigma σ suivant la bathymétrie. Les équations initialement dans le repère (x, y, z) sont donc projetées dans un système en coordonnées sigma, qui est fonction de la bathymétrie et de la surface libre dont l'élévation varie :

$$\sigma = (z + H) / (\zeta + H) \quad (\text{II-15})$$

où H est la profondeur totale, z est la profondeur et ζ l'élévation de la surface libre. σ vaut 1 en surface pour $z = \zeta$ et 0 au fond pour $z = -H$. Il existe 30 niveaux de σ et ils sont plus nombreux en surface et au fond (figure II-16).

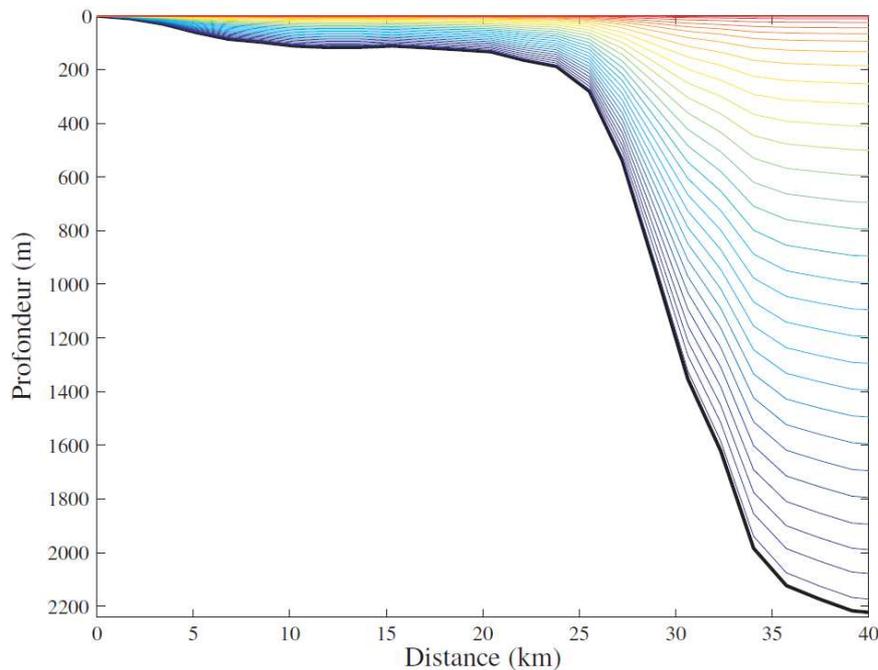


Figure II-16 : Répartition des niveaux de σ en fonction de la profondeur et de la distance à la côte pour une section exemple.

Afin de simplifier l'étude de sensibilité qui sera conduite (chapitre IV) et par souci de cohérence avec les mesures satellitaires, seul le premier mètre sous la surface a été considéré (épaisseur d'eau comprise entre 0 et 1 m de profondeur). Le nombre de σ pris en compte pour ne considérer que le premier mètre sous la surface sera donc fonction du couple $\zeta + H$.

II.H.2. Apports liquide et solide du Rhône dans le GoL

Les débits solide et liquide sont mesurés à Arles. Dans MARS-3D, le fleuve Rhône est modélisé depuis Arles jusqu'à l'embouchure soit sur environ une cinquantaine de kilomètres. Cela permet de reproduire le temps de transport sur cette distance. Le Rhône est représenté par un canal rectiligne avec trois angles droits. C'est à l'extrémité de ce canal qu'est injectée la quantité d'eau correspondant au débit liquide du Rhône. Les débits liquides utilisés dans le modèle sont ceux mesurés par la Compagnie Nationale du Rhône à Beaucaire.

Le débit liquide à Arles (soit dans la branche principale du Rhône ou grand Rhône) est considéré comme étant égal à 90% de celui mesuré à Beaucaire. Quatre cellules modélisent les apports liquides du grand Rhône dans le GoL dans le modèle MARS-3D. Les 10% restants sont injectés dans une cellule située au niveau de l'embouchure du petit Rhône.

A chacune des ces cellules est affectée une concentration en particules dans l'eau douce, mesurée à la station de mesure SORA à Arles (voir II.A.3.a). La figure II-17 représente les concentrations en particules mesurées à la station SORA en fonction du débit liquide du fleuve mesuré à Beaucaire.

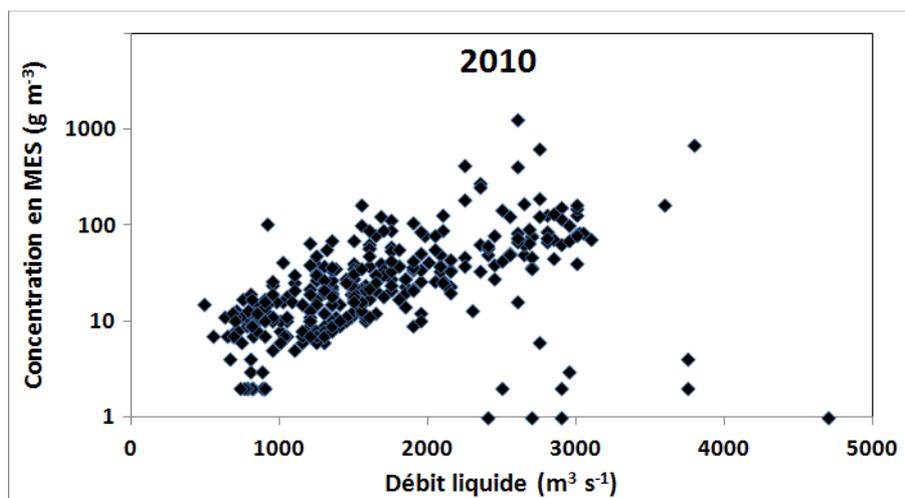


Figure II-17 : Concentration en MES (g m^{-3}) mesurée à Arles en fonction du débit liquide ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) mesuré à Beaucaire pour l'année 2010.

Pour modéliser les apports particuliers du Rhône dans le GoL, les débits liquides sont multipliés par les concentrations pour retrouver le débit solide.

$$\text{Apports particuliers} = \text{Débit liquide} \times \text{MES} \quad (\text{II-16})$$

Avec : Apports particuliers (kg s^{-1})
 Débit liquide du Rhône ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
 MES : Concentration en MES (kg m^{-3})

Les apports particuliers dans le modèle Mars-3D sont divisés en deux classes de particules, cohésives ou vases (les particules non cohésives ne sont pas modélisées) (tableau II-4) :

- 1) particules légères dont la concentration est notée MES_L (kg m^{-3}) avec L pour « Light »
- 2) particules lourdes dont la concentration est notée MES_H (kg m^{-3}) avec H pour « Heavy »

	Particules légères (MES_L)	Particules lourdes (MES_H)
Vitesse de chute minimale (m s^{-1})	1×10^{-4}	2×10^{-4}
Vitesse de chute maximale (m s^{-1})	5×10^{-4}	1×10^{-3}
C_{wsmax} (kg m^{-3})	10	10

Tableau II-4 : Propriétés physiques des particules légères (MES_L) et lourdes (MES_H) qui conditionnent la vitesse de chute des particules.

Le paramètre MES de l'équation (II-16) est décomposé en une fraction de particules légères de concentration MES_L et une fraction de particules lourdes de concentration MES_H avec $MES = MES_L + MES_H$.

II.H.3. Modélisation de la vitesse de chute des particules

Les particules cohésives ont la capacité à flocculer et déflocculer. Les deux paramètres clés qui influencent les processus de floculation sont la concentration en matières en suspension et la turbulence qui règne dans le milieu dans le modèle. Si une modélisation déterministe et mécanique des processus de floculation permet de reproduire de façon réaliste ces mécanismes, le surcoût en terme de temps de calcul associé à ces modèles est pénalisant. La modélisation empirique des processus de floculation présente une alternative intéressante. Il s'agit d'un compromis entre un calcul fin et couteux en temps de calcul et la non prise en compte de ces processus. Les modèles empiriques ne calculent pas une modification de la taille des particules impactées par la floculation mais la conséquence directe, à savoir l'impact sur la modification de la vitesse de chute des particules. La vitesse de chute est paramétrée en fonction de la concentration (fonction puissance) et traduit l'augmentation de la vitesse de chute avec la concentration. Au delà d'une valeur seuil de concentration (concentration limite), la chute des particules devient entravée (Krone, 1962 ; Thorn, 1981) : la vitesse de chute diminue alors avec l'augmentation de la concentration.

Le deuxième paramètre qui influence la floculation est la turbulence qui règne au sein du milieu. Une faible turbulence limite les collisions entre les particules et donc la floculation, alors qu'une turbulence forte induit des cisaillements importants à la surface des floccs qui tend à les fragmenter. Van Leussen (1994) a proposé une formulation de la modification de la vitesse de chute par la turbulence du milieu qui reste largement utilisée en modélisation hydrosédimentaire.

Le modèle MARS3D intègre les deux paramètres détaillés ci-dessus dans le calcul de la vitesse de chute des particules. Celle-ci dépend à la fois de la concentration en MES à partir d'un polynôme du deuxième ordre et de la turbulence via le calcul du gradient de vitesse et la formulation de Van Leussen (1994). La paramétrisation détaillée ci dessous (équations II-17) provient des développements du code hydrosédimentaire pour l'estuaire de la Seine :

$$\left\{ \begin{array}{l} W_s = \frac{1+0.3*G}{1+0.09*G^2} * W_{smin} * (1 + A * C_{MES} + B * C_{MES}^2) \quad \text{si } C_{MES} < C_{wsmax} \\ W_s = \frac{1+0.3*G}{1+0.09*G^2} * W_{smax} * \left(\gamma * (1 - 0.085 * C_{MES}^{0.5}) \right)^{4.65} \quad \text{sinon} \end{array} \right. \quad (II-17)$$

$$A = 2 * \frac{W_{smax} - 1}{C_{wsmax}} \quad B = \frac{1 - W_{smax}}{C_{wsmax}^2} \quad \gamma = \frac{1}{1 - 0.085 * C_{wsmax}^{0.5}}$$

La valeur de la vitesse de chute minimale W_{smin} varie de 0.1 mm s^{-1} pour les particules légères (L) (figure II-18 a) à 0.2 mm s^{-1} pour les particules lourdes (H) (figure II-18 b). Elle impacte très fortement la vitesse de chute effective des particules. Ce constat est vrai pour les gammes

de concentration attendues dans le GOL, c'est à dire inférieures à 0.1 g l^{-1} . G est définie comme étant la turbulence du milieu en s^{-1} .

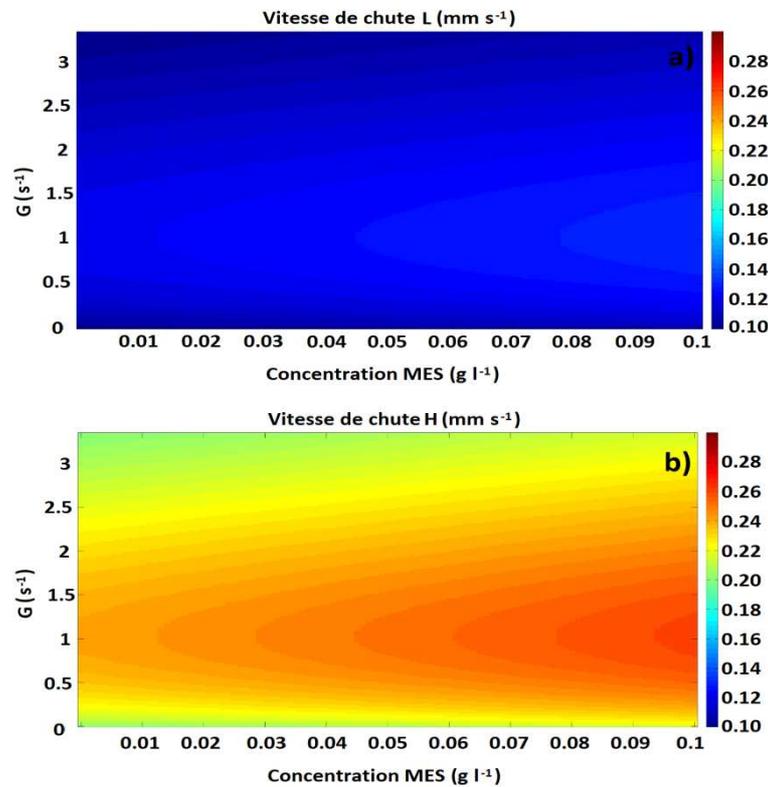


Figure II-18 : Vitesse de chute des particules (mm s^{-1}) en fonction de la concentration en MES (g l^{-1}) et de la turbulence G (s^{-1}) : pour la paramétrisation utilisée pour a) les particules légères (L pour Light) avec $W_{smin} = 0.1 \text{ mm s}^{-1}$; b) particules lourdes (H pour Heavy) avec $W_{smin} = 0.2 \text{ mm s}^{-1}$.

II.I. Conclusion

Ce chapitre a permis, dans un premier temps, de présenter le site d'étude du Golfe du Lion. Une description générale du site d'étude à l'aide d'une bibliographie exhaustive a été détaillée en termes d'hydrodynamique et de forçages environnementaux qui affectent la zone. Les caractéristiques du Rhône en termes d'apports liquide et particulaire dans le GoL ont été présentées. A partir de cet état de l'art, les objectifs de l'étude ainsi que la méthodologie générale et les outils utilisés ont été détaillés.

Les conditions environnementales en terme de débit liquide et de vents durant les campagnes de mesure océanographiques ont été présentées, de même que la stratégie d'échantillonnage en terme de couverture spatiale et temporelle. Les protocoles des mesures biogéochimiques de MES, POC et pigments phytoplanctoniques ont été décrits dans le détail. Les instruments utilisés pour réaliser les mesures physiques, et optiques associés aux traitements des données ont été exposés. Enfin, les caractéristiques des deux plateformes de mesure autonomes, MESURHO et ProvBio, ont été mentionnées.

Dans un deuxième temps les caractéristiques de deux capteurs satellitaires couleur de l'océan MERIS et MODIS-Aqua ont été présentés. Pour terminer, le principe de fonctionnement de la

modélisation hydro-sédimentaire Mars-3D a été résumée. Enfin les paramétrisations des apports liquide et particulaire du Rhône, ainsi que de la vitesse de chute des particules, ont été explicitées. Les deux chapitres suivants présentent les résultats obtenus.

Chapitre III

**Caractérisation des propriétés optiques des
eaux du Golfe du Lion influencées par le
panache du Rhône. Implications pour la
télédétection de la couleur de l'eau**

Chapitre III

Caractérisation des propriétés optiques des eaux du Golfe du Lion influencées par le panache du Rhône. Implications pour la télédétection de la couleur de l'eau

L'objectif général de ce troisième chapitre est de relier les propriétés biogéochimiques des particules en suspension (i.e. concentration, composition et taille) aux propriétés optiques (inhérentes et apparentes), telles qu'elles peuvent être mesurées *in situ* et/ou télédétectées, dans les eaux influencées par le panache du Rhône.

Dans la partie III.A., les propriétés biogéochimiques des différentes substances optiquement actives dans les eaux côtières influencées par les apports du Rhône sont détaillées en tenant compte des variations saisonnières. Dans un premier temps, les variations spatio-temporelles des concentrations en MES, Chla, POC et du rapport POC/Chla sont analysées pour chaque saison. Puis, des relations saisonnières et/ou générales entre les différents paramètres biogéochimiques sont recherchées. Les propriétés optiques inhérentes (IOPs, i.e. coefficients d'absorption, de rétrodiffusion et d'atténuation) des eaux de surface (observées par les capteurs satellitaires de la couleur de l'eau) et sur l'ensemble de la colonne d'eau sont ensuite documentées et mises en relation avec les propriétés biogéochimiques du milieu. Enfin, les résultats obtenus sont utilisés pour développer une relation empirique régionale entre la réflectance multi-spectrale des eaux et la concentration en MES dans les eaux de surface. Cette relation régionale sera utilisée dans le chapitre IV pour cartographier les concentrations en MES dans le panache du Rhône à partir d'images satellitaires couleur de l'océan.

Les années 2008, 2010 et 2011 sont ici considérées séparément car les jeux de données ne sont pas homogènes mais complémentaires. Les données issues des cinq campagnes océanographiques réalisées en 2010 sont étudiées afin d'évaluer les variations saisonnières.

III.A. Propriétés biogéochimiques des eaux côtières de surface influencées par le panache du Rhône

III.A.1. Matières en suspension (MES)

A l'embouchure du « Grand Rhône » (figure II-7), principale zone échantillonnée, les MES sont essentiellement confinées dans la couche de surface et le néphéloïde de fond (Aloisi et al., 1982 ; Naudin et Cauwet, 1997). En 2010, les concentrations en MES ont été mesurées à partir de prélèvements d'eau de surface, i.e., entre 0 et 1 m de profondeur. La stratification entre les eaux douces du panache et les eaux marines sous-jacentes justifie cette stratégie d'échantillonnage. De plus, la couche de surface est directement « observable » par les mesures satellites de la couleur de l'eau (e.g., Ouillon, 2003 ; Forget et al., 1999, 2001). Cette section est consacrée à l'étude de la couche de surface.

Les concentrations en MES échantillonnées en 2010 présentent de fortes variations temporelles et couvrent presque deux ordres de grandeur. Comme il a été précisé dans la partie II.E.1.a, les incertitudes de mesures sur les concentrations en MES sont égales en moyenne à 5%. Le tableau III-1 synthétise pour chacune des cinq campagnes et pour l'ensemble de l'année 2010 les concentrations en MES (en g m^{-3}) moyennes, les écart-types associés ainsi que les valeurs extrêmes (minimales et maximales).

Campagnes	<i>N</i>	Concentration en MES moyenne \pm écart type (g m^{-3})	Concentration en MES minimale (g m^{-3})	Concentration en MES maximale (g m^{-3})
16-17 mars 2010	20	3.5 ± 0.7	2.5	4.9
9 avril 2010	11	16 ± 6	1.8	25.0
28-29 avril 2010	19	2.6 ± 0.9	0.8	4.1
28-29 juillet 2010	22	1.9 ± 0.8	0.8	3.8
4-5 novembre 2010	17	21 ± 13	0.7	39.0
Total	89	7.9 ± 9.8	0.7	39.0

Tableau III-1 : Concentrations moyennes en MES (g m^{-3}) \pm écarts types et valeurs extrêmes (minimales et maximales) des MES pour chacune des cinq campagnes de l'année 2010 (dates spécifiées) et sur l'ensemble de l'année 2010 (Total). *N* est le nombre d'échantillons.

En 2010, deux épisodes de crue ont été échantillonnés au début du printemps (9 avril) et à l'automne (4-5 novembre). C'est durant ces deux épisodes que les concentrations en MES moyennes et maximales sont les plus élevées : respectivement 16 ± 6 et $21 \pm 13 \text{ g m}^{-3}$. Pour les trois autres campagnes, réalisées hors périodes de crue, les concentrations en MES moyennes les plus faibles ont été mesurées en été (28-29 juillet) avec $1.9 \pm 0.8 \text{ g m}^{-3}$, puis durant les deux campagnes printanières (chronologiquement 3.5 ± 0.7 et $2.6 \pm 0.9 \text{ g m}^{-3}$). Les gammes de concentration mesurées dans les eaux de surface sont en accord avec la littérature (Forget et Ouillon, 1997 ; Naudin et Cauwet, 1997 ; Naudin et al., 2001 ; Thill et al., 2001 ; Marion, 2010). La figure III-1 représente les concentrations en MES dans les eaux de surface pour chacune des campagnes. Il convient de souligner que deux échelles de couleur sont utilisées pour la figure III-1 : la première est comprise entre 10 et 40 g m^{-3} pour les deux épisodes de crue (figure III-1c et f) et la seconde est comprise entre 1 et 4 g m^{-3} pour les trois autres épisodes (figure III-1b, d et e).

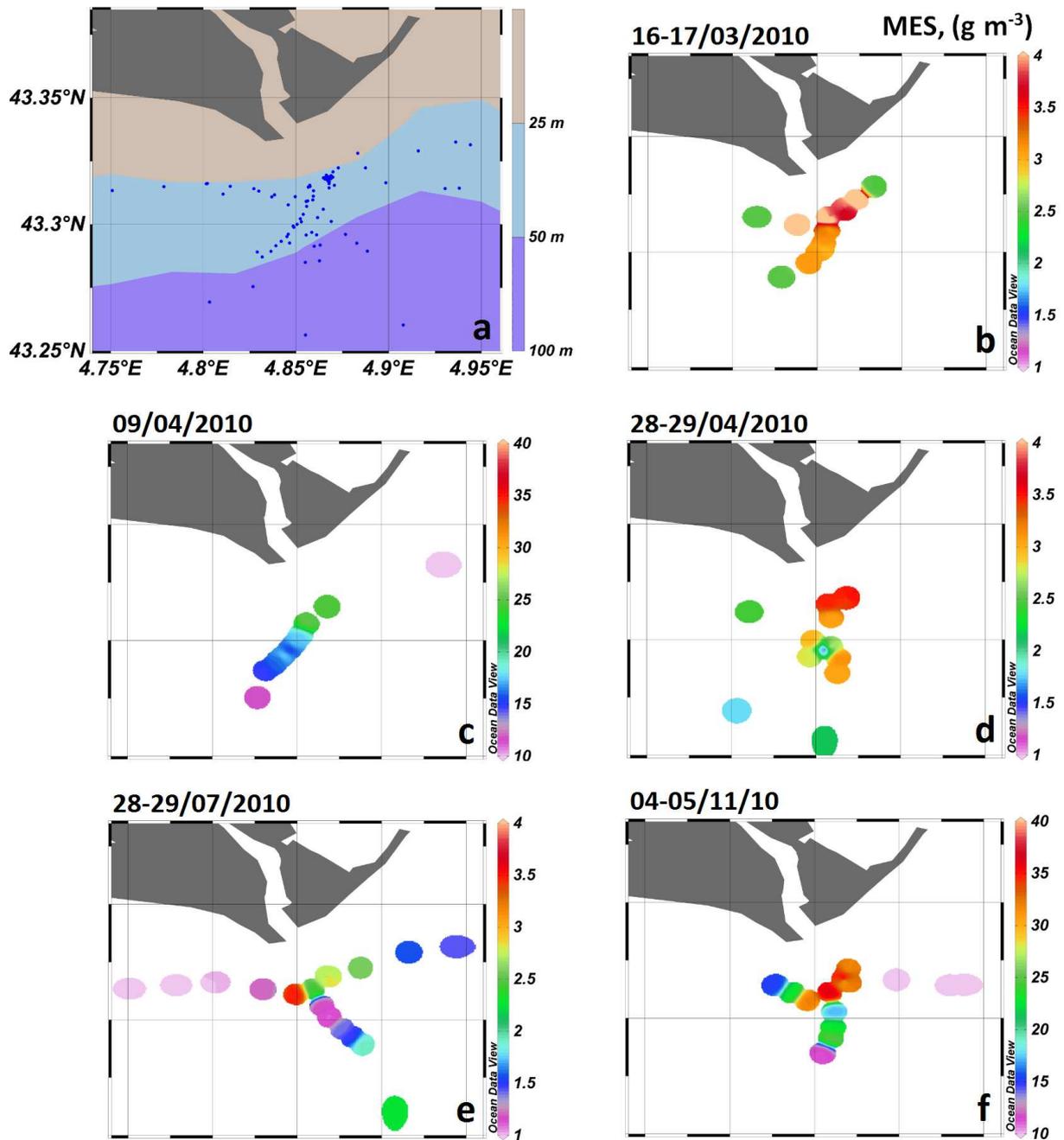


Figure III-1 : a) Localisation des stations échantillonnées et concentrations en MES de surface (g m^{-3}) lors des campagnes réalisées en 2010 : b) 16-17 mars, c) 9 avril, d) 28-29 avril, e) 28-29 juillet, f) 4-5 novembre.

Quelles que soient les conditions de débit liquide, les concentrations en MES les plus élevées ont été mesurées à proximité de l'embouchure puis diminuent avec la distance depuis l'embouchure. Durant les épisodes de crue, les concentrations varient très fortement spatialement sur seulement quelques kilomètres. Le 9 avril, la concentration en MES est de 25 g m^{-3} à MESURHO (embouchure) et de 12 g m^{-3} pour la station la plus au large (5.5 km au Sud-Ouest de MESURHO). Une observation similaire est faite les 4-5 novembre : la concentration est supérieure à 31 g m^{-3} à MESURHO, puis inférieure à 11.5 g m^{-3} et 15.5 g m^{-3} , respectivement, à 4 km au Sud-Ouest et 3.5 km à l'Ouest de MESURHO. Cette diminution rapide de la concentration en MES dans la couche de surface est en accord avec

l'étude d'Aloisi et al. (1982). Ils ont estimé que cette diminution est de 75% à 5.5 km de l'embouchure et s'explique par les phénomènes électro-chimiques amenant à la floculation. Elle est induite par l'augmentation de la salinité dans les eaux côtières, des phénomènes mécaniques liant les particules entre elles, et la production de matière organique d'origine phytoplanctonique (Naudin et al., 1997). Ils affirment par ailleurs que les rapides décroissances de concentration en MES attestent de la chute des particules vers le fond. Hors épisodes de crue, la variation spatiale des concentrations en MES est beaucoup moins marquée. Les particules sont plus fines, elles chutent plus lentement et sont exportées vers le large, en opposition avec les particules floculées, plus grosses, qui tendent à chuter rapidement. Des mesures de distribution de taille des particules couvrant toute l'année permettraient de conclure sur ce point. Malheureusement, nous ne disposons de mesures de distribution de taille (mesures LISST) que pour une seule campagne (ces mesures seront présentées ultérieurement dans ce chapitre).

La figure III-2, représente les concentrations en MES en fonction de la salinité pour les épisodes de débit modéré des 16-17 mars 2010 et de crue des 4-5 novembre 2010.

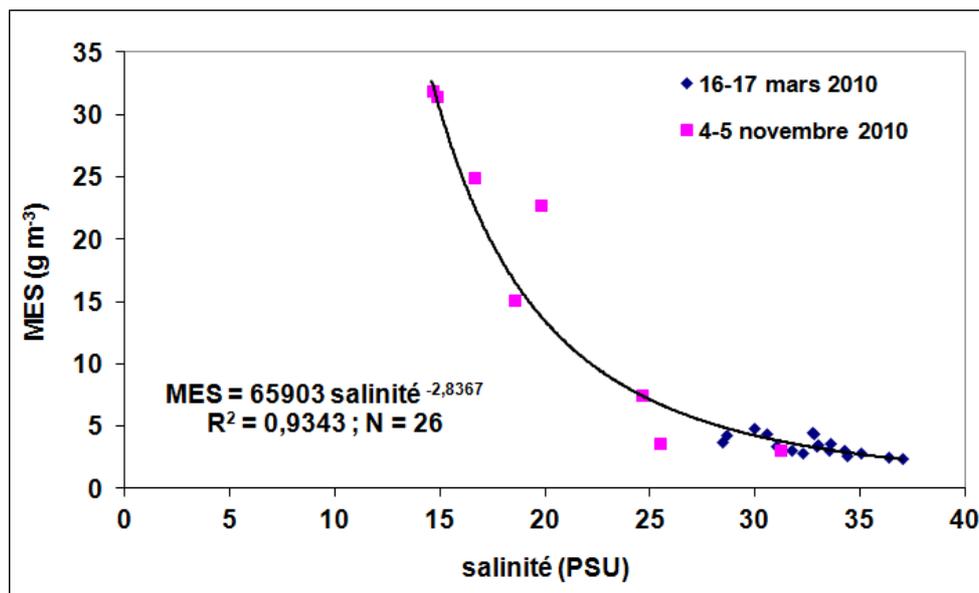


Figure III-2 : Concentration en MES (g m⁻³) en fonction de la salinité (PSU) pour les 16-17 mars et 4-5 novembre 2010.

La concentration en MES décroît avec l'augmentation de la salinité pour les deux types d'épisodes de débit liquide. Cette décroissance suggère que le mélange, et donc la dilution des eaux douces du panache dans les eaux côtières, joue un rôle majeur dans le transport des MES vers le large comme c'est le cas dans le panache du Mackenzie (Canada) (Doxaran et al. 2012). Enfin, Thill et al. (2001) ont mis en évidence que pour des particules de grande taille (> 5 µm) une combinaison de dilution et de chute des particules explique les concentrations observées à l'embouchure du Rhône. Ces auteurs ont cependant montré à l'aide de mesures en laboratoire que les MES exportées par le Rhône ont une faible sensibilité aux processus de floculation.

III.A.2. Chlorophylle a (Chla)

Dans cette partie, l'impact du débit liquide du Rhône sur la biomasse phytoplanctonique est analysé. Le proxy utilisé pour estimer cette biomasse est la concentration en Chlorophylle a (Chla) qui est le pigment majoritaire dans les cellules phytoplanctoniques. L'étude porte sur l'évolution saisonnière et spatiale de la concentration en Chla. Comme il a été précisé dans la partie II.E.1.c, la précision de mesure associée est de 1%. Le tableau III-2 rapporte les concentrations mesurées pour toutes les campagnes.

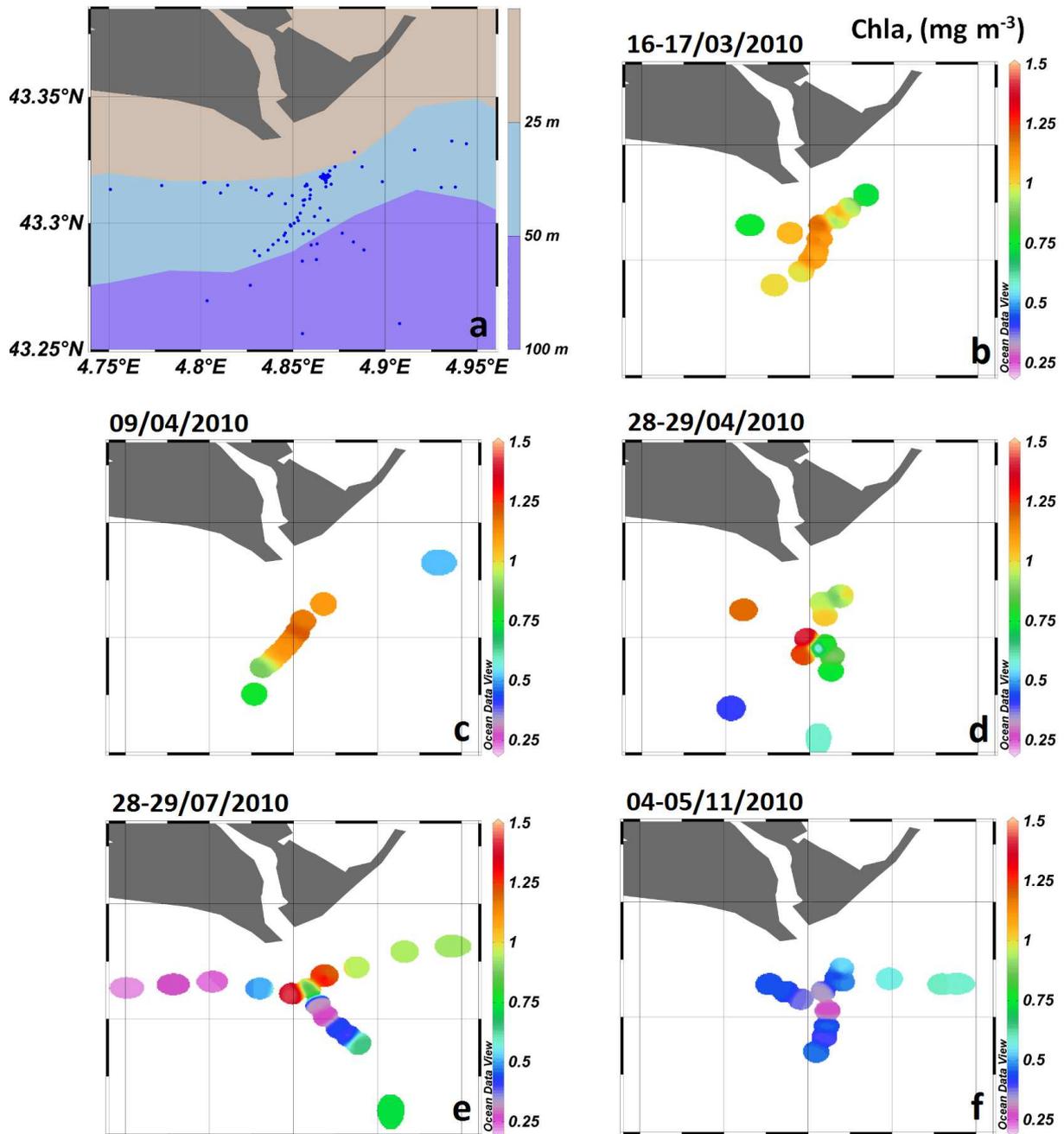
Campagnes	<i>N</i>	Concentration en Chla moyenne \pm écart type (mg m^{-3})	Concentration en Chla minimale (mg m^{-3})	Concentration en Chla maximale (mg m^{-3})
16-17 mars 2010	20	1.01 ± 0.17	0.70	1.25
9 avril 2010	11	1.00 ± 0.21	0.52	1.22
28-29 avril 2010	19	0.78 ± 0.37	0.19	1.42
28-29 juillet 2010	22	0.75 ± 0.43	0.19	1.67
4-5 novembre 2010	17	0.44 ± 0.11	0.21	0.60
Total	89	0.79 ± 0.36	0.19	1.67

Tableau III-2 : Concentrations en Chla (mg m^{-3}) moyennes \pm écarts types et valeurs extrêmes (minimales et maximales) pour chacune des cinq campagnes de l'année 2010 et l'ensemble de l'année 2010 (Total). *N* est le nombre d'échantillon.

Les concentrations moyennes et maximales en Chla mesurées lors des deux premières campagnes de l'année 2010 (16-17 mars et 9 avril) sont très proches bien que le débit liquide journalier du Rhône soit presque 3 fois supérieur pour la seconde campagne. Les nutriments apportés par le fleuve semblent ne pas être suffisamment importants pour stimuler la croissance du phytoplancton dans le panache du Rhône. Cette hypothèse est appuyée par l'étude de Naudin et al. (2001) qui reporte des concentrations en nutriments plus faibles dans le panache du Rhône comparées à celles mesurées dans d'autres panaches fluviaux et estuaires européens, tels que le golfe de Finlande (Pitkanen et al., 1993) ou l'estuaire de l'Escaut Herman et Heip (1999). Une autre explication, aussi supportée par Naudin et al. (2001), est que de nombreuses espèces de phytoplancton ont une meilleure croissance légèrement plus profondément dans la colonne d'eau, zone où la salinité est plus importante. Cette hypothèse ne peut être vérifiée ici car les mesures de concentrations en Chla ont été réalisées uniquement dans la couche de surface. Néanmoins, durant la campagne du 28-29 avril 2010, les profils verticaux de fluorescence de la Chla mesurés dans le panache (non montrés ici) présentent un pic légèrement plus profond que le premier mètre sous la surface. Ces mesures tendent donc à

confirmer l'explication de Naudin et al. (2001) sur une croissance plus efficace à une plus grande profondeur (i.e., sous le panache de surface) des espèces phytoplanctoniques.

La figure III-3 représente les concentrations en Chla dans les eaux de surface pour chacune des campagnes de 2010. Etant donné la faible gamme de variation observée de la Chla, l'échelle de couleur de la figure III-3 est identique pour les cinq campagnes.



La dernière campagne printanière (figure III-3d) et la campagne estivale (figure III-3e) présentent les concentrations en Chla les plus fortes allant respectivement jusqu'à 1.42 et 1.67 mg m⁻³. Spatialement, la Chla est répartie de manière très inégale durant ces deux campagnes. C'est durant les deux premières campagnes de l'année (figure III-3b et c) que la concentration en Chla est la plus homogène spatialement. Enfin, la dernière campagne de l'année 2010 (figure III-3f) présente de faibles concentrations en Chla toujours inférieures à 0.6 mg m⁻³ ; ce sont les concentrations annuelles les plus faibles à l'embouchure. L'atténuation de la lumière par les particules peut être un facteur limitant pour la productivité phytoplanctonique (Smith, 1982 ; Wofsy, 1983). Les fortes concentrations en MES rencontrées en automne limitent la profondeur de pénétration de la lumière solaire. Cela peut expliquer que les concentrations en Chla soient les plus faibles de l'année à cette période.

En s'appuyant sur l'étude de Vidussi et al. (2001), nous avons estimé la proportion des différentes classes de phytoplancton (picoplancton, nanoplancton, microplancton) relativement à la biomasse phytoplanctonique totale (somme du picoplancton + nanoplancton + microplancton). Sur l'ensemble des campagnes réalisées, le microplancton domine la biomasse phytoplanctonique. De plus, une forte contribution de la fucoxanthine (jusqu'à 83%) indique la prédominance de diatomées (Rowan, 1990). D'autres mesures *in situ* ont confirmé cette observation (Blanc et al., 1969 ; Naudin et al., 1997, 2001). Ce résultat est cohérent avec des études antérieures affirmant que les diatomées ont une croissance plus rapide dans les eaux riches en nutriments par rapport à celles d'autres groupes phytoplanctoniques (Furnas, 1990). La dominance des diatomées est en accord avec la grande quantité de silicates apportés par le Rhône (Naudin et al., 2001) qui favorise le développement de ce type de cellules phytoplanctoniques.

III.A.3. Carbone organique particulaire (POC)

Avec la même stratégie d'échantillonnage que pour les MES et la Chla, les concentrations en POC ont été systématiquement mesurées (en g m⁻³) dans les eaux de surface en 2010 (tableau III-3). Tout comme pour les MES, les deux crues de 2010 présentent les concentrations en POC les plus élevées. Cependant, elles sont seulement 2 à 3 fois plus importantes par rapport aux autres périodes de l'année, alors que les concentrations en MES l'étaient jusqu'à 10 fois. Les variations annuelles de la fraction POC/MES sont analysées dans la partie III.A.4.

La première campagne printanière (16-17 mars) présente la concentration moyenne en POC la plus faible de l'année (0.18 g m⁻³). Ensuite, ce sont les campagnes des 28-29 avril et 28-29 juillet qui révèlent des concentrations de surface en POC intermédiaires autour de 0.25 g m⁻³. Les valeurs annuelles maximales de POC (supérieures à 0.65 g m⁻³) ont été mesurées lors des deux épisodes de crue.

Campagnes	<i>N</i>	Concentration en POC moyenne \pm écart type (g m ⁻³)	Concentration en POC minimale (g m ⁻³)	Concentration en POC maximale (g m ⁻³)
16-17 mars 2010	20	0.18 \pm 0.03	0.13	0.25
9 avril 2010	9	0.52 \pm 0.14	0.23	0.70
28-29 avril 2010	17	0.25 \pm 0.06	0.17	0.37
28-29 juillet 2010	22	0.24 \pm 0.07	0.16	0.39
4-5 novembre 2010	17	0.42 \pm 0.16	0.09	0.65
Total	89	0.30 \pm 0.15	0.09	0.70

Tableau III-3 : Concentrations en POC (g m⁻³) moyennes \pm écarts types, associées aux valeurs extrêmes (minimales et maximales) pour chacune des cinq campagnes de mesures de l'année 2010 (dates spécifiées) et l'ensemble de l'année 2010 (Total). *N* est le nombre d'échantillons.

La figure III-4 représente les concentrations en POC dans les eaux de surface pour chacune des campagnes de 2010. Deux échelles de couleur sont utilisées : la première échelle correspond à des concentration en POC comprises entre 0.1 et 0.4 g m⁻³ (figure III-4b, d et e) et la seconde échelle correspond à des concentrations comprises entre 0.1 et 0.7 g m⁻³ (figure III-4c et f).

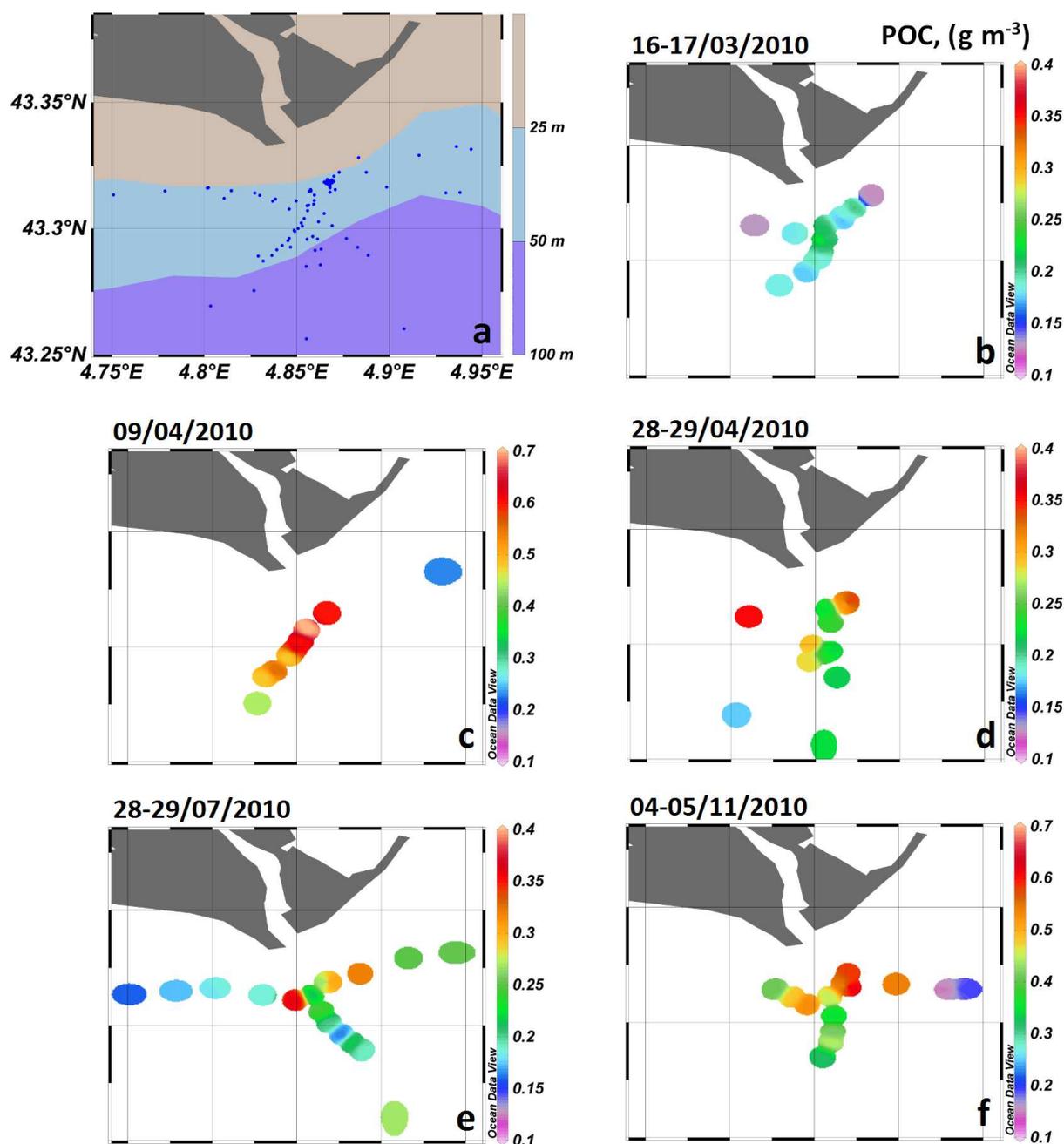


Figure III-4 : a) Localisation des stations échantillonnées lors de l'ensemble des campagnes de l'année 2010. Concentrations en POC de surface (g m^{-3}) pour les campagnes des b) 16-17 mars, c) 9 avril, d) 28-29 avril, e) 28-29 juillet, f) 4-5 novembre.

La répartition spatiale des concentrations en POC depuis l'embouchure vers le large est relativement comparable à celle des MES. On observe des maxima pour les stations les plus proches de l'embouchure, puis la concentration décroît rapidement avec la distance depuis l'embouchure aussi bien vers le large que le long de la côte. Une partie très importante des processus liés aux flux de carbone organique particulaire (export vers le fond, dégradation) semble se dérouler proche de l'embouchure confirmant *a posteriori* notre stratégie d'échantillonnage pour l'étude de ces processus. Harmelin-Vivien et al. (2010) ont évalué l'évolution saisonnière en 2004 et 2005 des concentrations en POC dans les eaux du Rhône (6

kilomètres en amont de l'embouchure). Cette étude a montré une variation saisonnière significative des concentrations en POC avec un minimum à l'automne ($< 0.15 \text{ g m}^{-3}$) et un maximum au printemps ($> 0.54 \text{ g m}^{-3}$). Les concentrations mesurées en amont de l'embouchure par Harmelin-Vivien et al. (2010) sont du même ordre de grandeur que celles mesurées en aval de l'embouchure dans le cadre de cette étude. Le transport des POC depuis le Rhône vers les eaux côtières est donc relativement conservatif.

III.A.4. Rapport POC/MES

Dans le cadre de l'étude des flux de POC dans une zone côtière, la connaissance de la fraction de POC des MES est un paramètre clé. Cette fraction est de plus un indicateur de la nature biogéochimique des MES (sédiments en suspension, phytoplancton ou agrégats).

Le tableau III-4 répertorie les variations saisonnières du rapport POC/MES en 2010 (en %). Des maxima sont mesurés les 28-29 avril et 28-29 juillet, alors que les concentrations en POC et MES sont en général faibles (tableaux III-1 et III-3). Saisonnièrement, la variation du rapport POC/MES est très différente de celle des concentrations de MES et POC. Des valeurs annuelles minimales sont observées durant les épisodes de crue, i.e. lorsque les apports fluviaux en sédiments en suspension ayant une faible teneur en POC sont maximum. Les relations entre le rapport POC/MES et les propriétés optiques du milieu sont étudiées dans la partie III.D.3.

Campagnes	<i>N</i>	POC/MES moyenne \pm écart type (%)	POC/MES minimale (%)	POC/MES maximale (%)
16-17 mars 2010	20	5.4 \pm 1.1	3.7	7.7
9 avril 2010	9	4.3 \pm 3.3	2.5	12.9
28-29 avril 2010	19	11.8 \pm 5.0	6.9	24.3
28-29 juillet 2010	21	13.7 \pm 4.3	6.0	21.3
4-5 novembre 2010	17	3.2 \pm 3.9	1.3	12.5
Total	89	8.3 \pm 5.6	1.3	24.3

Tableau III-4 : Rapport POC/MES (%) \pm écart type et valeurs extrêmes (minimale et maximale) pour chacune des cinq campagnes de mesures de l'année 2010 (dates spécifiées) et l'ensemble de l'année 2010 (Total). *N* est le nombre d'échantillon.

La figure III-5 présente les variations du rapport POC/MES (%) en fonction de la concentration en MES (g m^{-3}).

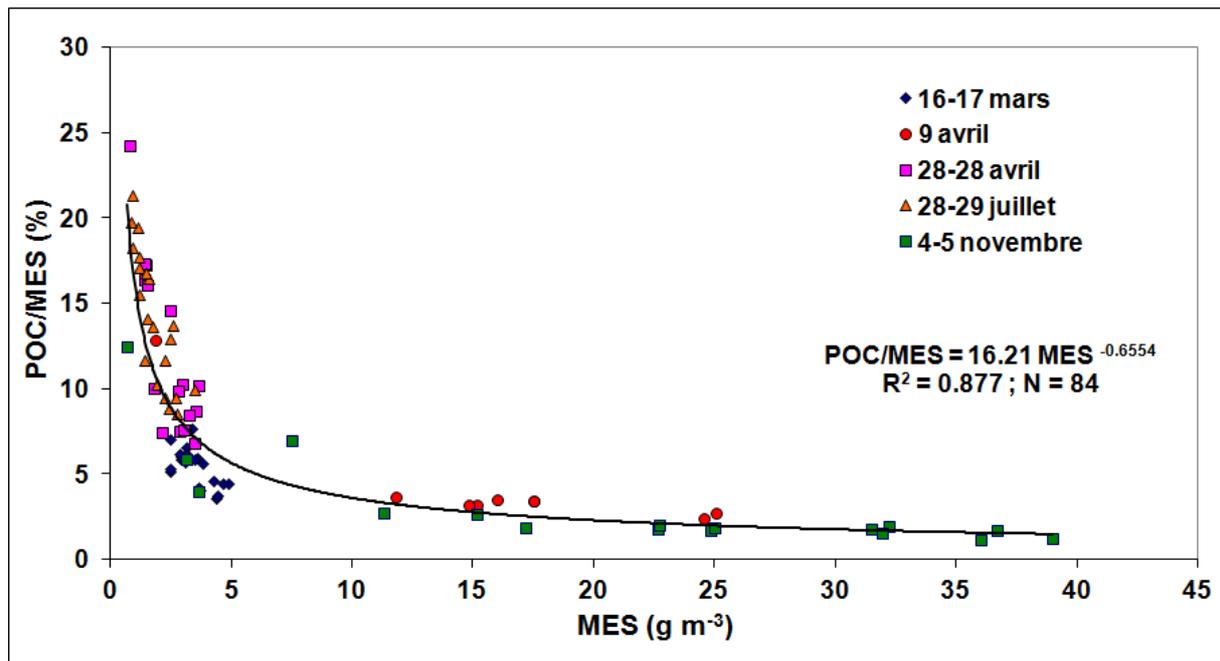


Figure III-5 : Rapport POC/MES (%) en fonction de la concentration en MES (g m^{-3}) pour chacune des cinq campagnes de 2010.

Il est logique d'observer une relation puissance inverse entre ces deux quantités ($\text{POC/MES} = 16.21 \text{ MES}^{-0.6554}$, $R^2 = 0.877$ et $N = 84$). C'est au niveau des valeurs extrêmes (i.e. concentrations en MES minimale et maximale) que ressort une information sur la composition des particules. C'est dans la gamme de faibles concentrations en MES (entre 1 et 5 g m^{-3}) que le rapport POC/MES montre la plus forte variabilité. La part POC/MES varie de 25% à moins de 5% lorsque la concentration en MES augmente. Ce sont les 3 épisodes hors crues qui présentent le rapport maximal (figure III-5). Lors des deux épisodes de crue associés aux concentrations en MES les plus élevées (i.e. $> 5 \text{ g m}^{-3}$), les MES exportées dans l'océan côtier ont la teneur en POC la plus faible (i.e. $< 5\%$). Ainsi, le type de MES présent dans la zone côtière est fonction du type d'événement comme l'illustre la variation saisonnière du rapport POC/MES. En période de crue, les sédiments en suspension exportés sont essentiellement de nature minérale d'où la faible valeur du rapport POC/MES et sa relative stabilité.

La figure III-6 permet de visualiser les variations spatiales du rapport POC/MES à l'embouchure du Rhône en 2010. Notons que les échelles de couleurs diffèrent pour chaque graphique étant donné la variabilité observée.

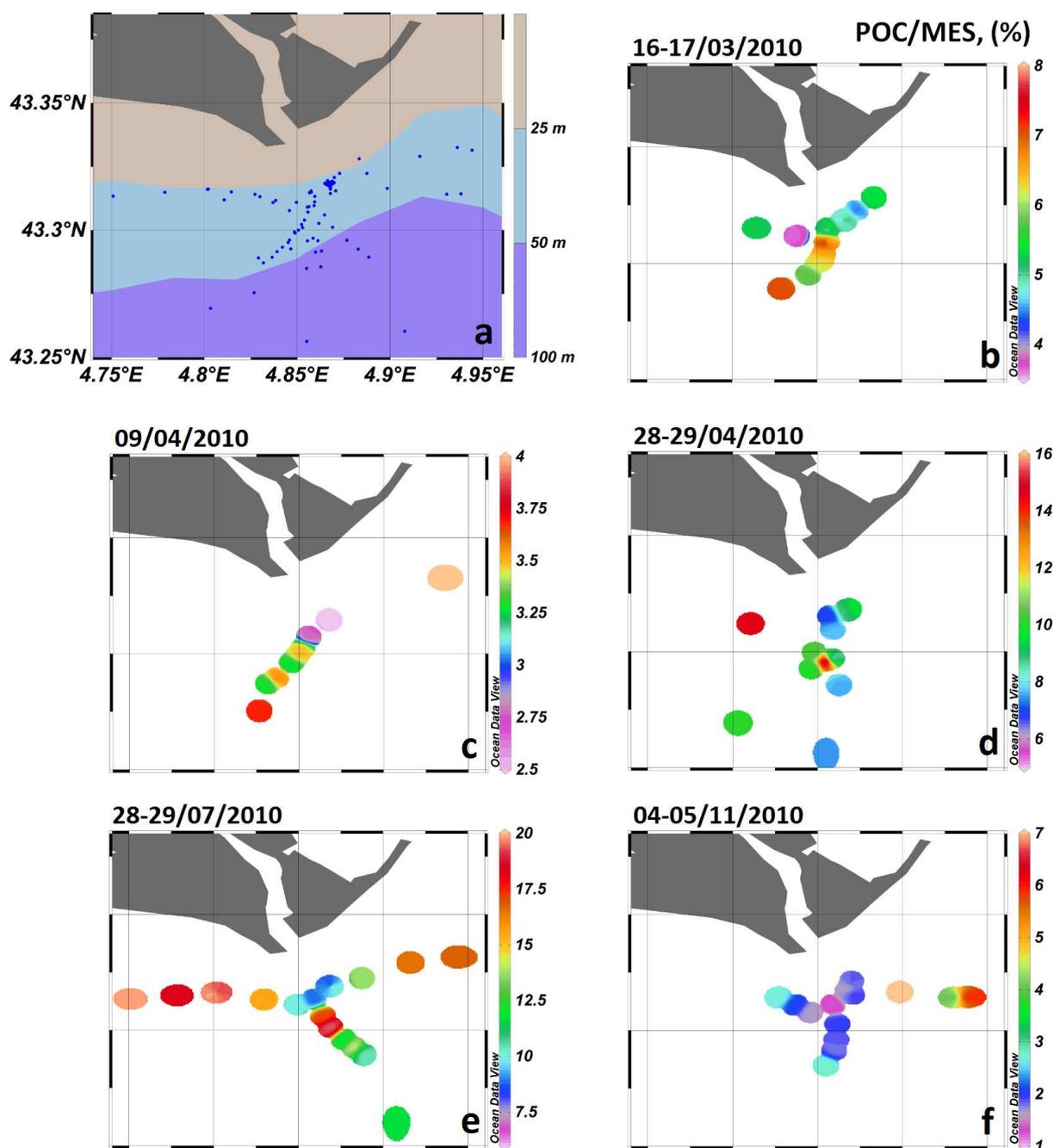


Figure III-6 : a) Localisation des stations échantillonnées lors de l'ensemble des campagnes de l'année 2010. Rapport POC/MES (%) des stations échantillonnées durant chacune des campagnes b) 16-17 mars, c) 9 avril, d) 28-29 avril, e) 28-29 juillet, f) 4-5 novembre.

Le rapport POC/MES est minimal (i.e. <10%) à l'embouchure pour chacune des campagnes. Cela indique que les MES proches de l'embouchure (et donc la zone la plus fortement influencée par les apports du Rhône), ont les teneurs les plus faibles en POC indépendamment du débit fluvial. Pour toutes les campagnes, la fraction POC/MES augmente avec la distance depuis l'embouchure. Avec leur éloignement de l'embouchure, les particules minérales vont chuter dans la colonne d'eau diminuant ainsi leur concentration dans les eaux de surface. Cette diminution de la part des particules minérales conjointement à l'augmentation de la part de phytoplancton se traduit par une augmentation du rapport POC/MES, en accord avec les

observations faites par Naudin et al. (2001). Cette augmentation est vérifiée pour les 5 campagnes de 2010.

La figure III-7 représente le rapport POC/MES (%) en fonction de la salinité pour l'épisode de débit modéré du 16-17 mars 2010 (figure III-2a) et l'épisode de crue du 4-5 novembre (figure III-2b).

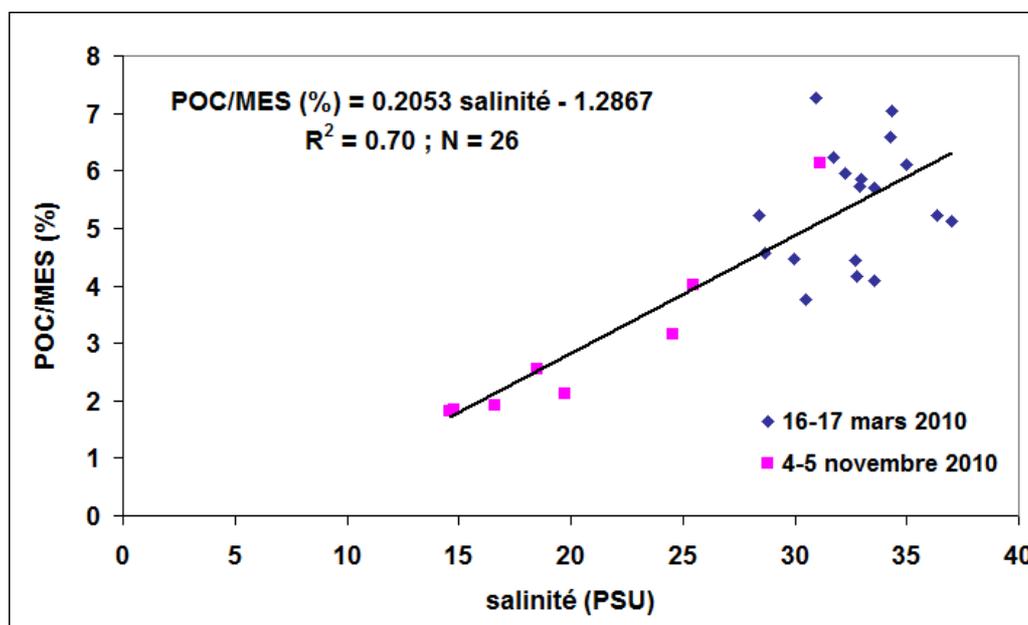


Figure III-7 : Rapport POC/MES (%) en fonction de la salinité (PSU) pour les 16-17 mars et 4-5 novembre 2010.

La variation du rapport POC/MES en fonction de la salinité présente une tendance croissante, et il existe une relation linéaire entre ces deux quantités (figure III-7). Pour des salinités inférieures à 15 PSU, le rapport POC/MES est inférieur à 2% (figure III-7) correspondant aux stations échantillonnées les plus proches de l'embouchure les 4-5 novembre 2010 (figure III-6f). Le rapport POC/MES augmente linéairement jusqu'à plus de 6% pour des salinités supérieures à 30 PSU. La dilution semble être le processus dominant qui contrôle les variations du rapport POC/MES depuis l'embouchure vers les eaux de salinité plus élevée. Dans la section suivante III.B.2, les covariations éventuelles entre les concentrations en POC et en Chla sont analysées.

III.B. Liens entre les différents paramètres biogéochimiques

La partie précédente a permis d'étudier les variations saisonnière et spatiale, en 2010, des concentrations en MES, Chla et POC en surface et du ratio POC/MES. Dans cette partie, les co-variations entre ces différents paramètres biogéochimiques sont étudiées.

III.B.1. Relation entre les concentrations en MES et Chla

La figure III-8 montre la relation entre la concentration en Chla (g m^{-3}) et la concentration en MES (g m^{-3}) en 2010.

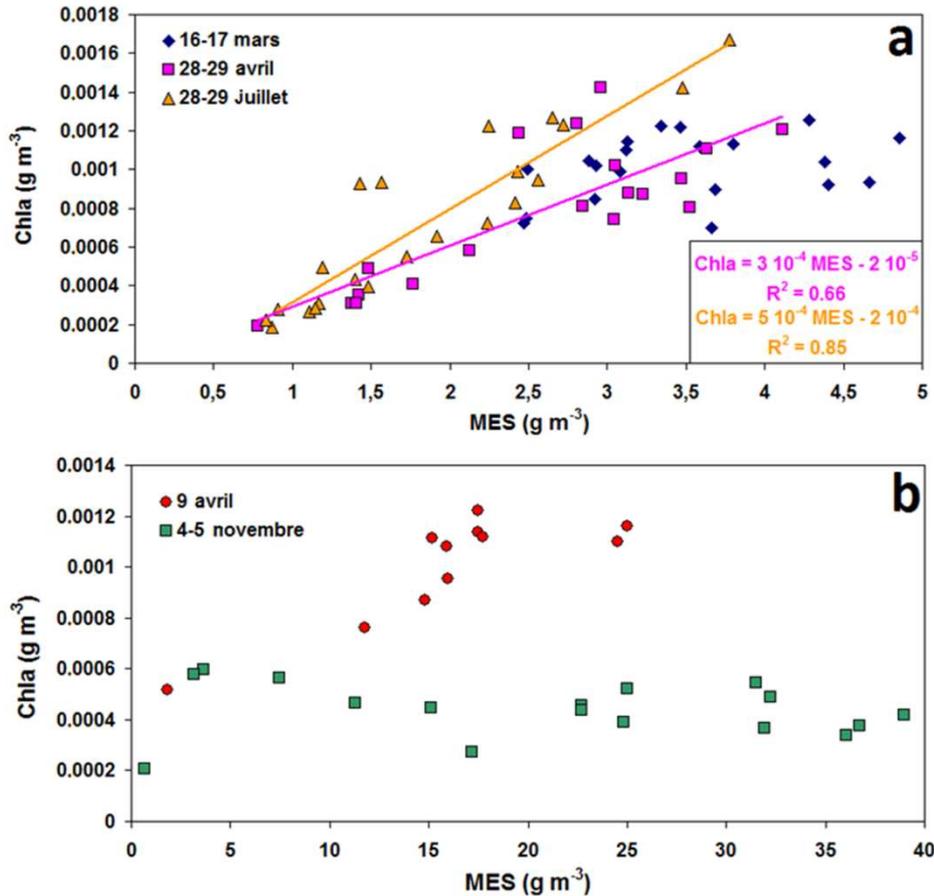


Figure III-8 : Concentration en Chla (g m^{-3}) en fonction de la concentration en MES (g m^{-3}) en 2010 durant a) les trois épisodes hors crue : 16-17 mars, 28-29 avril ($\text{Chla} = 3 \cdot 10^{-4} \text{MES} - 2 \cdot 10^{-5}$; $R^2 = 0.66$) et 28-29 juillet ($\text{Chla} = 5 \cdot 10^{-4} \text{MES} - 2 \cdot 10^{-4}$; $R^2 = 0.85$); b) les deux épisodes de crues : 9 avril et 4-5 novembre.

Lors de la campagne du 16-17 mars, la concentration en Chla reste relativement stable et n'est pas fonction de la charge en suspension (figure III-8a). En revanche pour les campagnes des 28-29 avril et 28-29 juillet, il existe une relation linéaire entre la concentration en Chla et celle en MES. Deux hypothèses peuvent expliquer cette relation sans qu'il soit possible de conclure. La première est que les MES apportées par le fleuve dans la zone côtière associées à la présence potentielle d'éléments nutritifs (données non disponibles) stimulent le développement du phytoplancton et ainsi l'augmentation de la concentration en Chla. La seconde hypothèse est que le phytoplancton était déjà présent dans la zone côtière et représente simplement une part importante de la concentration en MES étant donnée les faibles apports particuliers du Rhône hors des épisodes de crue. Comme dans les eaux du cas 1, les particules phytoplanctoniques et le matériel détritique associé conditionneraient au premier ordre la charge en suspension. Il est donc aisé d'établir un lien entre la concentration en Chla et celle en MES.

Comme nous avons constaté dans le tableau III-3, la campagne du 9 avril présente une concentration moyenne en Chla plus de deux fois supérieure à celle mesurée lors de la crue automnale. Sur la figure III-8b, on constate pour la crue du 9 avril une augmentation de la concentration en Chla qui s'accompagne d'une augmentation de la concentration en MES. En revanche, pour la crue échantillonnée les 4-5 novembre, les concentrations en Chla restent stables. Elles ne sont pas conditionnées par l'augmentation de la concentration en MES. A priori, des matières de nature essentiellement minérale sont apportées par le fleuve.

III.B.2. Relation entre les concentrations en POC et Chla

Le rapport POC/MES augmente avec la distance depuis l'embouchure (partie III.A.4). Une hypothèse évoquée pour expliquer ce phénomène est la part plus importante de particules phytoplanctoniques relativement à la concentration en MES. Afin de pouvoir valider cette hypothèse, il est intéressant de savoir s'il existe une relation entre les concentrations en Chla et les concentrations en POC. Les résultats (figure III-9) sont présentés pour a) les trois campagnes hors crue et b) les deux épisodes de crue. La concentration en POC varie de façon linéaire avec la concentration en Chla pour les trois campagnes hors période de crue. Les coefficients de détermination R^2 sont compris entre 0.46 et 0.70 ; la pente de la régression est proche entre les différentes campagnes avec une ordonnée à l'origine non nulle. Lors des épisodes de crue (figure III-9b), la concentration en POC est décorrélée de la concentration en Chla. Il semble donc que le POC soit conditionné par les apports du Rhône en périodes de crue (voir section III.B.3. pour plus de détails). Enfin, pour la campagne du 9 avril, il semble qu'il existe une relation linéaire entre les concentrations en POC et Chla. Cependant, la pente de la régression linéaire est entre 3 et 5 fois plus élevée que lors des périodes hors crue (figure III-9a). Pour cette campagne, la concentration en POC semble être conditionnée d'une part par celle en Chla et d'autre part par les sédiments en suspension apportés par le Rhône (voir section III.B.3).

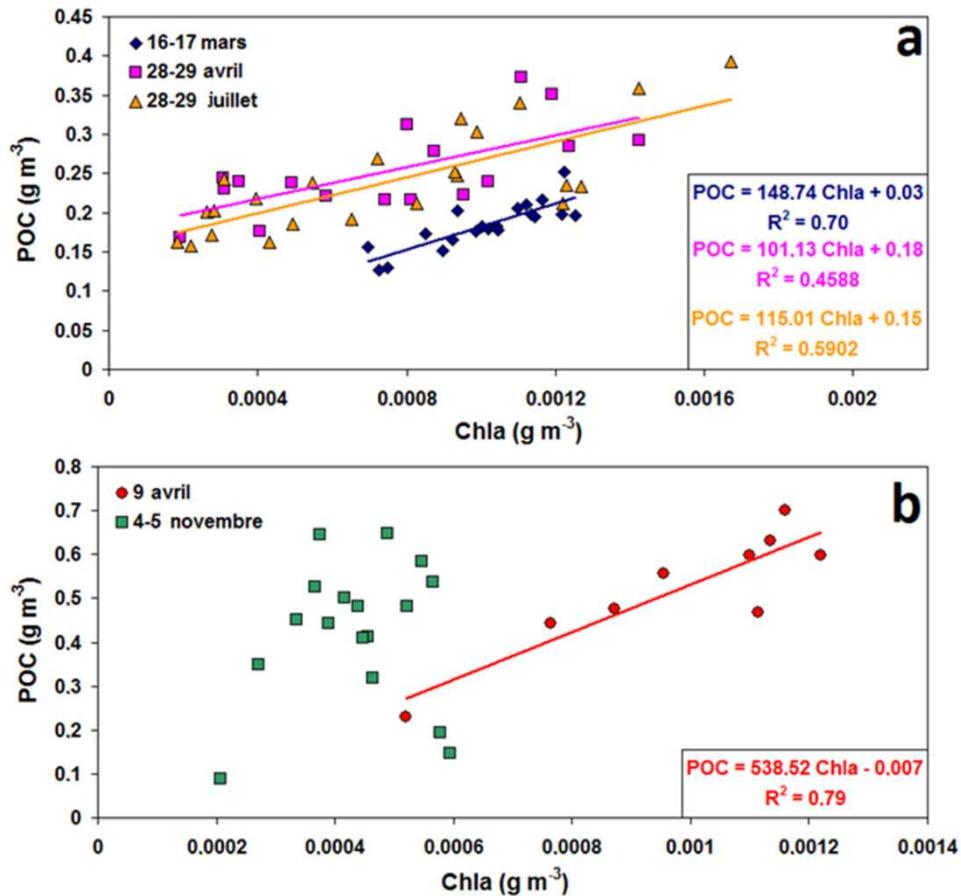


Figure III-9 : Concentration en POC (g m⁻³) en fonction de la concentration en Chla (g m⁻³) en 2010 durant a) les 3 épisodes hors crue : 16-17 mars, 28-29 avril et 28-29 juillet ainsi que les régressions linéaires spécifiques pour chacune des campagnes, b) les deux épisodes de crue : 9 avril (avec la régression linéaire associée) et 4-5 novembre.

III.B.3. Relation entre les concentrations en POC et MES

Les concentrations en POC et en MES sont mises en relation, notamment en vue de déterminer l'origine du POC échantillonné dans la zone côtière. En période hors crue (figure III-10a), il semble exister une tendance croissante entre les concentrations en POC et en MES mais sans relation explicite ; la concentration en POC est donc principalement conditionnée par les particules phytoplanctoniques qui se développent dans la zone côtière (figure III-9a). En revanche, pour la crue du 4-5 novembre (figure III-10b), alors qu'il n'y a aucune corrélation entre les variables POC et Chla, il existe une relation linéaire (R²=0.66) entre POC et MES. Cela confirme l'hypothèse selon laquelle le POC est alors essentiellement conditionné par les apports sédimentaires du Rhône. Pour l'épisode de crue du 9 avril, l'origine du POC est plus complexe : il est la combinaison de POC terrigène apporté par le fleuve et de POC d'origine phytoplanctonique.

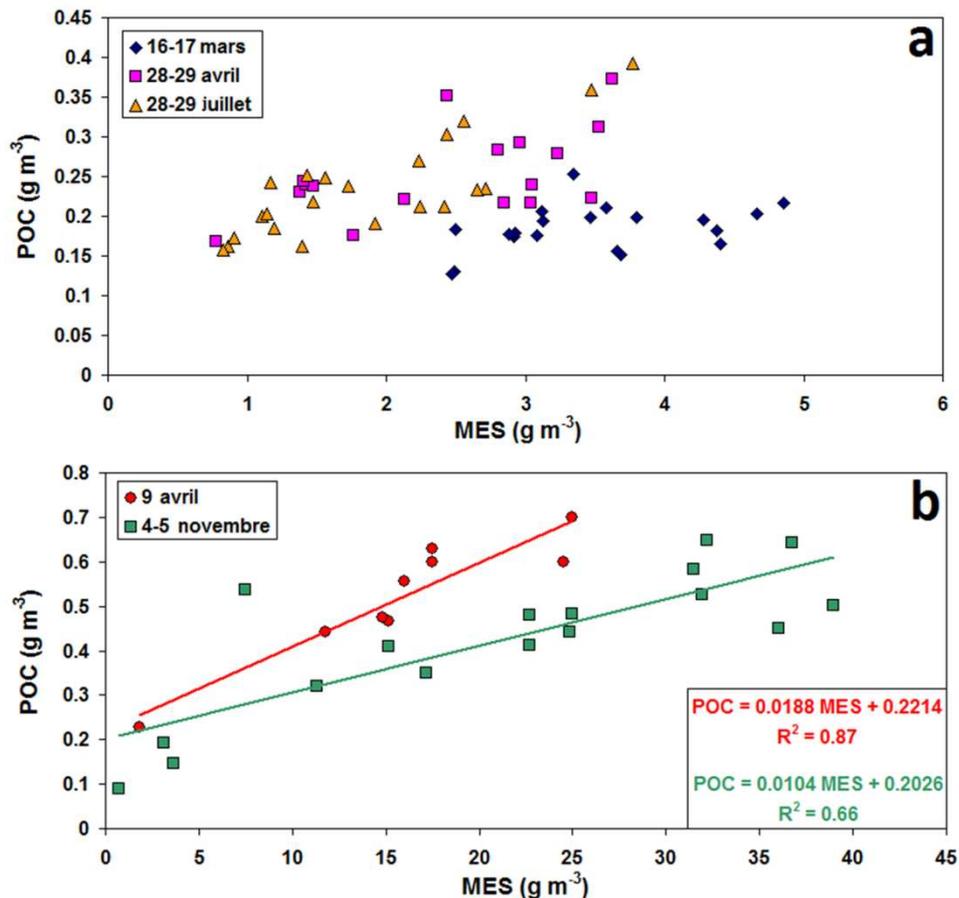


Figure III-10 : Concentration en POC (g m^{-3}) fonction de la concentration en MES (g m^{-3}) en 2010 durant a) les trois épisodes hors crue : 16-17 mars, 28-29 avril et 28-29 juillet b) les deux épisodes de crues : 9 avril et 4-5 novembre (avec les régressions linéaires associées).

III.C. Propriétés optiques inhérentes des eaux de surface

Les propriétés optiques inhérentes (IOPs ; e.g. coefficients d'absorption, atténuation et rétrodiffusion), définies dans la partie I.A, ont été mesurées sur l'ensemble de la colonne d'eau (section II.E.2). Dans cette section, seules les IOPs des eaux de surface sont analysées. Cette couche de surface est considérée séparément du reste de la colonne d'eau pour deux raisons : (i) afin de relier ses propriétés optiques des eaux de surface aux propriétés biogéochimiques, (ii) afin d'étudier l'impact des IOPs sur les mesures satellitaires puisque cette couche joue un rôle prédominant au niveau du signal mesuré au sommet de l'atmosphère.

Nous avons précédemment discuté la dépendance au premier ordre de la réflectance marine aux coefficients d'absorption et de rétrodiffusion des eaux de surface (équation I-26). Cette couche de surface est ici assimilée à l'épaisseur d'eau comprise entre 0 et 1 m sous l'interface air-eau (i.e. épaisseur d'eau dans laquelle les mesures biogéochimiques ont été réalisées). Ici les propriétés optiques mesurées dans le premier mètre sous la surface (e.g., coefficients de rétrodiffusion particulaire b_{bp} et coefficients d'atténuation c) ont été moyennées. Dans un premier temps, les propriétés d'absorption des particules sont analysées sur la période 2010 et 2011. Une généralisation de l'approche est ensuite donnée dans le cas des mesures des

propriétés d'absorption des particules et du CDOM pendant la campagne Optic-Med (mai 2008).

III.C.1. Propriétés d'absorption

Le coefficient d'absorption de la lumière par les particules (a_p) est la somme des coefficients d'absorption des particules non-algales (a_{nap}) et algales (a_ϕ) (équation I-8). Les mesures d'absorption particulaire des eaux de surface ont été réalisées à l'aide d'un spectrophotomètre en suivant le protocole de Röttgers et Gehnke (2012) (section II.E.2.b).

III.C.1.a. Coefficient d'absorption des particules non-algales (a_{nap})

La relation entre la signature spectrale du coefficient d'absorption des particules non-algales et leur origine (minérale ou organique) n'a pas été clairement établie (Nelson et Guarda, 1995 ; Sydor et Arnone, 1997 ; Gallegos et Neale, 2002 ; Siegel et al., 2002). Babin et al. (2003a) ont cependant émis l'hypothèse qu'une augmentation de cette pente indique une augmentation de la part du matériel détritique d'origine organique. Dans cette sous-partie, les coefficients d'absorption des particules non-algales sont analysés dans le but d'étudier la relation entre leur dépendance spectrale et les propriétés biogéochimiques du milieu.

La figure III-11 illustre pour 4 campagnes (16-17 mars 2010, 28-29 avril 2010, 4-5 novembre 2010 et 10-17 mars 2011) les pentes spectrales du coefficient d'absorption des particules non-algales (a_{nap}). Une fonction exponentielle décroissante (équation I-9) a été utilisée pour modéliser le coefficient d'absorption des particules non-algales. Afin de comparer les valeurs des pentes avec celles publiées par Babin et al. (2003a), le même protocole a été appliqué. Ainsi, pour chacun des spectres a_{nap} , la valeur de l'absorption à 750 nm (proche infrarouge) a été retranchée, soit $a_{nap}(\lambda) - a_{nap}(750)$. Afin de s'affranchir de l'impact de l'absorption résiduelle des pigments phytoplanctoniques (due à une éventuelle dépigmentation incomplète des particules retenues sur les filtres), les pics d'absorption de la Chla (dans le bleu (400-480 nm) et le rouge (620-710 nm)) n'ont pas été considérés dans le calcul de la pente spectrale, comme suggéré par Babin et al. (2003a).

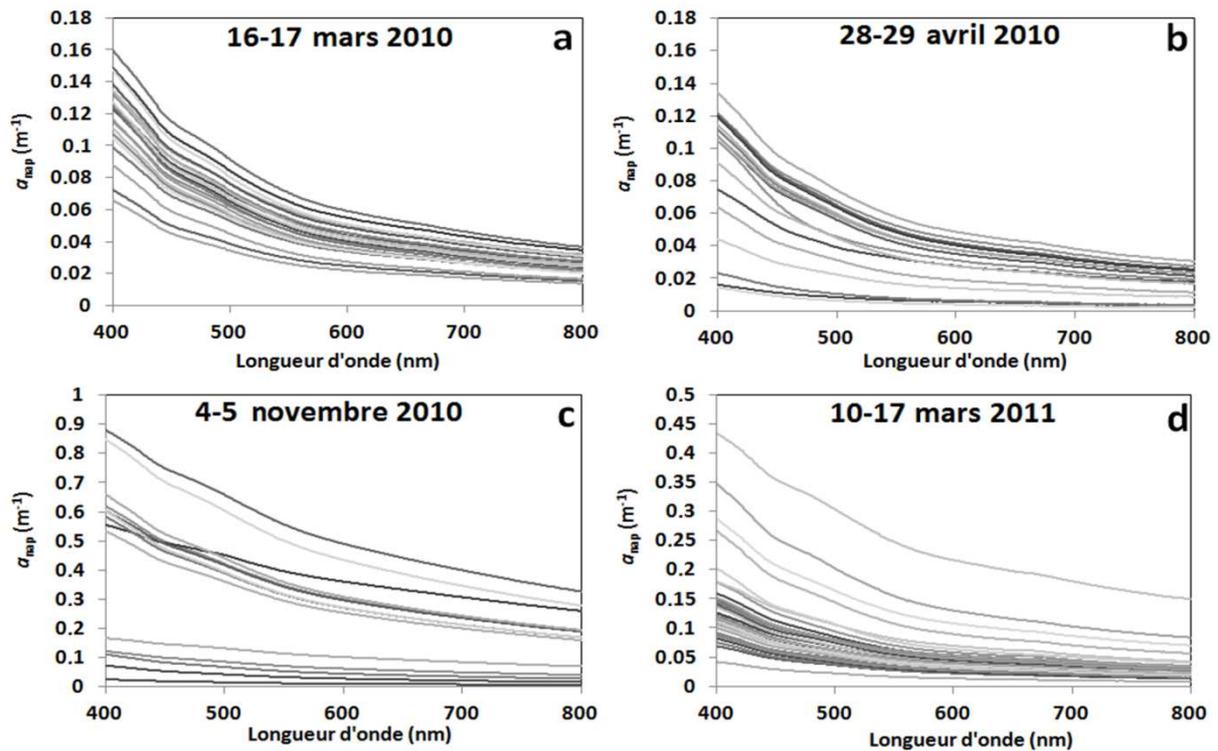


Figure III-11 : Spectres du coefficient d'absorption des particules non-algales (a_{nap} en m^{-1}) pour les campagnes des : a) 16-17 mars 2010, b) 28-29 avril 2010 c) 4-5 novembre 2010, d) 10-17 mars 2011.

Les valeurs de S_{NAP} (figure III-12) sont réparties sur une bande relativement étroite avec 85% des valeurs comprises entre 0.0085 et 0.0105 nm^{-1} . La valeur moyenne est de 0.009 nm^{-1} avec un coefficient de variation d'environ 10%. Estapa et al. (2012) ont calculé cette pente spectrale à partir de mesures d'absorption particulaire sur cuvette et ont trouvé des pentes moyennes de $0.0104 \pm 0.0009 \text{ nm}^{-1}$ proches de nos gammes de valeurs.

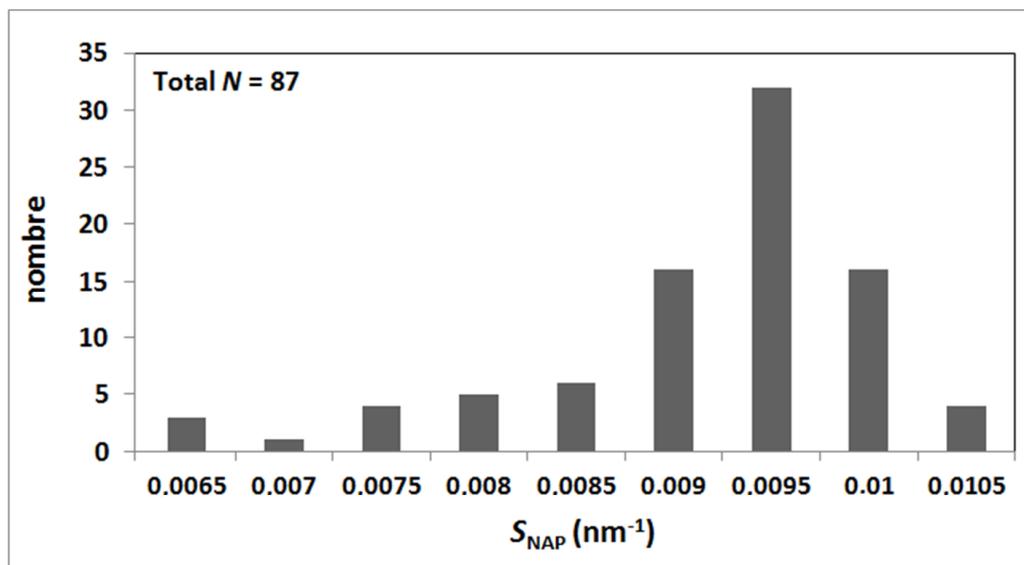


Figure III-12 : Fréquence de distribution de la pente exponentielle S_{NAP} (en nm^{-1}) des spectres d'absorption des particules non algales, $a_{NAP}(\lambda)$.

Le tableau III-5 synthétise les valeurs des pentes spectrales S_{NAP} en distinguant les 4 campagnes réalisées.

Campagne	N	S_{NAP} (nm ⁻¹)	R ²
16-17 mars 2010	20	(92±3)×10 ⁻⁴	0.99
28-29 avril 2010	16	(88±8)×10 ⁻⁴	0.99
4-5 novembre 2010	14	(75±6)×10 ⁻⁴	0.99
année 2010	50	(85±9)×10 ⁻⁴	0.99
10-17 mars 2011	37	(95±4)×10 ⁻⁴	0.99
année 2010 & 2011	87	(90±9)×10 ⁻⁴	0.99
Babin et al. (2003a)		(123±13)×10 ⁻⁴	

Tableau III-5 : Pentas spectrales S_{NAP} (en nm⁻¹) de la fonction exponentielle décroissante du coefficient $a_{nap}(\lambda)$ pour trois campagnes de 2010 et une campagne de 2011.

A partir de l'ensemble des données (N=87), la modélisation du coefficient d'absorption des particules non-algues par une fonction de type exponentielle décroissante est validée (R² = 0.99). Les pentes spectrales moyennes sont maximales en mars 2010 et 2011 avec une pente S_{NAP} de 0.0092 ± 0.0002 nm⁻¹ et de 0.0094 ± 0.0004 nm⁻¹, respectivement. Lors de l'épisode de crue du 4-5 novembre 2010 (fortes concentrations et proportions de sédiments en suspension, voir parties III.A. et III.B) une valeur moyenne remarquablement faible de 0.0075 ± 0.0006 nm⁻¹ est observée, tandis qu'une valeur moyenne intermédiaire est mesurée les 28-29 avril 2010. Ceci tend à confirmer l'hypothèse de Babin et al. (2003a) selon laquelle la nature des particules non-algues impacte la valeur de la pente S_{NAP} .

Les régressions linéaires établies entre l'absorption des particules non-algues (a_{nap}) (m⁻¹) et la concentration en MES (g m⁻³) sont présentées figure III-13 à deux longueurs d'onde : (i) 443 nm, qui est communément utilisée comme référence pour la modélisation de l'absorption des particules algales et non-algues ; (ii) 770 nm afin d'évaluer s'il existe une absorption significative des NAP dans le proche-infrarouge.

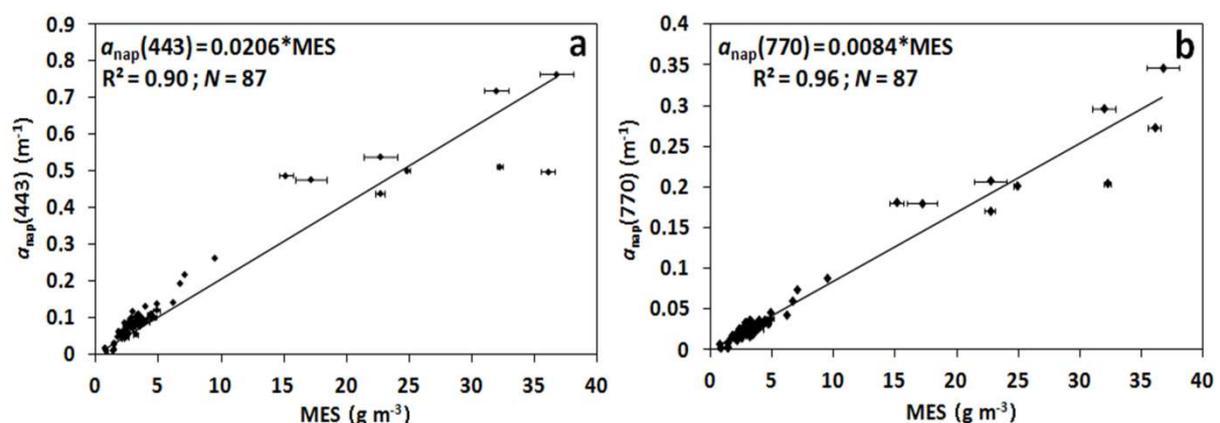


Figure III-13 : a) $a_{nap}(443)$ en m⁻¹ fonction de la concentration en MES en g m⁻³ et b) $a_{nap}(770)$ en m⁻¹ fonction de la concentration en MES en g m⁻³. Les régressions linéaires sont reportées sur le graphique. Les barres d'erreur horizontales représentent l'incertitude sur les concentrations en MES.

Les résultats montrent que, sur une large gamme de concentration en MES ($0.7-36.7 \text{ g m}^{-3}$), il existe une seule régression linéaire entre ces deux paramètres ($R^2 = 0.90$ à 443 nm et $R^2 = 0.96$ à 770 nm) bien que les MES soient composées de proportions très variables en matières algales et non-algales.

Le tableau III-6 rapporte les valeurs de la pente de la régression linéaire établie entre a_{nap} à deux longueurs d'onde et la concentration en MES, avec une ordonnée à l'origine nulle en distinguant chacune des campagnes.

Campagnes	N	$a_{\text{nap}}(443)/\text{MES} (\text{m}^2 \text{ g}^{-1})$	R^2	$a_{\text{nap}}(770)/\text{MES} (\text{m}^2 \text{ g}^{-1})$	R^2
16-17 mars 2010	20	0.0248	0.84	0.0075	0.90
28-29 avril 2010	16	0.0261	0.83	0.0078	0.82
4-5 novembre 2010	14	0.0198	0.80	0.0084	0.90
année 2010	50	0.0200	0.92	0.0084	0.96
10-17 mars 2011	37	0.0293	0.90	0.0092	0.90
année 2010 & 2011	87	0.0206	0.90	0.0084	0.96

Tableau III-6 : Pentes ($a_{\text{nap}}(443)/\text{MES}$) et ($a_{\text{nap}}(770)/\text{MES}$) associées à leurs coefficients de détermination (R^2) des régressions linéaires pour trois campagnes de 2010 et une campagne de 2011.

A chaque longueur d'onde, le coefficient de détermination est plus faible lorsque l'on considère une campagne individuelle par rapport à la régression moyenne établie sur l'ensemble des campagnes. Cependant, ce coefficient reste significatif (supérieur à 0.80 et 0.82 à 443 nm et 770 nm , respectivement), pour chaque campagne. Ces résultats indiquent que les particules non-algales absorbent la lumière de façon significative à 770 nm alors que l'absorption particulaire dans le proche infra-rouge a longtemps été supposée négligeable (voir la discussion au chapitre II, à la fin du paragraphe II.E.2.c). Cependant, cette absorption particulaire dans le proche infrarouge (PIR) ne représente généralement qu'une faible partie de l'absorption totale de la lumière par le milieu marin, étant donnée la contribution majoritaire de l'absorption par les molécules d'eau. A titre d'exemple, l'absorption de la lumière par l'eau de mer pure à 750 nm s'élève à 2.857 m^{-1} (Kou et al., 1993) alors que l'absorption particulaire est typiquement inférieure à 0.05 m^{-1} (figure III-11). Cependant, pour la concentration en MES la plus élevée ($\sim 35 \text{ g m}^{-3}$), l'absorption des particules non-algales peut représenter environ 10% de l'absorption totale. Même si l'absorption due aux NAP ne domine pas l'absorption totale, elle est donc significative et doit être prise en compte dans les modèles bio-optiques en eaux côtières.

Une expérience additionnelle a été menée avec des billes totalement diffusantes non-absorbantes (Duke Scientific Corporation : $1\mu\text{m}$ Latex Microsphere Suspensions) afin de vérifier la véracité de l'absorption des particules dans le PIR. Au cours de cette expérience les billes ont été concentrées par filtration sur un filtre GF/F, en appliquant le même protocole que lors des filtrations des échantillons d'eau de mer. Le filtre GF/F a ensuite été placé au centre de la sphère intégrante afin de mesurer la densité optique des billes. Deux échantillons ont été préparés en suivant le même protocole afin de disposer de mesures en duplicat.

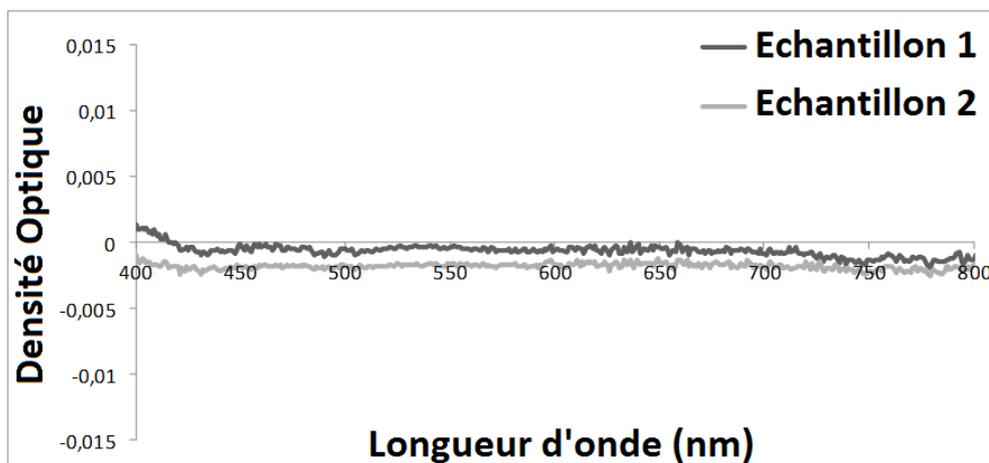


Figure III-14 : Densité optique des billes diffusantes non-absorbantes concentrées sur filtre GF/F en fonction de la longueur d'onde (nm) pour deux échantillons.

La figure III-14 montre que la densité optique des billes entièrement diffusantes, pour les deux échantillons, est très proche de 0 du visible au proche infrarouge (400-800 nm). On peut donc conclure que l'absorption non-nulle des particules non-algales dans le PIR n'est pas une erreur due à la diffusion résiduelle des particules.

III.C.1.b. Coefficient d'absorption des particules algales (a_{ϕ})

Les spectres d'absorption des particules phytoplanctoniques obtenus après dépigmentation au méthanol sont présentés figure III-15. Ils comportent des allures spectrales caractéristiques.

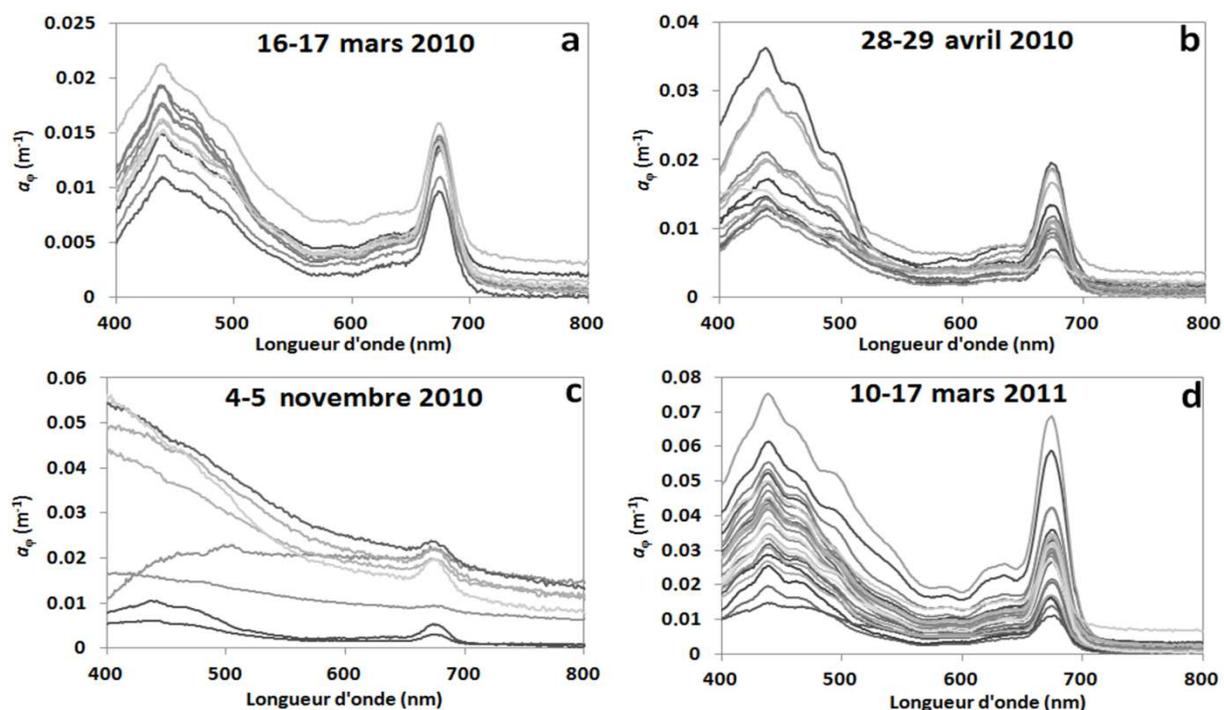


Figure III-15 : Spectres du coefficient d'absorption particulaire algale (a_{ϕ} en m^{-1}) mesurés sur filtre par spectrophotométrie pour les campagnes des : a) 16-17 mars 2010, b) 28-29 avril 2010, c) 4-5 novembre 2010 et d) 10-17 mars 2011.

Pour les trois campagnes printanières de 2010 et 2011 (figure III-15a, b et d), le coefficient d'absorption présente un maximum dans le bleu (autour de 440 nm) et dans le rouge (676 nm). Lorsque l'absorption des particules non-algales est supérieure à l'absorption totale des particules, les valeurs de a_{ϕ} deviennent négatives et physiquement incorrectes. Cela peut résulter soit de l'hétérogénéité de la couverture des particules sur les filtres, soit de l'incertitude de mesure. Ces données ne réunissent pas les conditions de qualité optimale et ont été éliminées. Dans le cadre de cette étude, seuls les spectres dont les valeurs de a_{ϕ} entre 700 et 800 nm sont positives ont été considérés.

Il est généralement admis que l'absorption des particules phytoplanctoniques est nulle dans le proche infrarouge (Babin et Stramski, 2002). La technique de mesure qui consiste à placer le filtre au centre d'une sphère intégrante permet de s'affranchir des effets de diffusion qui peuvent perturber la mesure du coefficient d'absorption (Estapa et al., 2012 ; Röttgers et Gehnke, 2012, chapitre II). Il n'est alors plus nécessaire de corriger les spectres d'absorption par soustraction de la valeur mesurée dans le proche infrarouge à l'ensemble du spectre. Une grande partie des spectres d'absorption des particules algales présente donc une absorption non-nulle dans le proche infrarouge.

Le coefficient d'absorption a été mesuré sur chacun des filtres en duplicat, cela permet de déterminer l'incertitude de mesure sur ce coefficient. Cette incertitude est estimée à $\pm 2.10^{-4} \text{ m}^{-1}$, soit $\pm 10\%$ de la valeur moyenne de a_{ϕ} mesurée à 770 nm. L'absorption non-nulle de $a_{\phi}(770)$ est donc nettement supérieure aux incertitudes de mesures. Cependant, l'absorption mesurée à 770 nm, $a_{\phi}(770)$, n'est pas corrélée à la concentration en Chla, il faut donc considérer cette absorption non-nulle avec précaution et des expériences complémentaires sont nécessaires pour démontrer que les particules phytoplanctoniques absorbent la lumière dans le PIR. Le lien entre l'absorption des particules algales (a_{ϕ}) et la concentration en Chla a ensuite été examiné à 676 nm (figure III-16).

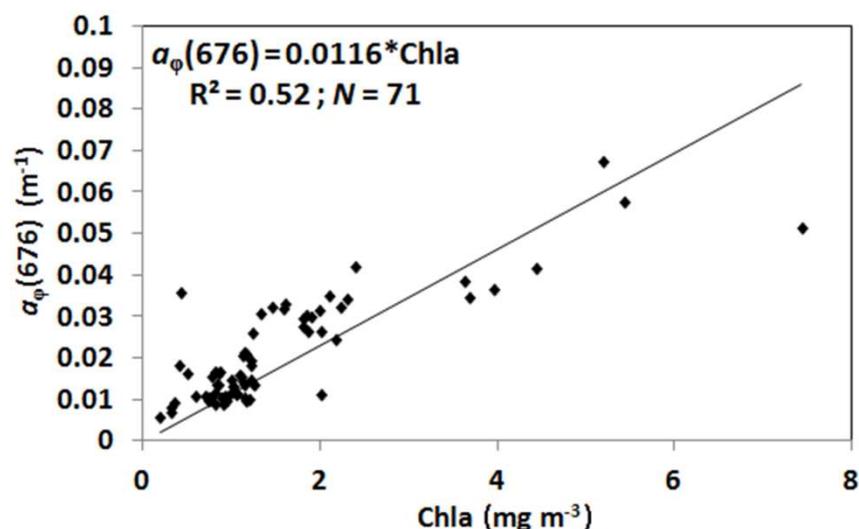


Figure III-16 : Relation entre $a_{\phi}(676) \text{ (m}^{-1}\text{)}$ et la concentration en Chla (mg m^{-3}). La régression linéaire entre ces deux paramètres linéaire est reportée sur le graphique.

Sur l'ensemble du spectre étudié, la meilleure régression linéaire est obtenue à 676 nm. Néanmoins le coefficient de détermination reste faible ($R^2 = 0.52$). La grande quantité de

données ayant de faibles valeurs de concentrations en Chla (i.e. $< 2 \text{ mg m}^{-3}$) explique très probablement les faibles valeurs observées du coefficient de détermination, en plus des variations saisonnières des espèces phytoplanctoniques en présence. La non-linéarité de cette relation est aussi attribuée au packaging effect (Bricaud et al. 1995; 2004) pour des cellules phytoplanctoniques de grande taille (microplancton) en présence dans la zone d'étude (cf. III.A.2.).

III.C.1.c. Coefficient d'absorption des particules (a_p)

Le coefficient d'absorption particulaire a été mesuré sur filtre lors de 3 des 5 campagnes de 2010 (16-17 mars, 28-29 avril, 4-5 novembre) et pour la campagne printanière de 2011 (10-17 mars) (figure III-17).

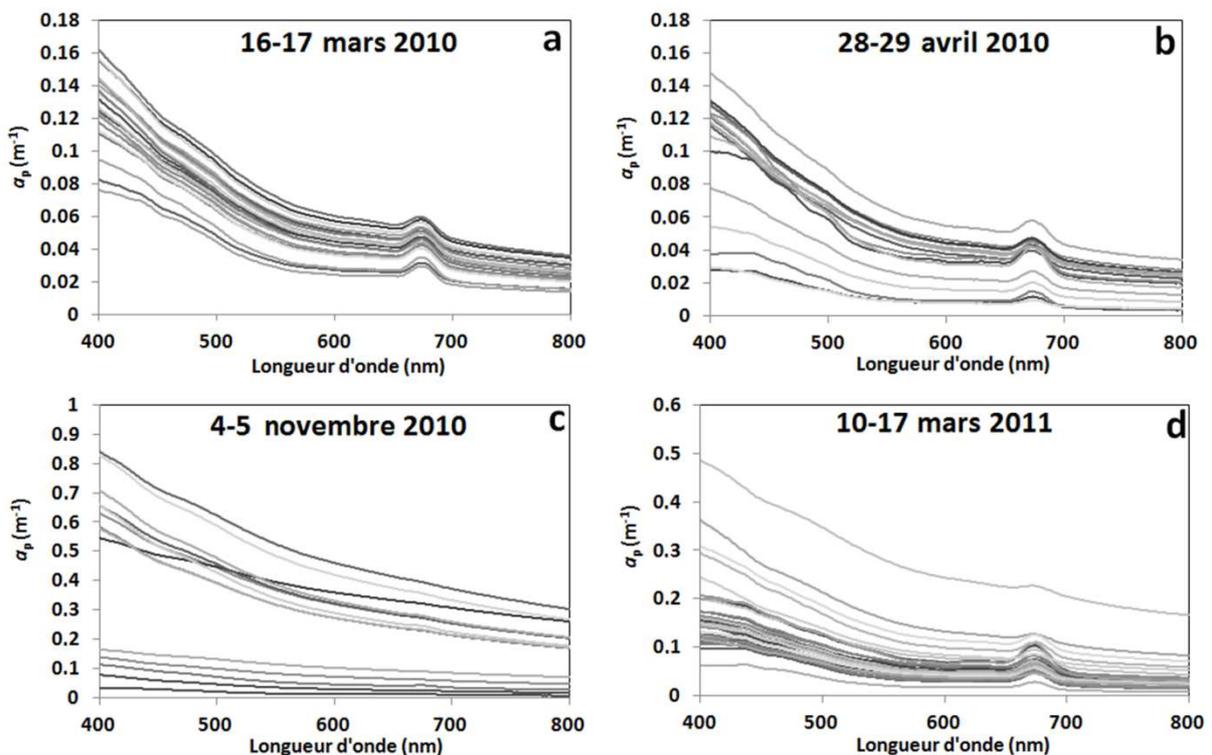


Figure III-17 : Spectres d'absorption particulaire (a_p en m^{-1}) mesurés sur filtre par spectrophotométrie pour les campagnes des : a) 16-17 mars 2010, b) 28-29 avril 2010, c) 4-5 novembre 2010 et d) 10-17 mars 2011.

La dépendance spectrale de l'absorption particulaire (a_p) est donc la combinaison de l'allure spectrale de l'absorption des particules algales et non-algales. Elle se caractérise essentiellement par une décroissance exponentielle du visible au proche infrarouge (typique de l'absorption des particules non-algales). Le maximum d'absorption des particules algales dans le bleu est faiblement marqué, alors que le maximum dans le rouge est visible sur les spectres de 3 des 4 campagnes présentées (figure III-17a, b et d). En revanche, pour la campagne des 4-5 novembre 2010 (figure III-17c), on n'observe pas de maximum dans le rouge. Cela confirme les observations précédentes (section III.A et III.B) sur le fait que les

MES dans la zone côtière étaient quasi-exclusivement des sédiments exportés par le Rhône. La figure III-18 représente les régressions linéaires obtenues entre l'absorption particulaire (a_p en m^{-1}) et la concentration en MES ($g\ m^{-3}$) à 443 nm et 770 nm. Les pentes de ces régressions linéaires sont présentées dans le tableau III-7, pour chacune des campagnes et sur l'ensemble du jeu de données.

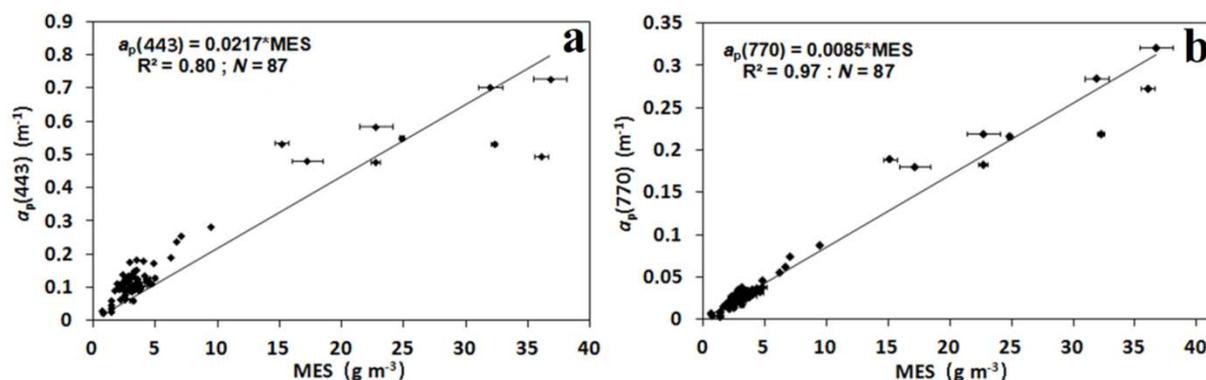


Figure III-18 : a) $a_p(443)$, en m^{-1} , en fonction de la concentration en MES, en $g\ m^{-3}$; b) $a_p(770)$ en m^{-1} fonction de la concentration en MES en $g\ m^{-3}$. Les régressions linéaires correspondantes ainsi que les barres d'erreur sur les concentrations en MES sont indiquées.

Campagne 2010	N	$a_p(443)/MES$ ($m^2\ g^{-1}$)	R^2	$a_p(770)/MES$ ($m^2\ g^{-1}$)	R^2
16-17 mars	20	0.0288	0.62	0.0077	0.89
28-29 avril	16	0.0309	0.92	0.0081	0.83
4-5 novembre	14	0.0201	0.75	0.0085	0.92
année 2010	50	0.0205	0.89	0.0084	0.97
10-17 mars 2011	37	0.0384	0.57	0.0095	0.93
années 2010 & 2011	87	0.0217	0.80	0.0085	0.97

Tableau III-7 : Pentas ($a_p(443)/MES$) et ($a_p(770)/MES$) associées à leurs coefficients de détermination (R^2) des régression linéaires entre pour trois campagnes de 2010 et une campagne de 2011.

A 443 nm, les pentes sont très variables en fonction des saisons (i.e. comprises entre 0.0201 et 0.0384 $m^2\ g^{-1}$), et les coefficients de détermination R^2 associés sont faibles. Ce sont les valeurs de concentrations en MES les plus élevées (i.e. mesurées les 4-5 novembre) qui conditionnent fortement la valeur de pente à 443 nm pour l'ensemble du jeu de données. A 770 nm, les pentes des régressions linéaires établies entre la concentration en MES et l'absorption particulaire présentent des valeurs de R^2 nettement plus élevées qu'à 443 nm. Une raison pouvant expliquer ces fortes valeurs de R^2 est l'absorption réduite des particules algales dans le proche infrarouge. Par ailleurs, les valeurs de pentes varient plus faiblement entre les campagnes (i.e. comprises entre 0.0077 et 0.0095 $m^2\ g^{-1}$). Pour conclure, les longueurs d'onde proche infrarouge sont plus adaptées pour estimer les concentrations en MES à partir du coefficient d'absorption particulaire. En considérant l'ensemble du jeu de données, la pente moyenne est de 0.0085 $m^2\ g^{-1}$ avec un coefficient de corrélation R^2 de 0.97.

Babin et Stramski (2004) ont reporté des valeurs de a_p^* ($a_p^* = a_p / MES$ en $m^2\ g^{-1}$) à 443 nm comprise entre 0.03 et 0.1 $m^2\ g^{-1}$ pour différentes particules minérales (quartz, calcite, illite,

kaolinite et montmorillonite) et des particules désertiques du Sahara. Ils ont aussi fait une mesure ponctuelle pour un échantillon prélevé dans le panache du Rhône et ont trouvé une valeur de a_p^* à 443 nm de $0.044 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$. Stramski et al. (2004) ont mesuré a_p^* à 440 nm de $0.028 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ pour des eaux dominées par des particules d'origine désertique et $0.15 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ pour des eaux dominées par des poussières volcaniques. A 665 nm, Bowers et Binding (2006) ont mesuré une absorption spécifique de $0.021 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ pour des eaux côtières. Enfin dans le proche infrarouge, Estapa et al. (2012) ont trouvé une valeur moyenne de a_p^* de $0.008 \pm 0.004 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$. Les valeurs de a_p^* présentées dans le tableau III-7 sont donc dans les gammes de valeurs attendues, aussi bien dans le visible que dans le proche infrarouge.

III.C.1.d. Contributions respectives des particules algales, non-algales et du CDOM à l'absorption de la lumière

Durant la campagne Optic-Med (4-16 mai 2008) (figure II-2a), les coefficients d'absorption des matières dissoutes colorées (CDOM), des particules non-algales et du phytoplancton ont été mesurés dans les eaux de surface. Le spectre d'absorption du CDOM, a_{CDOM} , peut être modélisé également par une fonction exponentielle décroissante entre 300 et 550 nm (Bricaud et al., 1981, section I.A.2.b), avec un coefficient de détermination moyen R^2 de 0.99. La figure III-19a, représente, pour l'ensemble des stations de surface, le spectre d'absorption moyen (\pm écart type) du CDOM. La figure III-19b synthétise sous forme d'un histogramme les variations de la valeur de la pente S_{CDOM} , dont la valeur moyenne est de 0.0171 nm^{-1} . Cette valeur de pente est proche de celle mesurée par Babin et al. (2003a) dans les eaux côtières européennes (tableau III-8).

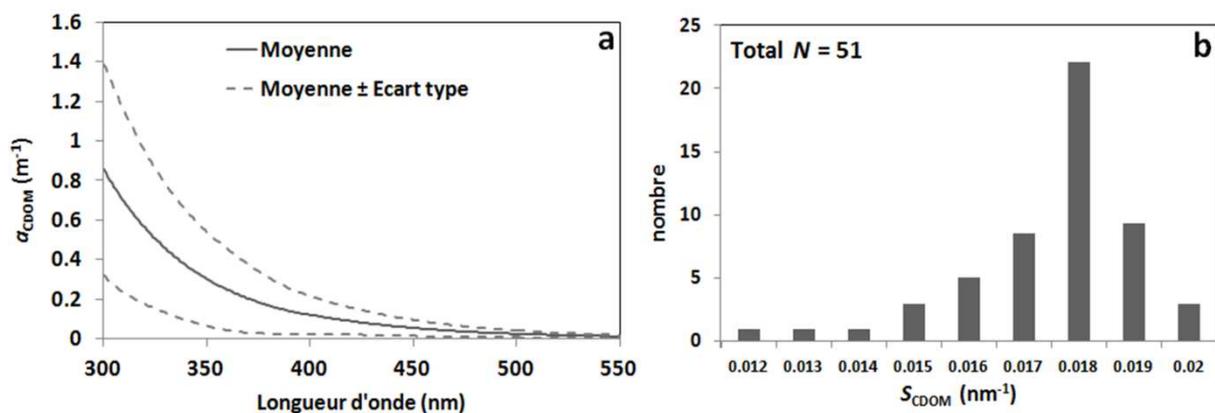


Figure III-19 : a) Spectres d'absorption $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ en surface moyen \pm écart type; b) Fréquence de distribution de la pente exponentielle S_{CDOM} (en nm^{-1}) de $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ en surface de l'ensemble des stations.

Au cours de la campagne Optic-Med, un grand nombre de stations a été échantillonné à des distances importantes de la côte hors de l'influence directe des apports du Rhône. En se basant sur un critère géographique, les stations ont été classées en deux groupes. Le premier intitulé « Côte » (38 stations) regroupe les stations localisées entre la côte au Nord et la latitude 43° N au Sud, et le groupe « Large » (13 stations) englobe toutes les stations au Sud de la latitude 43° N . L'objectif de cette classification est d'identifier dans quelle mesure les

apports continentaux impactent sur les propriétés d'absorption en termes de magnitude, de signature spectrale et contribution à l'absorption totale. Le tableau III-8 synthétise, pour chacun des deux groupes, la valeur moyenne de $a_{\text{CDOM}}(443)$, ainsi que la pente spectrale moyenne associée. Dans les eaux côtières, les substances jaunes ne sont pas uniquement produites par la dégradation du phytoplancton, mais elles proviennent en grande partie des apports terrigènes (Bricaud et al., 1981 ; Nelson et Guarda, 1995; Gallegos et Neale, 2002 ; Siegel et al., 2002). Comme il a été mentionné au chapitre I (section I.A.2.b), les pentes fortes sont caractéristiques des acides fulviques d'origine continentale, alors que les pentes plus faibles sont indicatrice d'une part importante d'acides humiques (Carder et al., 1989).

Groupe	$a_{\text{CDOM}}(443)$ (m^{-1})	S_{CDOM} (nm^{-1})
Côte ($N=38$)	0.091 ± 0.072	0.0175 ± 0.0010
Large ($N=13$)	0.025 ± 0.015	0.0158 ± 0.0005
Babin et al (2003a)		0.0176 ± 0.0020

Tableau III-8 : Valeurs moyennes et déviation standard de $a_{\text{CDOM}}(443)$ et de S_{CDOM} en surface, et S_{CDOM} mesuré dans des eaux côtières par Babin et al. (2003a).

D'après nos mesures, le groupe « Côte » a la pente spectrale moyenne la plus élevée avec 0.0175 nm^{-1} , caractéristique du CDOM d'origine continentale. Babin et al. (2003a) ont mesuré dans les eaux côtières européennes une pente spectrale moyenne très proche. Le groupe « Large » présente une pente moyenne plus faible de 0.0158 nm^{-1} . Nous disposons, pour 38 stations, de mesures d'absorption du CDOM au niveau du maximum profond de Chla pour lesquelles la pente spectrale moyenne, S_{CDOM} , est de 0.0161 nm^{-1} . A ce niveau de profondeur, le CDOM est a priori majoritairement issu de la dégradation de cellules phytoplanctoniques. Cette valeur de pente tend à confirmer que le CDOM du groupe « Large » provient lui aussi de la dégradation de cellules phytoplanctoniques. Le coefficient $a_{\text{CDOM}}(443)$ en m^{-1} est le proxy de la concentration en CDOM. La concentration moyenne en CDOM du groupe « Côte » est presque quatre fois supérieure à celle du groupe « Large » (tableau III-8). En moyenne, pour les stations du groupe « Côte », l'absorption du CDOM peut être exprimée comme suit :

$$a_{\text{CDOM}}(\lambda) = a_{\text{CDOM}}(443) \cdot \exp^{(-0.0175 \cdot (\lambda - 443))} \quad (\text{III-1})$$

Les propriétés spectrales d'absorption des particules non-algales des groupes « Côte » et « Large » sont détaillées dans le tableau III-9. La différence entre les deux groupes est marquée aussi bien au niveau de la signature spectrale S_{NAP} que de la valeur de $a_{\text{NAP}}(443)$. Il semble donc que les particules non-algales d'origine continentale chutent rapidement en aval des sources (embouchures de fleuves) et ne sont pas transportées vers le large. L'absorption des particules phytoplanctoniques à 443 nm, $a_{\phi}(443)$, est maximale pour le groupe « Côte ». Certaines des stations côtières échantillonnées en début de campagne présentaient des concentrations en phytoplancton très élevées qui impactent fortement sur la moyenne du groupe.

Groupe	$a_{\text{NAP}}(443) \text{ (m}^{-1}\text{)}$	$S_{\text{NAP}} \text{ (nm}^{-1}\text{)}$	$a_{\phi}(443) \text{ (m}^{-1}\text{)}$
Côte ($N=38$)	0.039 ± 0.020	0.0087 ± 0.0021	0.080 ± 0.0021
Large ($N=13$)	0.007 ± 0.008	0.0067 ± 0.0020	0.025 ± 0.0015
Babin et al (2003a)		0.0123 ± 0.0013	

Tableau III-9 : Valeurs moyennes et déviation standard de $a_{\text{NAP}}(443)$, S_{NAP} , $a_{\phi}(443)$ en surface, et S_{NAP} mesuré dans des eaux côtières par Babin et al. (2003a).

La contribution relative de chacun des trois composants à l'absorption totale, si l'on exclut l'absorption par l'eau de mer pure ($a_{\text{totale}} = a_{\text{NAP}} + a_{\phi} + a_{\text{CDOM}}$), a été calculée à 443nm (figure III-20). Le tableau III-10 résume pour les deux groupes les contributions moyennes en % des trois composants.

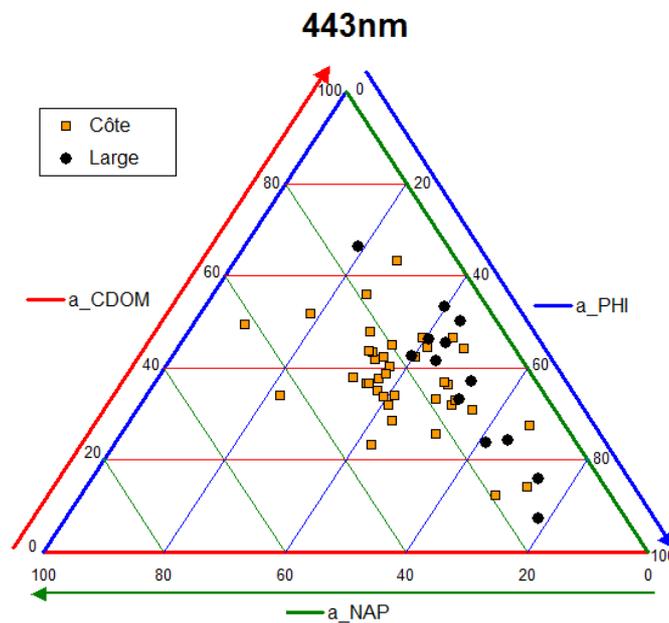


Figure III-20 : Contribution relative en % des NAP (a_{NAP}), CDOM (a_{CDOM}) et du phytoplancton (a_{PHI}) à l'absorption totale (soustraction faite de l'absorption par l'eau de mer pure) pour les stations des groupes « Côte » et « Large ».

Groupe	$a_{\text{NAP}} / a_{\text{totale}} \text{ (%)}$	$a_{\phi} / a_{\text{totale}} \text{ (%)}$	$a_{\text{CDOM}} / a_{\text{totale}} \text{ (%)}$
Côte ($N=38$)	21.6	40.6	37.8
Large ($N=13$)	12.2	50.3	37.5

Tableau III-10 : Contribution moyenne en surface à l'absorption totale de l'absorption des NAP, du CDOM et du phytoplancton pour les deux groupes « Côte » et « Large ».

La figure III-20 et le tableau III-10 montrent que la contribution des NAP à l'absorption totale des eaux du large reste toujours inférieure à 18% avec une valeur moyenne de 12.2 %. Cette contribution est presque deux fois moindre que dans les eaux côtières directement influencées par le Rhône (21.6 %), confirmant que les particules non-algales chutent rapidement dans la zone côtière. Dans les eaux du large, le phytoplancton (entre 19% et 78%) et le CDOM (entre

7% et 66%) conditionnent majoritairement les propriétés d'absorption avec des contributions respectives très variables par rapport aux particules NAP qui ont une influence moindre (entre 6% et 18%). Près des côtes, les contributions relatives des trois composantes à l'absorption totale sont variables. La vaste zone géographique couverte par les stations du groupe « Côte » peut expliquer cette hétérogénéité.

Il s'avère utile d'identifier un paramètre optique plutôt qu'un critère géographique pour classer les masses d'eaux sur la zone d'étude. Le paramètre choisi dans cette étude est le coefficient de rétrodiffusion particulaire (b_{bp}) dans les eaux de surface car il s'agit d'un paramètre fréquemment utilisé comme proxy de la concentration en MES. De plus, il est possible d'estimer ce coefficient à partir de mesures satellitaires de la couleur de l'eau (Gordon et al., 1975 ; Morel et Prieur, 1977). La longueur d'onde de b_{bp} que nous avons sélectionné est 750 nm car c'est une région spectrale où les propriétés de rétrodiffusion des particules prédominent par rapport à l'absorption particulaire. Sur les 27 mesures concomitantes réalisées en 2008 pour lesquelles les coefficients $b_{bp}(750)$, a_{NAP} , a_{ϕ} , a_{CDOM} étaient tous disponibles, 17 échantillons appartiennent au groupe « Côte » et 10 échantillons au groupe « Large ». Pour ces 27 stations, la valeur moyenne de $b_{bp}(750)$ est de 0.0069 m^{-1} . La classification de ces 27 stations a consisté à fixer différentes valeurs seuils de $b_{bp}(750)$ pour retrouver une classification s'approchant de la classification géographique initiale « Côte » et « Large ». Plusieurs valeurs seuils ont été testées et la valeur qui a permis d'obtenir une classification réaliste la plus proche de la classification géographique est $b_{bp}(750) = 0.0035 \text{ m}^{-1}$. Ainsi, le groupe 1 est le groupe de stations pour lequel $b_{bp}(750) > 0.0035 \text{ m}^{-1}$; le groupe 2 est le groupe de stations pour lequel $b_{bp}(750) < 0.0035 \text{ m}^{-1}$. Plus précisément, sur les 27 stations :

- 14 sont classées dans le « groupe 1 » dont 13 font partie groupe « Côte »
- 13 sont classées dans le « groupe 2 » dont 9 font partie groupe « Large »

L'utilisation de la rétrodiffusion particulaire comme critère de classification des masses eaux est donc adaptée. Le tableau III-11 synthétise les valeurs moyennes de l'absorption relative à l'absorption totale (soustraite de l'absorption par l'eau de mer pure) des trois composantes (a_{NAP} , a_{ϕ} , a_{CDOM}) en % pour les deux groupes. On constate que les valeurs moyennes a_{NAP}/a_{totale} des « groupe 1 » et « groupe 2 » sont très proches des valeurs obtenues pour les groupes « Côte » et « Large » (tableau III-10), respectivement.

Groupe	a_{NAP} / a_{totale} (%)	a_{ϕ} / a_{totale} (%)	a_{CDOM} / a_{totale} (%)
Groupe 1 $b_{bp}(750) > 0.0035 \text{ m}^{-1}$, (N=14)	22.1	45.2	32.7
Groupe 2 $b_{bp}(750) < 0.0035 \text{ m}^{-1}$, (N=13)	12.6	44.1	43.3

Tableau III-11 : Contribution moyenne en surface à l'absorption totale de l'absorption des NAP, du phytoplancton et du CDOM pour les deux groupes de classification utilisant la valeur seuil $b_{bp}(750) = 0.0035 \text{ m}^{-1}$.

Les pentes spectrales moyennes S_{CDOM} et S_{NAP} , indicatrices de la nature des MES du « groupe 1 » et du « groupe 2 », sont présentées dans le tableau III-12. La différence de pente spectrale S_{NAP} entre le « groupe 1 » et le « groupe 2 » est très marquée de la même manière qu'entre les groupes « Côte » et « Large ». En revanche, la différence de pente S_{CDOM} entre les deux groupes est faible, si bien qu'il est difficile de conclure sur l'origine du CDOM. Ces résultats tendent à confirmer que les particules non-algales chutent rapidement près de leur source (l'embouchure du Rhône) tandis que le transport du CDOM vers le large est beaucoup plus conservatif.

Groupe	$S_{\text{CDOM}} \text{ (nm}^{-1}\text{)}$	$S_{\text{NAP}} \text{ (nm}^{-1}\text{)}$
Groupe 1 $b_{\text{bp}}(750) > 0.0035 \text{ m}^{-1}$, (N=14)	0.0194	0.0084
Groupe 2 $b_{\text{bp}}(750) < 0.0035 \text{ m}^{-1}$, (N=13)	0.0188	0.0064

Tableau III-12 : Valeurs moyennes de S_{CDOM} , S_{NAP} (nm⁻¹) en surface pour les deux groupes de classification utilisant la valeur seuil $b_{\text{bp}}(750) = 0.0035 \text{ m}^{-1}$.

III.C.2. Coefficient de rétrodiffusion particulaire (b_{bp})

La rétrodiffusion de la lumière par les particules en suspension est un paramètre fréquemment utilisé en océanographie, dans les lacs, les estuaires ou les rivières pour étudier la clarté de l'eau. Les turbidimètres OBS sont des capteurs très largement employés qui mesurent la rétrodiffusion de la lumière par les particules en suspension dans l'eau à des angles compris entre 90° et 165° (Lewis, 1996 ; Downing, 2005 ; Schoellhamer et al., 2002).

Le coefficient de rétrodiffusion particulaire (b_{bp}) présente d'importantes variations spatio-temporelles, aussi bien en terme de magnitude que spectralement. Les spectres b_{bp} mesurés au cours de chacune des campagnes de 2010 sont étudiés distinctement (figure III-21). Pour les 4 premières campagnes de l'année, les mesures ont été effectuées pour cinq longueurs d'ondes dans la gamme 470 nm à 770 nm ; la gamme couverte était de 440 nm à 770 nm pour la campagne automnale. La longueur d'onde la plus élevée (870 nm) n'a pas été considérée à cause de problèmes de saturation. La sensibilité des capteurs ECO-BB3 fonctionnant dans le spectre visible a aussi entraîné des problèmes de saturation à 532 nm, 650 nm et 660 nm lors des épisodes de crue. Ces mesures 'saturées' n'ont pas été considérées

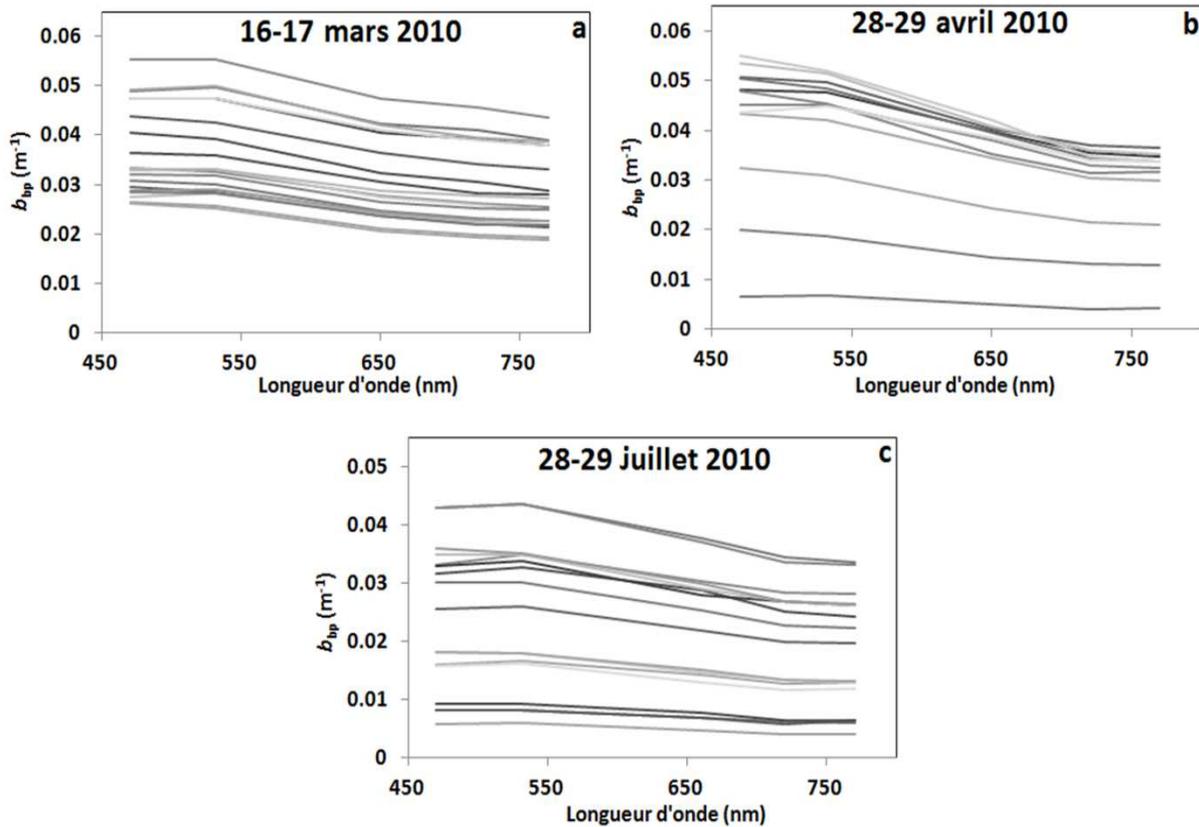


Figure III-21 : Spectres du coefficient de rétrodiffusion particulaire (b_{bp}) moyennés sur le premier mètre sous la surface à 5 longueurs d'ondes pour les campagnes des : a) 16-17 mars, b) 28-29 avril, c) 28-29 juillet 2010.

Le premier objectif a été de modéliser le comportement spectral de $b_{bp}(\lambda)$ (figure III-21a-c), suivant (Morel, 1973) :

$$b_{bp}(\lambda) = A \lambda^{-\gamma} \quad (\text{III-2})$$

La pente spectrale γ est obtenue en minimisant la somme quadratique de la différence entre les valeurs modélisées à l'aide de l'équation III-2 et les valeurs $b_{bp}(\lambda)$ mesurées. Les quatre longueurs d'onde couvrant la gamme 532-770 nm sont considérées. La plus courte longueur d'onde (440 nm ou 470 nm) n'est pas prise en compte dans la régression car une rupture de pente (i.e., diminution significative de $b_{bp}(440 \text{ ou } 470 \text{ nm})$ par rapport à 532 nm) est observée (ce phénomène sera étudié ultérieurement). La valeur élevée du coefficient de détermination obtenu (> 0.97) confirme la validité de l'équation III-2 pour les 3 campagnes (figure III-21a-c). La figure III-22 synthétise sous forme d'histogramme les valeurs des pentes spectrales γ (estimées pour la gamme 532 nm-770 nm) correspondantes. La pente γ couvre une large gamme de valeurs pour une même zone géographique à différentes périodes de l'année. Elles sont comprises entre 0.54 et 1.39 nm^{-1} (figure III-22a). En considérant indépendamment les valeurs de pentes spectrales de chacune des 3 campagnes (figure III-22b), on constate que les valeurs de $\gamma(532-770)$ les plus faibles sont mesurées les 16-17 mars 2010, les valeurs intermédiaires sont mesurées les 28-29 juillet 2010 et les valeurs les plus élevées ont été mesurées les 28-29 avril.

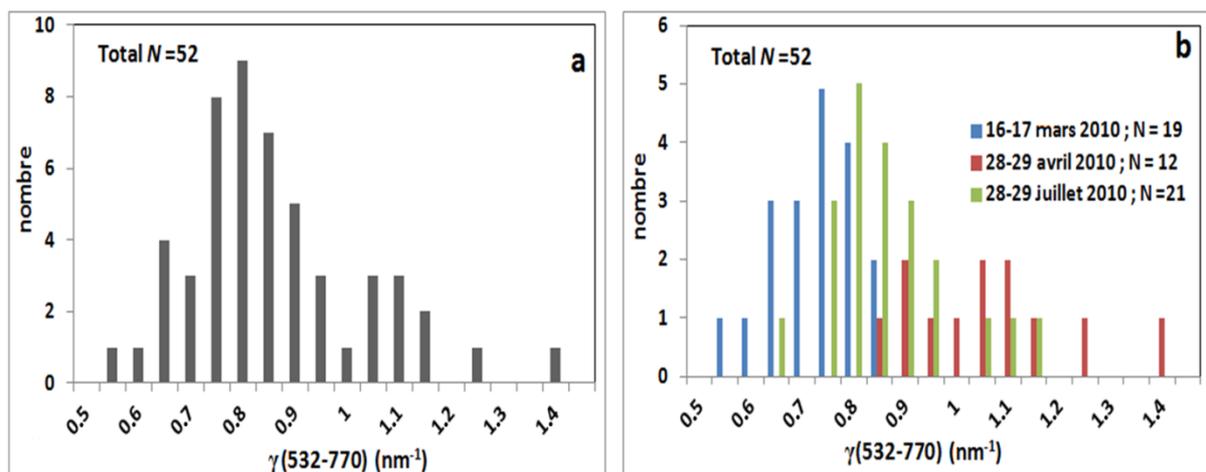


Figure III-22 : Fréquence de distribution de la pente spectrale γ (nm^{-1}) des spectres de rétrodiffusion particulaire $b_{bp}(\lambda)$ estimée en considérant la gamme 532 nm -770 nm : a) pour les 3 campagnes de 2010 confondues, b) pour chacune des 3 campagnes de 2010.

La figure III-23 montre une décroissance de $\gamma(532-770)$ en fonction de $b_{bp}(770)$. Pour les valeurs de $b_{bp}(770)$ inférieures à 0.0065 m^{-1} , les valeurs les plus élevées de $\gamma(532-770)$ sont observées (i.e. entre 0.8 et 1.4 nm^{-1}). Les valeurs de $\gamma(532-770)$ les plus faibles sont observées pour les valeurs de $b_{bp}(770)$ supérieures à 0.04 m^{-1} . Il est à noter que les spectres de b_{bp} ont été mesurés pour des débits liquides du Rhône modérés à faibles. Pour ce type d'événements et quelque soit la période de l'année considérée, il apparait que le coefficient $b_{bp}(770)$ est le facteur prédominant avec lequel covarie $\gamma(532-770)$. Doxaran et al. (2009) ont étudié le lien entre la pente spectrale γ du coefficient de diffusion particulaire (b_p) estimé entre 715 et 870 nm et la valeur de $b_p(715)$. Ils ont montré une croissance de la pente avec une diminution de la turbidité et en particulier pour les faibles valeurs de turbidité. Sur la base de notre jeu de données, cette même tendance est observée (figure III-23).

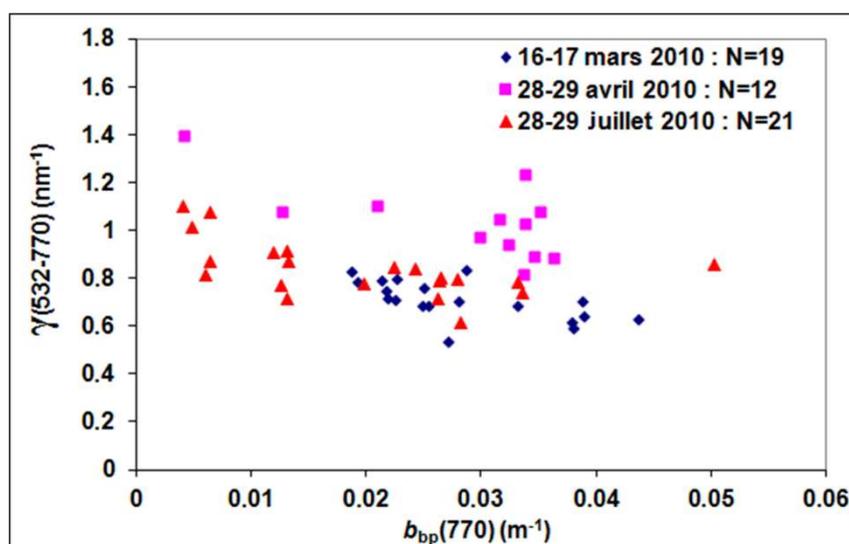


Figure III-23 : Représentation des pentes spectrales de b_{bp} dans le visible et proche infrarouge $\gamma(532-770)$, (Eq. III-2) en fonction de $b_{bp}(770)$.

Les valeurs modélisées de $b_{bp}(470)$ ont été obtenues en extrapolant l'équation III-2 à 470 nm en fixant la valeur de la pente spectrale calculée entre 532 nm et 770 nm, soit :

$$b_{bp}(470)_{\text{Modélisé}} = A(470)^{\gamma} \quad (\text{III-3})$$

La figure III-24 montre les valeurs de $b_{bp}(470)$ « Modélisé » en fonction de $b_{bp}(470)$ « Mesuré ».

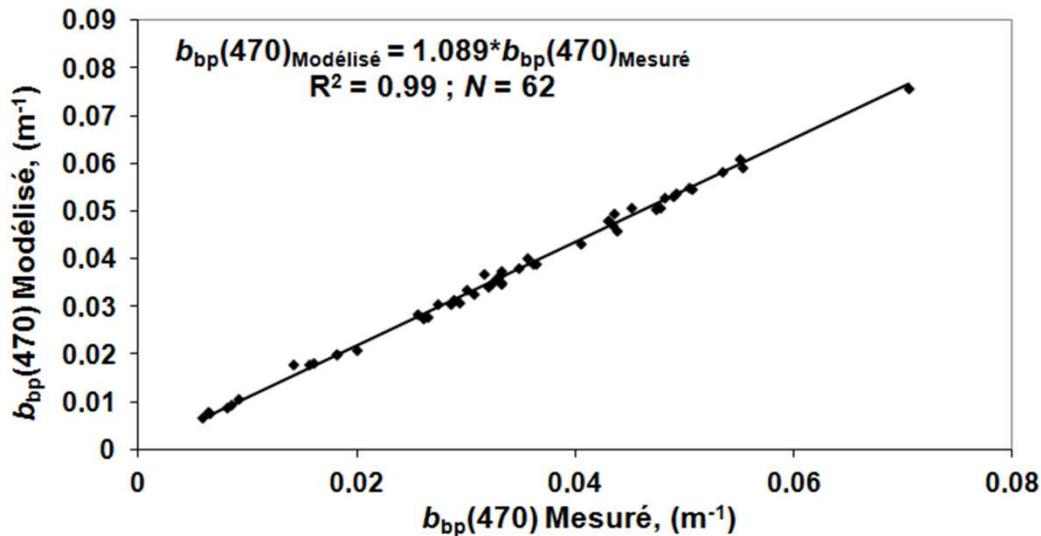


Figure III-24 : $b_{bp}(470)$ modélisé à partir de la pente spectrale $\gamma(532-770)$ représenté en fonction de $b_{bp}(470)$ mesuré.

Pour les 62 spectres de $b_{bp}(\lambda)$ considérés, une excellente corrélation ($R^2=0.99$) existe entre la valeur de $b_{bp}(470)$ « Modélisé » et $b_{bp}(470)$ « Mesuré ». La pente de la régression linéaire vaut 1.089. Babin et al. (2003b), Chami et al. (2005) puis Doxaran et al. (2009) ont observé une cassure dans le spectre du coefficient de diffusion b_p pour les plus courtes longueurs d'onde visibles et ont mis en évidence le lien entre ce phénomène et les propriétés d'absorption des particules. Ils ont par ailleurs démontré en utilisant la théorie de Mie que plus les particules absorbent la lumière, plus la diminution de b_p est prononcée. Chami et al. (2005) ont également observé, pour les eaux côtières de la Mer Noire, une décroissance du coefficient de rétrodiffusion b_{bp} pour les courtes longueurs qu'ils ont corrélé significativement à l'absorption par les particules non-algales. Les valeurs plus faibles du coefficient de rétrodiffusion b_{bp} observées aux courtes longueurs d'onde visibles (440 et 470 nm) sur notre jeu de données résultent aussi probablement d'effets liés à l'absorption particulaire. Doxaran et al. (2009) ont montré une différence moyenne de 10% entre les valeurs de diffusion particulaire totale mesurées et celles modélisées en extrapolant une fonction puissance établie dans le proche infrarouge jusqu'à 440 nm, soit une différence proche de celle observée ici pour $b_{bp}(470)$: 8.9% en moyenne.

III.C.3. Coefficient d'atténuation (c)

Le coefficient d'atténuation c est une propriété optique importante en optique marine souvent utilisée comme proxy de la concentration des matières en suspension (Gardner et al., 1993 ; McCave, 1983 ; Pak et al., 1980). Les spectres du coefficient d'atténuation ont été mesurés à l'aide du WETLabs ac-9 (section II.E.2.a.) à 9 longueurs d'onde du visible au proche infrarouge (412-715 nm). La figure III-25 illustre les spectres d'atténuation mesurés au cours des 5 campagnes de 2010. Le coefficient d'atténuation présente des valeurs faibles pour les 3 campagnes associées à un débit liquide faible à modéré avec des valeurs inférieures à 3.5 m^{-1} pour l'ensemble du spectre de 415 à 715 nm (figure III-25a, c et d). Les coefficients d'atténuation à 412 nm ont les valeurs les plus fortes durant les épisodes de crue de 2010, atteignant 15.60 m^{-1} le 9 avril (figure III-25b) et 32.75 m^{-1} les 4-5 novembre (figure III-25e).

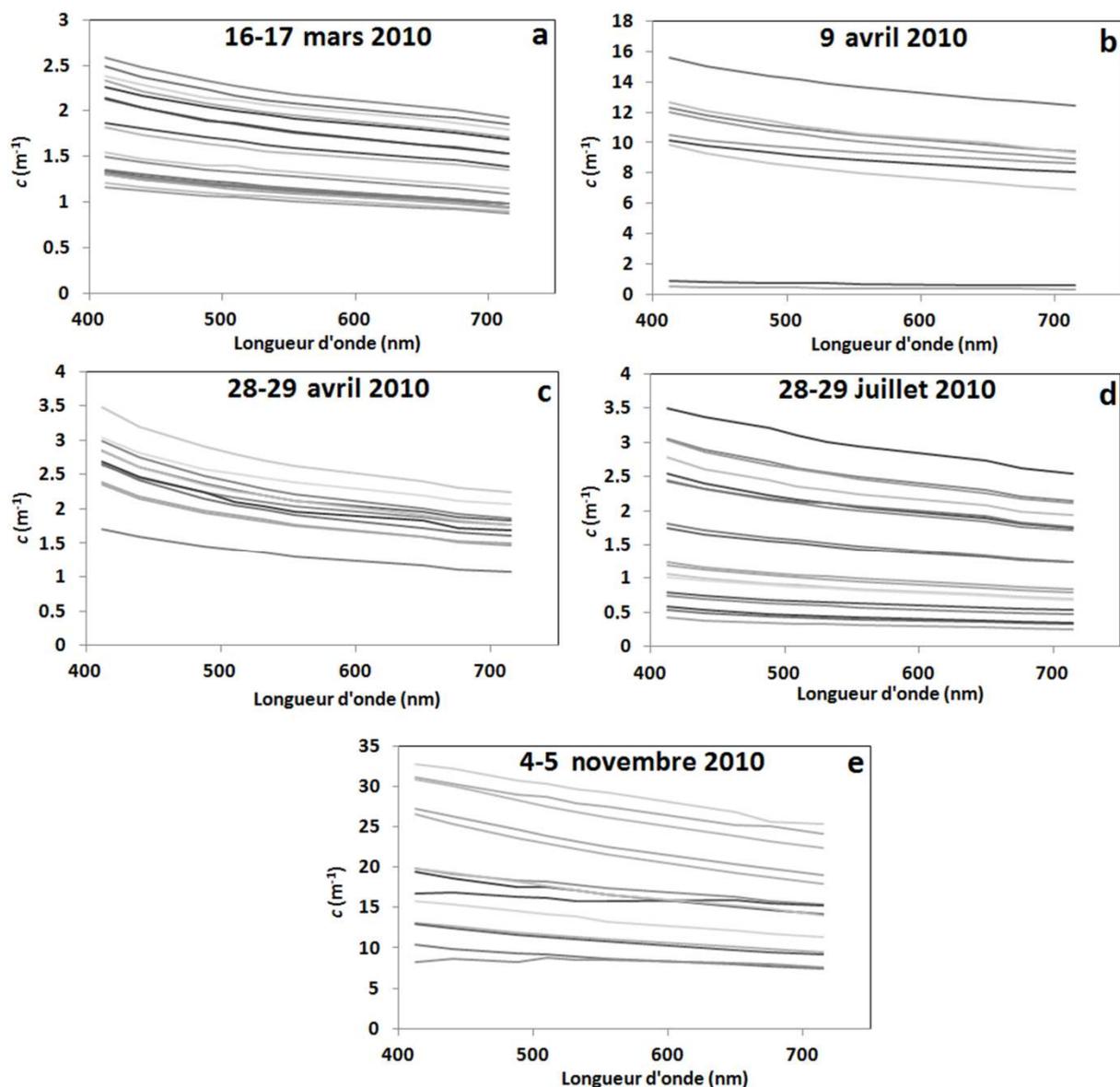


Figure III-25 : Spectres du coefficient d'atténuation (c) en surface à 9 longueurs d'ondes pour les 5 campagnes de 2010 des : a) 16-17 mars, b) 9 avril, c) 28-29 avril, d) 28-29 juillet, e) 4-5 novembre.

III.D. Relations entre les propriétés optiques et biogéochimiques

III.D.1. Coefficient de rétrodiffusion particulaire (b_{bp})

III.D.1.a. Proxys de la concentration en MES

La figure III-26 présente la régression linéaire établie à partir des mesures réalisées en 2010 entre $b_{bp}(770)$ (en m^{-1}) moyenné sur le premier mètre sous la surface et la concentration en MES (en $g\ m^{-3}$). Le jeu de données couvre des conditions de débit liquide du fleuve et de vent bien différentes (figure II-5 et II-6). Cependant, une relation unique a été établie sur l'ensemble du jeu de données entre ces deux paramètres.

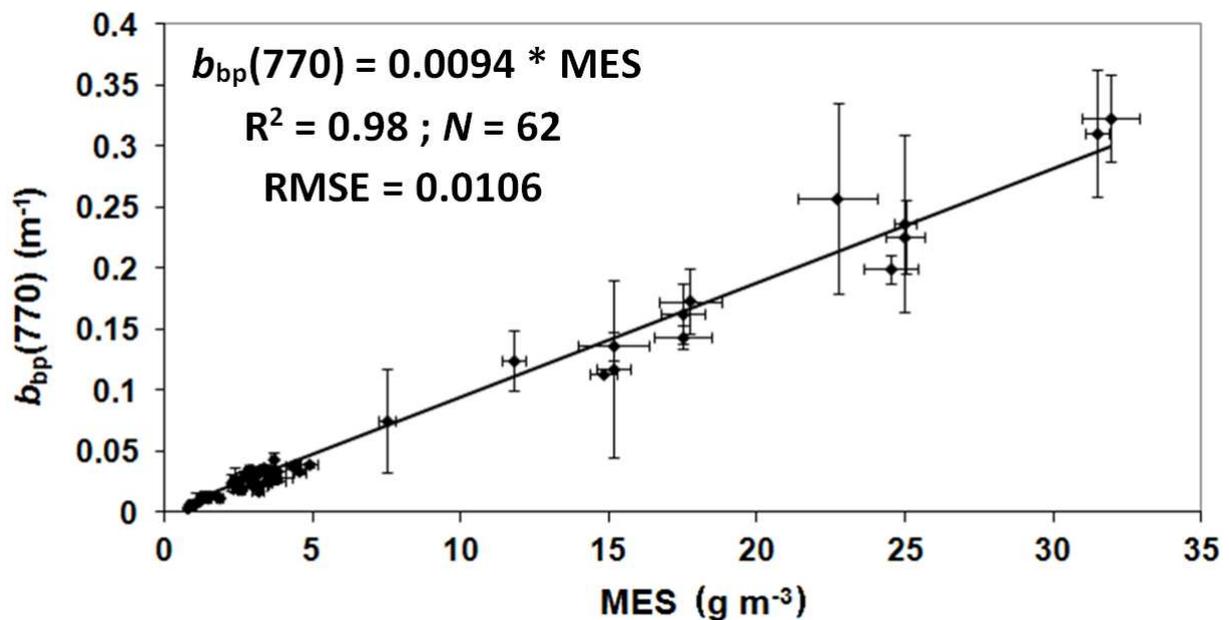


Figure III-26 : $b_{bp}(770)$ en m^{-1} fonction de la concentration en MES en $g\ m^{-3}$. La régression linéaire entre ces deux paramètres est reportée sur le graphique. Les barres d'erreur sont les déviations standards des concentrations en MES et de $b_{bp}(770)$.

Le tableau III-13 rapporte les valeurs de la pente établies de la même manière que dans la figure III-26 en discriminant chacune des campagnes de 2010. La régression linéaire établie entre $b_{bp}(770)$ et la concentration en MES est très fortement dépendante des valeurs de concentration en MES, en particulier lorsque des concentrations élevées (i.e. mesurées lors des épisodes de crue) sont observées. La discrimination de chacune des campagnes permet d'apprécier les variations de la pente de cette régression dans les gammes de concentrations des plus faibles aux plus élevées.

Campagne 2010	$b_{bp}(770)/MES$ ($m^2 g^{-1}$)	R^2	N
16-17 mars	0.0079	0.88	18
9 avril	0.0088	0.95	9
28-29 avril	0.0103	0.73	11
28-29 juillet	0.0095	0.93	16
4-5 novembre	0.0100	0.98	8
année 2010	0.0094	0.98	62

Tableau III-13 : Pentas ($b_{bp}(770)/MES$) et coefficients de détermination (R^2) des régressions linéaires entre $b_{bp}(770)$ et MES pour les 5 campagnes de 2010.

L'épisode du 4-5 novembre présente une pente parmi les plus fortes de l'année 2010 ($0.0100 m^2 g^{-1}$). Pendant cette campagne, les particules sont essentiellement sédimentaires et donc fortement diffusantes. La valeur de pente minimale de $0.0079 m^2 g^{-1}$, soit environ 16% inférieure à la pente moyenne en 2010, est observée durant la campagne printanière des 16-17 mars. Lors de cet épisode, les particules étaient essentiellement d'origine phytoplanctonique (cf. tableau III-2), et donc moins efficaces que des particules minérales en terme de rétrodiffusion de la lumière.

Durant les épisodes de crue, certaines bandes spectrales du capteur de rétrodiffusion installé sur la cage optique ont été sujettes à des problèmes de saturation pour les plus fortes concentrations en MES. La longueur d'onde 770 nm ne saturant pas, le signal de b_{bp} mesuré à 770 nm sera utilisé comme proxy de la concentration en MES (figure III-26, équation III-4), notamment dans le chapitre IV :

$$b_{bp}(770) = 0.0094 \times MES ; R^2 = 0.98 ; N = 62 \quad (III-4)$$

Pour les autres longueurs d'onde disponibles, des régressions linéaires ont aussi pu être établies entre b_{bp} et la concentration en MES lorsque celles-ci n'engendrent pas la saturation du capteur ($MES < 15 g m^{-3}$) (tableau III-14). Le coefficient de détermination R^2 de ces régressions est au minimum égal à 0.87. Par conséquent, le coefficient de rétrodiffusion particulière b_{bp} peut être utilisé comme un proxy efficace de la concentration en MES sur l'ensemble du spectre visible et proche infrarouge.

λ	$b_{bp}(\lambda)/MES$ ($m^2 g^{-1}$)	R^2	N
440	0.0108	0.96	8
470	0.0117	0.97	54
532	0.011	0.87	51
660	0.0093	0.92	51
720	0.0099	0.97	62
770	0.0094	0.98	62

Tableau III-14 : Pentas ($b_{bp}(\lambda)/MES$) pour 6 longueurs d'ondes pour des concentration en MES inférieures au seuil de saturation, coefficients de détermination (R^2) des régressions linéaires et nombre de points considérés N pour les campagnes de 2010.

Les études reliant b_{bp} à la concentration en MES ne sont pas toutes cohérentes entre elles. Des études montrent de bonnes corrélations (e.g., Boss et al., 2009). McKee et Cunningham

(2006) ont montré dans les eaux turbides de la Mer d'Irlande de bonnes corrélations entre b_{bp} et la concentration en MES et également entre b_{bp} et la concentration en matière inorganique particulaire. Récemment, Neukermans et al. (2012) ont mesuré des valeurs $b_{bp}(650)/MES$ très différentes en fonction du type de particules. Selon Neukermans et al. (2012), les particules inorganiques rétrodiffusent davantage la lumière ($b_{bp}(650)/MES = 0.012 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$) que les particules organiques ($b_{bp}(650)/MES = 0.005 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$). Ces résultats obtenus en Mer du Nord et Guyane française confortent la cohérence de nos résultats et donc la prédominance des particules inorganiques en terme de rétrodiffusion ($b_{bp}(660)/MES = 0.0093 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, tableau III-14). Doxaran et al. (2012) ont observé à l'embouchure du Mackenzie (Océan Arctique) une valeur de pente $b_{bp}(715)/MES = 0.0179 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$. Cette valeur de pente, qui est plus élevée par rapport aux valeurs observées par Neukermans et al. (2012) et les mesures reportées dans le tableau III-14, est supposée représentative de la composition hautement minérale des particules exportées par le fleuve Mackenzie dans l'Océan Arctique.

III.D.1.b. Variations verticales de $b_{bp}(770)$ sur l'épaisseur du panache fluvial

La limitation des mesures satellitaires aux eaux de surface amène à se questionner sur la représentativité de cette couche de surface relativement à l'ensemble de l'épaisseur du panache du Rhône. Pour cela, la relation entre $b_{bp}(770)$ moyenné entre la surface et 1 mètre de profondeur, noté $\langle b_{bp}(\text{surface}) \rangle$, et $b_{bp}(770)$ moyenné sur la totalité de l'épaisseur du panache, noté $\langle b_{bp}(\text{panache}) \rangle$ est étudiée (tableau III-15). L'épaisseur du panache correspond ici à l'épaisseur d'eau sous la surface pour laquelle la salinité est inférieure à 37 PSU. A noter que les résultats de la campagne estivale (28-29 juillet 2010) ne sont pas présentés en raison d'un dysfonctionnement de la CTD. L'objectif de cette sous-partie est d'étudier, d'une part, l'épaisseur du panache en se basant sur les valeurs de la salinité et, d'autre part, d'évaluer dans quelle mesure il est possible et pertinent d'estimer les valeurs moyennes de $b_{bp}(770)$ dans le panache à partir de mesures de Rrs.

Campagne 2010	N	Epaisseur moyenne du panache, z (m)	$\langle b_{bp}(\text{panache}) \rangle / \langle b_{bp}(\text{surface}) \rangle$
16-17 mars	30	3.5 ± 0.7	0.855 ± 0.079
9 avril	12	6.0 ± 1.0	0.612 ± 0.230
28-29 avril	16	5.0 ± 1.5	0.527 ± 0.152
4-5 novembre	17	1.8 ± 0.6	0.946 ± 0.060

Tableau III-15 : Epaisseurs moyennes du panache du Rhône (en mètre), et rapport entre $b_{bp}(770)$ moyenné sur l'ensemble de l'épaisseur du panache ($\langle b_{bp}(\text{panache}) \rangle$) et $b_{bp}(770)$ sur la couche de surface entre 0 et 1 m de profondeur ($\langle b_{bp}(\text{surface}) \rangle$). N correspond au nombre de profils considérés.

Les résultats (tableau III-15) montrent que l'épaisseur moyenne du panache présente des variations significatives au cours de l'année. Le panache de surface le plus épais a été observé durant l'épisode de crue printanier du 9 avril avec 6 m d'épaisseur en moyenne ; le panache de surface le plus fin a été observé pendant l'épisode de crue automnal des 4-5 novembre avec 1.8 m d'épaisseur. Des valeurs intermédiaires de 3.5 et 5 m ont été mesurées pour des débits

liquides modérés. Le rapport $\langle b_{bp}(\text{panache}) \rangle / \langle b_{bp}(\text{surface}) \rangle$ présente des valeurs proches de 1 lorsque l'épaisseur moyenne du panache est relativement faible (inférieure à 4 m). Lorsque le panache est plus épais (i.e. supérieure à 4 m), les valeurs moyennes de $b_{bp}(770)$ dans le panache sont environ deux fois plus faibles que les valeurs dans le premier mètre sous la surface.

Ces résultats indiquent qu'il est possible d'estimer $b_{bp}(\text{panache})$ à partir de la valeur de $b_{bp}(\text{surface})$ lorsque l'épaisseur du panache est faible (typiquement, 3.5 m), mais cela est plus incertain lorsque le panache est épais (i.e. typiquement 5 à 6 m). Ces résultats ont fait l'objet d'une publication dans la revue « Geo-Marine Letters » (Lorthiois et al., 2012). Il convient de souligner que l'épaisseur d'eau sous la surface qui est capable d'influencer la réflectance de télédétection, R_{rs} , varie aussi fortement en fonction de la longueur d'onde. Ouillon (2003), qui a étudié le panache de l'Ebre (Espagne), un fleuve similaire au Rhône en terme de concentrations en MES, a montré que la profondeur de pénétration de la lumière dans l'eau était fonction de la longueur d'onde : plus elle est élevée, plus l'épaisseur d'eau visible par un satellite sera faible.

III.D.1.c. Calibration de la sonde de turbidité de MESURHO

La turbidité de l'eau est enregistrée en continu, sous la surface, au niveau de la station fixe MESURHO (section II.F.2.a). Afin de calibrer les mesures de turbidité (en NTU) en concentration en MES (en g m^{-3}), la sonde « NKE Smatch » a été déployée sur la cage optique lors de la campagne des 4-5 novembre 2010. Le capteur « NKE Smatch » dispose d'une source de lumière (LED) à 880 nm. La lumière est émise dans l'échantillon d'eau ; le détecteur mesure la lumière diffusée par les particules pour des angles compris entre 15 et 150 degrés. La quantité de lumière diffusée qui atteint le détecteur est proportionnelle à la turbidité ou la concentration en particules (User Manual Seapoint Turbidity Meter). Simultanément, des mesures de concentrations en MES ont été effectuées en surface. Les mesures de turbidité en NTU de la sonde ont été moyennées dans le premier mètre sous la surface. Pour 16 stations, nous disposons de mesures de turbidité concomitantes avec des mesures de concentration en MES en surface. La calibration de la sonde (figure III-27) a été effectuée en période de crue cela a permis de couvrir une large gamme de concentrations en MES (entre 3.15 et 39 g m^{-3}).

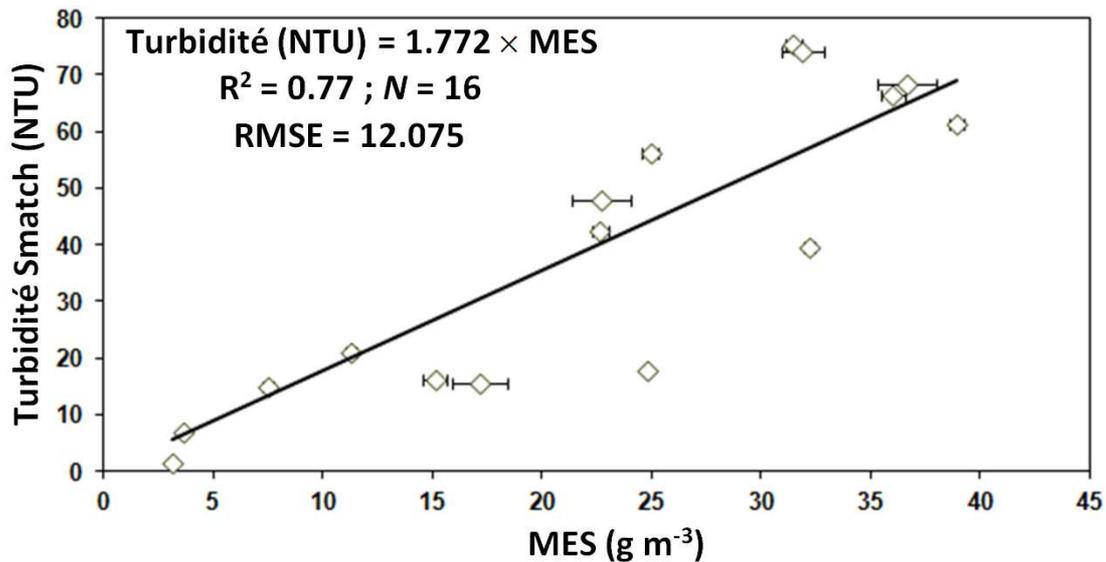


Figure III-27 : Turbidité (NTU) en fonction de la concentration en MES (g m^{-3}) mesurée dans les eaux de surface les 4-5 novembre 2010 (les barres horizontales sont les incertitudes de mesures sur les concentrations en MES).

La régression linéaire d'ordonnée à l'origine nulle obtenue présente un coefficient de détermination R^2 de 0.77. A l'aide de cette régression la turbidité mesurée par la sonde Smatch à MESURHO peut être convertie en concentration en MES comme suit :

$$\text{Turbidité (NTU)} = 1.772 \times \text{MES}, R^2 = 0.77 \text{ et } N = 16 \quad (\text{III-5})$$

Cette relation confirme que la turbidité mesurée par la sonde Smatch est un proxy satisfaisant de la concentration en MES. Les mesures de $b_{\text{bp}}(770)$ en m^{-1} présentées dans la section III.D.1.a peuvent être converties en NTU à l'aide d'un facteur de conversion, spécifique à la longueur d'onde 770 nm, fourni par le constructeur (WetLabs Inc.). L'équation III-4 devient donc : $\text{Turbidité(NTU)} = 0.635 \times \text{MES}$; $R^2 = 0.98$; $N = 62$. La différence entre cette équation et l'équation III-5 peut s'expliquer par le nombre de points considérés, la longueur d'onde, la sensibilité de l'instrument et l'angle de diffusion.

III.D.2. Coefficient d'atténuation (c)

A partir du jeu de données de l'année 2010, la figure III-28 montre que le coefficient d'atténuation ($c(715)$ en m^{-1}) en surface est corrélé à la concentration en MES, tout comme le coefficient de rétrodiffusion particulaire, b_{bp} (section III.C.1.a.). La pente de $0.58 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ peut être utilisée pour convertir les mesures du coefficient d'atténuation en concentrations en MES dans le panache du Rhône. Des mesures récentes faites dans le panache du Mackenzie (Canada) par Doxaran et al. (2012) ont montré une pente de $1.01 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ pour $c(555)$. Une des raisons qui explique cette valeur de pente plus forte est la décroissance spectrale du coefficient d'atténuation du visible au proche infrarouge.

Le proxy de la concentration en MES qui sera utilisé par la suite est le coefficient de rétrodiffusion particulaire à 770 nm. Ce choix s'explique principalement par la valeur du coefficient de détermination R^2 plus élevée pour la régression linéaire entre $b_{\text{bp}}(770)$ et MES

(i.e. $R^2 = 0.98$). Par ailleurs, le protocole de mesure de mesures de b_{bp} est plus adapté pour des eaux côtières sujettes aux phénomènes de floculation et d'agrégation des particules. La mesure de b_{bp} est non intrusive, contrairement à la mesure de c faite sur de l'eau pompée à travers les tubes du ac-9. Cette technique est susceptible de modifier la structure des particules (agrégats et floes).

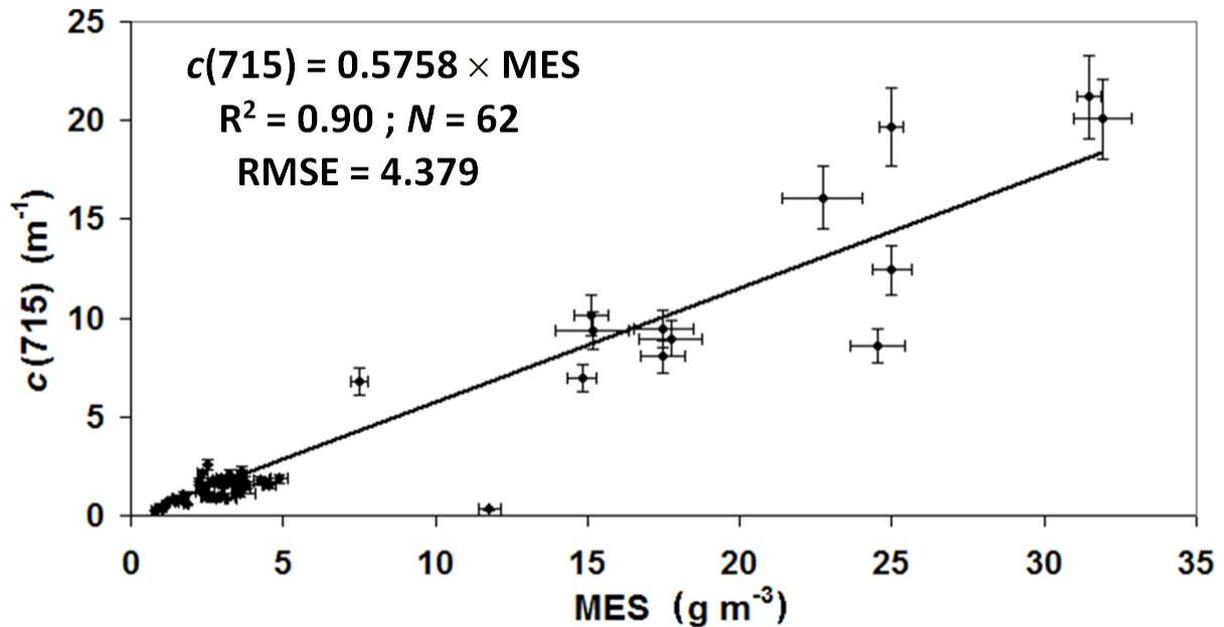


Figure III-28 : Relation entre $c(715)$ en m^{-1} fonction de la concentration en MES en $g\ m^{-3}$. La régression linéaire entre ces deux paramètres est reportée sur le graphique. Les barres d'erreurs horizontales et verticales sont les déviations standard des concentrations en MES et de $c(715)$.

III.D.3. Rapport de rétrodiffusion particulaire b_{bp}/b_p et composition des particules

Est-il possible d'extraire une information sur la composition des particules à partir du rapport de rétrodiffusion b_{bp}/b_p ? Les deux coefficients utilisés pour calculer ce rapport sont détaillés ci-après. L'utilisation du coefficient de rétrodiffusion particulaire à 720 nm ($b_{bp}(720)$), proxy de la concentration en MES (tableau III-14), est pertinente. Si on fait l'hypothèse d'une absorption particulaire négligeable à 715 nm (hypothèse largement admise dans la littérature cf. Babin et Stramski (2002), bien que contestable d'après nos résultats de la section III.C.1), le coefficient d'atténuation à 715 nm, $c(715)$, peut être assimilable au coefficient de diffusion particulaire ($c(715) \sim b_p(715)$).

Le rapport de rétrodiffusion particulaire (b_{bp}/b_p) varie faiblement spectralement (spectres non représentés ici). A 715 nm, les valeurs mesurées sont comprises entre 0.81 et 2.93% avec pour valeur moyenne 1.74%. La valeur de 1.83% rapportée par Petzold (1972) est souvent utilisée comme valeur par défaut pour modéliser l'indicatrice de diffusion des MES dans les eaux côtières. Comme il a été rappelé au chapitre I, la valeur de b_{bp}/b_p est fonction de l'indice de réfraction des particules et de leur distribution de taille : une faible valeur de ce rapport est indicateur d'une part majoritaire de grosses particules, pouvant être combinée ou non avec des particules ayant un faible indice de réfraction. Twardowski et al. (2001) et Whitmire et al.

(2007) ont cependant démontré que, pour une concentration en Chla inférieure à $2 \mu\text{g L}^{-1}$, le rapport de rétrodiffusion est extrêmement variable et n'est plus lié au premier ordre avec la concentration en Chla. La relation entre $b_{bp}/b_p(715)$ et les rapport POC/MES et POC/Chla sont représentées figure III-29. Le tableau III-16 présente les valeurs moyennes de POC/MES, POC/Chla et $b_{bp}/b_p(715)$.

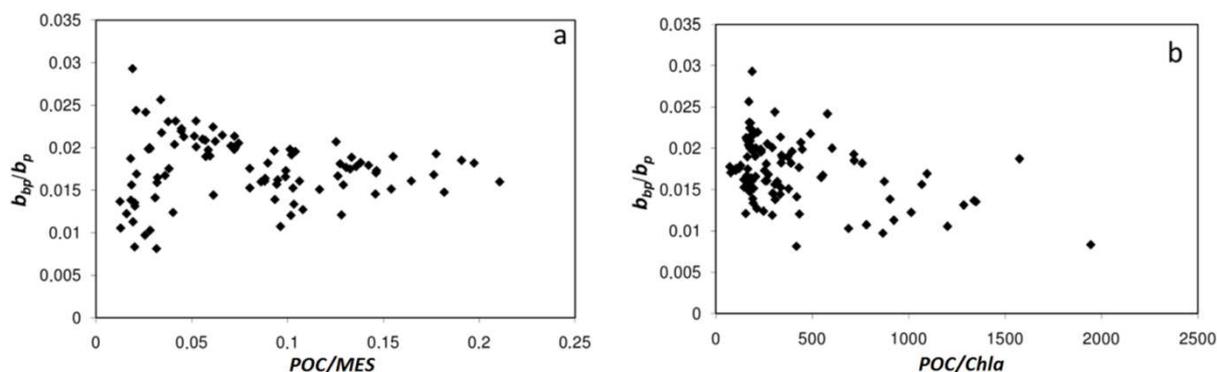


Figure III-29 : $b_{bp}(720)/b_p(715)$ en fonction de : a) POC/MES, b) POC/Chla.

Campagne 2010	POC/MES	POC/Chla	$b_{bp}/b_p(715)$
16-17 mars	0.054 ± 0.010	180 ± 15	0.0226 ± 0.0018
9 avril	0.032 ± 0.004	534 ± 65	0.0188 ± 0.0032
28-29 avril	0.121 ± 0.045	433 ± 219	0.0165 ± 0.0055
28-29 juillet	0.139 ± 0.043	415 ± 234	0.0161 ± 0.0028
4-5 novembre	0.030 ± 0.028	981 ± 460	0.0131 ± 0.0033

Tableau III-16 : POC/MES \pm écart type (sans unités), POC/Chla \pm écart type (sans unités) et $b_{bp}/b_p \pm$ écart type (sans unités) pour les 5 campagnes de 2010 dans les eaux de surface du panache du Rhône.

Pour les faibles valeurs de POC/MES (i.e. inférieures à 0.05), on observe que l'efficacité de rétrodiffusion b_{bp}/b_p est très variable et couvre l'ensemble de la gamme de valeur de notre jeu de données (entre 0.8 et 2.9 %). Lorsque le rapport POC/MES est supérieur à 0.05 les valeurs de b_{bp}/b_p sont comprises dans une gamme de valeurs réduite (entre 1.2 et 2.1%). On constate (tableau III-16) que les valeurs de POC/MES et de b_{bp}/b_p moyennées par campagne suivent la même tendance. Pour les valeurs de POC/MES les plus faibles (i.e. <0.054), c'est à dire pour les campagnes du 16-17 mars, 9 avril et 4-5 novembre 2010, les valeurs moyennes de b_{bp}/b_p couvrent une grande gamme de valeurs allant de 1.31% à 2.26%. Il est donc complexe d'établir un lien entre ces deux paramètres. En revanche, pour les valeurs moyennes de POC/MES les plus élevées, les 28-29 avril et 28-29 juillet 2010, on retrouve des valeurs de b_{bp}/b_p moyennes assez stables, légèrement supérieures à 1.60%. Les faibles valeurs du rapport b_{bp}/b_p témoignent de la prédominance de grosses particules ou de particules ayant un indice de réfraction plus faible, ce qui est a priori le cas lors d'une période printanière post-crue (28-29 avril) et en été (28-29 juillet). En effet, au cours de ces périodes, les espèces de phytoplancton de grandes tailles comme les diatomées prolifèrent (section III.A.2) et le rapport Chla/MES (figure III-8a) est le plus élevé de l'année 2010.

Afin d'évaluer la sensibilité de b_{bp}/b_p à la composition et à la nature des particules, nous avons représenté sur la figure III-29b les valeurs de b_{bp}/b_p en fonction de POC/Chla. Tout comme pour le rapport POC/MES, il n'existe pas de relation explicite entre ces deux paramètres. On constate cependant que parallèlement à l'augmentation du rapport POC/Chla, l'efficacité de rétrodiffusion b_{bp}/b_p diminue. On observe ce résultat d'une part sur la figure III-29b et, d'autre part, en ne considérant que les valeurs moyennes de POC/Chla et b_{bp}/b_p synthétisées dans le tableau III-16. La valeur annuelle moyenne du rapport POC/Chla est maximale pour l'épisode de crue automnal (4-5 novembre 2010) (POC/Chla=981) et le rapport b_{bp}/b_p associé est de 1.31%. Par opposition, la valeur moyenne du rapport POC/Chla est minimale les 16-17 mars 2010 et le rapport b_{bp}/b_p est maximal avec 2.26%. Cette observation n'était pas attendue car une faible valeur de POC/Chla est indicateur de particules organiques faiblement rétrodiffusantes. La mesure indirecte du coefficient de diffusion particulaire avec le ac-9 est réalisée par pompage de l'eau du milieu, ce qui peut entraîner la désagrégation des agrégats de particules élémentaires et expliquer en partie l'incohérence observée entre la faible valeur de POC/Chla et la forte valeur de b_{bp}/b_p . Pour s'affranchir de ce problème, les mesures réalisées à bord des plateformes autonomes « profileurs » ProvBio ont été examinées. Ces plateformes sont équipées d'un transmissiomètre mesurant le coefficient d'atténuation à 660 nm ($c(660)$) et d'un rétrodiffusiomètre mesurant la rétrodiffusion b_b à 532 nm ($b_b(532)$) (section II.F.2.b.). Ces deux paramètres sont mesurés de manière non intrusive de sorte que la structure des particules ne soit pas modifiée.

Comme il sera détaillé dans le chapitre IV, les valeurs de $b_{bp}(532)$ et de $c(660)$ augmentent près du fond dans l'épaisseur d'eau appelée néphéloïde de fond, où la concentration en MES est plus élevée que plus haut dans la colonne d'eau. La figure III-30 présente 3 profils verticaux du rapport $b_{bp}(532)/c(660)$ calculés à partir des mesures ProvBio mesurés juste après le déploiement du ProvBio à l'est de Mesurho. Les profils verticaux du rapport $b_{bp}(532)/c(660)$ présentent un maximum près du fond (~1,5%). Le coefficient $b_{bp}(532)$ augmente plus fortement dans le néphéloïde de fond où les particules sont essentiellement d'origine minérale et donc fortement rétrodiffusantes par rapport au coefficient $c(660)$. Le rapport $b_{bp}(532)/c(660)$ semble donc contenir une information sur la composition des particules, mais aucun lien robuste n'a pu être établi entre la valeur de ce rapport et la nature biogéochimique des particules (figure III-29 et tableau III-16).

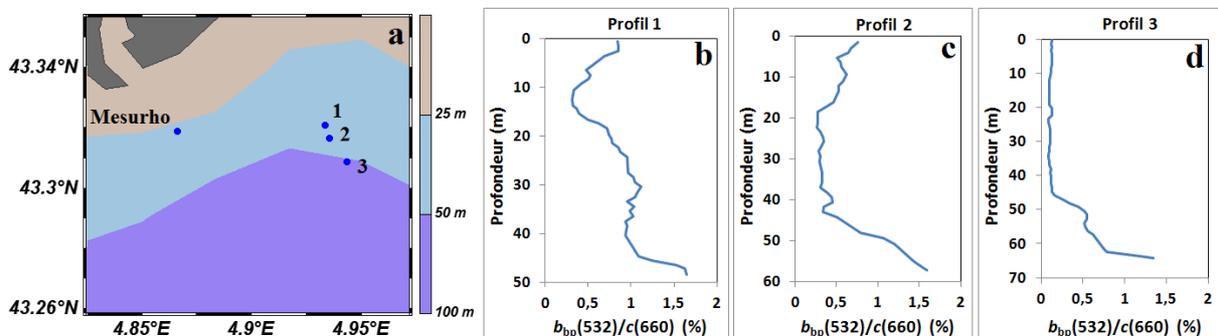


Figure III-30 : a) Localisation des trois profils verticaux (1, 2 et 3) du rapport $b_{bp}(532)/c(660)$, b) profil 1 (11/04/10), c) profil 2 (12/04/10), d) profil 3 (14/04/12) calculés à l'aides des mesures ProvBio.

III.D.4. Distribution de taille des particules

Les profils de distribution de taille des particules (PSD en anglais pour « Particle Size Distribution ») ont été mesurés sur la colonne d'eau à l'aide d'un Sequoia Scientific LISST 100-X type B (Agrawal et Pottsmith, 2000) durant la campagne du 9 avril 2010 seulement. Le LISST mesure la distribution angulaire d'une source laser (670nm) diffusée vers l'avant (32 angles médians compris entre 0.106 et 17.96°). La théorie de Mie est utilisée pour inverser le signal laser diffusé en concentration volumique en $\mu\text{L/L}$ pour 32 classes de taille comprises entre 1.36 et 230 μm . La concentration volumique a ensuite été convertie en nombre de particules par classe de taille par division de la concentration volumique par le volume d'une sphère élémentaire.

Des paramètres ont ensuite été dérivés à partir du nombre de particules par classe de taille comme par exemple la pente de la distribution de taille en loi puissance ζ (équation III-6). La PSD est habituellement modélisée en utilisant une simple fonction puissance (loi de Junge) (Twardowski et al., 2001 ; Kostadinov et al., 2009 ; Reynolds et al., 2010) de la forme suivante:

$$N(D) = N_0(D/D_0)^{-\zeta} \quad (\text{III-6})$$

où D est le diamètre des particules en équivalent sphérique (m), $N(D)$ est le nombre de particules par unité de volume (m^{-4}). D_0 est le diamètre dit de référence et N_0 est le nombre de particules pour le diamètre de référence par unité de volume (m^{-3}). L'équation III-6 est très largement utilisée en océanographie pour décrire la distribution de taille des particules marines avec ζ compris typiquement entre 2 et 5 (Morel, 1973 ; Diehl et Haardt, 1980). Ces études précisent cependant que la loi puissance est seulement une approximation au premier ordre de la distribution de taille des particules et que l'on peut s'attendre à une déviation pour les eaux côtières.

Pour le calcul de ζ , les classes de tailles inférieures à 4 μm n'ont pas été considérées car une grande partie présentait des concentrations volumiques nulles. La figure III-31a présente pour la station 11 (2 km au large de MESURHO) du 9 avril 2010, le coefficient d'atténuation mesuré par le LISST, proxy de la concentration en MES (section III.D.2) sur la colonne d'eau. La figure III-31b présente la valeur du coefficient de détermination R^2 de la modélisation de la PSD par une loi puissance de type équation III-6. Il convient de souligner que la structure verticale du coefficient d'atténuation de cette station est représentative des stations échantillonnées le 9 avril 2010.

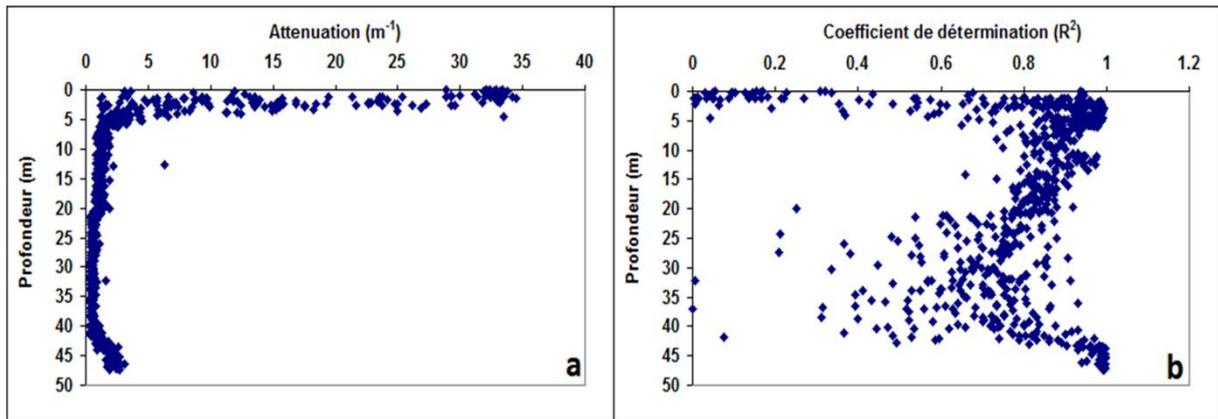


Figure III-31 : Station 11 du 9 avril 2010 : a) Coefficient d'atténuation (m^{-1}) en fonction de la profondeur (m), b) Coefficient R^2 de la modélisation de la PSD par une équation de type III-6.

Le coefficient d'atténuation présente deux maxima. Le premier maximum apparaît au niveau de la couche de surface (i.e. entre 0 et 5 m) et le second maximum est présent au niveau du fond (>40 m) (figure III-31a). Le coefficient de détermination R^2 de la modélisation de la PSD par l'équation III-6 (figure III-31b) montre que la distribution de taille des particules suit bien une loi puissance près du fond (i.e. profondeur supérieure à 44 m avec un R^2 supérieur à 0.99). En revanche près de la surface (0-3m), la distribution de taille déduite des mesures LISST ne suit pas une loi puissance, comme l'indiquent les très faibles valeurs du coefficient de détermination dans cette épaisseur d'eau. Une explication possible est la contamination potentielle des mesures LISST par la lumière solaire à proximité de la surface.

Les spectres de distribution de taille des particules près de la surface (figure III-32a), présentent des "bosses" caractéristiques de populations phytoplanctoniques dont la distribution de taille ne suit pas une loi de Junge. Il s'agit de la deuxième hypothèse qui peut expliquer les faibles valeurs du coefficient de détermination dans cette épaisseur d'eau. La distribution de taille des particules pour différentes profondeurs comprises entre 44 et 47 mètres est représentée sur la figure III-32b). Pour cette station, la valeur de ξ près du fond a pour valeur moyenne 3.62 et le coefficient de détermination R^2 moyen est de 0.99.

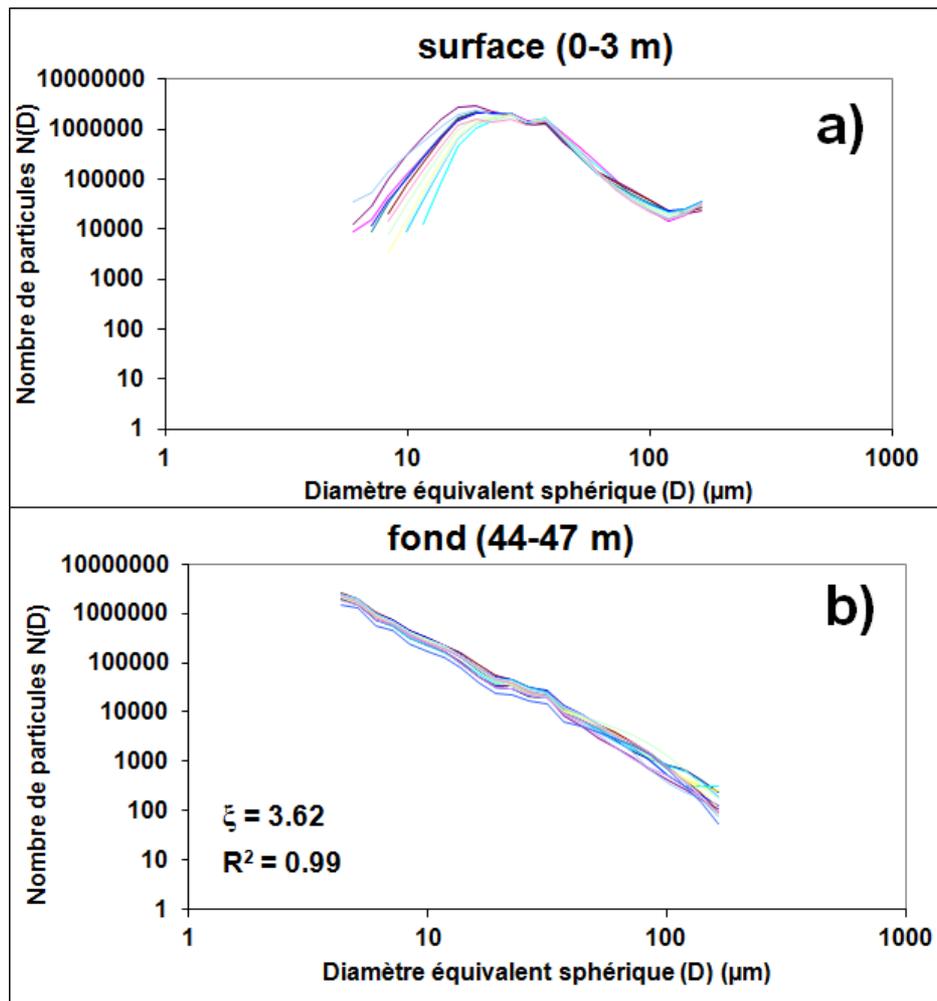


Figure III-32 : Nombre de particules $N(D)$ en fonction du diamètre équivalent sphérique des particules. Pour une distribution de taille de type III-6 : a) en surface (0-2 m) et b) au fond (45-47 m), ξ la pente et R^2 le coefficient de détermination moyens. Station 11 (43°18.255 N, 4°51.228 E, profondeur ~52 m).

Suivant le même procédé, la valeur ξ a été calculée dans la zone de remise en suspension (graphiques non-présentés) pour deux autres stations du 9 avril 2010. Voici les 3 stations considérées avec les valeurs de ξ près du fond :

- Station 11 (~2 km au Sud-Est de MESURHO) : $\xi = 3.62$
- Station 14 (~3.5 km au Sud-Est de MESURHO) : $\xi = 3.67$
- Station 16 (~4.5 km au Sud-Est de MESURHO) : $\xi = 3.81$

Les valeurs obtenues pour ces trois stations indiquent que ξ augmente avec la distance au large de l'embouchure (MESURHO). On peut interpréter cette augmentation de pente ξ par une diminution de la taille des particules (i.e. augmentation de la proportion de particules fines). Plus on s'éloigne de l'embouchure, plus les particules transportées près du fond sont fines. Ce constat est en accord avec les observations précédentes. Les grosses particules chutent rapidement dans la colonne d'eau, alors que les particules plus fines sont transportées en suspension sur des distances plus importantes. Cependant ξ varie peu sur la distance échantillonnée, ce qui suggère essentiellement une simple dilution des eaux turbides du Rhône, en surface comme au fond, le long du prodelta.

L'autre paramètre qui peut permettre de retrouver une information sur la PSD est la pente spectrale du coefficient d'atténuation particulaire (Boss et al., 2001), avec $c_p(\lambda) = A\lambda^{-\gamma}$ et $\xi = \gamma + 3$. Notons que l'instrument ac-9 mesure le coefficient d'atténuation total $c(\lambda)$. Le coefficient d'atténuation particulaire est égal à la différence entre le coefficient d'atténuation total et le coefficient d'absorption du CDOM (mesures de CDOM non-disponibles en 2010). En 2008, 33 mesures de $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ en surface associées à des mesures de $c(\lambda)$ effectuées avec l'instrument ac-9 ont permis de calculer les pentes spectrales du coefficient d'atténuation total $c(\lambda)$, notée γ_c , et du coefficient d'atténuation particulaire $c_p(\lambda)$, notée γ_{cp} , avec $c_p(\lambda) = a_p(\lambda) + b_p(\lambda) = c(\lambda) - a_{\text{CDOM}}(\lambda)$. Les pentes spectrales de ces deux coefficients ont été calculées en utilisant la régression des moindres carrés aux 9 longueurs d'onde du ac-9 (de 412 nm à 715 nm). La régression linéaire établie entre γ_{cp} et γ_c a été utilisée pour quantifier la différence entre ces deux quantités: $\gamma_c = 1.13 \times \gamma_{cp}$, $R^2 = 0.93$ (calculée sur les mesures de 2008). Par conséquent, il est important de soustraire l'absorption du CDOM au coefficient d'atténuation total pour éviter une surestimation homogène de la pente spectrale d'environ 13%.

Pour les campagnes de 2010, les mesures d'absorption du CDOM n'étaient malheureusement pas disponibles. Par conséquent, il n'a pas été possible de déduire $c_p(\lambda)$ par soustraction de $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ à $c(\lambda)$. De fait, l'étude des variations des profils verticaux de γ_{cp} n'est pas envisageable. Toutefois, nous avons tout de même étudié les profils verticaux de γ_c de manière à obtenir une représentation des allures potentielles de γ_{cp} . En effet, l'analyse des mesures de la campagne 2008 présentées ci-dessus a révélé que la surestimation de γ_{cp} , lorsque γ_c est utilisé à la place, est relativement homogène sur la colonne d'eau et sur le site d'étude. Il est alors envisageable d'étudier les variations des profils verticaux de γ_c en relatif d'une profondeur à une autre et de supposer que γ_{cp} pourra suivre la même évolution verticale. Il est toutefois important de conserver à l'esprit que les valeurs absolues de γ_c peuvent surestimer de plus de 10% environ les valeurs de γ_{cp} (d'après la pente de 1.13 obtenue en 2008). Pour considérer la pente spectrale γ_c comme un proxy de la distribution de taille des particules, il est nécessaire que les particules soient peu ou non absorbantes (Boss et al., 2001). Sur la pente continentale, les particules localisées dans le népheloïde de fond sont essentiellement des sédiments en suspension (Aloisi et al., 1982 ; Monaco et al., 1999 ; Lansard et al., 2006), c'est donc cette épaisseur d'eau qui sera considérée pour étudier les variations de la pente spectrale γ_c .

Les profils de salinité, $b_{bp}(770)$ et γ_c (uniquement dans le népheloïde de fond) sont présentés sur la figure III-33 pour 5 dates réparties tout au long de l'année 2010 à la station MESURHO. Les profils de salinité permettent de localiser le panache d'eau dessalée en surface ; le coefficient de rétrodiffusion permet d'évaluer la concentration en MES sur la verticale.

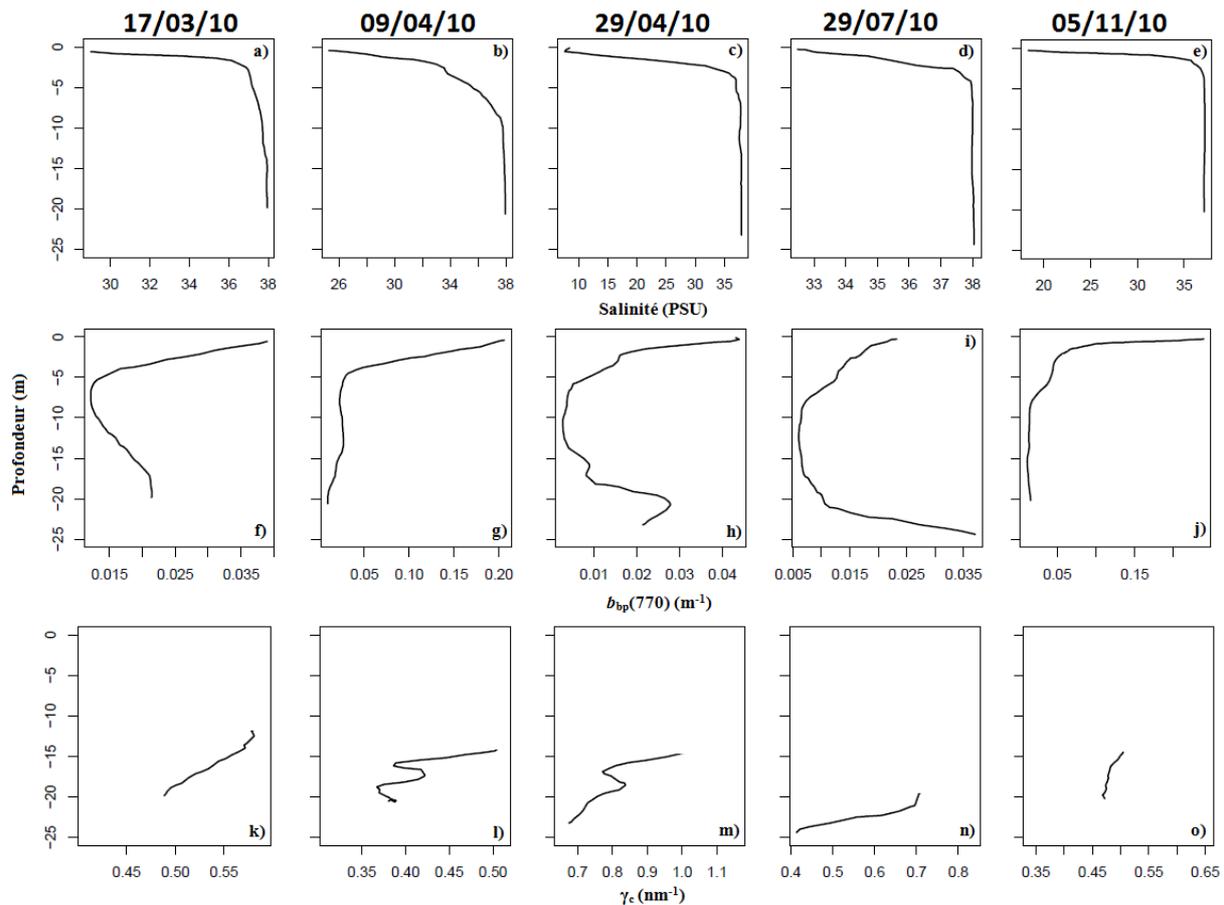


Figure III-33 : Profils verticaux de salinité (PSU) à MESURHO mesurés a) le 17 mars 2010, b) le 9 avril 2010, c) le 29 avril 2010, d) le 29 juillet 2010, e) le 5 novembre 2010. Profils verticaux de $b_{bp}(770)$ mesurés f) le 17 mars 2010, g) le 9 avril 2010, h) le 29 avril 2010, i) le 29 juillet 2010, j) le 5 novembre 2010. Profils verticaux de γ_c mesurés k) le 17 mars 2010, l) le 9 avril 2010, m) le 29 avril 2010, n) le 29 juillet 2010, o) le 5 novembre 2010.

Pour la profondeur maximale de chacun des profils de la figure III-33, la valeur de γ_c est maximale près du fond (figure III-33k-o). En intercomparant les valeurs de γ_c entre les campagnes, la valeur la plus faible est mesurée le 9 avril 2010 avec $\gamma_c = 0.38$, les particules sont donc les plus grossières de l'année ce qui est attendu pour un épisode de crue. Les valeurs de γ_c les plus élevées (respectivement 0.48 et 0.66) sont mesurées les 17 mars et 29 avril 2010. Ces deux événements correspondent à des débits liquides faibles. Pour ce type d'événements, les particules transportées près du fond sont les plus fines de l'année. La couche de néphéloïde de fond est plus ou moins marquée en fonction de la saison mais elle est quasiment toujours présente. Typiquement, γ_c augmente depuis le fond vers le haut de la couche néphéloïde de fond tandis que $b_{bp}(770)$ décroît sur la même épaisseur de colonne d'eau. Dans cette couche de néphéloïde de fond, les MES sont soit transportées en suspension depuis l'embouchure du fleuve, soit issues de la remise en suspension des sédiments par les courants. Les profils verticaux de γ_c indiquent la présence des plus grosses particules près du fond avec une diminution de la distribution de taille des MES (augmentation de γ_c) avec la distance depuis le fond.

III.E. Relations entre la réflectance de l'eau et la concentration en MES

Le jeu de données obtenu à l'aide des mesures *in situ* a été divisé en deux. Un premier jeu de données (*Rrs* et MES) est utilisé dans cette partie III.E. afin d'établir un algorithme empirique régional entre ces deux quantités. Un deuxième jeu de données (match-ups entre mesures satellites et mesures *in situ*) est utilisé dans la partie IV.E. afin de valider les algorithmes de télédétection. Dans cette partie, les concentrations en MES sous l'interface air/eau sont mises en relation avec la réflectance marine ou *Rrs* (Remote Sensing Reflectance) mesurée au dessus de l'eau. L'objectif est d'établir un algorithme empirique par calibration indirecte (section II.F.2.a). La section III.E.1. définit les critères de sélection des stations utilisés pour établir cette relation. La section III.E.2 décrit comment les réflectances sont obtenues à l'aide des mesures des capteurs TriOS en fonction des conditions environnementales. Enfin la partie III.E.3 décrit la relation établie entre le signal multi-spectral *Rrs* et la concentration en MES. Ce travail a été réalisé par Claire Neil, post doctorante au LOV sous la supervision de Malik Chami. Les données radiométriques ont été traitées et analysées par ses soins afin d'aboutir à un algorithme régional de télédétection (Neil et al. en préparation).

III.E.1. Critères de sélection des stations

La sélection des données comporte plusieurs étapes. Les données collectées par les trois radiomètres ont été interpolées linéairement aux longueurs d'ondes du capteur d'éclairement E_d . La qualité des mesures a ensuite été évaluée suivant Ruddick et al. (2006). L'inclinaison du capteur d'éclairement a aussi été utilisée comme critère de sélection : si l'inclinaison était supérieure à 9° , les mesures n'ont pas été considérées. La représentation des mesures consécutives des trois capteurs à 550 nm a été utilisée pour fournir une information sur la stabilité des mesures. Par exemple, le déplacement des nuages provoque des pics dans les mesures qui ont donc été filtrés. Dix mesures consécutives avec une bonne stabilité pour les trois capteurs ont été sélectionnées manuellement pour chaque station. Les valeurs moyennes de L_{umer} , L_{uciel} et E_d ont été calculées pour chaque groupe de mesures ainsi que la déviation standard. Les stations pour lesquelles une déviation standard supérieure à 10% pour chaque capteur a été observée ont été exclues de la suite des analyses. En appliquant ces différents critères, le nombre de stations utilisables est passé de 87 à 69 (tableau III-17).

Date de campagne	Nombre de stations
16/03/2010	7
17/03/2010	12
28/04/2010	10
29/04/2010	5
28/07/2010	11
29/07/2010	5
10/03/2011	14
11/03/2011	2
17/03/2011	3

Tableau III-17 : Stations retenues comme valide en appliquant les critères de sélections

III.E.2. Détermination du facteur de correction ρ

Les réflectances Rrs ont été calculées à partir des mesures TriOS de luminance de l'eau et du ciel (L_{umer} , L_{uciel}) et d'éclairement descendant (E_d) suivant l'équation III-7 :

$$Rrs(\lambda) = \frac{L_{umer}(\lambda) - \rho(\lambda) \times L_{uciel}(\lambda)}{E_d(\lambda)} = \frac{L_w(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (III-7)$$

avec, ρ , le pourcentage de la luminance remontante lié aux effets de réflexion sur la surface air-mer (Mobley, 1999) et L_w la luminance qui émerge de l'eau (et qui contient donc les informations relatives aux constituants marins). Pour déterminer les valeurs de Rrs en utilisant l'équation III-7, il est nécessaire d'estimer la valeur du facteur de correction, ρ qui varie spectralement. Mobley (1999) a montré par modélisation du transfert radiatif que ρ dépend des conditions environnementales : propriétés de la surface de l'eau, couverture nuageuse et géométrie d'observation. Les variations spectrales du facteur ρ ont été définies par Mobley (1999), pour les différentes conditions de couverture nuageuse (5 types), dans le visible entre 400 et 800 nm sans information supplémentaire dans l'UV (<400 nm) ou le PIR/IR (>800 nm). La connaissance de la couverture nuageuse durant les campagnes étant limitée, une méthode alternative a donc été utilisée. Cette méthode se base sur l'hypothèse que la valeur de Rrs à 870 nm ($Rrs(870)$) est proche de 0 pour des eaux claires à modérément turbides. Rrs peut être calculée en utilisant les propriétés optiques d'absorption (a) et de rétrodiffusion de l'eau de mer (b_b) en utilisant l'expression suivante issue de Morel et Gentili (1993) :

$$Rrs(\lambda) \approx 0.0922 \frac{b_b}{a} \quad (III-8)$$

Cette valeur de 0.0922 dépend de l'angle zénithal solaire, des IOPs du milieu et de la longueur d'onde. Dans le proche infrarouge, a est dominé par l'absorption de l'eau pure, a_w , et b_b peut être principalement attribué aux particules en suspension dans l'eau. L'équation III-8 devient donc, à 870 nm :

$$Rrs(870) \approx 0.0922 \frac{b_{bp}(870)}{a_w(870)} \quad (III-9)$$

Les mesures réalisées avec l'instrument ECO-BB3 (WETLabs Inc.) (section II.E.2.c.) ont été utilisées pour identifier les stations ayant des valeurs $b_{bp}(870)$ proches de zero qui traduisent alors une valeur probable de $Rrs(870)$ également proche de zero (équation III-9). Pour ces cas de figure de très faibles valeurs de $b_{bp}(870)$, les valeurs de $Rrs(870)$ mesurées qui sont supérieures à celles calculées à l'aide de l'équation III-9 indiquent la présence des effets de réflexion de surface et pourront être utilisées de manière pertinente pour estimer le facteur correctif ρ suivant l'équation III-10 :

$$\rho(870) = \frac{L_{umer}(870)}{L_{uciel}(870)} \quad (III-10)$$

avec $L_{\text{mer}}(870)$ et $L_{\text{ciel}}(870)$, les luminances moyennes de l'eau et du ciel mesurées à 870 nm. La figure III-34 montre que ρ dépend fortement de la longueur d'onde et que les pentes spectrales varient en fonction du type de couverture nuageuse (Mobley 1999). Les pentes spectrales définies par Mobley sont fonction de la région du spectre de 100 nm considérée (i.e. 400-500 nm, 500-600 nm, 600-700 nm, 700-800 nm). Les valeurs du facteur correctif dans l'UV (< 400 nm), sont calculées en extrapolant la pente spectrale sur la bande 400-500 nm jusqu'à 300 nm. Dans le PIR/IR, le plat spectral sur la bande 700-800 nm est étendu jusqu'à 950 nm.

La valeur de $\rho(800)$ calculée par Mobley a été utilisée conjointement à $\rho(870)$ (équation III-10) pour estimer la variation spectrale du facteur correctif ρ . Il existe donc cinq cas possibles (figure III-34) :

- (i) Si $\rho(870) > 0.1225$, l'allure spectrale de la couverture nuageuse de type 1 sera appliquée au facteur correctif ρ
- (ii) Si $\rho(870)$ est compris entre 0.0649 et 0.1225, l'allure spectrale de la couverture nuageuse de type 2 sera appliquée au facteur correctif ρ
- (iii) Si $\rho(870)$ est compris entre 0.0475 et 0.0649, l'allure spectrale de la couverture nuageuse de type 3 sera appliquée au facteur correctif ρ
- (iv) Si $\rho(870)$ est compris entre 0.03 et 0.0475, l'allure spectrale de la couverture nuageuse de type 4 sera appliquée au facteur correctif ρ
- (v) Si $\rho(870)$ est compris entre 0 et 0.03, l'allure spectrale de la couverture nuageuse de type 5 sera appliquée au facteur correctif ρ

Ce facteur correctif sera finalement appliqué dans l'équation III-7 pour calculer Rrs .

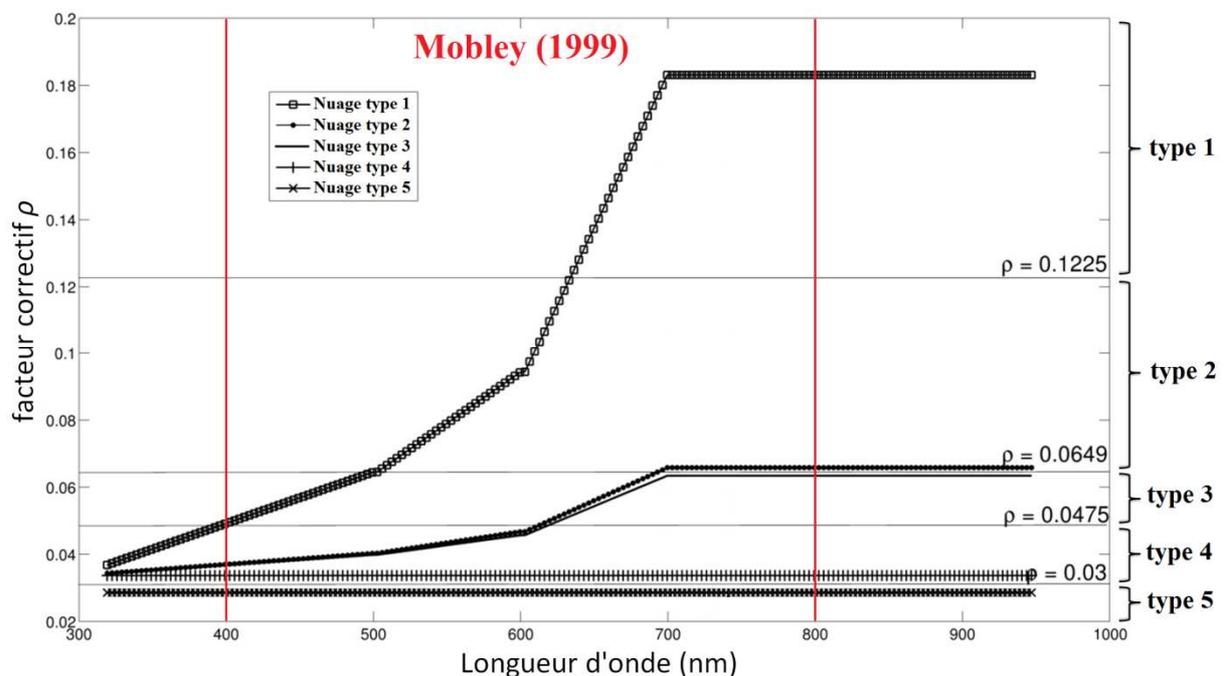


Figure III-34 : Dépendance spectrale du facteur correctif ρ pour cinq conditions de couverture nuageuse.

III.E.3. Algorithme empirique régional

Les mesures de réflectance corrigées des effets de la réflexion du ciel sur la mer ont été utilisées afin de développer un algorithme empirique régional. Ce travail requiert l'étude des corrélations entre les concentrations en MES et les mesures de Rrs . Plusieurs types de relations empiriques entre les concentrations en MES et les réflectances spectrales ont été recherchés (les lettres A, B et C se réfèrent aux longueurs d'ondes de Rrs) :

$$(i) Rrs(A), (ii) \frac{Rrs(A)}{Rrs(B)}, (iii) \frac{Rrs(A) \times Rrs(B)}{Rrs(C)}, (iv) \frac{Rrs(A) + Rrs(B)}{Rrs(C)}$$

La gamme de concentration en MES pour cette étude est malheureusement peu étendue et couvre des concentrations comprises entre 1 et 8 g m⁻³ environ. En considérant les longueurs d'onde hyperspectrales disponibles à partir des mesures *in situ*, la meilleure relation d'un point de vue statistique est obtenue en utilisant le rapport multi-bande de la forme (iii). Afin de pouvoir estimer les valeurs de concentrations en MES à l'aide d'images télédéteectées, les bandes spectrales correspondantes aux capteurs MODIS et MERIS sont sélectionnées car ils disposent d'une résolution spatiale adaptée au panache du Rhône.

Pour le capteur MODIS, trois résolutions spatiales différentes sont disponibles : 250 m, 500 m et 1000 m. Le nombre de bandes spectrales disponibles décroît avec l'augmentation de la résolution spatiale. Pour une résolution de 500 m, seules trois bandes spectrales visibles sont disponibles (i.e. 469, 555 et 645 nm). La régression linéaire d'ordonnée à l'origine nulle obtenue entre la concentration en MES et le rapport multi-bande $\frac{Rrs(555) \times Rrs(645)}{Rrs(469)}$

(équation III-11, figure III-35) :

$$MES_{MODIS} = 670 \times \frac{R_{rs}(555) \times R_{rs}(645)}{R_{rs}(469)}, N = 49; R^2 = 0.375; RMSE = 0.796 \text{ g m}^{-3} \quad (III-11)$$

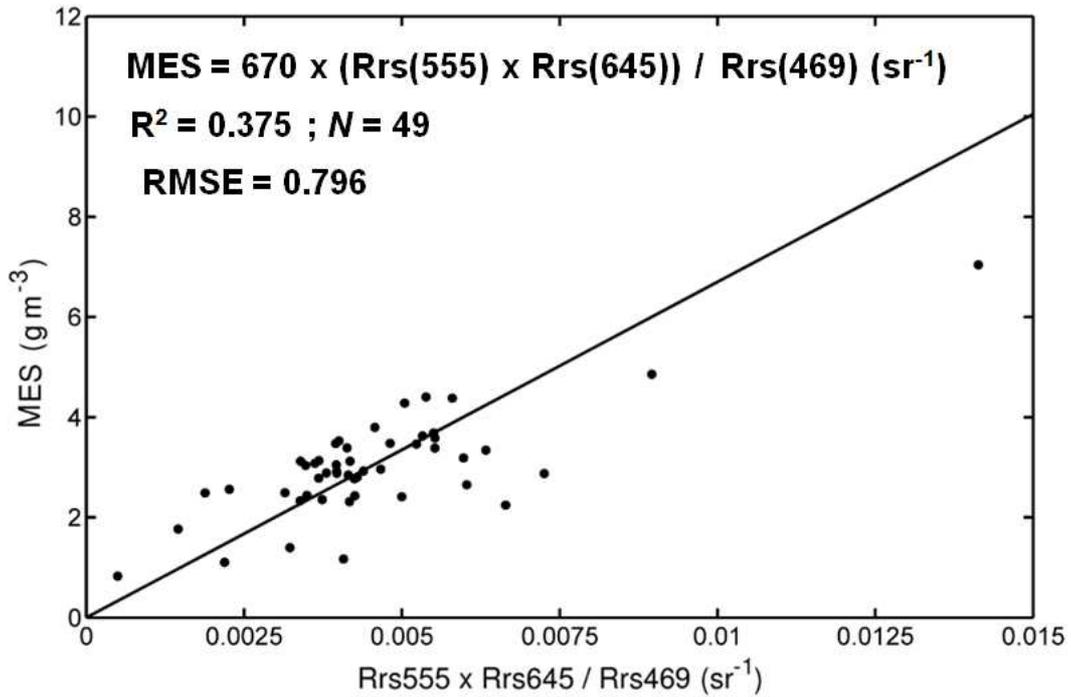


Figure III-35 : Régression linéaire entre $Rrs(555) \times Rrs(645) / Rrs(469)$ en sr^{-1} et la concentration en MES ($g\ m^{-3}$) pour le capteur MODIS forcée à une valeur de l'ordonnée à l'origine de 0, $MES = 670 \times Rrs(555) \times Rrs(645) / Rrs(469)$, $N=49$, $R^2 = 0.375$ et $RMSE = 0.796\ g\ m^{-3}$.

Pour le capteur MERIS, toutes les bandes spectrales du capteur sont en pleine résolution (300 m). La meilleure régression linéaire d'ordonnée à l'origine nulle est obtenue entre la concentration en MES et le ratio rapport multi-bande $\frac{Rrs(510) \times Rrs(620)}{Rrs(442.5)}$ (équation III-12, figure III-36) :

$$MES_{MERIS} = 470 \times \frac{R_{rs}(510) \times R_{rs}(620)}{R_{rs}(442.5)}, N = 49; R^2 = 0.4556; RMSE = 0.760\ g\ m^{-3} \quad (III-12)$$

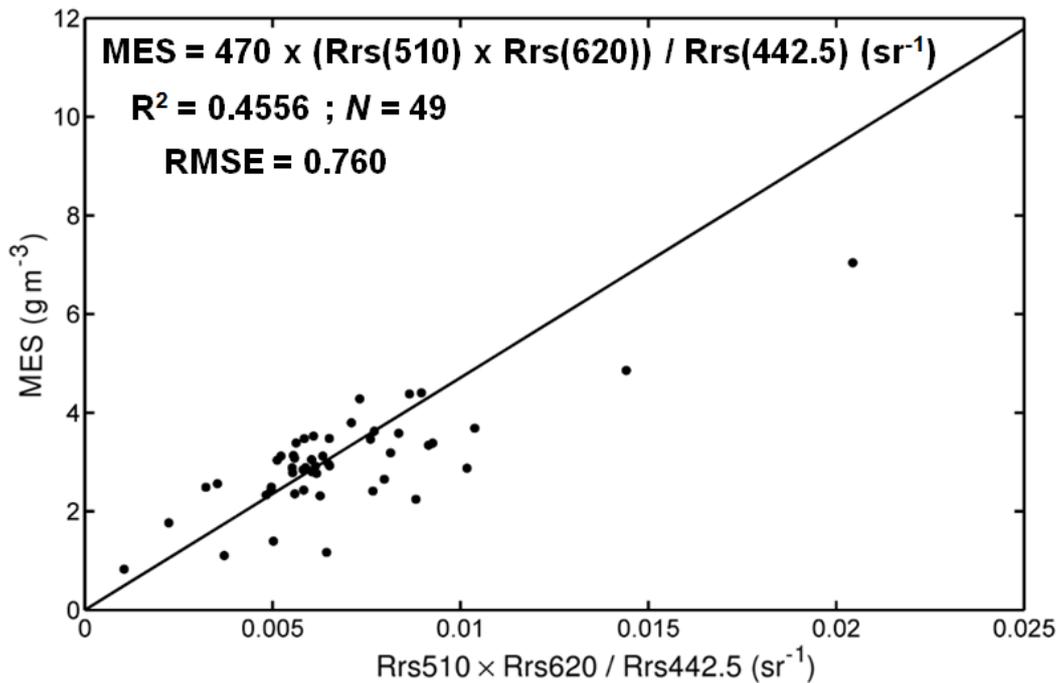


Figure III-36 : Régression linéaire entre $Rrs(510) \times Rrs(620) / Rrs(442.5)$ en sr^{-1} et la concentration en MES ($g\ m^{-3}$) pour le capteur MERIS forcée à une valeur de l'ordonnée à l'origine de 0, $MES = 470 \times Rrs(510) \times Rrs(620) / Rrs(442.5)$, $N=49$, $R^2 = 0.4556$ et $RMSE = 0.760\ g\ m^{-3}$.

Les relations établies peuvent être appliquées aux mesures satellitaires MODIS (équation III-11) et MERIS (équation III-12) corrigées des effets atmosphériques afin de retrouver les concentrations en MES dans la couche de surface. Etant donné que la gamme de concentration en MES qui a été utilisée pour établir les régressions linéaires est peu étendue (concentrations inférieures à $8\ g\ m^{-3}$), la capacité de l'algorithme à retrouver les concentrations en MES les plus élevées (i.e. en période de crue) devra être évaluée dans le chapitre IV en les comparant avec les concentrations en MES mesurées *in situ* dans les eaux de surface.

La plupart des algorithmes dédiés à estimer les concentrations en MES à l'aide de données couleur de l'océan ont été développés en utilisant une bande de réflectance simple (Forget et Ouillon, 1998 ; Binding et al. 2003 ; Nechad et al. 2010) ou un rapport de réflectance (Doxaran et al. 2002b). Ces techniques ont permis d'estimer les concentrations en MES de manière satisfaisante pour les régions sur lesquelles ils ont été développés ; néanmoins leur applicabilité à d'autres sites n'a pas été démontrée. D'après l'équation III-8, le signal Rrs est fonction de a et b_b . Or, pour les longueurs d'onde rouges a est dominé par l'absorption de l'eau et b_b par la contribution des MES. Par conséquent, dans cette région du spectre, b_b augmente de manière significative avec l'augmentation de la concentration (section III.D.1.a) alors que a reste relativement stable (section I.A.2.a). Dans le cadre du développement de l'algorithme dans cette étude, l'utilisation de Rrs dans les longueurs d'onde rouges s'est avérée optimale (645 nm pour MODIS et 620 nm pour MERIS). La multiplication par le rapport $Rrs(555) / Rrs(469)$ et $Rrs(510) / Rrs(442.5)$ pour MODIS et MERIS respectivement, a permis d'améliorer la relation avec les concentrations en MES. Cependant l'idée principale de cet algorithme

régional est d'exploiter la forte dépendance de Rrs dans le rouge à la concentration en MES. De la même manière, Nechad et al. (2010) ont conclu que la bande spectrale optimale pour estimer les concentration en MES est le rouge/PIR (680-730 nm). L'étude de Doxaran et al. (2003) utilise un rapport de bande entre PIR et visible ($Rrs(870)/Rrs(550)$) pour réduire l'effet du type de sédiment (taille, indice de réfraction) sur les mesures de Rrs . Forget et Ouillon (1998) ont développé un algorithme sur le panache du Rhône à l'aide de mesures radiométriques. Ils n'ont pas isolé de bande spectrale donnant de meilleurs résultats. L'application de l'algorithme empirique de Forget et Ouillon (1998) aux mesures satellitaires a permis d'estimer les concentrations de surface de manière relativement satisfaisante (facteur 2). L'application de l'algorithme empirique régional développé dans ce chapitre, aux mesures satellitaires des capteurs MODIS et MERIS dans le chapitre IV, puis la comparaison des concentrations en MES estimées avec celles mesurées *in situ* permettra d'évaluer le réalisme de l'algorithme.

III.F. Discussion et conclusion

Ce chapitre III a permis d'appréhender, à l'aide de paramètres biogéochimiques, les propriétés des eaux côtières influencées par les apports liquides et solides du Rhône (sections III.A. et III.B). L'étude basée sur 5 épisodes de l'année 2010, répartis entre le printemps et l'automne et couvrant des conditions de vent et surtout de débit liquide du Rhône variés s'est focalisée sur le prodelta, i.e. la zone proche de l'embouchure du grand Rhône jusqu'à 10 km au large. Les variations de concentrations en MES dans les eaux de surface y sont très marquées, surtout lors des épisodes de crue. Sur seulement quelques kilomètres (environ 4-5 km depuis MESURHO), les concentrations en MES mesurées en surface diminuent d'environ 50% de l'embouchure vers le large. Lors d'épisodes de crue, le transfert vertical vers le fond des particules est rapide. Cette observation est en accord avec la littérature (Aloisi et al., 1982 ; Naudin et al., 1992). Cette chute rapide de la concentration s'explique par des phénomènes de floculation induits par l'augmentation de la salinité dans la zone côtière. Ces phénomènes créent des particules plus grosses (flocs ou agrégats) qui tendent à chuter plus rapidement que les particules élémentaires. Hors crue, les concentrations en MES sont plus homogènes spatialement. Les particules sont plus fines, elles chutent donc plus lentement et sont exportées plus au large contrairement aux particules floculées.

Les concentrations en Chla, proxy de la biomasse phytoplanctonique, étaient assez faibles en 2010. L'atténuation de la lumière par les particules présentes en surface peut limiter la production phytoplanctonique et expliquer ces faibles concentrations (Smith, 1982 ; Wofsy, 1983). Des profils de fluorescence disponibles pour une seule campagne de 2010 montrent des valeurs plus élevées juste en dessous de la couche de surface, zone où la salinité est plus élevée. Pour l'ensemble de nos campagnes le microplancton, en particulier les diatomées, domine la biomasse phytoplanctonique. Cette observation est en accord avec d'autres études selon lesquelles la croissance des diatomées est favorisée dans des eaux riches en nutriments (Furnas, 1990) et en silicate (Naudin et al., 2001).

L'évolution spatiale des concentrations en POC montre le même type de comportement que celle des concentrations en MES. La comparaison avec des études récentes a montré que les gammes de concentrations en POC mesurées dans la zone côtière sont proches de celles

mesurées en amont de l'embouchure (Harmelin-Vivien et al., 2010). Les processus de transport du POC semblent donc être relativement conservatifs depuis le fleuve vers les eaux côtières au moins sur les premiers kilomètres. La teneur POC/MES montre une forte variabilité pour de faibles concentrations en MES (i.e. $<5 \text{ g m}^{-3}$) et cette teneur est fonction du type d'événement fluvial. En période de crue les sédiments en suspension exportés dans la zone côtière sont essentiellement de nature minérale avec une faible teneur en POC, contrairement aux épisodes de débit modéré. Spatialement et quel que soit le type d'événement fluvial rencontré, la teneur POC/MES augmente avec la distance depuis l'embouchure. Les particules minérales chutent alors rapidement ; parallèlement la teneur en POC augmente du fait de la prédominance de particules phytoplanctoniques au large. Cette observation est en accord avec Naudin et al. (2001).

Nous avons par ailleurs cherché à comprendre le lien entre les différents paramètres biogéochimiques. Le principal enseignement de cette étude est que l'origine du POC est fonction du débit du fleuve et de la saison. Pour des épisodes hors crue, la teneur POC/MES est élevée et la concentration en POC est conditionnée par celle en Chla. En période de crue printanière, le POC est issu d'une part des cellules phytoplanctoniques et d'autre part des sédiments apportés par le fleuve. Enfin, en période de crue automnale, la teneur POC/MES est minimale, elle est majoritairement liée aux sédiments en suspension.

La nouvelle technique de mesure de l'absorption particulaire par spectrophotométrie sur filtre au centre d'une sphère intégrante (Röttgers et Gehnke, 2012) a montré une absorption non-nulle des particules, essentiellement non-algales, dans le proche infrarouge. Cette observation est en accord avec des mesures récentes d'absorption particulaire sur cuvette placée au centre d'une sphère intégrante (Estapa et al., 2012). Babin et Stramski (2004) et Doxaran et al. (2009) ont aussi observé une absorption particulaire non-nulle dans le proche infrarouge. L'étude des pentes spectrales du coefficient d'absorption des particules non-algales a permis de disposer d'une information sur la nature des particules en accord avec Babin et al. (2003a). Les longueurs d'ondes proche infrarouge (i.e. 770 nm) donnent les meilleurs résultats pour estimer les concentrations en MES à l'aide du coefficient d'absorption des particules.

L'étude des coefficients d'absorption du CDOM, des NAP et du phytoplancton pour une campagne en 2008 a apporté de nombreux enseignements. La pente spectrale du coefficient d'absorption du CDOM résulte de son origine comme il avait été précédemment suggéré par Carder et al. (1989), Babin et al. (2003a), Matsuoka et al. (2011) où des pentes plus fortes ont été observées dans l'océan côtier. Par rapport à l'absorption totale, l'absorption des NAP est plus forte dans l'océan côtier qu'au large. Enfin une propriété optique télédéetectable (i.e. $b_{bp}(750)$) permet de classer les eaux de surface dans le GoL en deux catégories : les eaux directement influencées par les apports du Rhône et celles hors influence directe.

Le coefficient de rétrodiffusion particulaire $b_{bp}(770)$ a été identifié comme un proxy efficace de la concentration en MES. McKee et Cunningham (2006), Boss et al. (2009), Neukermans et al. (2012) ont aussi établi le lien entre ces deux quantités. Les autres longueurs d'ondes de b_{bp} disponibles sont aussi de bons proxys de la concentration en MES. Cependant, elles présentent des valeurs saturées pour les plus fortes concentrations du fait des capteurs utilisés dans le cadre de cette étude. Le coefficient $b_{bp}(770)$ sera utilisé dans le chapitre IV pour

étudier les variations spatiales et temporelles des concentrations en MES. Le rapport de rétrodiffusion particulaire b_{bp}/b_p a montré de fortes variations. Cependant, il n'a pas été établi de relation robuste entre les propriétés biogéochimiques des MES et les valeurs de b_{bp}/b_p . Une perspective est néanmoins envisageable en utilisant les mesures des plateformes autonomes ProvBio. Les mesures réalisées avec le LISST ont permis de documenter la distribution de taille des particules près du fond lors d'un épisode de crue printanier. Dans la couche de népheloïde de fond, la taille des particules diminue avec la distance depuis l'embouchure vers le large.

Un algorithme empirique régional a enfin été développé à l'aide de mesures *in situ* de réflectance au dessus de l'eau et des concentrations en MES. Il nécessite la combinaison de trois bandes spectrales de réflectance afin de retrouver les concentrations en MES. Les longueurs d'onde sélectionnées pour développer l'algorithme correspondent aux bandes spectrales des capteurs satellitaire couleur de l'océan MODIS et MERIS. L'algorithme empirique est donc optimisé pour être applicable à ces capteurs avec la meilleure résolution spatiale possible afin d'étudier les processus de faible dimension spatiale qui se produisent à l'embouchure du Rhône. Cet algorithme régional sera appliqué dans le chapitre IV aux images MODIS et MERIS afin de quantifier les concentrations en MES et de comprendre le devenir des MES dans les eaux côtières influencées par les apports liquide et solide du Rhône.

Chapitre IV

**Dynamique spatio-temporelle des matières
en suspension exportées par le Rhône dans
le Golfe du Lion**

Chapitre IV

Dynamique spatio-temporelle des matières en suspension exportées par le Rhône dans le Golfe du Lion

IV.A. Profils verticaux de concentrations en MES dans le prodelta du Rhône

IV.A.1. Profils verticaux du coefficient b_{bp}

IV.A.1.a. Variations saisonnières à l'embouchure en 2010

Les profils verticaux du coefficient de rétrodiffusion particulaire à 770 nm, $b_{bp}(770)$ utilisé comme proxy de la concentration en MES (cf. III.D.1.a), ont été régulièrement mesurés à proximité de la station MESURHO depuis un navire océanographique. Quelles que soient les conditions de débit liquide, $b_{bp}(770)$ présente un maximum en surface (dans le panache du Rhône) et décroît dans les 5 premiers mètres sous la surface (figure IV-1). Les profils verticaux de $b_{bp}(770)$ enregistrés à des intervalles compris entre plusieurs minutes et 24 heures ont une structure similaire dans les 5 premiers mètres. Ainsi, le gradient vertical de concentration en MES varie peu dans les 5 premiers mètres sous la surface pour un intervalle de temps de quelques heures dans le GoL où le cycle de marée diurne est négligeable.

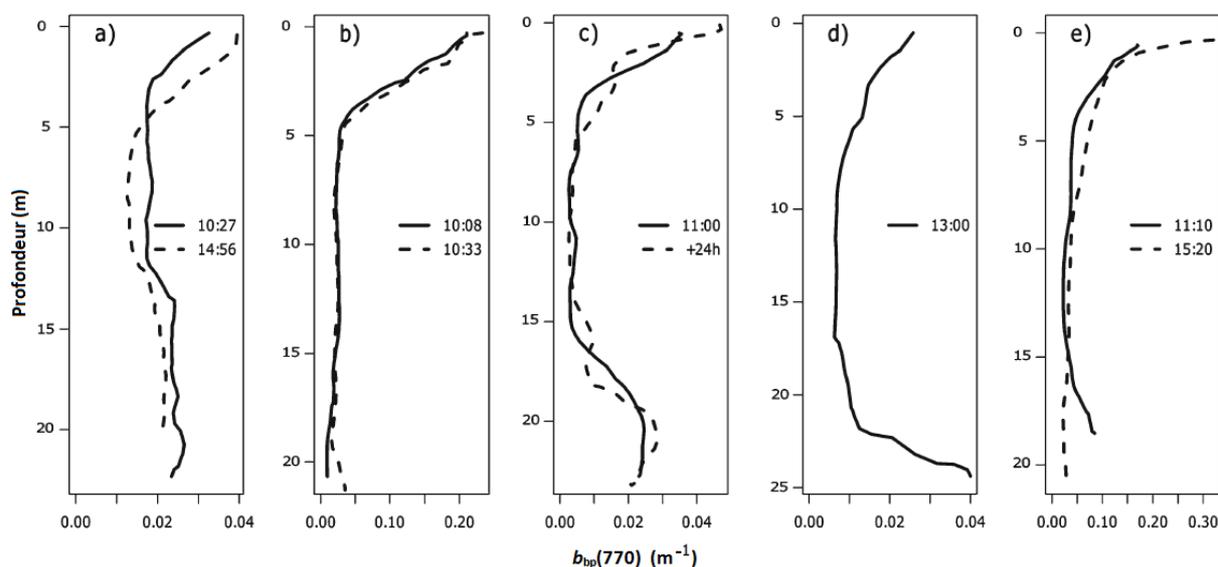


Figure IV-1 : Profils verticaux de $b_{bp}(770)$ à l'embouchure du Rhône en fin de matinée et début d'après-midi du a) 17 mars, b) 9 avril, c) 28 avril, d) 29 juillet et e) 4 novembre 2010.

Ces faibles variations de la structure verticale de turbidité dans les eaux de surface sont aussi observées plus profondément dans la colonne d'eau (figure IV-1a-c et e). Entre 5 et 18 m de profondeur, les valeurs de $b_{bp}(770)$ sont faibles relativement aux valeurs mesurées en surface. Près du fond, on observe sur certains profils un maximum de $b_{bp}(770)$ dans la couche

néphéloïde de fond. Cette couche est particulièrement visible, durant l'été 2010 alors que le débit liquide du Rhône était à un minimum annuel. Sur la figure VI-1d, la valeur de $b_{bp}(770)$ près du fond ($\sim 25\text{m}$) est ainsi presque deux fois supérieure aux valeurs mesurées en surface (0.04 et 0.025 m^{-1} respectivement). Lorsque le débit liquide est modéré (figure IV-1a profil 14:56 et figure IV-1c profil +24h), la valeur de $b_{bp}(770)$ au fond est deux fois moindre qu'en surface. Durant les épisodes de crues au printemps et à l'automne, les valeurs de $b_{bp}(770)$ près du fond sont 5 à 6 fois plus faibles qu'en surface (figure IV-1b et figure IV-1e profil 15:20). Afin d'évaluer l'importance de la charge particulaire près du fond, par rapport à celle de la surface, le rapport entre $b_{bp}(770)$ mesuré en surface (noté surf) et au fond (noté fd) est considéré. Le rapport ($b_{bp}(\text{surf})/b_{bp}(\text{fd})$) vaut 0.5 pour le débit liquide le plus faible de l'année ($< 1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Pour cet épisode, une part importante de la charge particulaire est localisée près du fond. Pour des débits liquides intermédiaires ($\sim 1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), un rapport de 2 indique qu'un tiers de la charge en MES est transportée près du fond. Lors des épisodes de crue ($> 2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), $b_{bp}(\text{surf})/b_{bp}(\text{fd})$ vaut environ 5-6. Pour ce type d'évènements la quasi-totalité des MES est transportée dans le panache de surface, tandis que le rôle joué par le néphéloïde de fond en terme de transport particulaire apparaît alors négligeable. Une analyse des profils verticaux de $b_{bp}(770)$ sur la même isobathe que celle de MESURHO parallèlement à la côte (non présentés) a été réalisée. Elle a permis de constater que les profils de $b_{bp}(770)$ à MESURHO sont représentatifs de la zone face à l'embouchure sur une distance d'environ 3 km, et plus particulièrement dans la couche de surface.

IV.A.1.b. Profils verticaux de concentrations en MES au large de l'embouchure

Les flotteurs-profileurs ProvBio (cf. II.F.2) ont permis de mesurer des profils verticaux de b_{bp} à 532 nm ou $b_{bp}(532)$, à plusieurs kilomètres au large de l'embouchure. La figure IV-2 présente l'exemple de la trajectoire d'un ProvBio entre le 11 avril et le 19 mai 2010, soit durant 39 jours de dérive. Il s'est dirigé vers le Sud-Est durant les 10 premiers jours de dérive (du 11 au 21 avril 2010), puis vers l'Ouest du 22 avril au 5 mai 2010 et enfin vers le Sud-Ouest du 6 au 19 mai 2010. Le flotteur a dérivé en fonction de l'hydrodynamique du milieu.

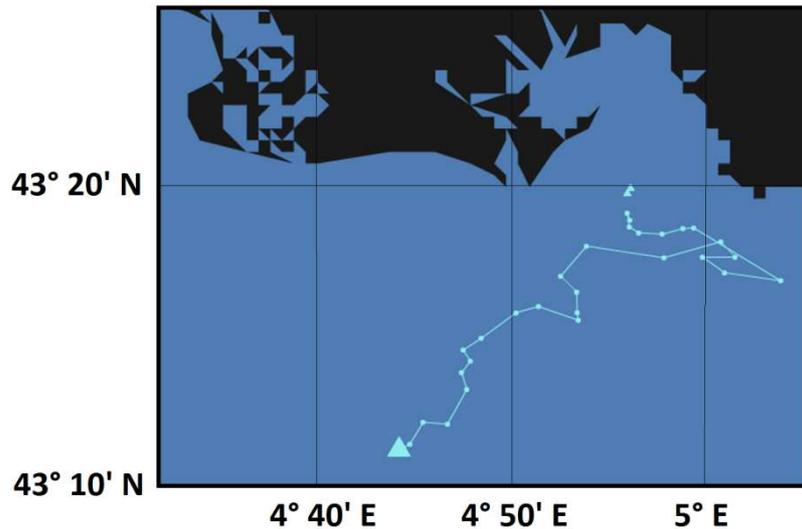


Figure IV-2 : Trajectoire de dérive du flotteur entre le 11 avril et le 19 mai 2010.

Les profils verticaux de $b_{bp}(532)$ mesurés à l'aide des ProvBios entre le 15 avril et le 24 juin 2010 sont présentés sur la figure IV-3 pour huit journées. Pour les 4 périodes, les profils verticaux de $b_{bp}(532)$ présentent de fortes variations temporelles. Les valeurs en surface sont faibles (inférieures à 0.01 m^{-1}) les 15-16 avril par rapport au 12 mai (0.07 m^{-1}), date à laquelle a eu lieu une forte crue (cf. figure II-3c). Une autre crue a eu lieu le 18 juin (débit liquide supérieur à $3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), en même temps qu'un épisode de vent très intense soufflant du Nord-Ouest (10 m s^{-1}). Le vent a mélangé les eaux de surface, générant une couche de surface affectée par des concentrations en MES élevées plus épaisse ($> 20 \text{ m}$, cf. figure IV-3, 24/06/2010). Les 15-16 avril 2010 (conditions de vent faible), les valeurs de $b_{bp}(532)$ diminuent beaucoup plus rapidement avec la profondeur pour atteindre un minimum à 10 m. De la même manière qu'à MESURHO (section précédente), en se basant sur le coefficient $b_{bp}(532)$, deux épaisseurs d'eau conditionnent le transport des MES de l'embouchure vers le large : (i) la couche de surface (ii) le néphéloïde de fond. De plus, les trois profils verticaux de $b_{bp}(532)$ mesurés entre 8h et 18h pour chaque journée sont très proches, indiquant une faible variabilité en 10h des modalités de transport (sur la verticale) des MES vers le large.

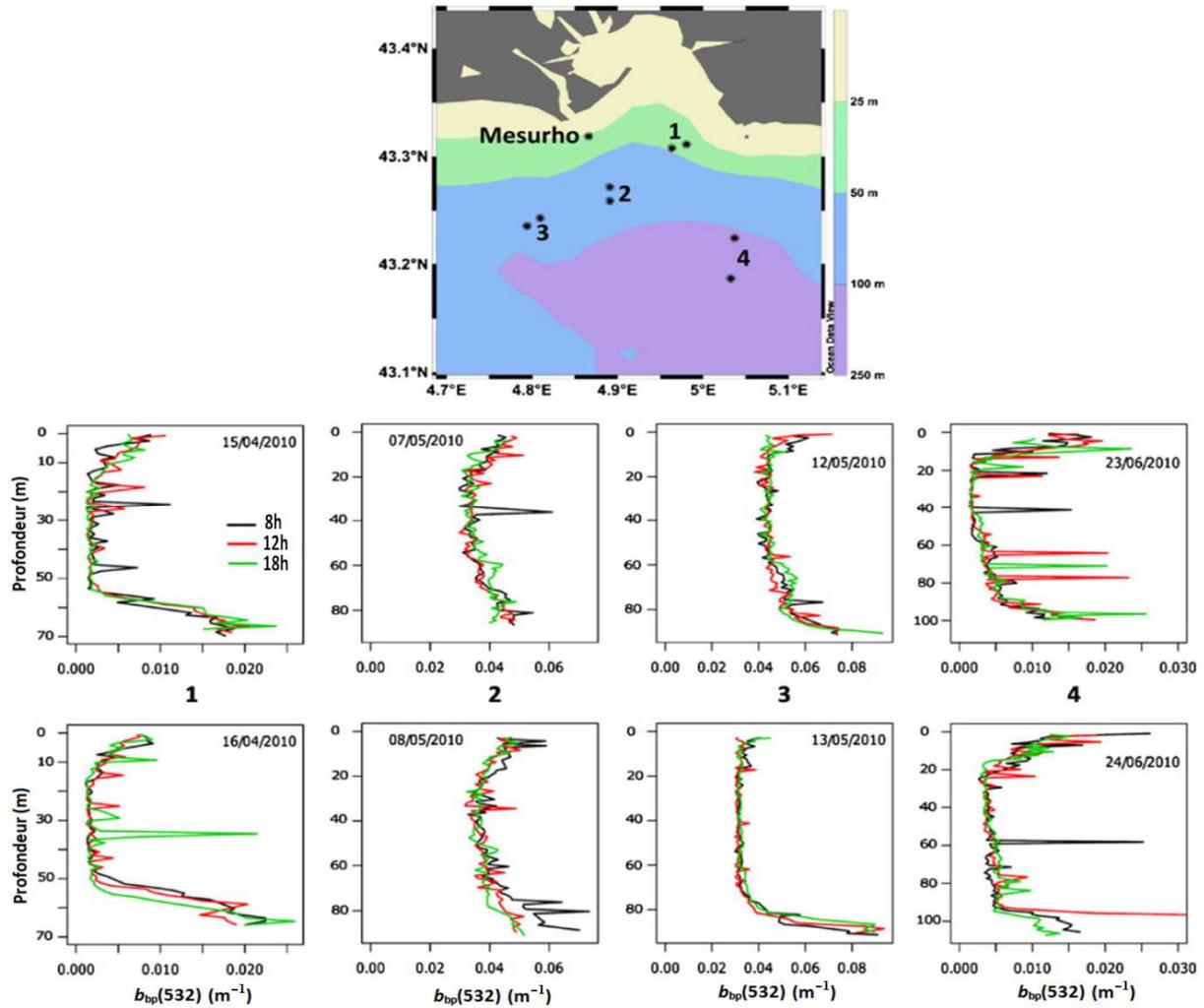


Figure IV-3 : Profils verticaux de $b_{bp}(532)$ en m^{-1} pour quatre paires de journées consécutives en avril, mai et juin 2010, mesurés par les flotteurs profileurs ProvBio ayant dérivé entre 7 et 20 km au large de l'embouchure. Profils enregistrés à 8h, 12h et 18h (heure locale).

IV.A.2. Transport vers le large des MES (mesures *in situ*)

Comme constaté sur les profils verticaux détaillés dans la section IV.A.1 précédente, la charge en MES dans la couche de néphéloïde de fond peut être significative comparée à la charge de surface. Ces deux épaisseurs d'eau assurent la grande majorité du transport de particules fines sur le proche plateau continental, de l'embouchure vers le large. Le panache de surface est caractérisé par des concentrations en MES élevées à l'embouchure, puis sa charge particulaire diminue rapidement avec la distance à la côte, i.e. sur quelques kilomètres. La couche de néphéloïde de fond est quant à elle présente dès l'embouchure (figures IV-1 et IV-4). Cette épaisseur d'eau peut être le siège d'une part importante du transport particulaire, et les mesures *in situ* sont une plus value indéniable, par rapport aux mesures télédéteectées, en particulier pour l'observation de cette couche.

L'objectif ici est d'étudier le comportement des MES en surface et sur la colonne d'eau sur des radiales côte-large, à partir des mesures *in situ* réalisées en 2010. La figure IV-4 présente les variations de $b_{bp}(770)$, proxy de la concentration en MES (chapitre III), depuis l'embouchure du Rhône (station MESURHO) sur environ 5 kilomètres et sur l'ensemble de la colonne d'eau (excepté le 04/11/2010 : sonde « NKE Smatch » limitée à 20 m), pour différentes conditions saisonnières. Une même échelle de couleur a été adoptée pour chacune des cinq sections. Il convient de souligner que l'orientation des radiales était conditionnée par la dérive du navire océanographique avec les courants. On appellera « valeur de surface » la moyenne du signal $b_{bp}(770)$ entre 0 et 1 m de profondeur.

Le 17/03/2010, les valeurs de surface de $b_{bp}(770)$ diminuent depuis la station la plus proche de la côte vers le large de 0.028 à 0.020 m^{-1} (~3 km de distance), et de 0.270 à 0.106 m^{-1} (~4 km de distance) le 09/04/2010 (figure IV-4a, b). Le gradient horizontal de $b_{bp}(770)$ est de 0.0022 $m^{-1} km^{-1}$ le 17/03/2010 et de 0.0447 $m^{-1} km^{-1}$ le 09/04/2010. Cela correspond à une décroissance de 8% et 17% par kilomètre, respectivement, pendant ces épisodes de débit modéré à fort. Cette observation est en accord avec les résultats issus des mesures biogéochimiques présentées dans le chapitre III. Dans les deux cas, le gradient horizontal est calculé sur une distance de 3 km et 4 km respectivement, et pour des trajectoires de navire comparables. Les concentrations en MES maximales étaient inférieures à 5 et 25 $g m^{-3}$ pour ces deux épisodes. Le 17/03/2010 et le 09/04/2010 (i.e. avant et après l'épisode de crue de début avril), le bateau a dérivé vers le Sud-Ouest (figure IV-4a, b). Pour ces deux campagnes, les conditions de vent étaient similaires, avec un vent de Nord le matin s'orientant au Sud l'après-midi. Pendant l'épisode de crue automnale du 04/11/2010 (figure IV-4e), le gradient horizontal de $b_{bp}(770)$ était de 0.0264 $m^{-1} km^{-1}$. Ce gradient, presque deux fois plus faible que celui calculé lors de la crue printanière, indique que les particules sont exportées plus loin de l'embouchure. Il est cependant important de souligner que les gradients horizontaux de $b_{bp}(770)$ calculés durant les crues printanière et automnale ne peuvent être strictement comparés car les dérives du navire, et donc les trajectoires des masses d'eau, n'étaient pas identiques.

Pour les quatre campagnes pour lesquelles $b_{bp}(770)$ a été mesuré sur l'ensemble de la colonne d'eau, des valeurs élevées de $b_{bp}(770)$ ont été observées près du fond. Ceci indique la présence d'une couche de népheloïde de fond induite (i) par la chute de particules depuis les couches supérieures, (ii) par la remise en suspension par les courants marins près du fond, (iii) par l'export de particules d'origine fluviale le long de la pente continentale. Le 17/03/2010, les valeurs de $b_{bp}(770)$ près du fond ont augmenté avec la distance à la côte. Au point le plus profond, $b_{bp}(770)$ était inférieur à 0.027 m^{-1} pour la station la plus au Nord de la radiale, puis le signal a été multiplié par deux pour atteindre 0.053 m^{-1} pour la station la plus méridionale. De la même manière le 09/04/2010, $b_{bp}(770)$ près du fond était minimal proche de la côte, il a augmenté d'un facteur supérieur à quatre sur les deux premiers kilomètres (de 0.012 m^{-1} à 0.055 m^{-1}), puis est resté relativement stable (~0.055 m^{-1}) sur le reste de la radiale. Le 28/04/2010, $b_{bp}(770)$ était maximal proche de la côte (~0.033 m^{-1}), il a ensuite été divisé par deux à la deuxième station (~0.015 m^{-1}) puis a de nouveau augmenté pour atteindre 0.03 m^{-1} pour la station la plus au Sud. Enfin, pour la journée du 28/07/2010, $b_{bp}(770)$ près du fond était le plus élevé au Nord (>0.085 m^{-1}), de la même manière que le 28/04/2010, il était

presque deux fois plus faible à la deuxième station ($<0.05 \text{ m}^{-1}$) avant de croître lentement vers le large jusqu'à 0.063 m^{-1} . Les mesures de fluorescence, proxy de la concentration en Chla (Xing et al. (2011) ; Mignot et al. (2011)), permettent d'expliquer les valeurs maximales de $b_{bp}(770)$ pour la station la plus septentrionale du 28/04/2010 et du 28/07/2010. Pour ces deux stations, au niveau du maximum profond de $b_{bp}(770)$, les valeurs de fluorescence sont elles aussi élevées. On peut supposer que pour ces deux stations, la valeur double du signal de $b_{bp}(770)$ près du fond relativement aux autres stations des deux radiales, est due à la présence combinée dans cette épaisseur d'eau de sédiments et de phytoplancton.

Hormis ces deux exceptions, le signal de $b_{bp}(770)$ près du fond augmente avec la distance à la côte, soit un comportement inverse de la charge en MES dans la couche de surface. De plus, la magnitude de cette augmentation semble être conditionnée par le débit liquide du Rhône et les vents. Pour un régime de crue (09/04/2010, figure II-5c), la charge en MES dans le néphéloïde de fond croît d'une manière remarquable (facteur 4) en seulement 2 km avant de se stabiliser. On peut supposer que cette augmentation est due à la chute rapide en seulement quelques kilomètres des particules depuis les couches supérieures de la colonne d'eau. Pour les journées du 17/03/2010 et du 28/04/2010, le débit du Rhône ainsi que les vents étaient modérés (figures II-5c, II-6a et II-6c), la concentration en MES proche du fond a augmenté d'un facteur deux en environ 3 et 2 kilomètres respectivement, ce qui atteste d'une chute plus lente des particules. Finalement, le 28/07/2010, lorsque le débit liquide du Rhône est en étiage et le vent fort (figures II-5c et II-6d), la concentration en MES près du fond est très élevée dès la station la plus au Nord de la radiale (figure IV-4e). Il s'agit de sédiments remis en suspension par les courants générés par les vents ainsi que des apports fluviaux.

Il convient de noter que le transport des particules dans cette couche de néphéloïde a été peu documenté, principalement en raison de la stratification de la charge particulaire près du fond et des difficultés de mesures (Aloisi et al., 1979 ; Naudin et Cauwet, 1997). Une estimation précise de l'épaisseur de la couche de néphéloïde de fond par déploiement d'instruments depuis un navire océanographique est rendue souvent complexe. Cette difficulté est en particulier due à la connaissance imprécise de la distance entre la mesure la plus profonde et le fond marin. A ce niveau les plateformes ProvBio sont adaptées car elles s'échouent sur le fond permettant ainsi de mieux documenter l'épaisseur du néphéloïde de fond et sa charge particulaire.

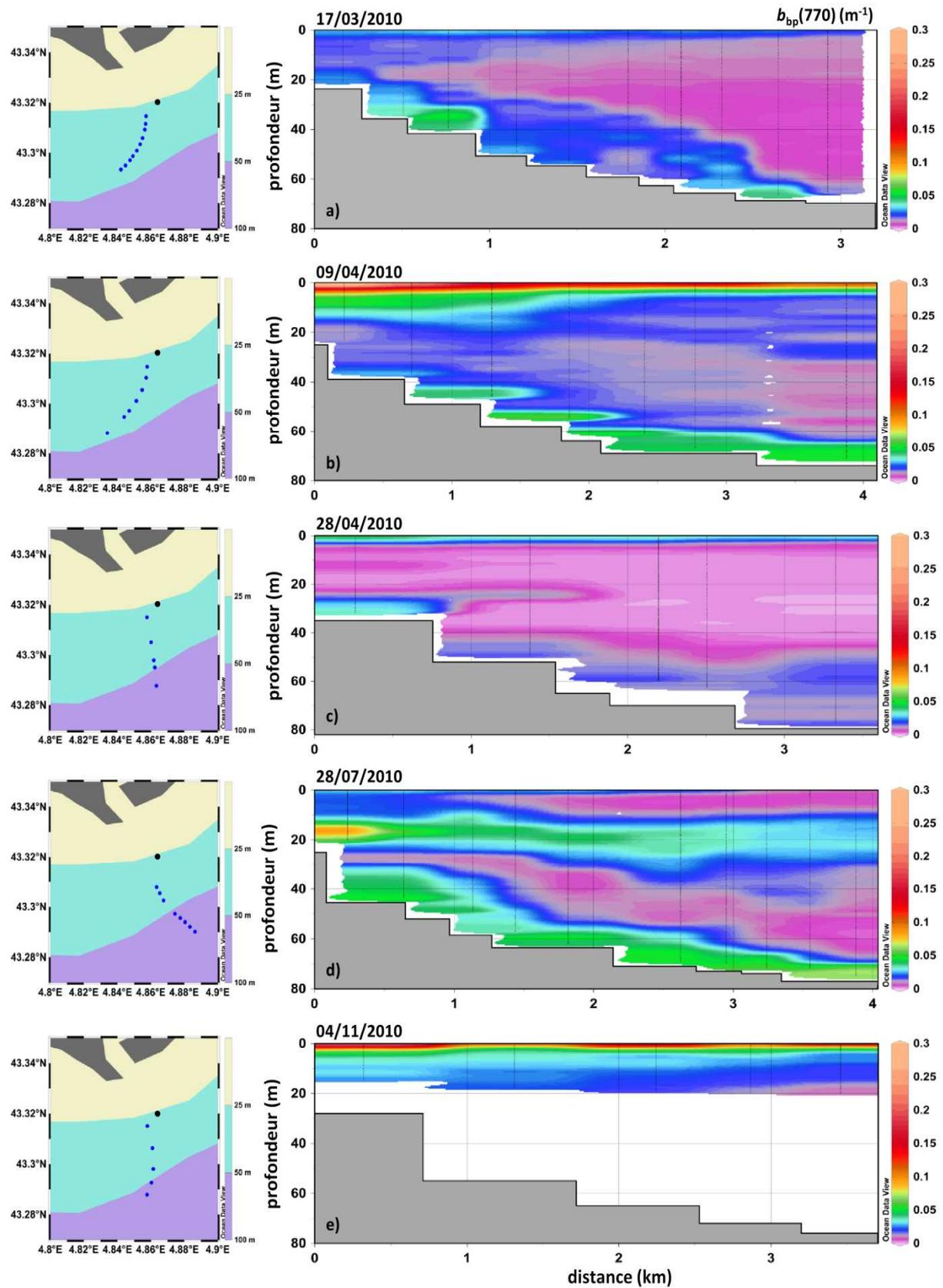


Figure IV-4 : Variation de $b_{bp}(770)$ en m^{-1} en fonction de la profondeur à différentes distances de la bouée MESURHO (point noir sur les 5 cartes de gauche). Les mesures ont été faites depuis un navire océanographique dérivant librement sur des distances de 3-4 km le a) 17/03/2010, b) 09/04/2010, c) 28/04/2010, d) 28/07/2010, e) 04/11/10.

Durant la période d'été estival, un néphéloïde intermédiaire est identifié entre 10 et 20 m de profondeur environ (figure IV-4d). Le coefficient de rétrodiffusion ne permet pas de déterminer s'il s'agit (i) de MES ayant chuté depuis les couches supérieures (ii) de phytoplancton. La mesure de la fluorescence permet de répondre à cette question. Sur la figure IV-5b, les variations de la fluorescence sont représentées pour la même radiale que celle de la figure IV-4d. Les variations de la fluorescence permettent de conclure que la couche néphéloïde intermédiaire est du phytoplancton. Cette couche néphéloïde de phytoplancton s'approfondit avec la distance depuis l'embouchure. La profondeur propice au développement du phytoplancton évolue avec la distance depuis l'embouchure. Il a été démontré dans le chapitre III, qu'avec l'augmentation de la distance de l'embouchure, la concentration en MES décroît rapidement dans les eaux de surface sur quelques kilomètres. Avec la diminution de la concentration des MES dans les eaux de surface, la lumière peut pénétrer plus profondément dans la colonne d'eau. L'épaisseur d'eau propice au développement du phytoplancton, équilibre entre apport de lumière et de nutriments, va donc s'approfondir également. Le maximum de fluorescence est centré autour de 10 m de profondeur pour la station la plus au Nord de la radiale. Ce maximum s'approfondit progressivement ; à 2 km de la station la plus au Nord de la radiale, il est centré à 20 m de profondeur (figure IV-5b). Au delà de 2 km, cette profondeur reste relativement stable et la couche s'épaissit progressivement.

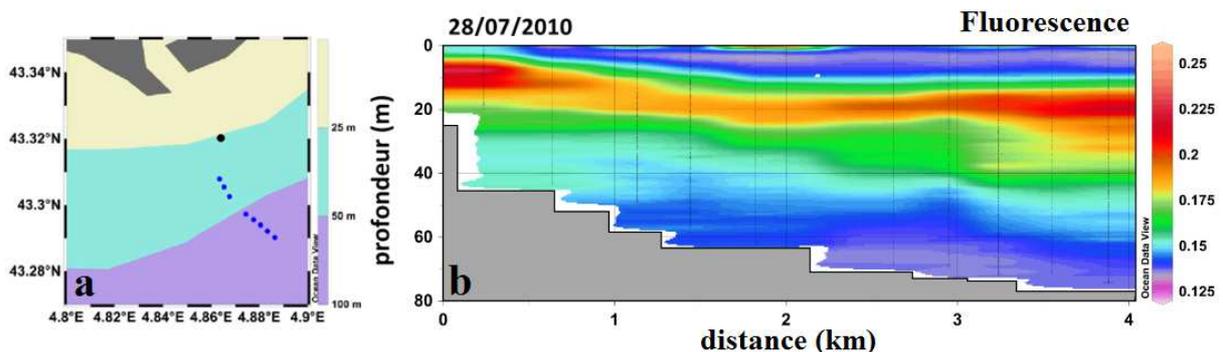


Figure IV-5 : a) Localisation des stations de mesure (points bleus) et de MESURHO (point noir) ; b) Variation de la fluorescence en fonction de la profondeur à différentes distances de la bouée MESURHO le 28/07/2010.

IV.B. Variation de turbidité dans les eaux de surface à l'embouchure du Rhône

La sonde de turbidité Smatch qui équipe la bouée MESURHO a fourni les premières données à partir du 1^{er} juillet 2009. Le principal facteur impactant la qualité des données est le développement rapide d'algues sur la sonde (« biofouling »). Suite à un contrôle de qualité des données, seule la période qui a suivi l'installation du capteur, entre le 1^{er} juillet 2009 et le 16 octobre 2009, est exploitable. Cela correspond à une période de 3 mois et demi de mesures durant laquelle le Rhône était en étiage estival, i.e. compris entre 340 et $1180 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, soit toujours inférieur au débit liquide moyen du Rhône de $1700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Un décalage temporel semble exister entre le débit liquide du Rhône mesuré à Beaucaire et la turbidité mesurée à MESURHO. En effet une meilleure correspondance entre les variations du

débit liquide du Rhône et de la turbidité à MESURHO a été obtenue en décalant temporellement l'évolution du débit liquide du Rhône de 72 heures. Ce décalage permet de prendre en compte le temps de transit des particules transportées en suspension par le Rhône depuis Beaucaire jusqu'à MESURHO. Beaucaire se trouve à 50 km en amont de l'embouchure du grand Rhône et MESURHO est localisée à 2.5 km au Sud-Est de l'embouchure. Avec ces informations, il est possible d'estimer grossièrement la vitesse de déplacement moyenne des MES en suspension depuis Beaucaire jusqu'à MESURHO. Sur la période considérée, on admet que les MES parcourent une distance d'environ 52.5 km en 72 heures, soit une vitesse moyenne de déplacement des particules sur la section du fleuve (en amont de l'embouchure) puis du panache (en aval de l'embouchure) d'environ 20 cm s^{-1} . La figure IV-6a montre l'évolution temporelle du débit liquide du Rhône décalée de 3 jours et de la turbidité du 1^{er} juillet 2009 au 16 octobre 2009.

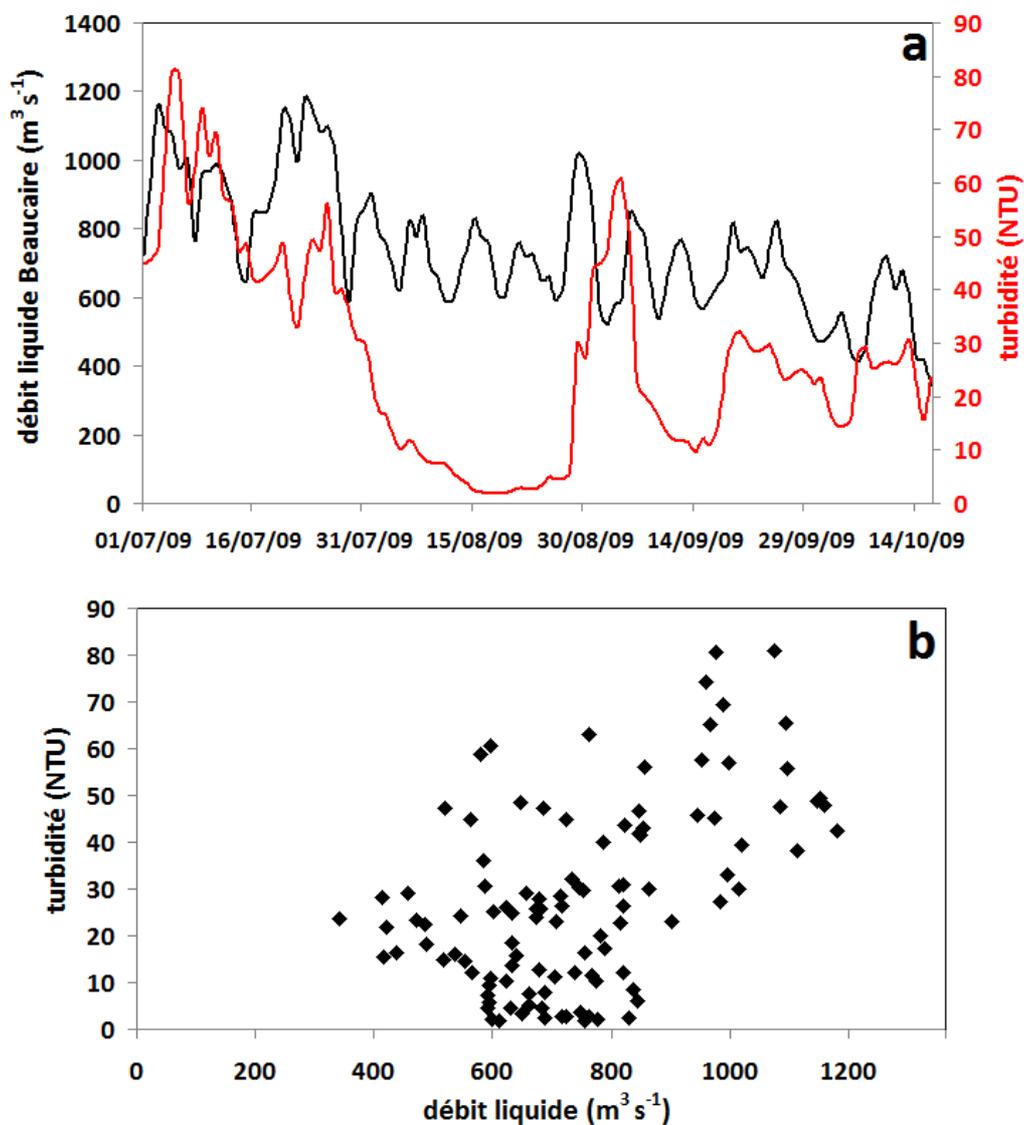


Figure IV-6 : a) Evolution temporelle du débit liquide du Rhône mesuré à Beaucaire ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) décalé de 3 jours et de la turbidité à MESURHO; b) Turbidité (NTU) en fonction du débit liquide du Rhône mesuré à Beaucaire ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) décalé de 3 jours (01/07/09 - 16/09/09).

La figure IV-6a montre une augmentation de la turbidité mesurée à MESURHO qui est cohérente avec l'augmentation du débit liquide mesurée à Beaucaire. Cette constatation est vérifiée en particulier au cours de la première quinzaine de juillet et début septembre. La turbidité est très faible (i.e. inférieure à 10 NTU $\sim 6 \text{ g m}^{-3}$, figure IV-6a) entre le 04/08/09 et le 24/08/09. Les valeurs minimales de la turbidité sur cette période correspondent à un débit liquide faible (i.e. compris entre 600 et 800 $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) (figure IV-6b). Les faibles valeurs de turbidité sur cette période peuvent être expliquées par la profondeur d'immersion de la sonde Smatch (3 m sous la surface). En période d'étiage estival, l'épaisseur du panache du Rhône de surface peut être inférieure à 3 m, rendant ainsi impossible la mesure de la turbidité dans cette couche qui est moins profonde que la profondeur d'immersion de la sonde installée sur MESURHO. Une solution pourrait être l'installation d'un turbidimètre juste sous la surface (e.g., sur une structure flottante) ou une série de capteurs localisés entre la surface et 3 m de profondeur. Cette série de capteurs pourrait permettre de mesurer l'allure verticale (i.e gradient vertical) de la turbidité du panache du Rhône proche de l'embouchure.

La figure IV-6b montre les variations des mesures de turbidité à MESURHO avec celles du débit liquide à Beaucaire. Il n'existe pas de relation linéaire explicite entre ces deux paramètres. En amont de l'embouchure, des relations entre débit liquide et concentration en MES ont été publiées dans la littérature mais elles ne sont pas homogènes entre elles (Thomas, 1997 ; Pont et al., 2002 ; Rolland, 2006, section II.A.3.a). Ces publications nous montrent qu'il est complexe d'établir une relation en amont de l'embouchure. Si cette complexité a d'ores et déjà été avérée en amont de l'embouchure, les nombreux processus qui affectent la dispersion des MES issus du Rhône à son embouchure en seulement quelques kilomètres (MESURHO à 2.5 km de l'embouchure) permettent de comprendre l'éclatement des points sur la figure IV-6b.

L'un des objectifs affichés de ce type d'installation à l'embouchure d'un fleuve est l'estimation des flux de particules. Un capteur ADCP (i.e. mesures de courants) est nécessaire afin de pouvoir combiner les mesures de courant avec celles de turbidité pour estimer les flux. Un capteur ADCP a été installé au pied de la bouée durant la période étudiée. Cependant, le tangage et le roulis du capteur (soumis aux conditions de courant au pied de MESURHO) étaient supérieurs aux valeurs limites pour permettre l'utilisation des données. Une des perspectives de ce travail serait d'installer un capteur ADCP sur le fond (au pied de la bouée), en s'assurant de la bonne qualité de données de turbidité (maintenance régulière) et ADCP (tangage et roulis faibles). Une telle installation permettrait d'estimer les flux de particules à distance de l'embouchure à une localisation spécifique à l'aide de mesures de courant et de turbidité simultanées. Il faut cependant toujours considérer qu'il s'agit d'un « point » de mesure fixe et que par conséquent, il ne permettrait pas de mesurer le flux total du fleuve vers l'océan. Pour ce faire, la mise en place de plusieurs installations du même type que MESURHO avec l'utilisation combinée d'un capteur de turbidité/ADCP (nombre à déterminer), situés devant l'embouchure sur toute sa largeur permettrait d'estimer les flux de particules de manière plus fine dans la zone de mélange entre les eaux d'origine fluviale et les eaux marines. Depuis le 18/10/2011, un capteur de turbidité a été mis en service au pied de la bouée MESURHO à 20 m (section II.F.1). Les données n'ont pas été exploitées dans le cadre

de cette étude, néanmoins ce type de mesure peut présenter un réel bénéfice pour l'étude de l'export de particules terrigènes vers le GoL. Les résultats de la section IV.A.1 montrent en effet que les concentrations en MES dans le néphéloïde de fond à MESURHO, peuvent représenter une part significative de la charge en suspension sur l'ensemble de la colonne d'eau.

IV.C. Observations satellitaires (MERIS et MODIS-Aqua) du panache de surface

IV.C.1. Mesures MERIS

Les produits MERIS niveau 1 pleine résolution (notés L1-FR) issus du 3^{ème} retraitement général effectué par l'agence spatiale européenne- ESA (3^{ème} « reprocessing ») ont été fournies par la société ACRI-ST (Lerebourg et Bruniquel, 2011) pour les dates listées dans le tableau IV-1. A partir du niveau 1, les corrections atmosphériques sont faites en deux étapes. La première étape utilise la méthode dite du « Bright Pixel Atmospheric Correction (BPAC) » qui est adaptée aux eaux du cas 2 (Moore et Lavender, 2011). Cette étape consiste à considérer le pixel le plus « brillant » d'une image et de lui associer une valeur de réflectance marine à l'aide d'un modèle bio-optique dépendant des coefficients d'absorption et de diffusion particulaire. Une valeur initiale (« first guess ») de MES (variant typiquement de 1 à 50 g m⁻³ selon le type d'eau) est utilisé dans la procédure itérative de la méthode Moore et Lavender (2011) pour simuler les réflectances marines. Un modèle de transfert radiatif couplé atmosphère-océan, prenant en compte en entrée la valeur de réflectance marine issue du pixel « brillant » est ensuite utilisé pour simuler le rayonnement au sommet de l'atmosphère. Un modèle d'aérosol basé sur une loi de puissance de Jünge est utilisé. La comparaison entre les luminances simulées au sommet de l'atmosphère et le rayonnement mesuré par le satellite permet d'ajuster les entrées (marines et atmosphériques) du modèle de transfert radiatif. La deuxième étape de l'algorithme BPAC est basée sur la méthode des corrections atmosphériques de Antoine et Morel (1998) pour soustraire la composante atmosphérique du signal satellitaire à partir du modèle d'aérosol déterminé dans la première étape. Les produits MERIS de niveaux L1B et L2 ont été générés à l'aide du logiciel ODESA qui est en accès libre (<http://earth.eo.esa.int/odesa/>). Les données y sont traitées depuis le niveau 1 vers les niveaux plus élevés (L1b, L2), le principal produit considéré ici étant la réflectance marine dans le visible en vue d'appliquer l'algorithme empirique détaillé à la fin du chapitre III. Les nuages sont détectés en utilisant la classification des pixels décrite dans MERIS (ATBD 2.17, Pixel Classification, 2011). Le reflet du soleil (appelé « sun glint ») est masqué en utilisant Sun Glint Flag Algorithm (MERIS ATBD 2.13, 2011).

IV.C.2. Mesures MODIS-Aqua

L'algorithme standard de la NASA et le logiciel SeaDAS ont été utilisés pour traiter les données MODIS Aqua. L'algorithme de correction atmosphérique est basé sur les travaux de Gordon et Wang (1994). Le filtre qui permet de masquer les nuages est issu de l'algorithme standard. Si l'albédo d'un pixel de l'image est supérieur à une valeur seuil alors le pixel sera masqué. Pour les corrections du reflet solaire (sun glint), c'est la méthode de Wang et Bailey (2001) qui est utilisée. Un compromis entre la résolution spatiale et le nombre de bandes spectrales disponibles a dû être trouvé pour l'exploitation des images MODIS dans ce travail. Nous avons vu au chapitre III que l'application de l'algorithme empirique régional nécessite la combinaison de 3 bandes spectrales. A 250 m de résolution, seules deux bandes spectrales sont disponibles pour MODIS (645 nm et 859 nm) qui ne sont pas adaptées à l'application de l'algorithme régional. La résolution spatiale de 500 m s'est en revanche avérée adaptée pour l'utilisation de l'algorithme régional aux mesures de réflectance dans les 3 bandes spectrales visibles suivantes : 469 nm, 555 nm, 645 nm.

IV.C.3. Couverture temporelle des données satellitaires considérées

Les dates des images satellitaires MERIS et MODIS ont été choisies afin de couvrir les campagnes de mesure de 2010 ainsi qu'une partie des mesures effectuées avec les flotteurs/profileurs ProvBio. Les images satellitaires légèrement antérieures et postérieures aux campagnes aident à évaluer l'évolution de la couverture spatiale du panache en fonction des conditions environnementales. Le tableau IV-1 résume les dates des images satellitaires MERIS et MODIS sélectionnées pour leur analyse.

Date	MERIS	MODIS	Débit liquide du Rhône au jour J ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Débit liquide moyen du Rhône entre J-4 et J ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
05/03/2010	X		2917	3127
06/03/2010		X	2594	3012
14/03/2010	X	X	1136	1530
16/03/2010		X	1319	1441
26/03/2010		X	1998	1722
27/03/2010	X		2587	1888
05/04/2010	X	X	3389	2975
09/04/2010		X	2839	3078
17/04/2010	X	X	1313	1605
19/04/2010		X	1404	1410
28/04/2010	X	X	1315	1305
17/05/2010	X	X	1797	2293
20/05/2010	X		1417	1655
21/05/2010		X	1286	1526
24/05/2010		X	1234	1276
29/05/2010	X	X	1297	1382
23/07/2010	X		989	882
27/07/2010		X	740	791
28/07/2010	X		806	755
31/07/2010		X	680	774
04/11/2010		X	1358	2148
05/11/2010	X	X	1087	1933
13/11/2010	X		1956	/
19/11/2010	X	X	2788	2755
22/11/2010	X		2561	2786

Tableau IV-1 : Dates des images satellitaires MERIS et MODIS sélectionnées. Débit liquide journalier du Rhône au jour J, moyen entre J-4 et J ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$). Les dates en gras sont concomitantes pour les deux capteurs.

En mars 2010, les images ont été sélectionnées en début (5 et 6 mars), milieu (14 et 16 mars, le 16 mars coïncide avec une journée de mesures *in situ*) et fin de mois (26 et 27 mars). En avril 2010, les images ont été sélectionnées en début (5 et 9 avril), en milieu (17 et 19 avril) et en fin de mois (28 avril, cette date correspond à une journée de mesures *in situ*). Le mois de mai 2010 a été considéré car il s'agit d'une période au cours de laquelle les plateformes ProvBio ont été déployées ; cinq images satellitaires enregistrées entre le 17 et le 19 mai ont été analysées. Les images acquises en juillet 2010 (du 23 au 31 juillet) permettent d'évaluer le comportement du panache du Rhône en période d'étiage estival. Enfin, le mois de novembre 2010 était caractéristique d'une période de fortes crues, avec notamment une crue brève les 4 et 5 novembre où des mesures *in situ* étaient également disponibles. Une période de crue soutenue au cours de la deuxième moitié du mois (13 et 25 novembre, tableau IV-1) a été couverte par les mesures satellitaires des 13, 19 et 22 novembre 2010.

IV.D. Réflectance de télédétection (Rrs) à partir des mesures satellitaires MERIS et MODIS.

L'objectif de cette section est d'intercomparer les produits de réflectance marine obtenus à partir des deux capteurs satellitaires MERIS et MODIS. Cette étape est préliminaire à l'utilisation du produit de concentration en MES nécessitant la combinaison de trois bandes de réflectance. Cette comparaison permet de juger si ces deux capteurs sont adaptés à l'étude de la dynamique des particules en suspension dans le Golfe du Lion, et sont utilisables alternativement. Les paramètres pris en compte pour cette étude sont la réflectance de télédétection en pleine résolution (300 m) pour MERIS et moyenne résolution (500 m) pour MODIS. Les journées pour lesquelles des mesures simultanées MERIS et MODIS sont disponibles sont en gras dans le tableau IV-1. Les bandes spectrales sélectionnées sont 560 nm et 555 nm pour le capteur MERIS et MODIS, respectivement. Cette partie du spectre a été choisie pour la proximité des longueurs d'ondes des deux capteurs (5 nm d'écart). Par ailleurs, la longueur d'onde 555 nm est utilisée dans l'algorithme empirique régional appliqué au capteur MODIS (cf. chapitre III).

Quatre dates pour lesquelles des images MERIS et MODIS ont été acquises simultanément (tableau IV-1) ont été utilisées pour intercomparer les produits des deux capteurs. Deux épisodes de débit moyen (14/03/10 et 29/05/10) et deux épisodes de crue (05/04/10 et 28/04/10) (cf. tableau IV-1) sont couverts. Les conditions de vent étaient aussi différentes pour ces 4 périodes.

Les images sont étudiées dans les sections suivantes en distinguant le type d'événement : épisode de débit moyen (section IV.D.1.) et épisode de crue (section IV.D.2.). Pour chacune des images, deux cartes de réflectance aident à évaluer visuellement la répartition spatiale ainsi que la gamme de variation du signal de réflectance de télédétection mesuré par MERIS et MODIS (figure IV-7). La régression linéaire avec ordonnée à l'origine non nulle du signal de réflectance de télédétection MODIS à 555 nm « MODIS Rrs(555) (sr^{-1}) » en fonction du signal de réflectance de télédétection MERIS à 560 nm « MERIS Rrs(560) (sr^{-1}) » est présentée sur l'ensemble des pixels de l'image (figure IV-8).

IV.D.1. Episodes de débits modérés des 14/03/10 et 29/05/10

La répartition spatiale des valeurs de réflectances mesurées par les capteurs MERIS et MODIS est similaire pour les deux épisodes de débit modéré (figure IV-7).

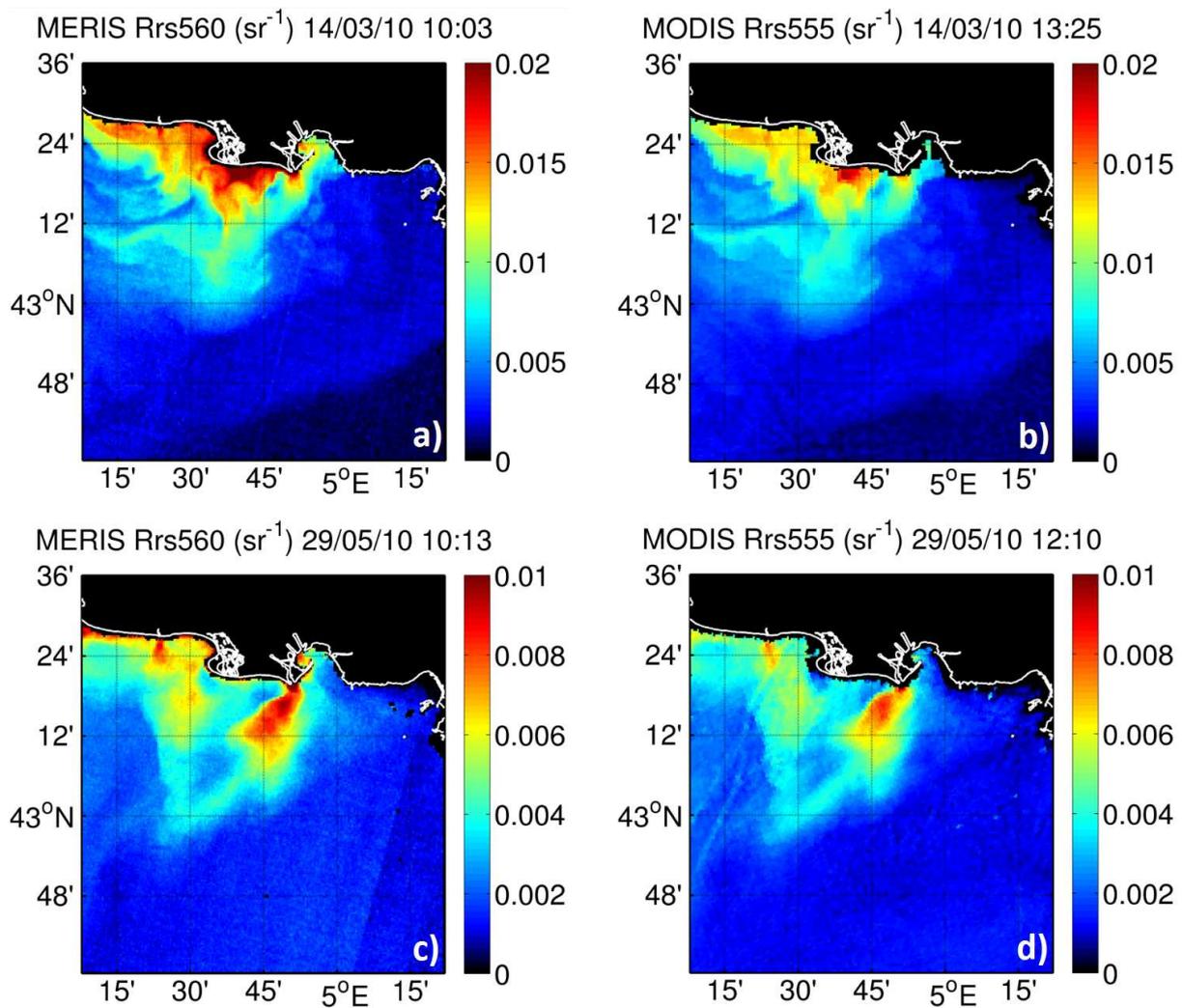


Figure IV-7 : Images corrigées des effets atmosphériques du 14/03/2010 de a) Rrs(560) en sr^{-1} du capteur MERIS b) Rrs(555) en sr^{-1} du capteur MODIS; Images du 29/05/2010 de c) Rrs(560) en sr^{-1} du capteur MERIS d) Rrs(555) en sr^{-1} du capteur MODIS.

Les mêmes structures sont observées sur les images MERIS et MODIS du 14/03/10 (figure IV-7a et b) : les maxima côtiers ainsi que l'extension vers le Sud des valeurs de réflectance les plus élevées (supérieures à 0.01 sr^{-1}) jusqu'à environ $43^{\circ}12' \text{ N}$ sont identiques. Le 29/05/10, les valeurs de réflectance des deux capteurs présentent toutes deux des maxima à l'embouchure du grand Rhône, une orientation vers le Sud-Ouest du panache du Rhône avec les valeurs supérieures à 0.006 sr^{-1} mesurées jusqu'à $43^{\circ}08' \text{ N}$ (figure IV-7c et d).

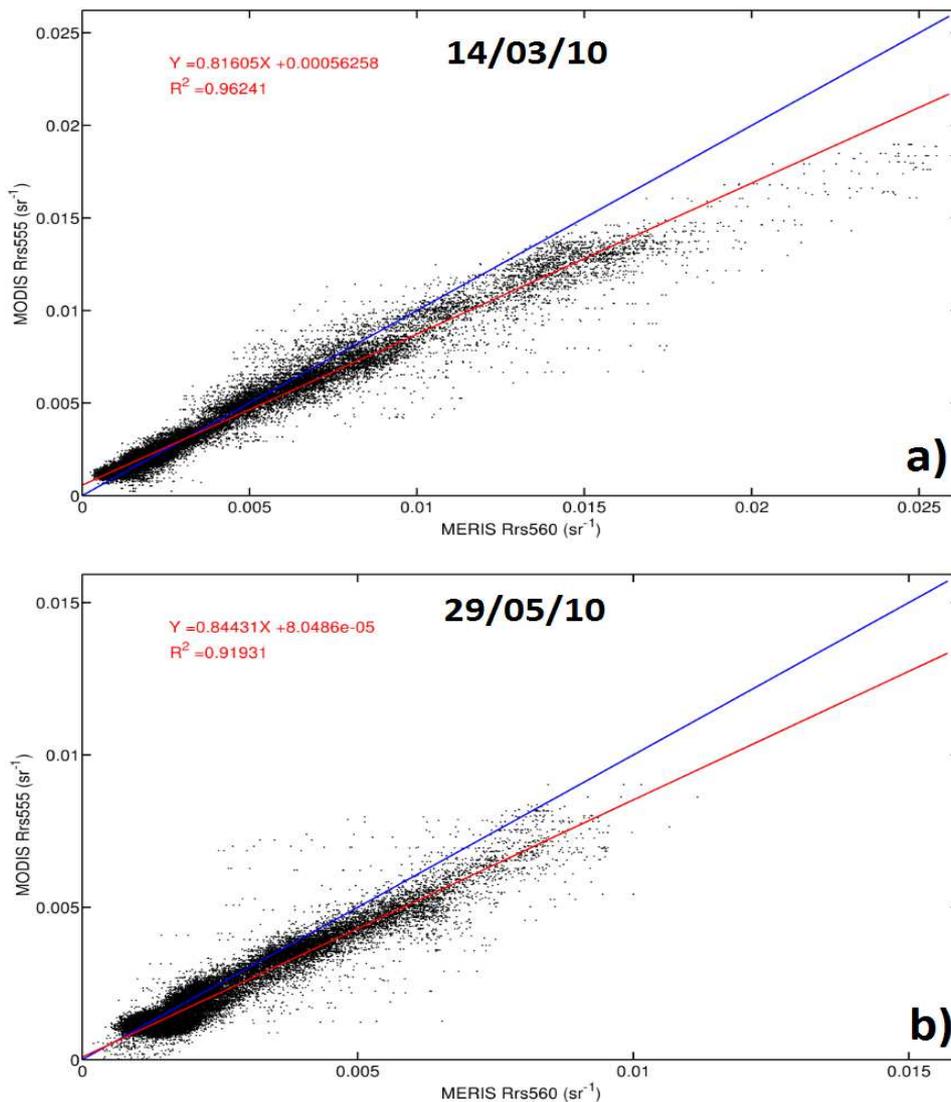


Figure IV-8 : Rrs(555) MODIS (sr^{-1}) en fonction de Rrs(560) MERIS (sr^{-1}); régression linéaire avec ordonnée à l'origine non nulle entre Rrs(560) et Rrs(555) et R^2 associé (en rouge), droite de régression 1:1 (en bleu) pour les l'ensemble des pixels des images du a) 14/03/10 et b) 29/05/10.

Les réflectances marines mesurées le 14/03/10 par le capteur MERIS varient dans la gamme 0-0.0175 sr^{-1} et celles mesurées par le capteur MODIS couvrent la gamme 0-0.015 sr^{-1} (figure IV-8a). Cette sous-estimation valeurs issues des mesures MODIS relativement à MERIS est de l'ordre de 20% comme le confirme la valeur de pente de la régression linéaire entre ces deux paramètres :

MODIS Rrs(R555) = 0.81605×MERIS Rrs(R555) + 0.00056258 avec R^2 supérieur à 0.96.

Le 29/05/10, la gamme des valeurs de réflectance (0-0.009 sr^{-1} pour MERIS et 0-0.0075 sr^{-1} pour MODIS, figure IV-8b) est réduite par rapport à l'épisode du 14/03/10 (figure IV-8a). Le débit liquide du Rhône moyen sur 5 jours est plus faible le 29/05/10 que le 14/03/10 avec 1382 et 1530 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ respectivement. La régression entre ces deux paramètres présente un coefficient de corrélation élevé ($R^2 \sim 0.92$) et la pente de la régression linéaire dont l'ordonnée à l'origine est très proche de 0 est la suivante :

MODIS Rrs(R555) = 0.84431×MERIS Rrs(R555) + 0.0000804

Comme le 14/03/10, les valeurs de réflectance mesurées par MODIS sont sous estimées par rapport à celles mesurées par MERIS (i.e, la valeur de la pente de régression est inférieure à 1 pour les deux dates).

IV.D.2. Episodes de crue des 05/04/10 et 17/05/10

Pour les deux dates correspondant aux débits liquides soutenus sélectionnées, il existe une différence d'extension spatiale du panache entre les mesures MERIS et MODIS (figure IV-9).

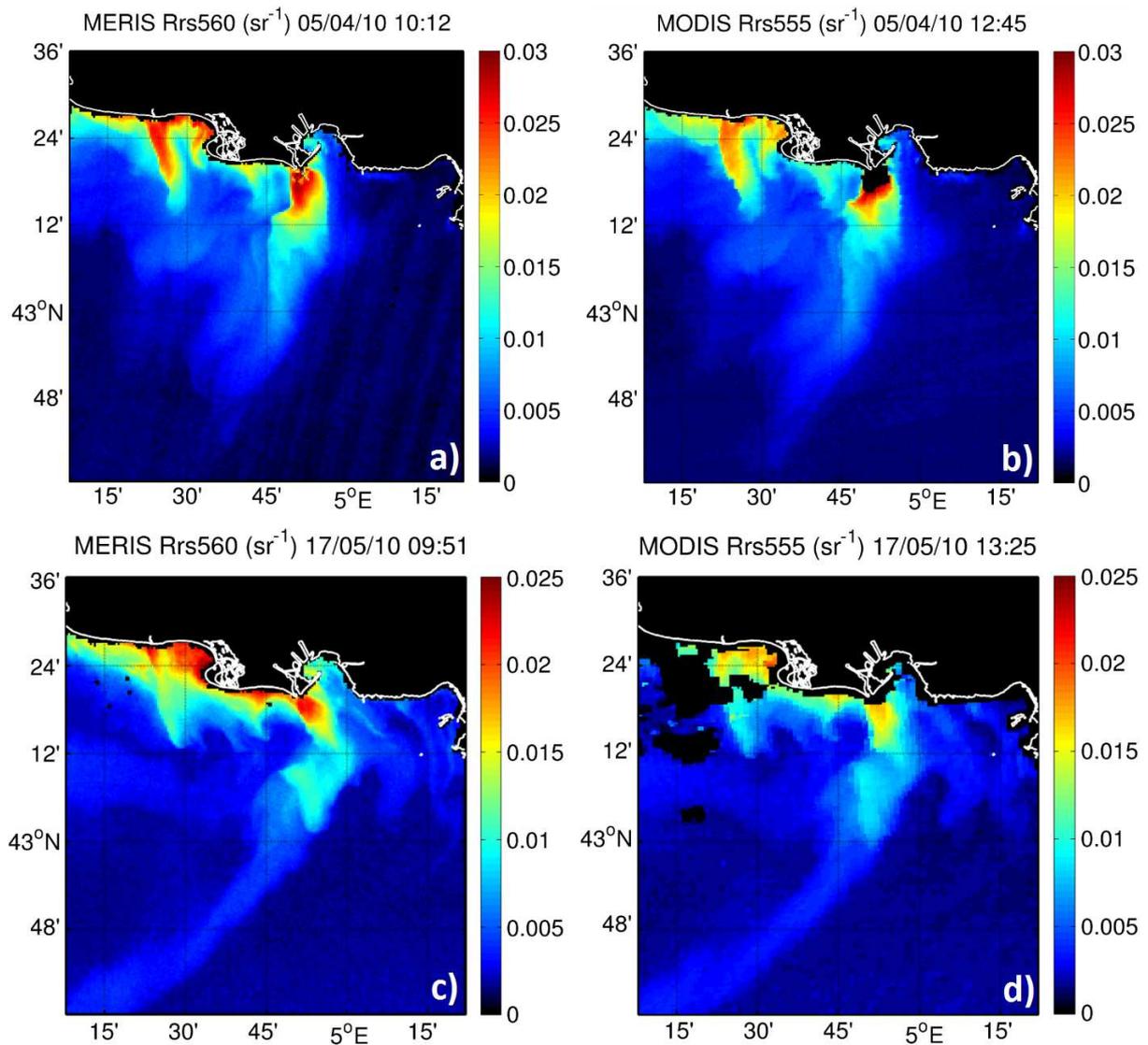


Figure IV-9 : Images corrigées des effets atmosphériques du 05/04/2010 de a) Rrs(560) en sr⁻¹ du capteur MERIS b) Rrs(555) en sr⁻¹ du capteur MODIS; Images du 17/05/2010 de c) Rrs(560) en sr⁻¹ du capteur MERIS d) Rrs(555) en sr⁻¹ du capteur MODIS.

Une des raisons qui peut expliquer cette différence est l'intervalle de temps entre les deux mesures. Le capteur MERIS survole la zone d'étude (i.e. autour de 10:00 TU) trois heures plus tôt que le capteur MODIS (i.e. autour de 13:00 TU). Dans le cas de débits liquides modérés (section précédente IV.D.1), bien que l'intervalle de temps entre les mesures des deux

capteurs était similaire, les valeurs du signal Rrs étaient proches. Cette observation indique que dans le cas d'un débit liquide modéré, la dynamique du panache à l'échelle de quelques heures n'est pas notable, et difficilement mesurable par satellite. Ce constat n'est plus vérifié pour des épisodes avec un débit liquide significatif, tout au moins pour les deux dates considérées. Le 05/04/10, les valeurs élevées de Rrs s'étendent plus au large sur l'image MERIS que l'image MODIS. Cette réduction de l'extension vers le Sud du panache peut s'expliquer par une légère diminution de la vitesse du vent au cours de la journée (figure II-6). Pour les images du 17/05/10, l'évolution de l'allure du panache du Rhône en 3 heures de temps vu depuis l'espace est encore plus marquée. Sur l'image MERIS (figure IV-9c), le panache est orienté vers le Sud-Est avec des méandres dirigés vers la baie de Marseille (droite de l'image). Durant toute la journée du 17/05/10, la vitesse du vent est restée relativement inchangée (vitesse moyenne journalière supérieure à 9 m s^{-1} mesuré à la station météo de Port-de-Bouc). La direction a quant à elle évolué. Le vent provenait d'Ouest Nord-Ouest (orientation 310°) de 1h à 9h TU, puis a tourné vers le Nord (orientation 330°) à partir de 10h TU en forçant légèrement. Demarcq et Wald (1984) ont évalué que le vent a une action prépondérante et rapide sur le panache et le temps de réponse de la nappe à l'action du vent est de l'ordre de 5h. Ce temps de réponse est en accord avec nos observations, la mesure MODIS a été réalisée environ 4h après le léger changement d'orientation du vent, laps de temps qui, d'après les mesures, est suffisant pour modifier l'allure du panache.

Pour conclure, l'utilisation combinée d'images MERIS et MODIS peut apporter un réel bénéfice pour l'étude de la dynamique du panache de surface à quelques heures d'intervalle. En particulier, elle permet de comprendre l'impact de l'évolution du régime des vents sur le panache de surface en seulement quelques heures.

La gamme de variation des réflectances mesurées le 05/04/10 et 17/05/10 par les capteurs MERIS et MODIS, varient entre environ 0 et 0.025 sr^{-1} (figure IV-10a et b) qui est une gamme logiquement plus étendue que celle observée pour les débits modérés. Les nuages de points sont davantage éclatés que pour le cas des débits modérés. Cela s'explique notamment par l'évolution des conditions de vents entre les deux mesures. Les coefficients de détermination (R^2) des deux images restent néanmoins supérieurs à 0.90 indiquant qu'à l'échelle de l'ensemble de l'image, les valeurs de Rrs mesurées par les deux capteurs restent bien corrélées.

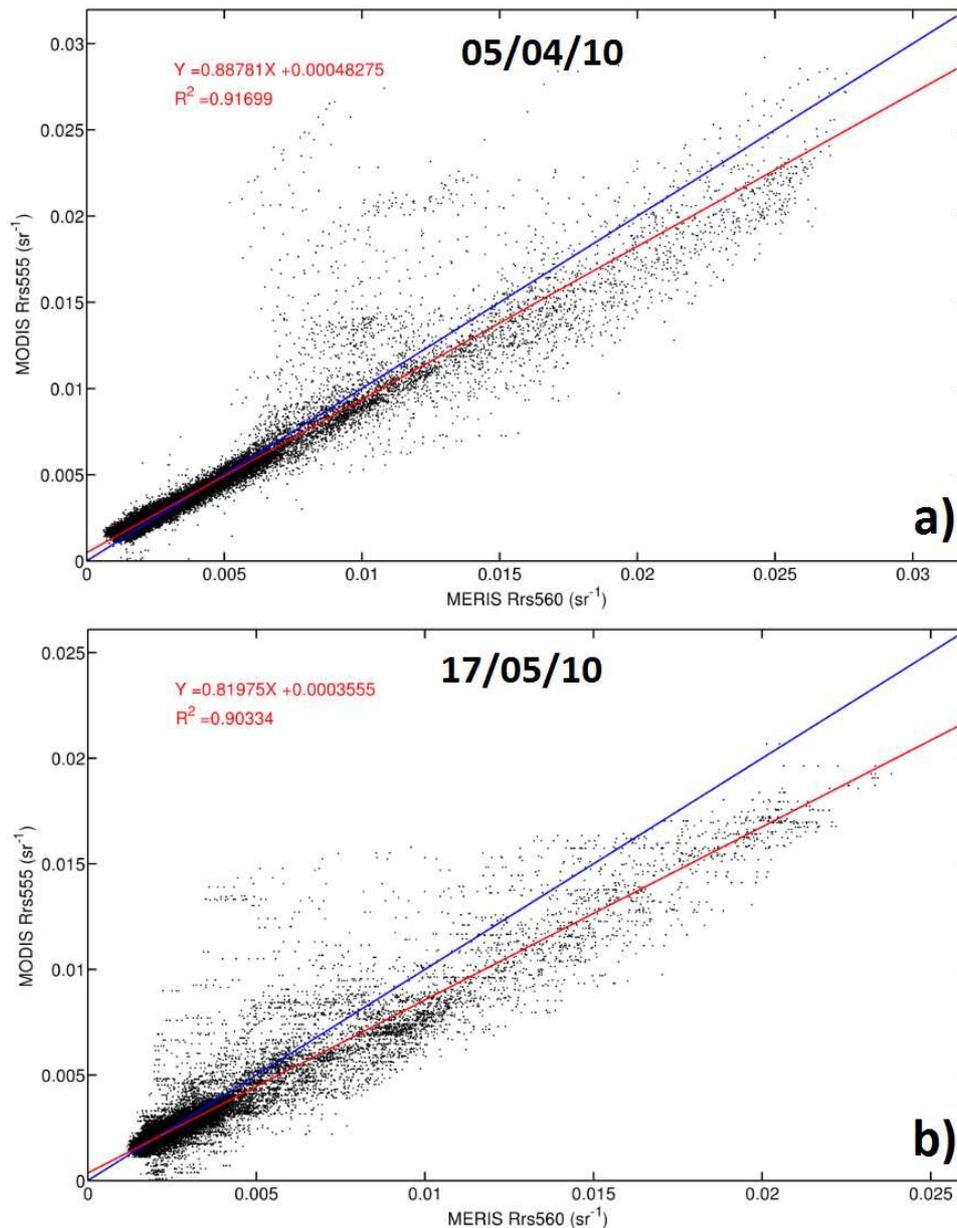


Figure IV-10 : Rrs(555) MODIS (sr^{-1}) en fonction de Rrs(560) MERIS (sr^{-1}); régression linéaire avec ordonnée à l'origine non nulle entre Rrs(560) et Rrs(555) et R^2 associé (en rouge), droite de régression 1:1 (en bleu) pour les l'ensemble des pixels des images du a) 05/04/10 et b) 17/05/10.

IV.D.3. Etude de la totalité des huit images MERIS et MODIS

Par souci de synthèse, seules les images acquises à 4 dates représentatives ont été présentées dans les deux sections précédentes. Néanmoins, cette étude comparative a été réalisée aux huit dates disponibles (tableau IV-1). Les régressions linéaires ont été établies en comparant les mesures de Rrs des pixels ayant la même localisation géographique par paire d'images MERIS/MODIS. Les résultats sont synthétisés dans le tableau IV-2. La régression est exprimée sous la forme : $\text{MODIS}(\text{Rrs}(555)) = a \times \text{MERIS}(\text{Rrs}(560)) + b$, avec (a) la pente, (b) l'ordonnée à l'origine et (R^2) le coefficient de détermination. La figure IV-11 montre la relation d'intercomparaison obtenue entre MERIS et MODIS.

Dates	a	b	R ²
14/03/10	0.81605	0.0005625	0.96
05/04/10	0.88781	0.0004828	0.92
17/04/10	0.52064	0.0007432	0.73
28/04/10	0.88201	0.0002321	0.83
17/05/10	0.81975	0.0003555	0.90
29/05/10	0.84431	0.0000805	0.92
05/11/10	0.79759	0.0003917	0.96
19/11/10	0.82925	0.0005167	0.83
Toutes	0.83569	0.0004016	0.96

Tableau IV-2 : Paramètres statistiques des régressions linéaires obtenues entre la Rrs(560) de MERIS et la Rrs(555) de MODIS: pente a, intercept b et coefficient de détermination R² des 8 images considérées (dates spécifiées) et pour toutes les images confondues.

Les résultats indiquent que la valeur de la pente entre MODIS(Rrs(555)) et MERIS(Rrs(560)) est toujours inférieure à 1. Sur l'ensemble des images traitées, la réflectance Rrs(555) de MODIS est donc inférieure à la réflectance Rrs(560) de MERIS d'environ 20%.

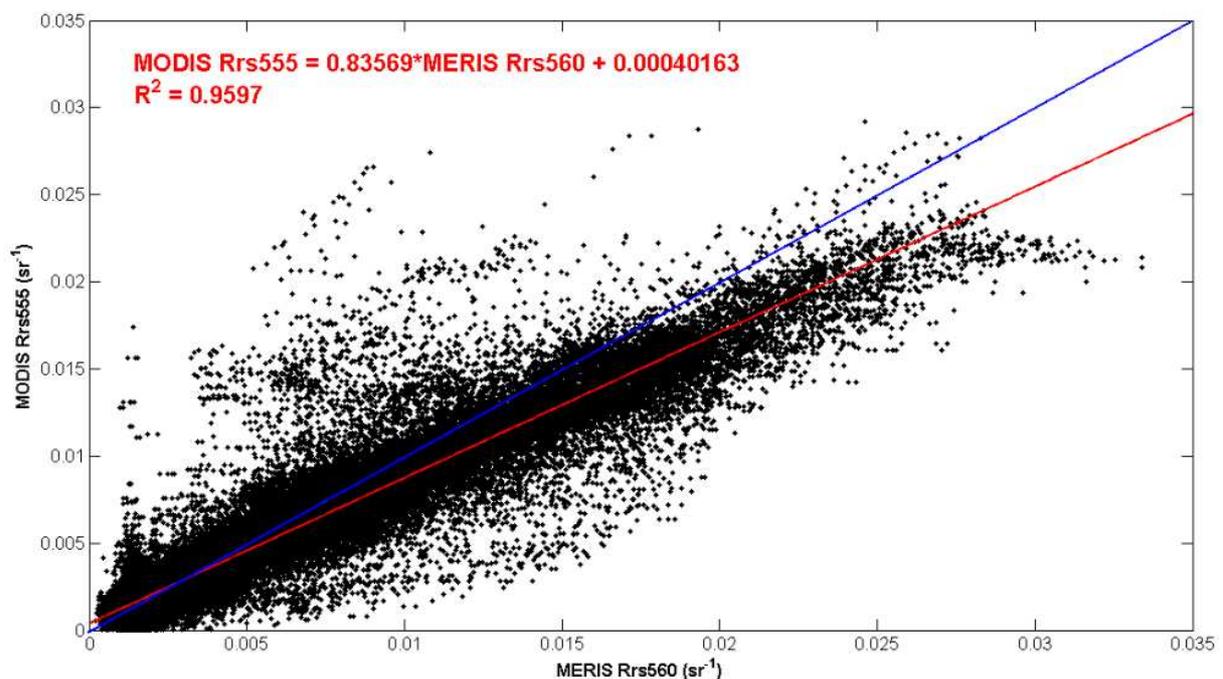


Figure IV-11 : Rrs(555) MODIS (sr⁻¹) en fonction de Rrs(560) MERIS (sr⁻¹); régression linéaire avec ordonnée à l'origine non nulle entre Rrs(560) et Rrs(555) et R² associé (en rouge), droite de régression 1:1 (en bleu) pour les l'ensemble des pixels des 8 images de cette intercomparaison.

Les coefficients de détermination R² sont compris entre une valeur de 0.73 le 17/04/10 et une valeur de 0.96 le 14/03/10. L'exception du 17/04/10 (faible R²) se confirme aussi dans la valeur de la pente (a = 0.52). Sans considérer le 17/04/10, les valeurs des pentes sont comprises entre 0.80 le 05/11/10 et 0.88 le 05/04/10.

La bonne corrélation entre les mesures de Rrs des deux capteurs en prenant en compte l'ensemble des images ($R^2 = 0.96$, figure IV-11) permet de conclure que les produits Rrs MERIS et MODIS sont tous les deux exploitables dans le cadre de l'étude de la dynamique du panache du Rhône.

IV.E. Télédétection (MERIS et MODIS) des concentrations en MES – Validation de l'algorithme empirique régional

IV.E.1. Validation de l'estimation de MES à partir de l'algorithme empirique régional appliqué à MERIS à partir des mesures *in situ*

L'algorithme empirique régional d'estimation des concentrations en MES présenté dans le chapitre III combine trois bandes spectrales du capteur MERIS. Afin de valider cet algorithme empirique, les concentrations en MES mesurées *in situ* ont été comparées aux concentrations estimées par télédétection avec MERIS (dans cette section) puis avec MODIS (section IV.E.2). Cette comparaison a été réalisée aux dates de 2010 pour lesquelles des mesures *in situ* de concentrations en MES étaient simultanées avec l'acquisition d'images MERIS (« match-ups »). Un des facteurs limitant de la télédétection est la couverture nuageuse au dessus du site d'étude. Seules trois dates ont été exploitables en 2010 (tableau IV-1) : 28/04/2010, 28/07/2010 et 05/11/2010. Ces dates correspondent à des débits liquides fluviaux bien distincts : débit modéré (28/04/2010), étiage (28/07/2010) et crue (05/11/2010). Elles permettent de couvrir ainsi une large gamme de concentration en MES. Les coordonnées GPS des différentes stations de prélèvement *in situ* ont été utilisées pour faire correspondre les pixels des images MERIS-FR avec les mesures *in situ*. La figure IV-12 présente les concentrations en MES estimées à l'aide de l'algorithme empirique appliqué aux mesures MERIS (MES_{MERIS}) en fonction des concentrations mesurées *in situ* ($MES_{in\ situ}$).

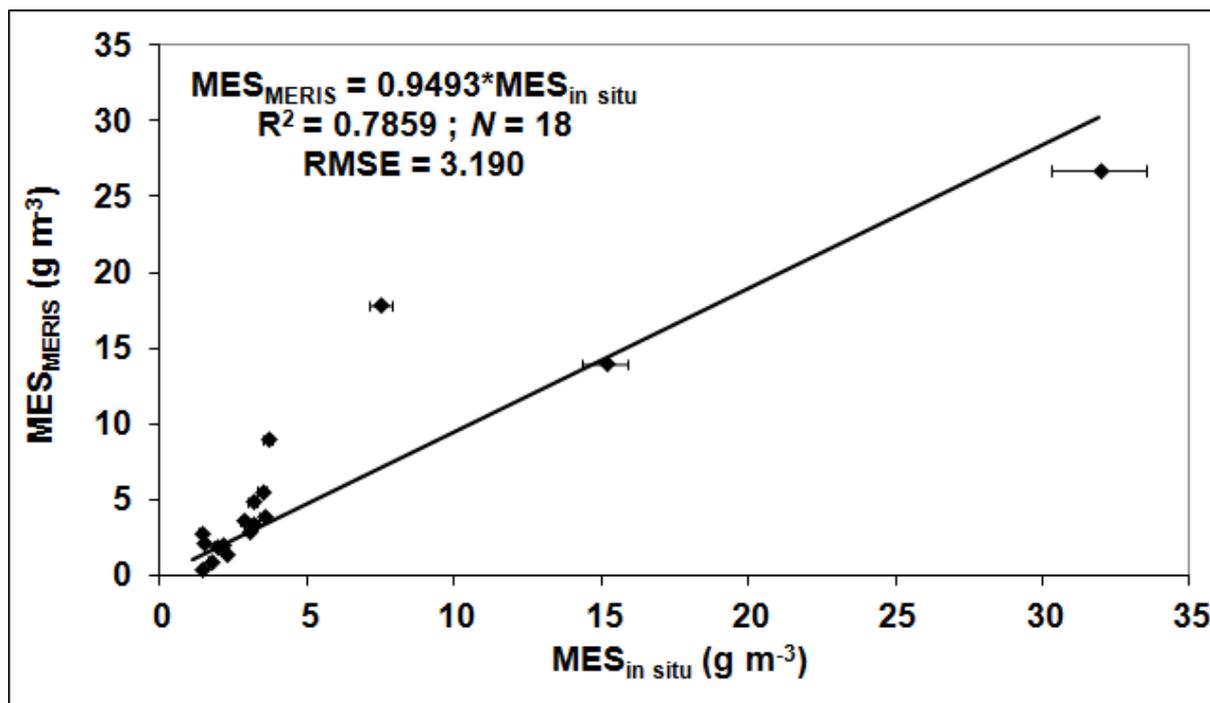


Figure IV-12 : Concentrations en MES estimées à l'aide de l'algorithme empirique appliqué aux mesures MERIS (MES_{MERIS} en $g\ m^{-3}$) en fonction des concentrations en MES mesurées *in situ* ($MES_{in\ situ}$ en $g\ m^{-3}$). Barres d'erreurs horizontales : incertitudes sur les concentration en MES. Régression linéaire obtenue entre ces deux paramètres : $MES_{MERIS} = 0.95 \times MES_{in\ situ}$, $R^2 = 0.79$, $N = 18$ et $RMSE = 3.190$.

La gamme de concentration s'étend de 1.1 à 31.9 $g\ m^{-3}$. Cependant, la majorité des observations ont eu lieu pour des concentrations *in situ* inférieures à 5 $g\ m^{-3}$. La régression linéaire entre les deux paramètres est la suivante :

$$MES_{MERIS} = 0.95 \times MES_{in\ situ}, \quad R^2 = 0.79 \text{ avec } N = 18 \quad (IV-1)$$

Cette régression est une validation très satisfaisante du produit MES_{MERIS} obtenu par l'algorithme empirique régional. Les concentrations en MES télédéteectées sont sous-estimées d'environ 5%. Il est toutefois important de noter que le domaine d'applicabilité préférentiel de l'algorithme empirique que nous avons développé se situe dans la gamme de concentration en MES [0-10 $g\ m^{-3}$] étant donné la gamme de variation des mesures *in situ* ayant servi pour son développement. En d'autres termes, l'application de l'algorithme régional pour des concentrations très fortes ($> 10\ g\ m^{-3}$) devra être interprétée avec précaution.

Les mesures MERIS ont également été analysées à l'aide de l'algorithme de réseau de neurones de Doerffer (Doerffer et Schiller, 2007) pour comparer les produits « MES » obtenus par notre algorithme empirique avec ceux obtenus par la méthode de Doerffer. L'algorithme de réseau de neurone de Doerffer et Schiller (2007) permet de réaliser simultanément les corrections atmosphériques au dessus des eaux du cas 2 et de fournir des produits géophysiques de niveau 2 tels que la concentration en MES. Il est fréquemment utilisé pour l'étude des eaux côtières. L'inconvénient pratique de l'algorithme de Doerffer et Schiller (2007), tel qu'il est appliqué à MERIS par l'agence spatiale européenne, est que l'utilisateur ne dispose pas des valeurs de réflectances marines estimées par l'algorithme après l'étape de correction atmosphérique mais uniquement des produits géophysiques qui en

découlent (MES). C'est la raison pour laquelle il n'a pas été possible d'appliquer notre algorithme empirique d'estimation des MES directement à partir des réflectances marines issues des corrections atmosphériques faites par le réseau de neurones. La figure IV-13a montre les concentrations en MES télédéteectées en appliquant cet algorithme en fonction des concentrations mesurées *in situ* ($MES_{in\ situ}$). La régression linéaire suivante est obtenue avec un R^2 supérieur à celui obtenu avec l'algorithme empirique régional :

$$MES_{NN\ Doerffer} = 1.26 \times MES_{in\ situ}, \quad R^2 = 0.94 \text{ avec } N = 26 \quad (IV-2)$$

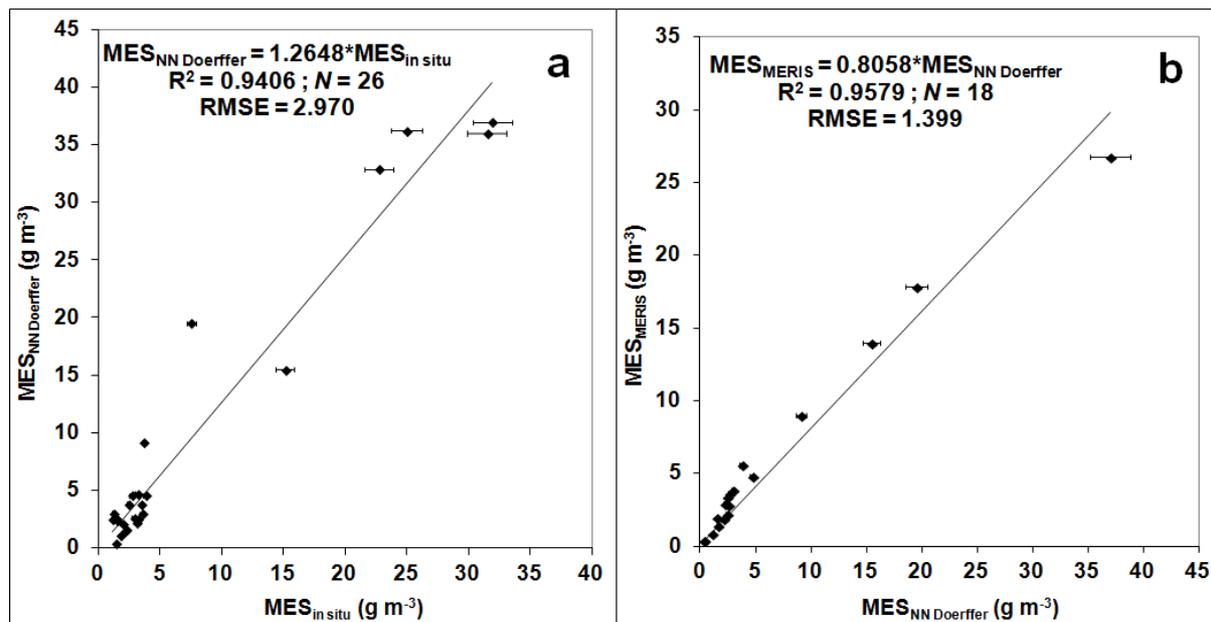


Figure IV-13 : a) Concentrations en MES estimées à l'aide de l'algorithme de Doerffer appliqué aux images MERIS ($MES_{NN\ Doerffer}$ en g m⁻³) en fonction de la concentration en MES mesurée *in situ* ($MES_{in\ situ}$, g m⁻³). La régression linéaire obtenue est $MES_{NN\ Doerffer} = 1.26 \times MES_{in\ situ}$, $R^2 = 0.94$, $N = 26$ et $RMSE = 2.970$. b) Concentrations en MES obtenues à l'aide de l'algorithme empirique (MES_{MERIS} en g m⁻³) en fonction des concentrations obtenues à l'aide de l'algorithme de Doerffer ($MES_{NN\ Doerffer}$ en g m⁻³). La régression linéaire obtenue est $MES_{MERIS} = 0.81 \times MES_{NN\ Doerffer}$, $R^2 = 0.96$, $N = 18$ et $RMSE = 1.399$.

En se basant sur nos mesures *in situ*, l'algorithme de Doerffer surestime les valeurs de concentration en MES de 26%, ce qui est acceptable sur la gamme de concentration couverte dans la validation [0-40 g m⁻³]. La figure IV-13b montre la comparaison entre les concentrations estimées à l'aide de l'algorithme de Doerffer ($MES_{NN\ Doerffer}$) et celles estimées à l'aide de l'algorithme empirique (MES_{MERIS}). Une corrélation élevée est obtenue entre les deux algorithmes ($R^2 = 0.96$). La valeur de la pente indique cependant une sous estimation de 20% des valeurs estimées avec l'algorithme empirique régional par rapport à celles estimées par l'algorithme neuronal (pour rappel, l'algorithme neuronal ne considère pas le rapport multi-bandes spectrales de réflectance marines spécifiques à nos mesures *in situ*). Cela signifie que l'algorithme empirique régional d'estimation des MES qui utilise un rapport multi-bandes spectrales de réflectance marine est plus performant que l'algorithme neuronal dans le Golfe du Lion. Ce résultat n'est bien sûr pas une surprise puisque l'algorithme empirique a été bâti sur la base des mesures *in situ* acquises sur le site d'étude.

La figure IV-13 indique tout de même que l'algorithme neuronal reste largement applicable sur le site d'étude étant donné l'écart de près de 26% avec les mesures *in situ*, ce qui est acceptable compte tenu des imperfections des corrections atmosphériques et des incertitudes de mesures des MES.

IV.E.2. Relation entre l'estimation de MES à partir de l'algorithme empirique régional appliqué à MODIS en fonction des mesures *in situ* de MES

L'algorithme empirique présenté dans le chapitre III permet d'estimer, en combinant trois bandes spectrales MODIS, les concentrations en MES de surface. En 2010, des mesures *in situ* et satellitaires MODIS concordantes sont disponibles aux dates suivantes : 16/03/2010, 09/04/2010, 28/04/10, 04/11/10, 05/11/10. Au regard du débit liquide du Rhône, ces 5 dates couvrent deux événements de débit modéré (16/03/2010 et 28/04/2010) et deux événements de crue. Le premier événement est printanier (09/04/2010) et le second événement est automnal (04/11/2010 et 05/11/2010). La gamme correspondante de concentrations en MES mesurée *in situ* est comprise entre 1.4 et 31.9 g m⁻³. De la même manière que pour les images MERIS, les concentrations en MES de surface estimées à partir des mesures MODIS en appliquant l'algorithme empirique ont été comparées aux concentrations en MES mesurées *in situ* (figure IV-14). Une régression linéaire est obtenue sur 26 points de mesure, avec un coefficient de corrélation R² de 0.81. La régression linéaire obtenue est la suivante :

$$MES_{MODIS} = 1.06 \times MES_{in\ situ}, \quad R^2 = 0.81 \text{ avec } N = 26 \quad (IV-3)$$

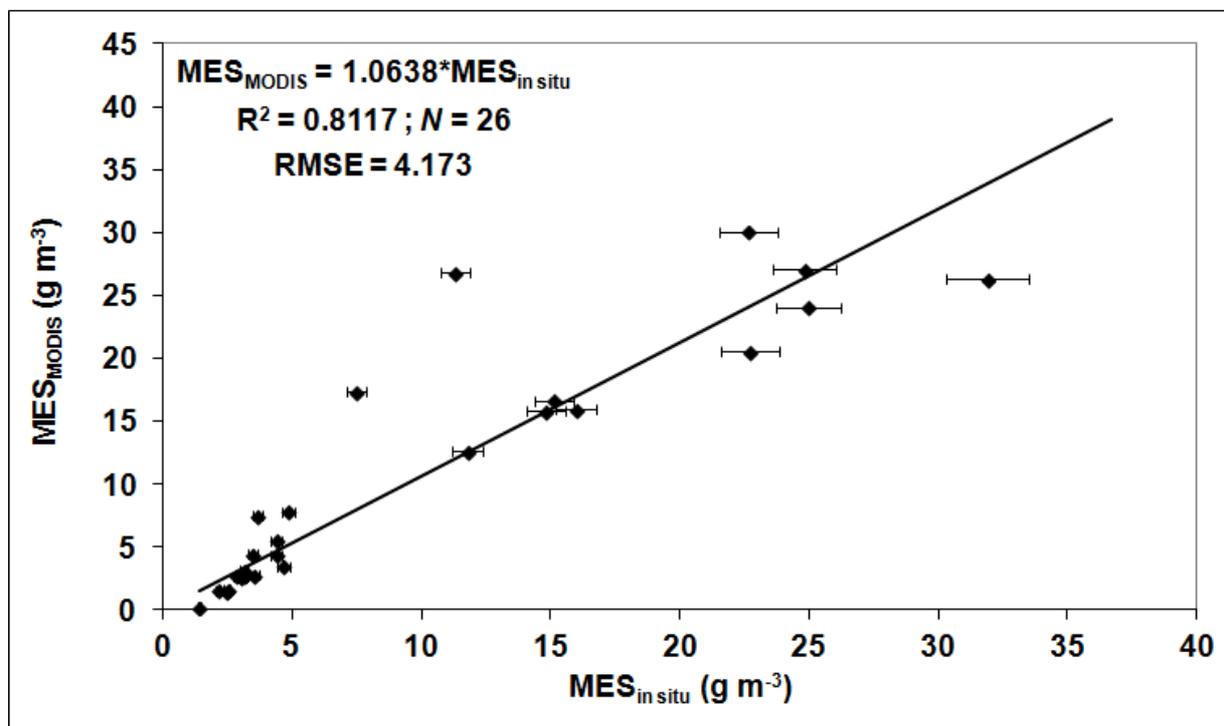


Figure IV-14 : Concentration en MES_{MODIS} (g m⁻³) estimées à l'aide de l'algorithme empirique régional en fonction de la concentration en MES (g m⁻³) mesurée *in situ*. La régression linéaire entre ces deux paramètres est renseignée, R² = 0.8117, N = 26 et RMSE = 4.173.

En se basant sur l'équation IV-3, les concentrations en MES retrouvées à partir des images MODIS sont surestimées de 6% seulement par rapport aux concentrations en MES mesurées *in situ*. Ces résultats sont quasi-similaires à ceux obtenus avec MERIS (figure IV-12). Par conséquent, nous pouvons conclure que l'algorithme empirique appliqué aux mesures MODIS permet de déterminer les concentrations en MES de manière satisfaisante. Cet algorithme empirique peut donc être appliqué aux mesures MODIS, de façon complémentaire aux images MERIS, afin d'étudier la dynamique saisonnière du panache sédimentaire du Rhône dans le GoL.

IV.E.3. Comparaison entre les produits MES MERIS et MODIS

Pour les 8 journées pour lesquelles nous disposons de mesures concomitantes entre les deux capteurs MERIS et MODIS, les concentrations en MES estimées à l'aide de l'algorithme empirique ont été comparées entre les deux capteurs. La figure IV-15 représente la régression linéaire obtenue entre la concentration en MES dérivée de MERIS (en g m^{-3}) et celle dérivée de MODIS pour l'ensemble des 8 images disponibles. Dans la section IV-D, nous avons mis en évidence une sous estimation d'environ 20% entre les réflectances mesurées à l'aide du capteur MERIS par rapport à celles du capteur MODIS pour les 8 journées considérées. Cette tendance est aussi vérifiée pour le produit MES, avec une sous estimation de 25% environ du capteur MODIS par rapport au capteur MERIS.

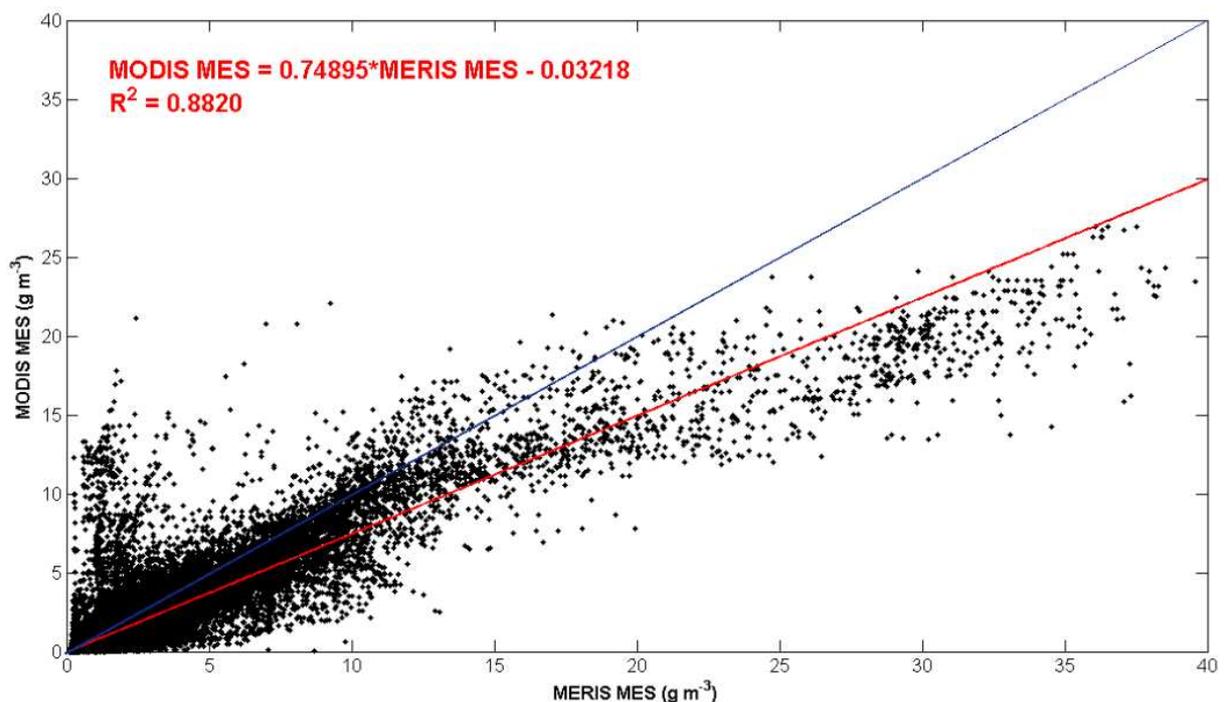


Figure IV-15 : Relation entre la concentration en MES estimée par MODIS (en g m^{-3}) et celle estimée par MERIS; régression linéaire avec non nulle entre $R_{rs}(560)$ et $R_{rs}(555)$ et R^2 associé (en rouge), droite de régression 1:1 (en bleu) pour les l'ensemble des pixels des 8 images de cette intercomparaison.

IV.E.4. Cartographie des concentrations en MES estimées à partir des mesures satellitaires MERIS et MODIS dans le panache du Rhône

L'algorithme empirique régional validé à l'aide des mesures *in situ* de concentrations en MES est appliqué aux images satellitaires MERIS et MODIS enregistrées en 2010 afin d'étudier la dynamique saisonnière des MES dans le panache du Rhône. Les images acquises entre le 6 mars et le 28 avril 2010 sont représentées sur la figure IV-16. Durant cette période, deux épisodes de crue très marqués ont eu lieu au début et à la fin du mois de mars (figure II-5), tout deux suivis par des périodes d'étiages avec un débit liquide inférieur à $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

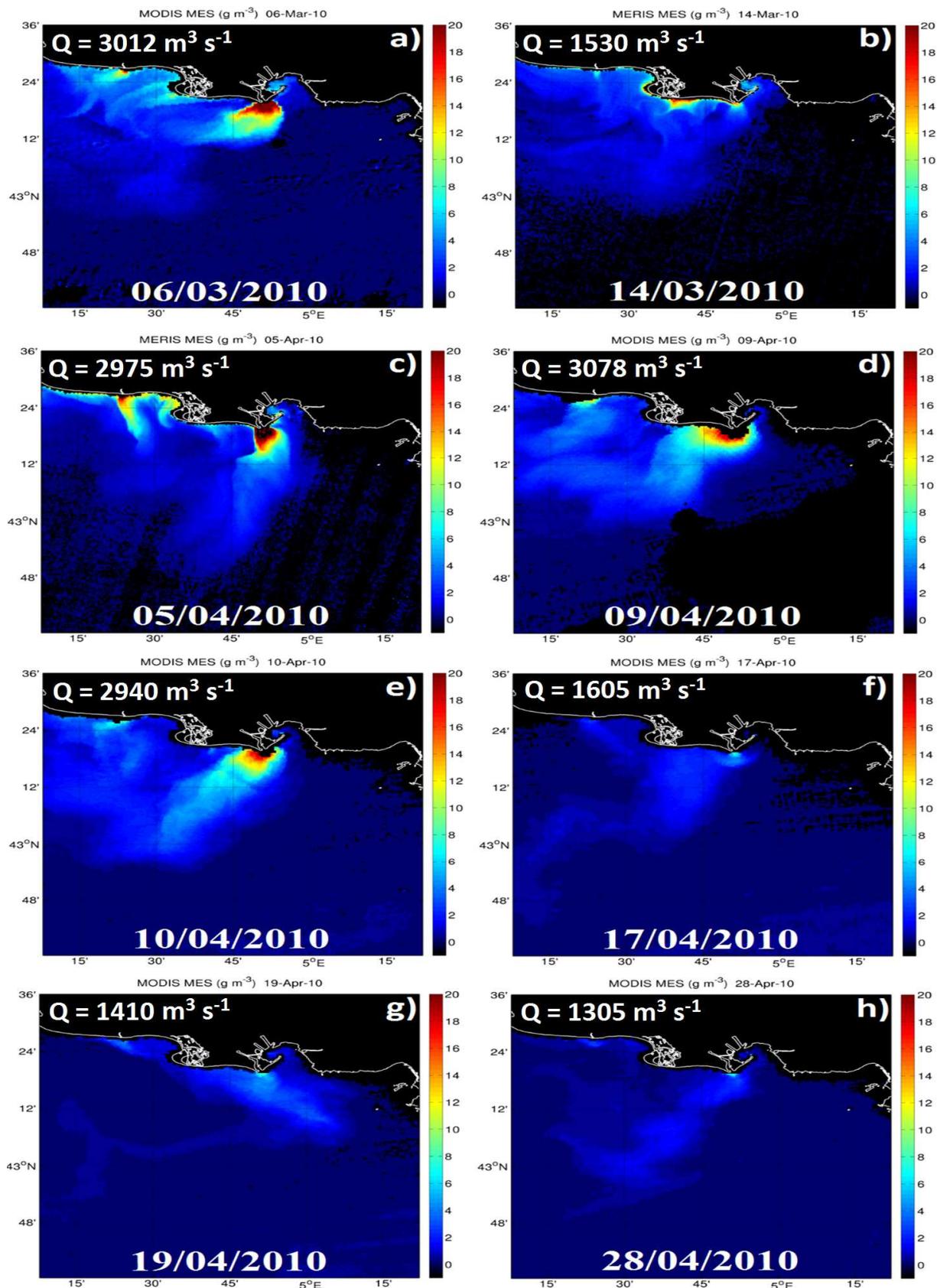


Figure IV-16 : Cartographie des concentration en MES (g m⁻³) obtenues par MERIS et MODIS à l'aide de l'algorithme empirique pour 8 dates classées chronologiquement entre le 6 mars au 28 avril 2010. Le capteur utilisé et la date sont référencés au dessus de chaque image et Q le débit liquide moyen du Rhône en m³ s⁻¹ des 5 derniers jours.

Le 06/03/2010, le débit liquide moyen du Rhône (calculé sur la base des 4 jours antérieurs cette date) était supérieur à $3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (tableau IV-1). Durant la journée du 6 mars, les vents sont modérés avec une direction aléatoire et ont des vitesses en moyenne inférieures à 3 m s^{-1} . Le débit liquide soutenu impacte les valeurs de MES estimées à l'embouchure qui sont supérieures à 20 g m^{-3} . Avec ces conditions de vent calme, c'est la force de Coriolis qui est le principal facteur responsable de l'orientation du panache naturellement vers l'Ouest. Le 14/03/2010, le débit liquide moyen du Rhône a été divisé par deux par rapport au 06/03/2010 impactant notablement les concentrations en MES estimées en surface. Le 14/03/2010, le panache est très peu développé et la quasi intégralité des valeurs de MES estimées est inférieure à 10 g m^{-3} .

Le mois d'avril est particulièrement intéressant car il combine des événements de vents très variables (figure II-6b et c), ainsi que des débits liquides très élevés. En début de mois, le débit liquide est maximal ; il atteint son maximum mensuel le 5 avril avec $3390 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ puis décroît pour devenir inférieur à $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à partir du 16 avril jusqu'à la fin du mois (figure II-5c). Les images des 5, 9 et 10 avril 2010 (figure IV-16c, d et e) correspondent donc à des épisodes de crue. La description de l'orientation et de l'extension du panache le 5 avril a été présentée dans la section IV.D.2. Le 9 avril, à partir de 11h TU le vent s'oriente au Sud-Ouest avec une vitesse moyenne de 6 m s^{-1} (soit environ 3h avant la mesure satellitaire), le panache est donc plaqué à la côte. Comme on a pu le constater dans la section IV.D.2, le panache semble réagir très rapidement au forçage du vent. Le lendemain, le 10/04/10, la couverture spatiale du panache est très différente avec une extension vers le Sud-Ouest. Pendant cette journée le vent est faible et la force de Coriolis semble conditionner son orientation. Pour les 3 dernières dates considérées au mois d'avril, les valeurs de MES mesurées sont inférieures à 8 g m^{-3} (figure IV-16f, g, h). Bien que les concentrations en MES dans le panache soient faibles, ce panache est néanmoins bien remarquable sur les mesures satellitaires télédéteectées et son orientation est très variable pour les 3 dates. La comparaison des images du 19 et 28 avril est particulièrement éloquente. Entre ces deux épisodes, le panache a basculé de 90° vers l'Ouest, ce qui est aussi le cas du vent. Le 19/04/10, le vent soufflait du Sud-Ouest de manière soutenue (i.e. $6-7 \text{ m s}^{-1}$) impactant l'orientation du panache. Le 28/04/10, il provenait du Sud Sud-Est de manière modérée. Le vent combiné avec la force de Coriolis semble avoir été les deux facteurs qui ont contrôlé l'orientation du panache dans ce cas de figure.

Comme le mois d'avril 2010, le mois de novembre est un mois intéressant au regard de la grande variété des débits liquides mesurés à Beaucaire durant cette période. On observe une crue brève en début de mois, caractéristique des crues « éclair » des affluents méditerranéen du Rhône, dont les variations de débit sont affectées par les épisodes de précipitations brefs et intenses à l'automne. En début de mois novembre, les concentrations en MES télédéteectées sont donc les plus fortes mesurées pendant tout le mois comme l'illustrent les figures IV-17a et b.

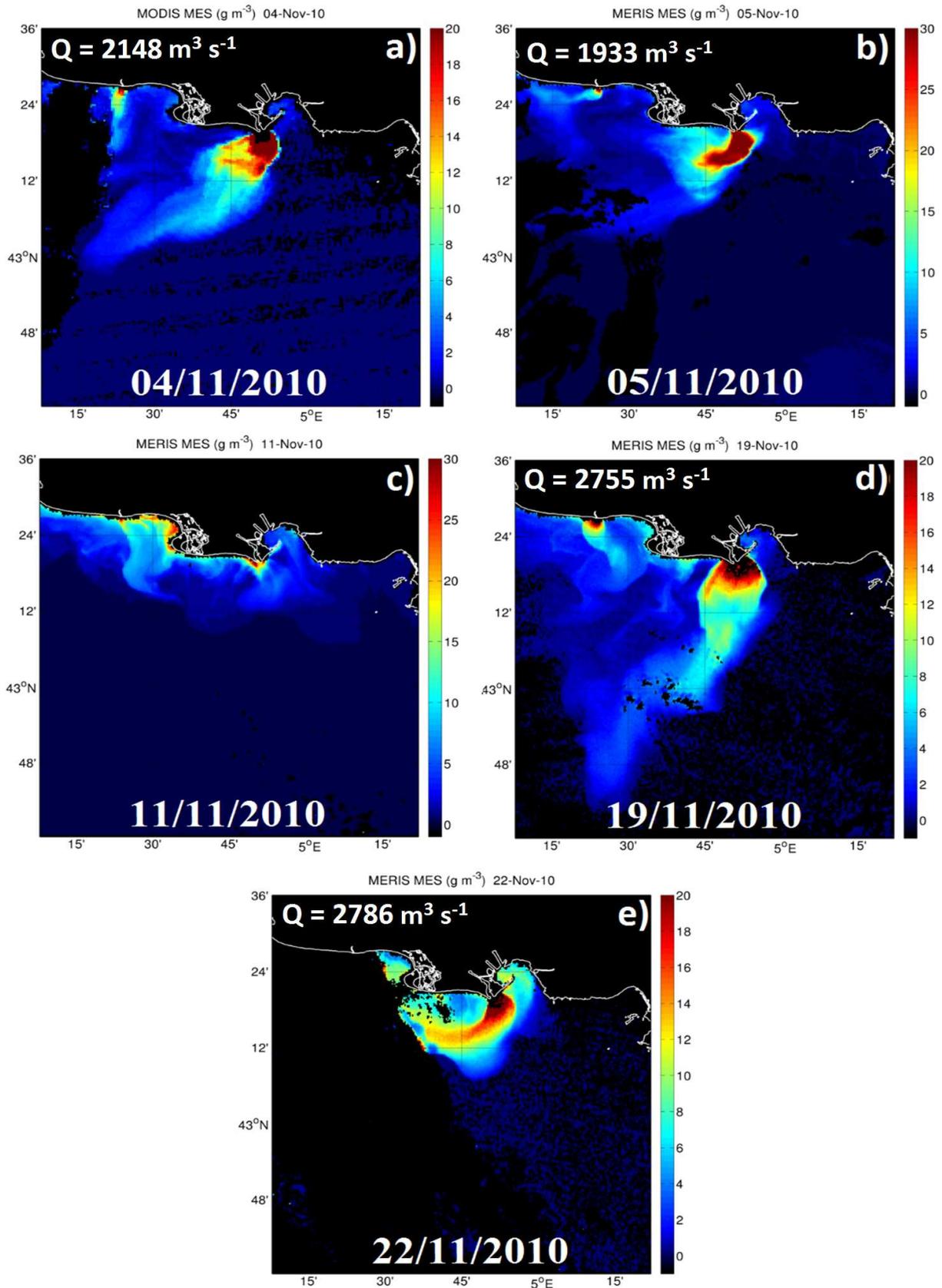


Figure IV-17 : Cartographie des concentration en MES (g m^{-3}) obtenues par MERIS et MODIS à l'aide de l'algorithme empirique pour 5 dates classées chronologiquement entre le 4 et le 22 novembre 2010. Le capteur utilisé et la date sont référencés au dessus de chaque image et Q le débit liquide moyen du Rhône en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ des 5 derniers jours.

Le débit liquide atteint un minimum mensuel le 7 novembre ($824 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) et reste inférieur à $1500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ jusqu'au 11 novembre inclus. En accord avec ces faibles débits, les concentrations en MES télédéteectées le 11/11/10 sont les plus faibles du mois (figure IV-17c). Le Rhône entre ensuite une nouvelle fois en crue en deuxième partie de novembre, avec un débit supérieur à $3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à partir du 17/11/10. Les mesures des 19 et 22 novembre (figure IV-17d et e) présentent donc un panache très développé aussi bien en terme de concentrations en MES que d'extension spatiale vers le large. Le vent est orienté vers le Sud le 19/11/10, bien que de faible amplitude, mais il semble cependant être l'un des facteurs qui a conditionné l'orientation du panache.

En résumé, pour toutes les images MERIS et MODIS présentées dans les figures IV-16 et IV-17, au delà d'une classification des événements en fonction du débit liquide, l'allure du panache du Rhône de surface présente des caractéristiques de forme communes (i.e. orientation et extension) entre différents événements. Qualitativement, on peut classer les allures du panache du Rhône en focalisant sur la zone de l'embouchure selon les catégories suivantes :

- Orientation Sud 14/03/10, 05/04/10
- Orientation Sud-Ouest : 28/04/10, 06/03/10, 22/11/10, 10/04/10, 17/04/10, 04/11/10, 05/11/10, 19/11/10
- Orientation Sud-Est : 19/04/10, 11/11/10
- Orientation Nord (plaqué à la côte) : 09/04/10

Les images précédentes ont été choisies pour couvrir différents types d'épisodes en terme de débit liquide. Seul ce critère a été retenu pour sélectionner ces images. Néanmoins, la classification de l'allure du panache en fonction de quatre types d'orientations montre que l'orientation Sud-Ouest est très largement majoritaire. Ce type d'orientation est en accord avec la dominance des vents de secteur Nord dans la zone d'étude (tramontane et mistral), qui soufflent environ 35% du temps (Millot, 1990). Ce type de régime de vent, en particulier le mistral, a tendance à extraire le panache de la côte et à l'entraîner vers le large, soit exactement les configurations observées dans les figures IV-16 et IV-17. Ces observations sont en accord avec l'étude de Demarcq et Wald (1984) qui fait référence en terme de comportement du panache aux forçages des vents.

IV.F. Etude de sensibilité avec le modèle Mars-3D

Une étude de sensibilité a été menée afin d'évaluer l'impact de la nature des MES simulées dans le modèle hydrosédimentaire Mars-3D sur la charge en suspension estimée dans les eaux de surface du GoL au niveau du prodelta. Cette étude a pour but d'évaluer dans quelle mesure le choix de la nature des particules modifie leur transport dans la zone côtière. L'étude est réalisée à proximité et à distance de l'embouchure du Rhône, puis enfin sur l'ensemble de la zone d'étude. Les sorties modèles sont comparées avec les mesures *in situ* et télédéteectées. L'objectif est si possible de conclure sur la configuration la plus adaptée (du point de vue de la nature des particules : légères ou lourdes, section II.H.2) pour modéliser de manière réaliste l'export des MES par le Rhône dans la zone côtière.

IV.F.1. Résolutions temporelle et spatiale

IV.F.1.a. Résolution temporelle

Sur l'année 2010, trois périodes ont été sélectionnées pour réaliser l'étude de sensibilité (figure IV-18) :

- un épisode de crue printanier au début avril 2010
- un épisode post-crue printanier à la fin du mois d'avril 2010
- un épisode d'étiage ($<1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) à la fin du mois de juillet 2010

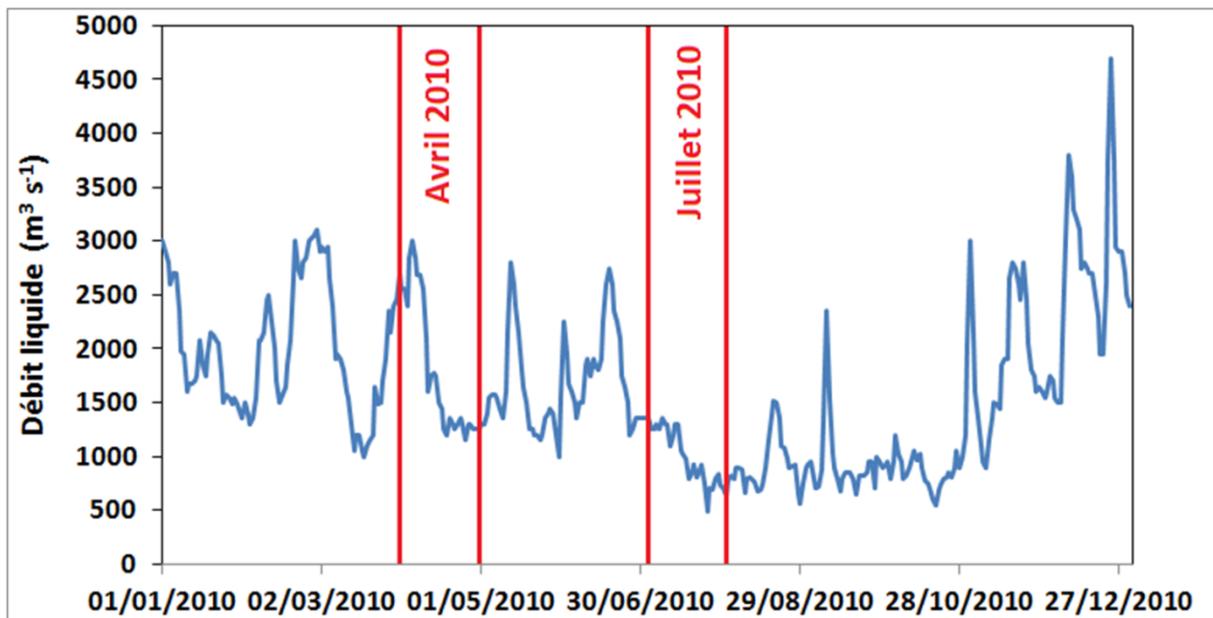


Figure IV-18 : Débit liquide du Rhône en entrée du modèle et périodes sélectionnées pour l'étude de sensibilité (avril et juillet 2010).

IV.F.1.b. Résolution spatiale

La figure IV-19 représente la grille horizontale de calcul Mars-3D composée de 93 lignes et 86 colonnes soit 7998 pixels (les pixels bleus correspondent à la terre et les pixels verts correspondent à la mer). Chaque pixel fait 1.2 km de côté.

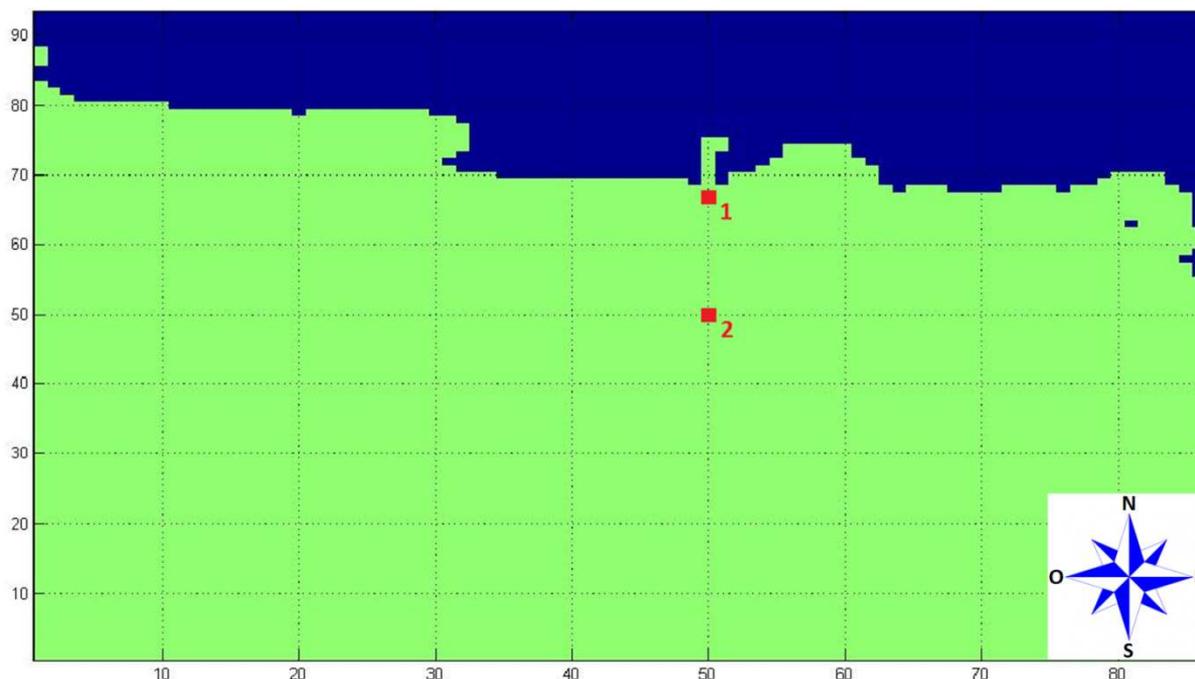


Figure IV-19 : Grille du modèle Mars-3D de 93 lignes et 86 colonnes (en bleu la terre, en vert la mer). Deux localisations spécifiques étudiées par la suite sont représentées sur la grille (1) devant l'embouchure du Rhône (2) à vingt kilomètres au Sud de l'embouchure.

Les limites géographiques de la grille sont :

- 43.6017°N et 4.1309°E au Nord-Ouest
- 42.6061°N et 5.3673°E au Sud-Est.

Sur cette grille, les points 1 et 2 seront des points références pour étudier la variation temporelle de la concentration en MES dans les eaux de surface (i.e. premier mètre) (figure IV-19).

IV.F.2. Sensibilité du transport de MES à la fraction de particules légères et lourdes

Seule les fractions de particules légères et lourdes sont modifiées sans changer les propriétés propres de ces deux types de particules (tableau IV-3). Par souci de clarté dans la suite du document, les différentes configurations modélisées seront notées « LH XX-YY » avec XX le pourcentage de particules légères et YY celui de particules lourdes (avec $XX + YY = 100$). Le tableau IV-3 liste les 11 configurations modélisées pour l'étude de sensibilité du modèle à la fraction de particules légères et lourdes.

	LH 100-0	LH 90-10	LH 80-20	LH 70-30	LH 60-40
LH 50-50	LH 40-60	LH 30-70	LH 20-80	LH 10-90	LH 0-100

Tableau IV-3 : Liste des 11 configurations modélisées pour l'étude de sensibilité à la fraction de particules légères et lourdes.

IV.F.2.a. Variation temporelle de la concentration en MES dans le premier mètre sous la surface au point 1

Les variations temporelles des concentrations en MES au point 1 (figure IV-19) pour les différentes valeurs du rapport mentionnées dans le tableau IV-3 sont présentées dans la figure IV-20.

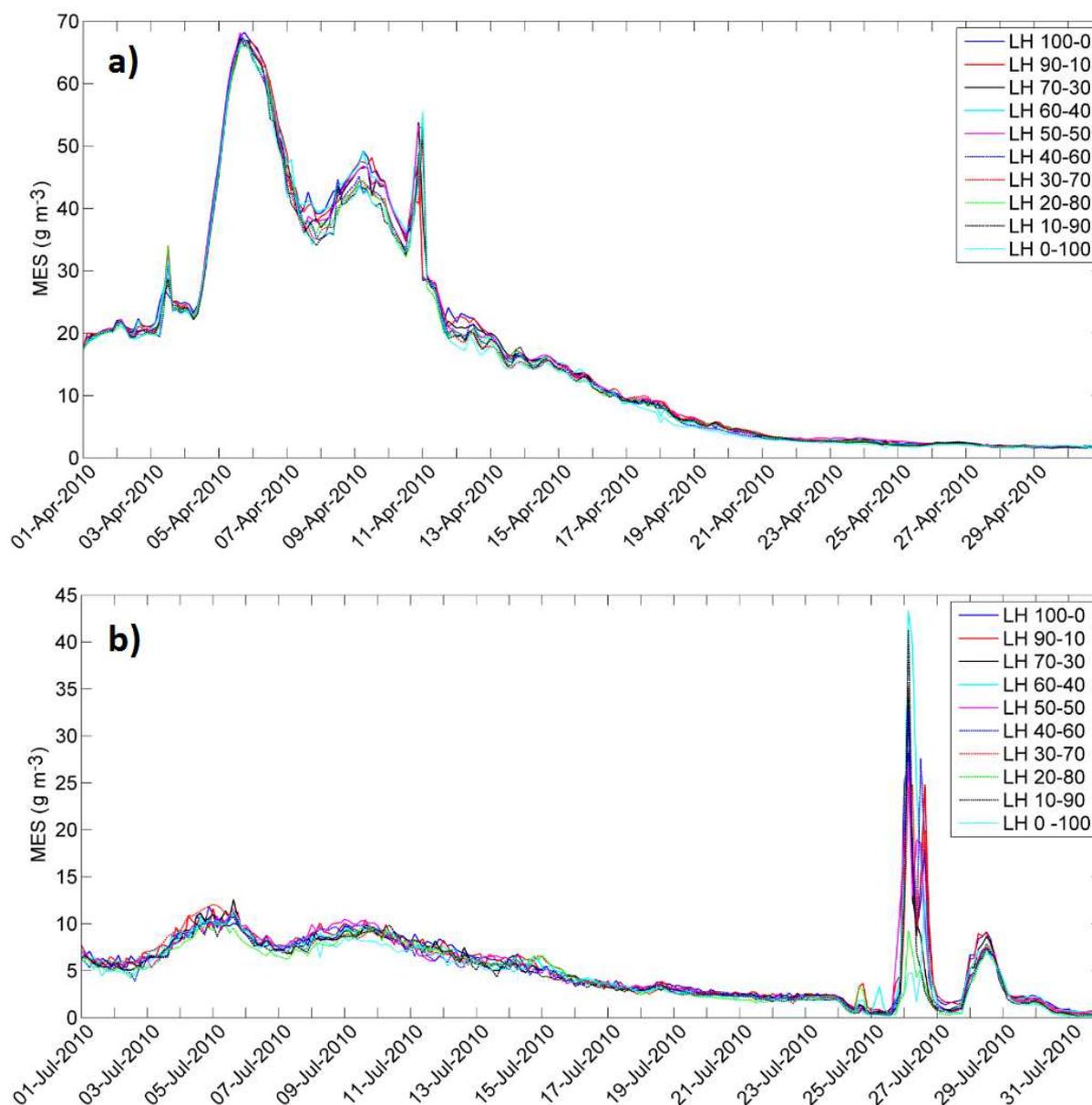


Figure IV-20 : Evolution temporelle de la concentration en MES (g m^{-3}) dans le premier mètre de la colonne d'eau au point 1 (cf. figure IV-19) pour les différents ratios pour a) le mois d'avril 2010 et b) le mois de juillet 2010.

L'épaisseur d'eau considérée est le premier mètre sous la surface pour les mois d'avril et juillet 2010 (figure IV-20a et b). On peut voir sur ces deux figures que la variation du rapport LH modifie faiblement la charge en suspension moyenne dans le premier mètre au point 1.

Durant le mois d'avril 2010 (figure IV-20a), les concentrations en MES modélisées au point 1 couvrent une large gamme de concentrations comprise entre 69 g m^{-3} le 5 avril et 1 g m^{-3} à la

fin du mois. Pour le mois de juillet 2010 (figure IV-20b), les concentrations en MES modélisées sont inférieures à 13 g m^{-3} , à l'exception de la journée du 26 juillet, journée durant laquelle les concentrations pour certains rapports dépassent 40 g m^{-3} .

La figure IV-21 représente les concentrations en MES modélisées pour les deux configurations extrêmes (LH 90-10 et LH 10-90) en fonction des concentrations en MES de la configuration médiane notée LH 50-50 au point 1 pour l'ensemble des mois d'avril et juillet 2010.

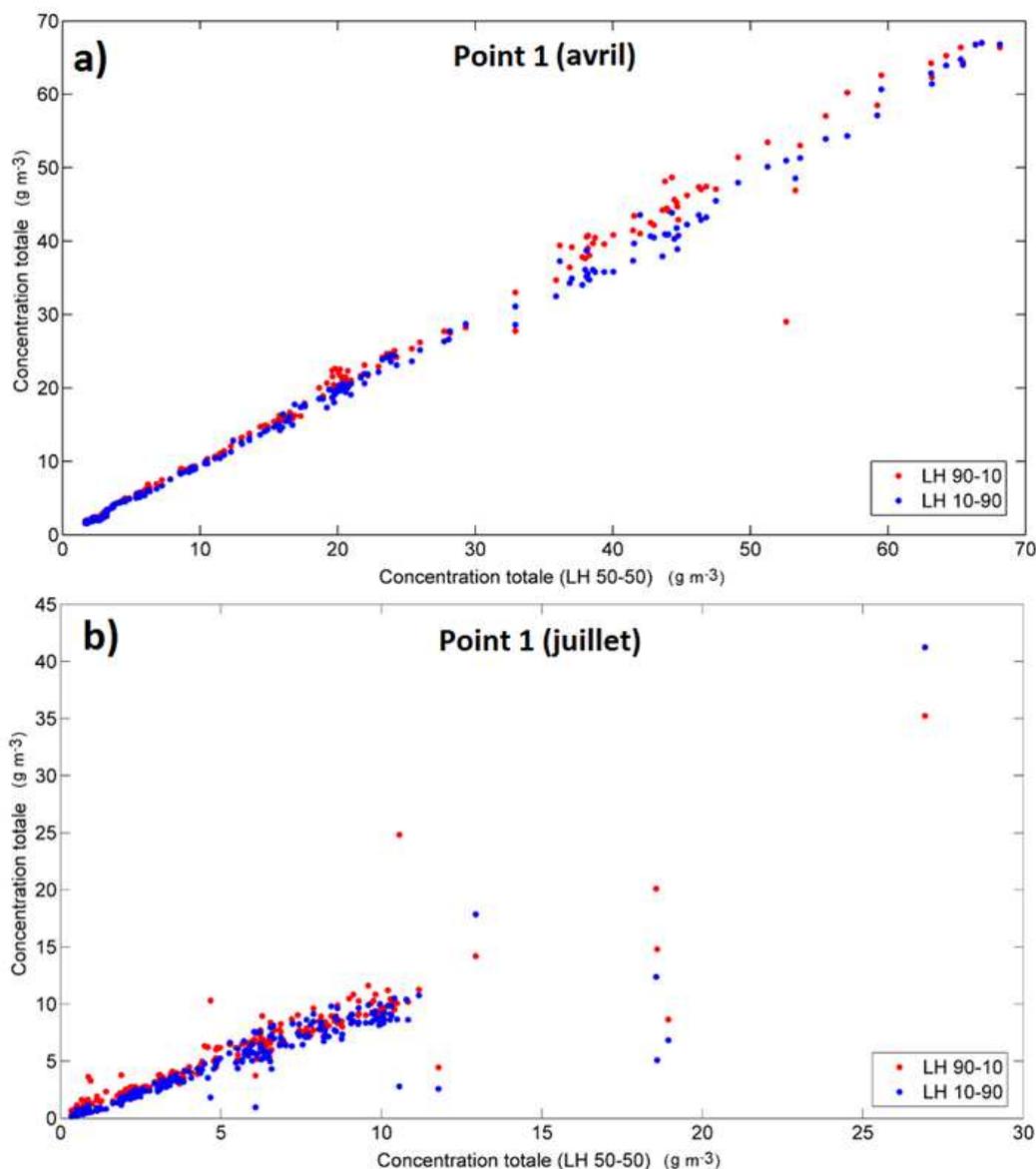


Figure IV-21 : Concentration en MES (g m^{-3}) pour les rapports LH 90-10 (rouge) et LH 10-90 (bleu) en fonction de la concentration en MES correspondant au rapport LH 50-50 au point 1 pour a) avril et b) juillet 2010.

A l'exception de certains pas de temps, les points sont très majoritairement compris autour de la droite 1:1. Les figures IV-20 et IV-21 indiquent que la nature des particules apportées par le Rhône dans le GoL en entrée du modèle, ne modifie pas significativement la concentration en MES modélisée dans le premier mètre sous la surface à l'embouchure. Une hypothèse qui peut expliquer cette faible différence est la faible distance entre la source des MES et le point 1.

Sur cette distance, il semble que les propriétés de vitesse de chute des particules conditionnent peu les concentrations en surface.

IV.F.2.b. Variation temporelle de la concentration en MES dans le premier mètre sous la surface au point 2

Dans cette partie, l'impact des différentes configurations listées dans le tableau IV-3 sur les concentrations en MES simulées en surface est étudié à une distance plus importante de l'embouchure (point 2 à 20 km au large de l'embouchure, figure IV-19). Les gammes de concentration en MES modélisées au point 2 sont très inférieures à celles modélisées au point 1 (figure IV-22).

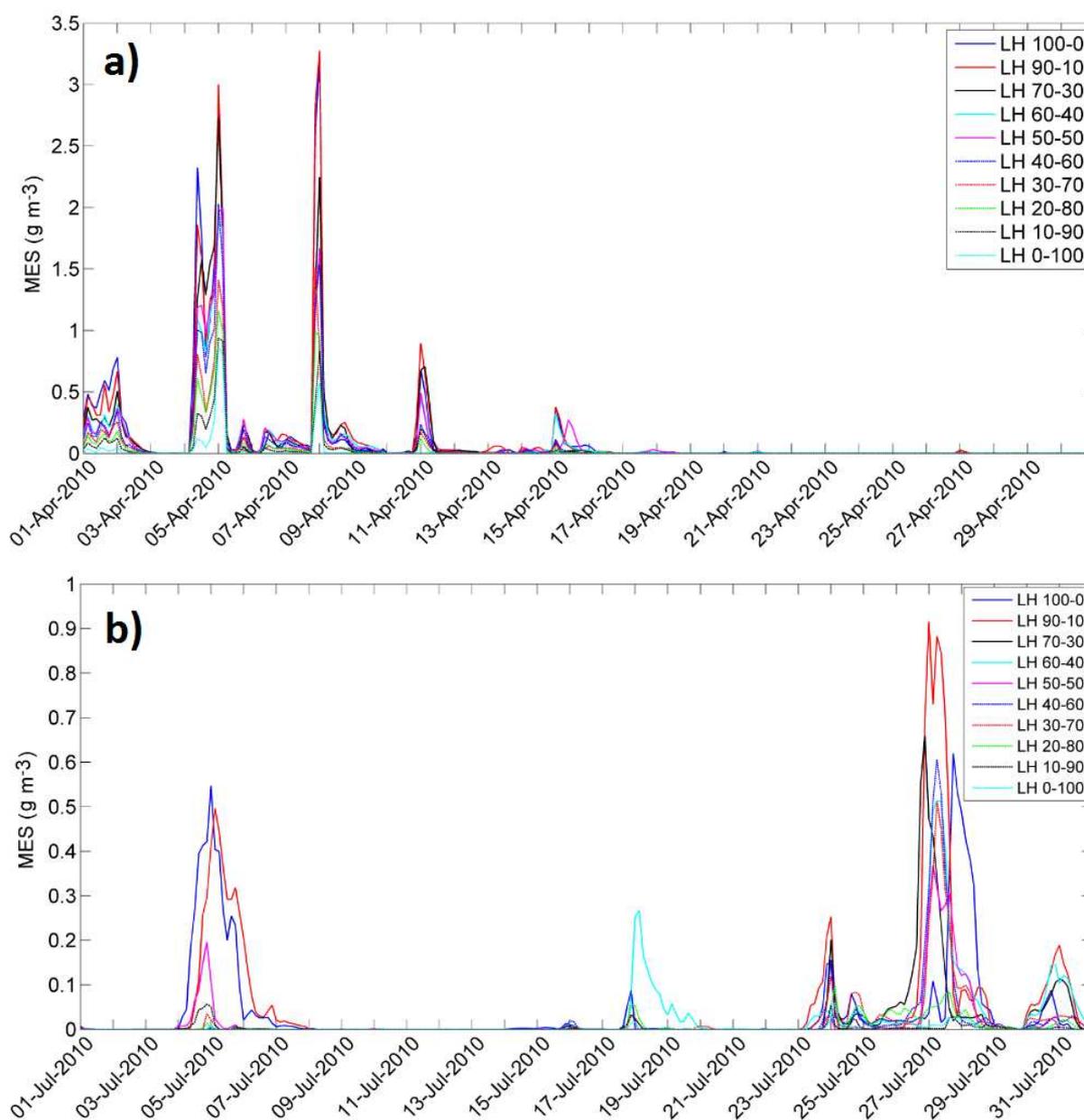


Figure IV-22 : Evolution temporelle de la concentration en MES (g m^{-3}) dans le premier mètre de la colonne d'eau au point 2 (cf. figure IV-19) pour les différents ratios pour a) avril et b) juillet 2010.

Elles sont inférieures à 3.5 g m^{-3} et 1 g m^{-3} pour les mois d'avril et juillet, respectivement. Elles présentent des valeurs nulles alternant avec des maximas ponctuels. A distance de l'embouchure, le choix de la configuration impacte fortement les valeurs des concentrations en MES modélisées. Plus la part de particules légères est importante, plus les concentrations en MES en surface sont élevées. Les particules légères chutent plus lentement dans la colonne d'eau et sont ainsi transportées loin de l'embouchure (jusqu'au point 2) dans les eaux de surface. Contrairement au point 1 (figures IV-20 et IV-21), le choix de la configuration LH conditionne nettement les concentrations en MES modélisées au point 2. Au mois d'avril (figure IV-23a), bien qu'elle soit bruitée, il existe une relation entre les concentrations en MES simulées pour LH 90-10 et LH 10-90 en fonction de LH 50-50.

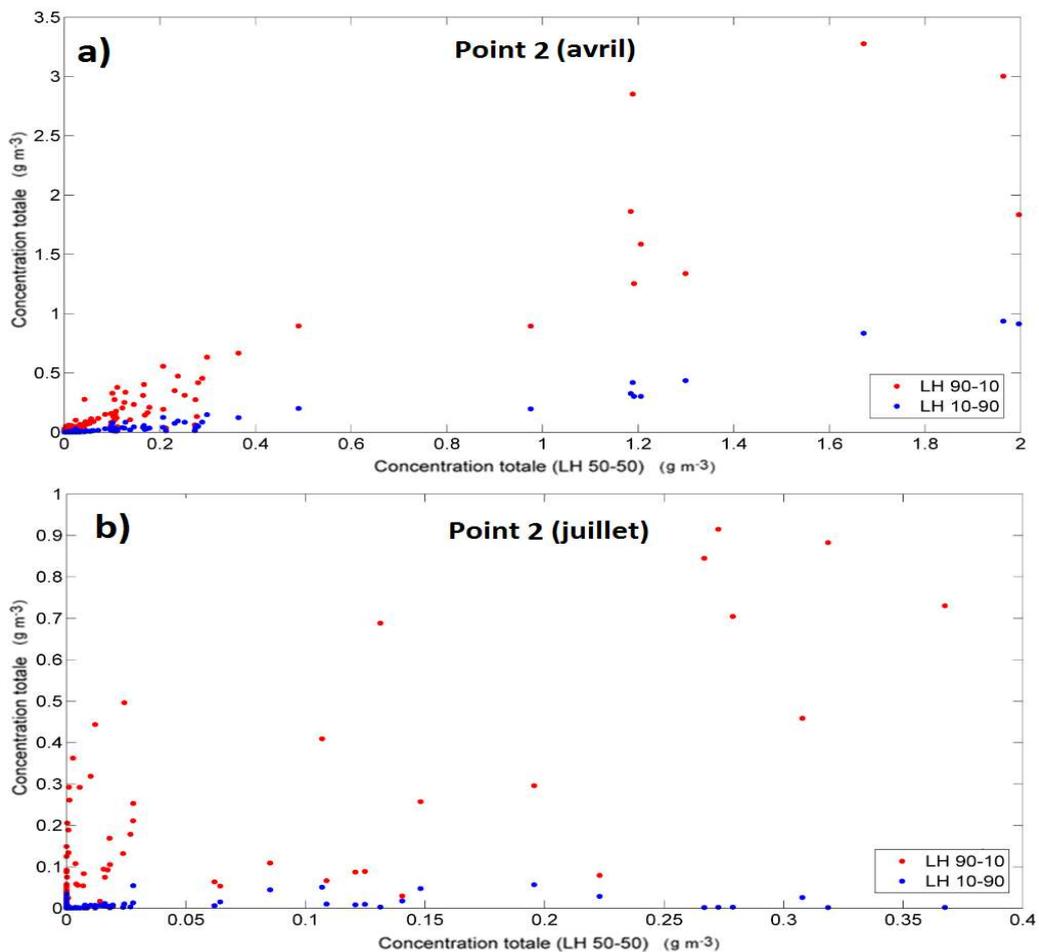


Figure IV-23 : Concentration en MES (g m^{-3}) pour les rapports LH 90-10 (rouge) et LH 10-90 (bleu) en fonction de la concentration en MES correspondant au rapport LH 50-50 au point 2 pour a) avril 2010 b) juillet 2010.

La pente de la relation observée sur la figure IV-23a est plus élevée pour la configuration LH 90-10 que pour la configuration LH 10-90, renforçant l'hypothèse d'une capacité de transport accrue des particules légères à distance de l'embouchure par opposition aux particules lourdes. Au mois de juillet (figure IV-23b), pour la configuration LH 10-90, les concentrations en MES modélisées sont faibles voire nulles. En juillet, le débit liquide est compris entre environ $1400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en début de mois et moins de $700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en fin de mois, soit très proche du

minimum annuel. Ainsi, lorsque le débit du Rhône est faible, il apparaît que les particules lourdes chutent rapidement et ne seront pas transportées sur des distance supérieures à 20 km.

IV.F.2.c. Variation temporelle du pourcentage de particules lourdes dans le premier mètre sous la surface

Les figures IV-22 et IV-23 ont montré que la fraction de particules légères en entrée du modèle impacte fortement la concentration modélisée dans le premier mètre au point 2. Plus la fraction de particules légères est importante, plus la concentration modélisée au point 2 est forte. Il a donc été conclu que les particules lourdes chutent plus rapidement que les légères, réduisant leur capacité de transport à seulement quelques kilomètres de l'embouchure. Dans cette partie, ce n'est plus la concentration totale en MES qui est étudiée mais la fraction de chacun des deux types de particules indépendamment. La configuration médiane LH 50-50 est étudiée ici, c'est à dire que les concentrations modélisées en MES_L et MES_H apportées par le Rhône sont identiques. La figure IV-24 représente l'évolution temporelle du pourcentage de MES_H par rapport à la concentration totale (soit $MES_H / (MES_H + MES_L) \times 100$) au mois d'avril et juillet 2010.

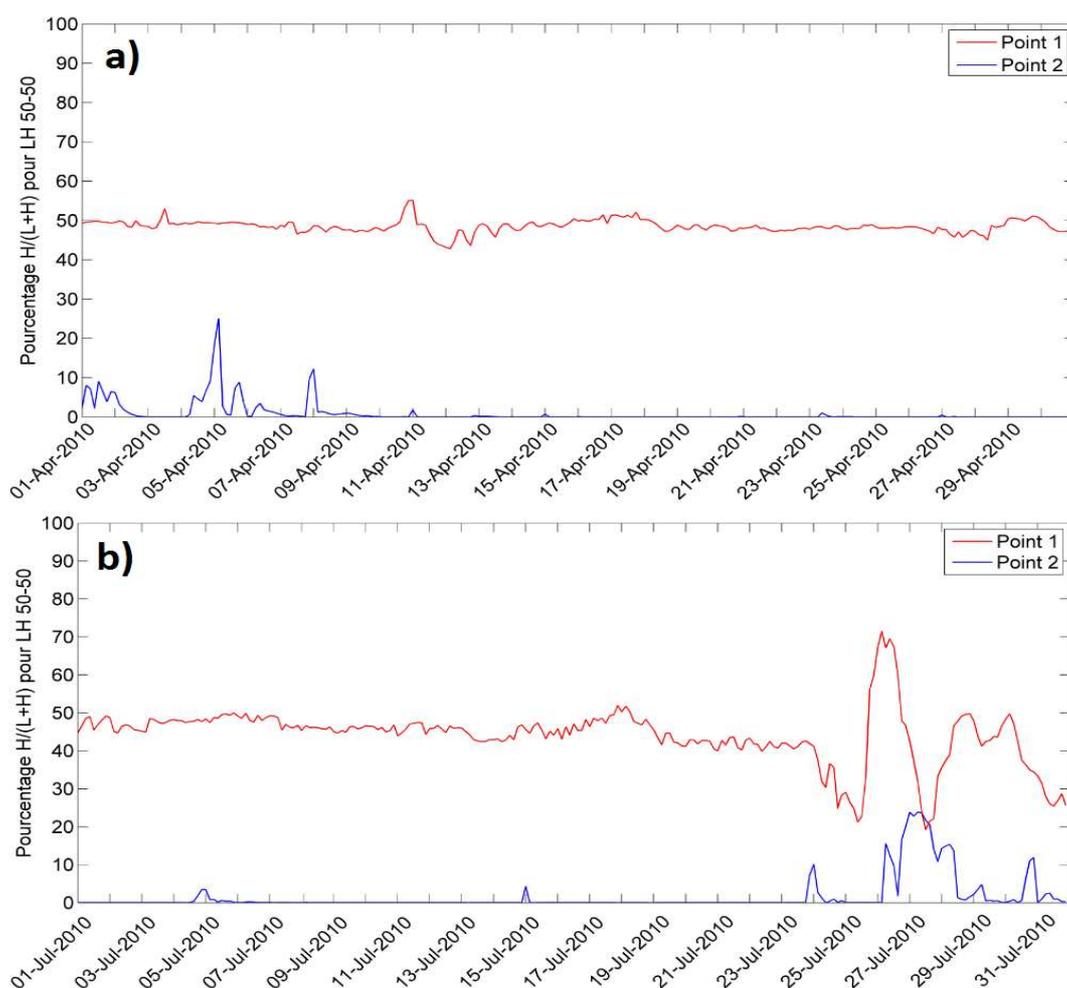


Figure IV-24 : Evolution temporelle en % de la fraction de particules lourdes (MES_H) par rapport à la concentration en MES (%) au point 1 (rouge) et au point 2 (bleu) pour a) avril et b) juillet 2010.

De la même manière que dans les parties précédentes, les localisations spécifiques des points 1 et 2 sont considérées et l'épaisseur d'eau étudiée est le premier mètre sous la surface.

L'analyse de la figure IV-24a et b confirme définitivement les hypothèses formulées précédemment pour les deux mois considérés (avril et juillet). La fraction de particules lourdes au point 1 (en rouge sur les deux graphiques) reste relativement constante au cours du temps autour de la valeur 50 %. Il convient de noter l'exception de la fin du mois de juillet (figure IV-24b), période durant laquelle le rapport varie fortement vraisemblablement en raison de l'étiage sévère de la fin du mois. Hormis cette période, les concentrations en MES totales modélisées au point 1 sont constituées pour moitié de particules lourdes comme imposé en entrée du modèle par les apports du Rhône.

Pour le point 2, les conclusions sont très différentes. En dehors de quelques exceptions ponctuelles pour lesquelles la fraction de particules lourdes atteint $\sim 30\%$, le pourcentage de particules lourdes est de 0 %. Ces valeurs sont à relier cependant aux concentrations en MES mesurées au point 2 en avril et en juillet 2010 qui sont elles même très faibles (figure IV-22).

IV.F.2.d. Cartes moyennes mensuelles de concentration en MES

Les figures IV-25 et IV-26 montrent la différence entre les concentrations moyennes en MES modélisées en surface pour les configurations LH 90-10 et LH 50-50 en avril et juillet 2010, respectivement. Cette différence est informative de la zone où seront exportées les particules légères (i.e., la différence prendra des valeurs positives) pour ces deux périodes.

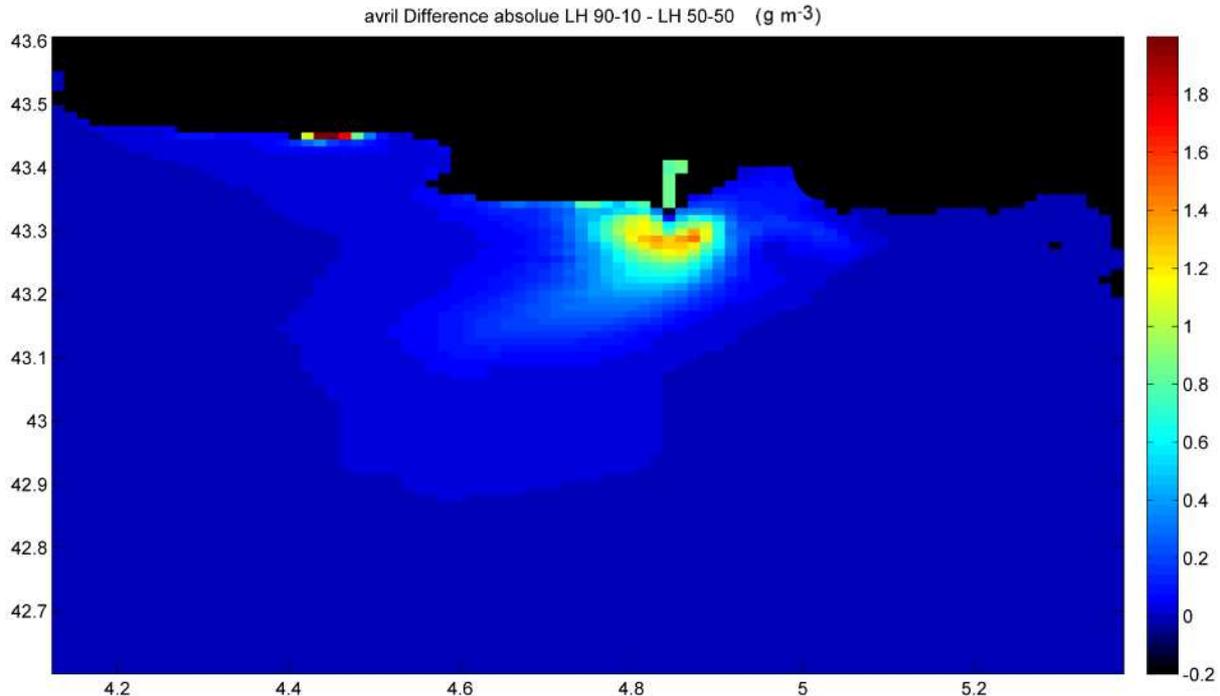


Figure IV-25 : Différence absolue (g m⁻³) entre les concentrations moyennes en MES en surface pour la configuration LH 90-10 et celle de la configuration LH 50-50 au mois d'avril 2010.

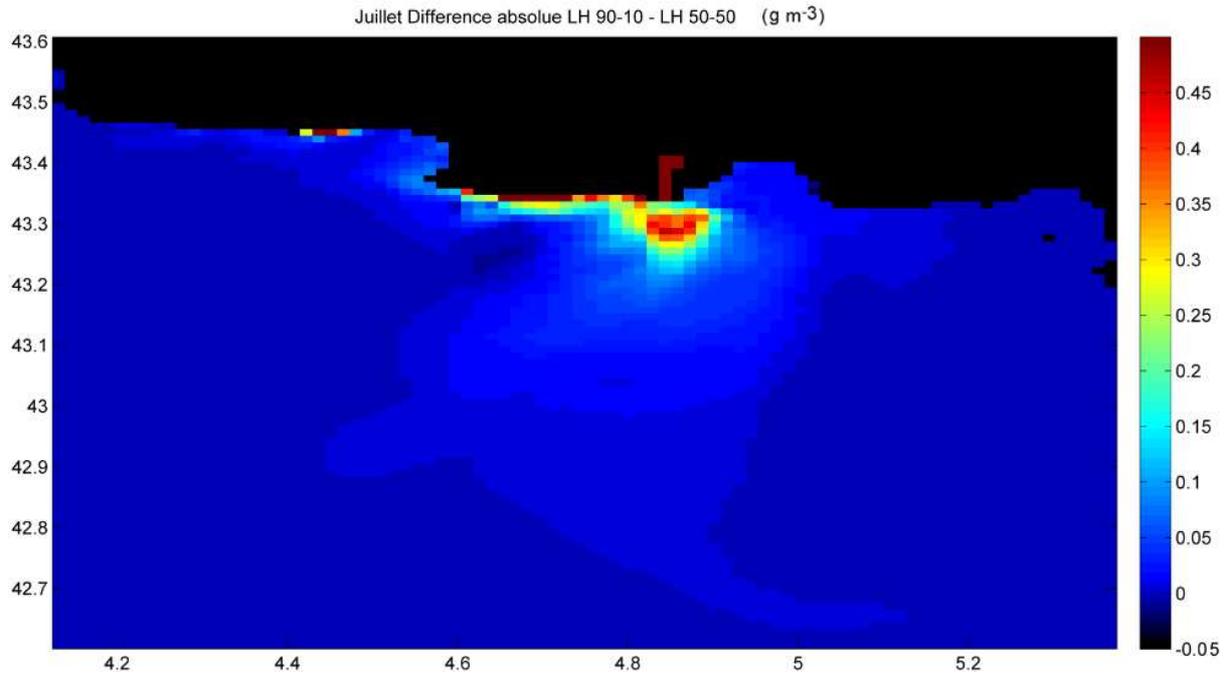


Figure IV-26 : Différence absolue (g m^{-3}) entre les concentrations moyennes en MES en surface pour la configuration LH 90-10 et celle de la configuration LH 50-50 au mois de juillet 2010.

Ces figures illustrent le transport horizontal des particules pour deux périodes ayant un débit liquide moyen du Rhône élevé et faible, respectivement. On peut observer que les particules légères seront exportées sur une zone plus vaste en avril qu'en juillet. Pour chaque période, elles seront exportées de manière relativement homogène autour de l'embouchure, puis le panache de particules légères s'oriente vers le Sud-Ouest. Cette orientation est en accord avec les mesures télédéteectées des capteurs MERIS et MODIS présentées dans la section IV.D.

IV.G. Confrontation entre la modélisation et les mesures *in situ*

Dans cette section, les sorties du modèle Mars-3D sont comparées aux mesures *in situ* réalisées durant les campagnes de mesures océanographiques. Les périodes sélectionnées sont les mois de mars, avril et novembre 2010 afin de couvrir des régimes de débit modéré et de crue du Rhône. De plus, ces trois mois sont concordants avec les mois étudiés dans la section IV.F. Le but est d'évaluer successivement le réalisme du modèle hydrodynamique (transport et mélange des masses d'eau) et du module sédimentaire (transport advectif et chute des MES).

IV.G.1. Profils verticaux de salinité

Les profils verticaux de salinité mesurés *in situ* sont comparés avec les sorties modèle. L'objectif est d'évaluer si le modèle reproduit de manière satisfaisante la stratification et/ou le mélange entre les eaux douces du Rhône et les eaux côtières salées pour un débit liquide du Rhône modéré (IV.H.1.a) puis en régime de crue (IV.H.1.b).

IV.G.1.a. Episodes de débit modéré

La figure IV-27 permet de visualiser les profils de salinité mesurés (rouge) et modélisés (bleu) à l'embouchure du Rhône pour deux épisodes de débit modéré et pour six stations au total dont trois stations échantillonnées le 16/03/2010 (St 1, St 2 et St 3) et trois stations échantillonnées le 28/04/2010 (St 4, St 5 et St 6).

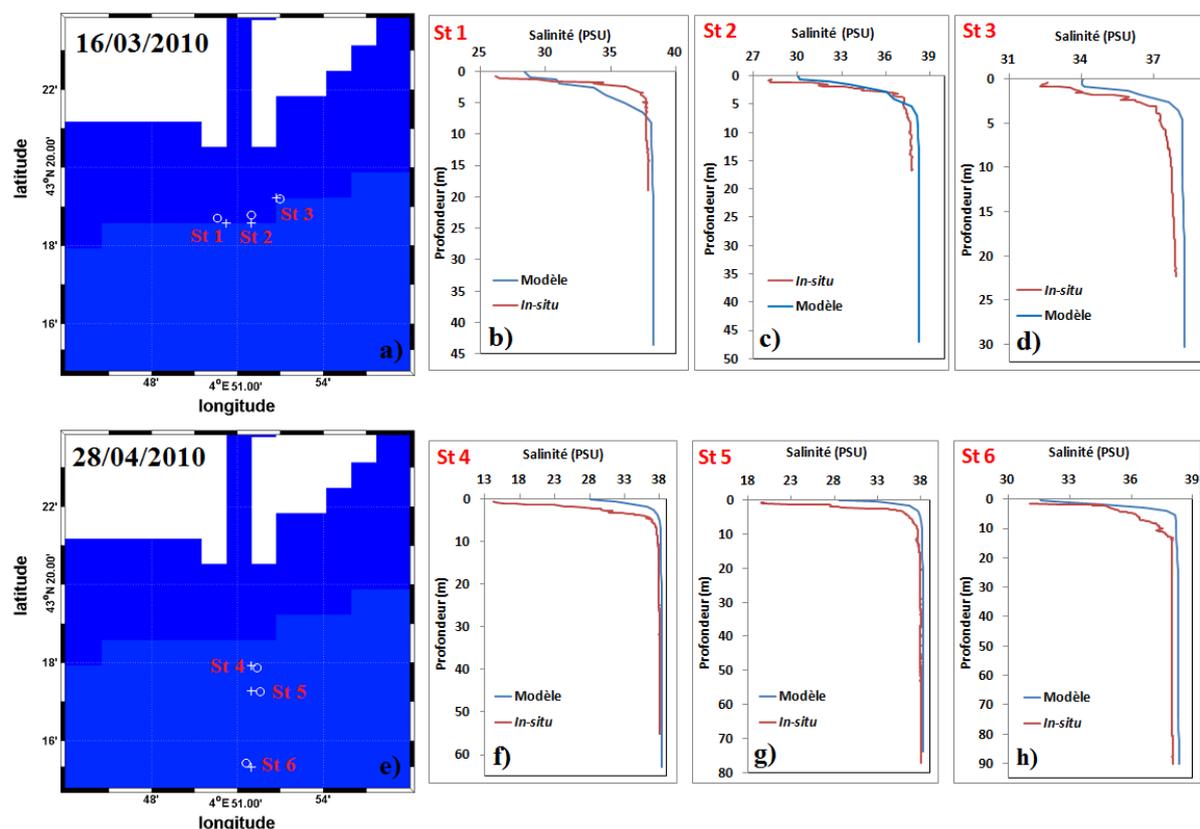


Figure IV-27 : Localisation des stations mesurées *in situ* (rond) et modélisées (croix) du 16/03/2010 a) et 28/04/2010 b). Profils verticaux de salinité (PSU) mesurés *in situ* (rouge) et modélisés (bleu) pour les stations suivantes : St 1 b), St 2 c), St 3 d), St 4 f), St 5 g) et St 6 h).

La figure IV-27 montre que la salinité modélisée est systématiquement sous-estimée par rapport à la salinité mesurée *in situ*. Pour la journée du 16/03/2010, la modélisation du gradient vertical et de l'épaisseur du panache est très satisfaisante, en particulier pour les stations St 2 et St 3. Le 28/04/2010, date pour laquelle les stations comparées se situent à une distance plus importante de l'embouchure, la salinité modélisée en surface est double de celle mesurée, par exemple pour la station St 4. Cette différence entre les mesures *in situ* et modélisées tend à diminuer à mesure que l'on s'éloigne de l'embouchure (St 5 et St 6).

IV.G.1.b. Episodes de crue

De la même manière que pour la figure IV-27, la figure IV-28 permet de visualiser les profils de salinités (PSU) mesurés (rouge) et modélisés (bleu) à l'embouchure du Rhône pour six stations au total dont trois stations échantillonnées le 09/04/2010 (St 1, St 2 et St 3) et trois

stations le 04/11/2010 (St 4, St 5 et St 6). Cette fois les deux dates considérées correspondent respectivement à des épisodes de crue printanier et automnal.

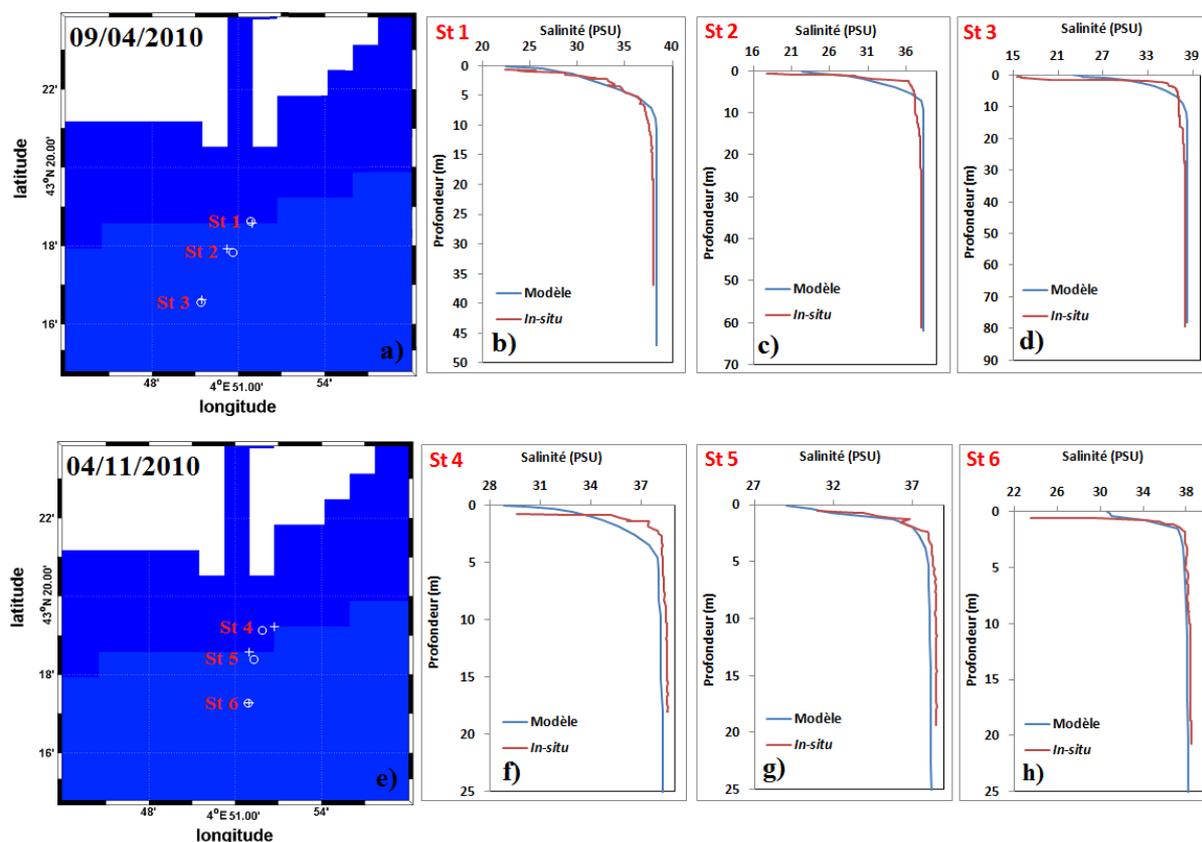


Figure IV-28 : Localisation des stations mesurées *in situ* (rond) et modélisées (croix) du 09/04/2010 a) et 04/11/2010 b). Profils verticaux de salinité (PSU) mesurés *in situ* (rouge) et modélisés (bleu) pour les stations suivantes : St 1 b), St 2 c), St 3 d), St 4 f), St 5 g) et St 6 h).

Pour les deux stations les plus proches de l'embouchure du 09/04/2010 et 04/11/2010, la gamme de salinité mesurée est parfaitement reproduite par le modèle Mars-3D. On peut noter en particulier la remarquable superposition pour les profils mesurés et modélisés des stations St 1 et St 5. Enfin, pour les stations les plus éloignées de la côte (St 3 et St 6), la salinité modélisée est légèrement sous-estimée par rapport aux mesures de terrain. Pour conclure, la stratification de la salinité en surface est mieux reproduite par le modèle Mars-3D pour les épisodes de crue par rapport aux épisodes de débit liquide modéré du Rhône.

IV.G.2. Profils verticaux en MES

Après avoir étudié la validité de la stratification de salinité modélisée à l'aide de Mars-3D dans la section IV.G.1 précédente, cette section est dédiée à l'étude de la modélisation de la charge particulaire sur la colonne d'eau. La configuration LH 90-10 a été retenue car c'est celle qui donnait les meilleurs résultats comparativement aux mesures *in situ*. Les mêmes dates et les mêmes localisations que celles utilisées dans la section précédente ont été

considérées ici. Les profils verticaux de $b_{bp}(770)$ mesurés *in situ* ont été convertis en concentration en MES à l'aide de l'équation III-4.

IV.G.2.a. Episodes de débit modéré

La figure IV-29 représente les profils de concentrations en MES (g m^{-3}) mesurés et modélisés pour les deux dates pour lesquelles le débit liquide du Rhône était modéré.

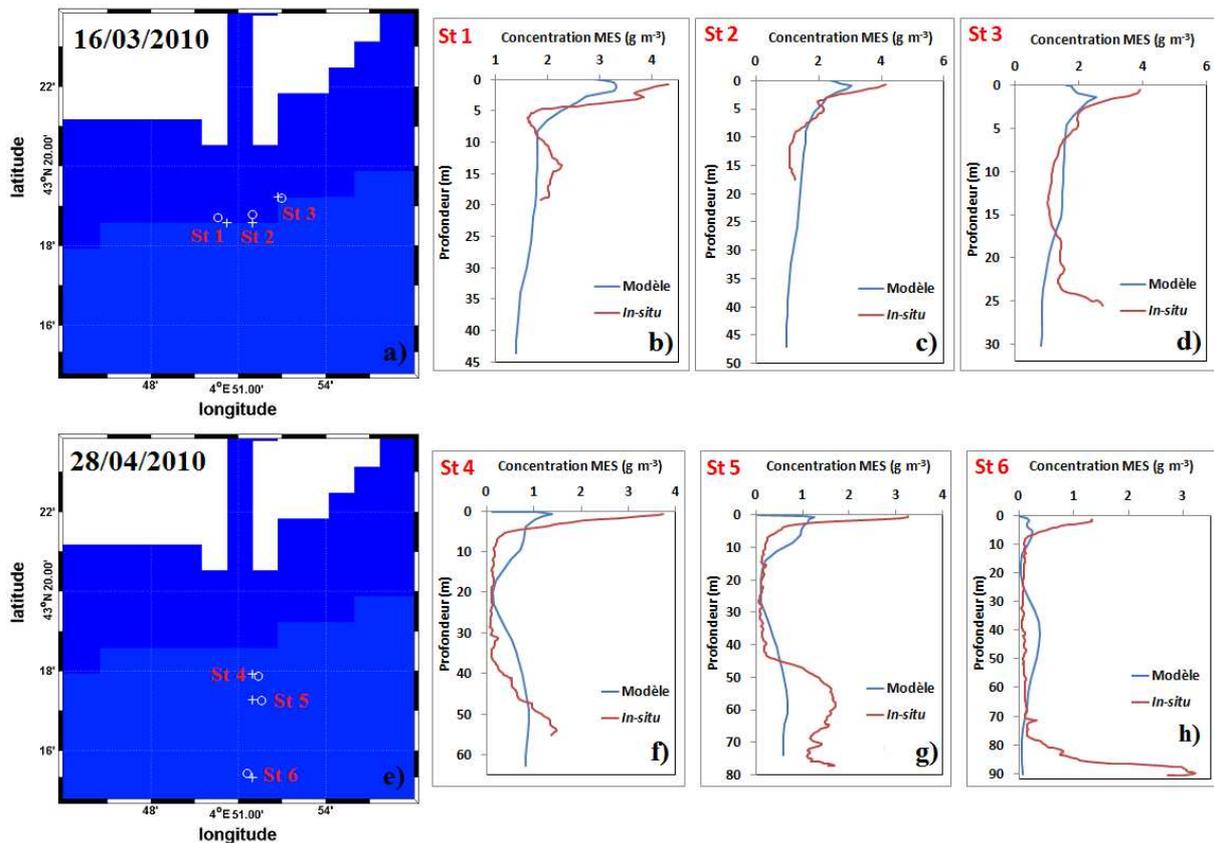


Figure IV-29 : Localisation des stations mesurées *in situ* (rond) et modélisées (croix) du 16/03/2010 a) et 28/04/2010 b). Profils verticaux de concentration en MES (g m^{-3}) mesurés *in situ* (rouge) et modélisés (bleu) pour les stations suivantes : St 1 b), St 2 c), St 3 d), St 4 f), St 5 g) et St 6 h).

Le 16/03/2010, le panache de MES dans les eaux de surface est correctement modélisé (figure IV-29b, c et d). Le 28/04/2010, les profils modélisés de concentration en MES sont très différents de ceux mesurés *in situ* dans la couche de surface. Dans la couche de surface (0-5 m), les concentrations en MES modélisées sont nettement inférieures à celles mesurées ; par opposition dans la couche d'eau sous-jacente (typiquement entre 5 et 15 m), les concentrations en MES modélisées sont supérieures à celles mesurées *in situ*. En résumé pour les épisodes de débits modérés, la concentration en MES est relativement bien reproduite dans les eaux de surface proche de l'embouchure le 16/03/2010. En revanche à distance de l'embouchure, la modélisation n'est plus réaliste (28/04/2010). Enfin, les concentrations en MES modélisées près du fond ne sont pas satisfaisantes.

IV.G.2.b. Episodes de crue

La figure IV-30 présente les profils de concentrations en MES mesurés *in situ* et modélisés lorsque le Rhône est en crue.

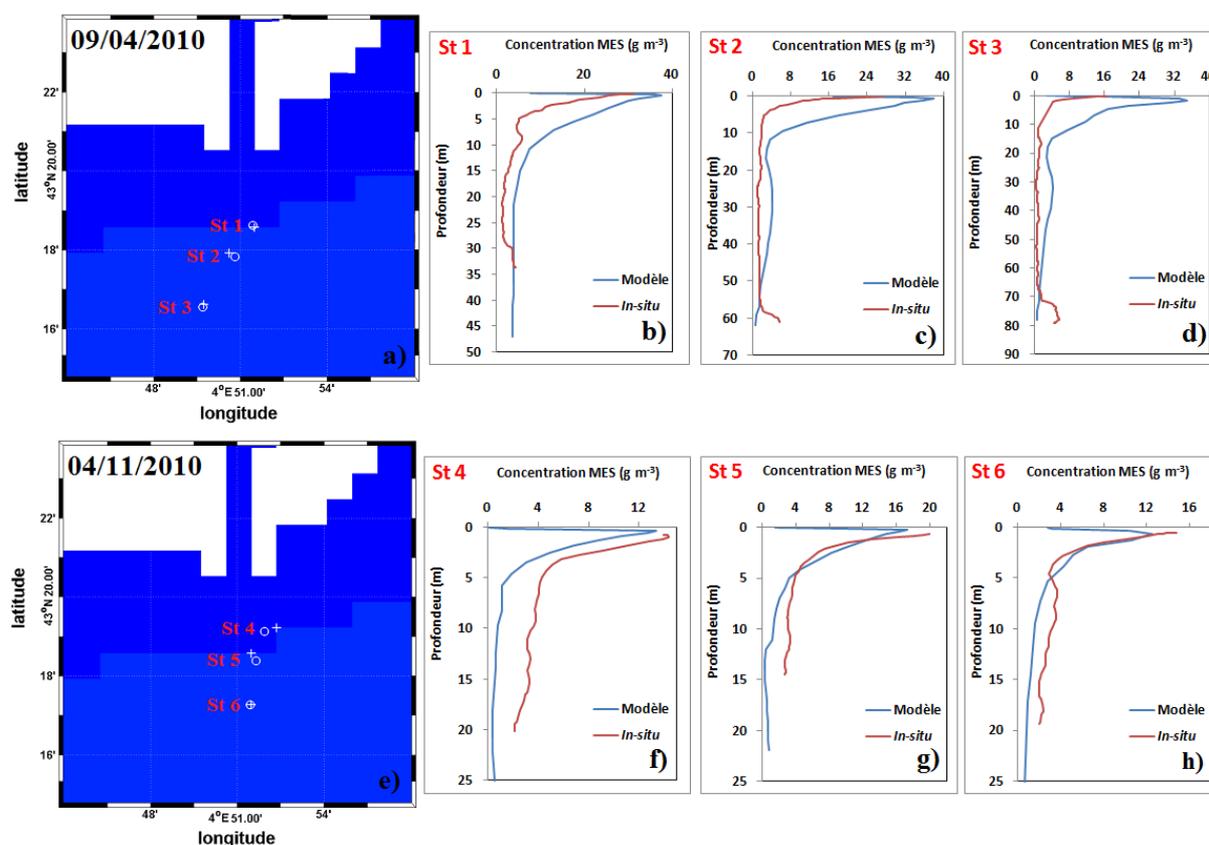


Figure IV-30 : Localisation des stations mesurées *in situ* (rond) et modélisées (croix) du 09/04/2010 a) et 04/11/2010 b). Profils verticaux de concentration en MES (g m^{-3}) mesurés *in situ* (rouge) et modélisés (bleu) pour les stations suivantes : St 1 b), St 2 c), St 3 d), St 4 f), St 5 g) et St 6 h).

Tout comme pour la journée du 28/04/2010 (figure IV-29f, g et h), les concentrations modélisées juste sous la surface sont très faibles. Le maximum de concentration en MES est plus profond que le premier niveau de sigma. Pour le 09/04/2010, les concentrations en MES maximales modélisées sont supérieures à celles mesurées. Pour cette journée, plus la distance à la côte augmente, plus l'écart relatif entre la concentration maximale en MES mesurée et modélisée est élevé. En outre, pour cette journée, la couche de surface modélisée dans laquelle sont transportées les MES a une épaisseur comprise entre 10 et 20 mètres, alors qu'elle est inférieure à 5 mètres d'après les mesures *in situ*. Pour l'épisode du 04/11/2010, hormis les valeurs minimales pour les premiers niveaux de sigma proche de la surface, les gradients de concentrations des MES ainsi que l'épaisseur du panache de particules modélisés sont en accord avec les mesures *in situ*. Pour conclure, il semble que le réalisme du modèle lorsque le débit liquide du Rhône est élevé soit affecté par le type de crue. Dans le cas d'une crue très brève de type automnal (e.g., 04/11/2010), le réalisme du modèle est avéré. En revanche lors d'une crue printanière pour laquelle le débit liquide du fleuve reste élevé pendant plusieurs jours, les sorties du modèle en terme de concentration en MES ne sont pas satisfaisantes.

IV.G.3. Confrontation entre la modélisation et les mesures de télédétection

Un minimum de concentration en MES dans le ou les premiers niveaux de sigma est quasi-systématiquement modélisé près de la surface, ce qui n'a pas été observé *in situ*. Les concentrations moyennes modélisées dans le premier mètre sous la surface sont fortement impactées par ce minimum. Ainsi, la comparaison entre les concentrations en MES modélisées moyennées dans le premier mètre sous la surface avec les mesures satellitaires couleur de l'océan n'a pas donné de résultats satisfaisants. Cependant, une version antérieure du modèle Mars-3D, qui reproduit moins fidèlement la stratification en terme de salinité et de concentrations en MES, mais ne présente pas de valeurs minimales en surface, a été utilisée pour évaluer qualitativement le potentiel de Mars-3D pour modéliser le panache de surface. Un rapport LH 100-0 a été utilisé en entrée du modèle. La figure IV-31 montre deux images satellites MERIS acquises au mois de novembre 2010 en période de crue et les sorties du modèle Mars-3D associées pour les mêmes dates. Ces images permettent d'illustrer la capacité du modèle Mars-3D à reproduire, au moins qualitativement, l'extension spatiale du panache, ainsi que les gammes de concentration en MES dans les eaux de surface.

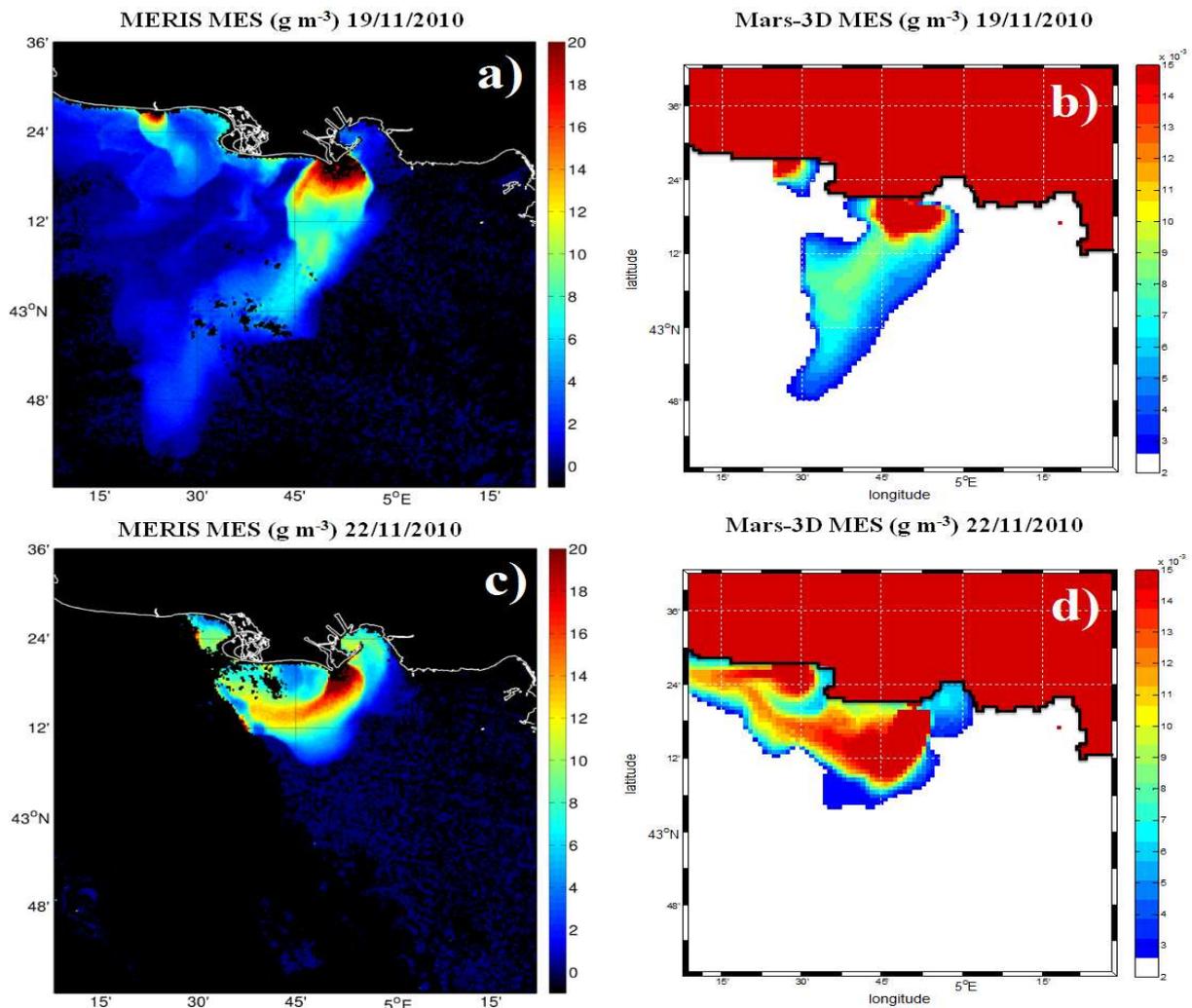


Figure IV-31 : Images MERIS de concentration en MES (g m^{-3}) obtenues à l'aide de l'algorithme empirique régional du 19/11/2010 a) et 22/11/2010 c), associées aux images de concentrations en MES (g m^{-3}) modélisées par MARS 3D dans le premier mètre sous la surface du 19/11/2010 b) et 22/11/2010 d).

IV.H. Conclusion

Dans la première partie de ce chapitre, le coefficient de rétrodiffusion, qui est un proxy de la concentration en MES a été exploité pour suivre l'évolution temporelle de la concentration en MES à une localisation fixe (station MESURHO, ~ 2.5 km de l'embouchure) pour différentes conditions hydrologiques. Malheureusement, la période durant laquelle la sonde a fonctionné de manière satisfaisante est relativement courte (environ 3 mois et demi, en période d'étiage). Cela a notamment permis d'éprouver l'installation en place en vue d'estimer des flux de MES à l'embouchure du Rhône. L'analyse de nos mesures a montré que le gradient de concentration en MES dans la couche de surface est très marqué. Ce résultat implique qu'il est nécessaire de disposer d'une mesure plus fine en terme de résolution verticale que celle actuellement disponible sur la plateforme MESURHO actuelle (une seule mesure à une profondeur fixée). Cette unique mesure qui est réalisée dans la configuration actuelle biaise l'information sur la concentration en MES dans la couche de surface, en particulier lorsque le panache de surface est plus fin que la profondeur d'immersion effective du capteur. En dernier point, l'estimation des flux avec ce type de plateforme fixe nécessite la mesure de vitesses de courant en parallèle des mesures de concentration en MES.

Les mesures *in situ* du coefficient de rétrodiffusion lors des campagnes de mesures océanographiques et à bord des flotteurs-profileurs ProvBio ont permis d'obtenir de l'information sur la dynamique spatio-temporelle des MES. La faible variabilité journalière des profils verticaux de turbidité à proximité de MESURHO a ainsi pu être démontrée. De l'embouchure (station MESURHO) jusqu'à quelques kilomètres au large, i.e. au niveau du prodelta, ces mesures ont montré que les couches néphéloïdes de surface et de fond assurent l'essentiel du transport des MES. Hors période de crue, la charge en MES de la couche de néphéloïde de fond devient significative par rapport à celle de la colonne d'eau. Pendant ce type d'événement, les mesures satellitaires couleur de l'océan (qui ne mesurent que la charge en MES dans la couche de surface) ne permettent pas d'estimer la charge particulière intégrée sur l'ensemble de la colonne d'eau. En revanche, lors d'épisodes de crue pour lesquels 80% de l'export particulaire annuel a lieu, les MES sont concentrées dans la couche de surface. Pour ce dernier type d'événement, les mesures satellitaires sont donc un outil adapté pour évaluer l'export de MES sur l'ensemble de la colonne d'eau (malgré leur confinement dans la couche de surface). Ce résultat est très important car il permet de s'affranchir d'une des limitations principales de la télédétection spatiale concernant le manque de « visibilité » des concentrations en substances optiquement actives sous la couche de surface. Ce résultat permet l'exploitation pertinente des mesures satellitaires dans le Golfe du Lion pour améliorer la compréhension des exports particuliers du continent vers l'océan pour les périodes de l'année où ces exports sont les plus importants.

Il est assez complexe de mesurer l'épaisseur du néphéloïde de fond à l'aide d'une cage optique instrumentée déployée depuis un navire. Pour pallier à ce problème, les plateformes de mesures autonomes ProvBio qui s'échouent sur le fond représentent un outil mieux adapté. Ce type de plateforme permet donc de mesurer l'épaisseur d'une couche néphéloïde de fond ainsi que la concentration en MES associée à l'aide du capteur de rétrodiffusion dont elle est équipée.

L'algorithme empirique régional développé dans le chapitre III afin de télédétecer les MES dans les eaux de surface à l'embouchure et dans le panache du Rhône a été appliqué aux mesures satellitaires MERIS et MODIS corrigées des effets atmosphériques. Il a été démontré que les produits Rrs et MES générés à partir des mesures de ces deux capteurs sont concordants entre eux. Ces produits ont pu être validés à partir de mesures *in situ* simultanées de concentrations en MES. Ces validations se sont révélées tout à fait satisfaisantes. Elles ont permis de démontrer que l'algorithme, qui a pourtant été développé et bâti sur la base d'une gamme limitée de concentrations ($< 10 \text{ g m}^{-3}$), est aussi opérationnel de manière satisfaisante lorsque le Rhône est en crue (MES $> 10 \text{ g m}^{-3}$). Suite à cette étape de validation, les concentration en MES des eaux de surface télédétectées ont permis d'étudier l'influence des conditions environnementales (débit liquide du Rhône et vent) sur la dynamique du panache. Les résultats obtenus montrent que les gammes de concentration en MES dans le panache du Rhône sont contrôlées par le débit liquide tandis que son orientation est gouvernée par les régimes de vent. Une tendance dominante de l'orientation et de l'extension du panache vers le Sud-Ouest a été mise en évidence. Cette dominance est en accord avec les phénomènes météorologiques observés majoritairement dans la zone d'étude tout au long de l'année.

Une étude de sensibilité a été réalisée avec le modèle hydrosédimentaire Mars-3D afin de comprendre l'impact du type de particules apportées par le Rhône sur leur transport en suspension dans la zone côtière. Seules deux classes de particules cohésives ont été modélisées, particules différenciées par leur vitesse de chute. Cette étude de sensibilité a permis de mettre en évidence que la vitesse de chute des particules joue un rôle mineur dans leur transport à proximité de l'embouchure. En revanche, à distance de l'embouchure (~20 km), seules les particules « légères » subsistent en surface alors que les particules lourdes ont rapidement chuté dans la colonne d'eau. Cette chute des particules « lourdes » est d'autant plus rapide que le débit du Rhône est faible (e.g., en été).

Après avoir réalisé cette étude de sensibilité, le réalisme du modèle Mars-3D GoL a été éprouvé en termes de reproduction du mélange des masses d'eaux douces et salées sur le proche plateau continental, en se basant sur des mesures *in situ*. Pour des régimes de débit liquide du Rhône modéré, la modélisation de l'épaisseur du panache est satisfaisante en terme de salinité. Néanmoins, le modèle tend à sous-estimer la valeur absolue de la salinité pour les niveaux de sigma les plus proches de la surface. En régime de crue, la gamme de salinité ainsi que l'épaisseur du panache est très correctement reproduite par le modèle. De la même manière des mesures *in situ* de profils verticaux de concentrations en MES ont permis d'évaluer le réalisme du module sédimentaire du modèle Mars-3D. En régime de débit modéré, les sorties du modèle sont peu convaincantes. Lorsque le Rhône est en régime de crue très brève, hormis des concentrations minimales modélisées à tort près de la surface, les sorties du modèle donnent des résultats plutôt satisfaisants. La modélisation de la vitesse de chute des MES est sûrement trop simpliste et demande à être améliorée.

Conclusions générales

Perspectives

Conclusions générales - Perspectives

I. Conclusions générales

L'objectif général de la thèse était de quantifier et déterminer le devenir des apports particuliers du Rhône depuis son embouchure vers le large. Une étude de terrain aussi complète soit-elle n'est pas suffisante pour répondre à ce genre de problématique car l'accumulation des données ne réduit pas la complexité du système. Désormais, quelle que soit la thématique, la démarche adoptée pour l'étude de systèmes complexes repose sur des campagnes de terrain associées à d'autres types d'outils. Dans le cadre de cette étude, les outils associés sont la télédétection satellitaire de la couleur de l'eau ainsi que la modélisation numérique hydro-sédimentaire.

Le premier chapitre a été l'occasion de rappeler les notions fondamentales en optique marine et télédétection de la couleur de l'eau qui ont été utilisées tout au long du manuscrit. Le deuxième chapitre a présenté la méthodologie générale adoptée dans le cadre de cette étude. Dans un premier temps, le site d'étude du Golfe du Lion, la stratégie d'échantillonnage des campagnes de terrain, l'instrumentation et les équipements utilisés ainsi que les protocoles de mesures ont été présentés. Les nombreuses mesures de terrain sont issues dans leur grande majorité de la zone proche de l'embouchure du Rhône ou prodelta (au maximum à quelques dizaines de kilomètres au large de l'embouchure). Le prodelta du Rhône correspond à la prolongation du delta dans sa partie marine depuis la côte jusqu'à l'isobathe 80 mètres environ. Une stratégie d'échantillonnage concentrée principalement sur le prodelta du Rhône est judicieuse car il s'agit d'une zone clé du transport sédimentaire dans tout le Golfe du Lion. Il est une zone de stockage temporaire de sédiments (Lansard, 2005 ; Maillet et al., 2006 ; Miralles et al., 2006), où 54% des sédiments apportés par le Rhône sont stockés à proximité sur seulement 30 km² (Noël, 1996). Dans la seconde partie du chapitre II, les capteurs satellitaires MERIS et MODIS et enfin le modèle hydrodynamique MARS-3D qui a la spécificité de comporter un module sédimentaire, ont été présentés. Les résultats obtenus ont été présentés et discutés sous la forme de deux chapitres distincts (chapitres III et IV). Chacun de ces chapitres a permis de répondre en grande partie aux sous-objectifs scientifiques fixés.

Caractérisation bio-optique des eaux côtières influencées par le panache du Rhône

Dans le chapitre III, les propriétés biogéochimiques et optiques des eaux côtières influencées par les apports du Rhône ont été caractérisées. Les résultats ont montré que les variations des concentrations en MES en surface sont très variables depuis la bouée MESURHO (embouchure du Rhône) jusqu'à environ 5 km au large. Sur cette faible distance, les eaux de surface se diluent dans les eaux côtières et perdent environ 50% de leur charge en MES, révélant un transfert vertical rapide des particules vers le fond. Ce résultat est en accord avec les études d'Aloisi et al. (1982) et Naudin et al. (1992). L'hypothèse pour expliquer cette diminution rapide de la charge en MES dans la couche de surface est l'augmentation de la salinité au niveau du prodelta qui engendre des phénomènes de floculation (Thill et al., 2001).

Durant ce processus, les particules élémentaires s'agrègent en flocons de plus grande taille qui chutent plus rapidement que les particules élémentaires. Concernant la biologie dans la zone proche de l'embouchure, les concentrations en phytoplancton ont faiblement évolué sur l'année 2010 tandis que le débit liquide du Rhône et les apports en MES associés ont quant à eux fortement varié. Notre étude a suggéré que les quantités de nutriments apportés par le Rhône (données non disponibles) sont probablement trop faibles pour stimuler efficacement la croissance du phytoplancton en surface. Cette hypothèse est supportée par Naudin et al. (2001). Les concentrations élevées en MES dans la couche de surface ont un effet limitant sur la profondeur de pénétration de la lumière et par conséquent limitent la production phytoplanctonique (Smith, 1982 ; Wofsy, 1983 ; Naudin et al., 2001). Une analyse des pigments phytoplanctoniques a permis de conclure sur la dominance d'espèces de grande taille (microplancton) au sein de la biomasse dans la zone étudiée. Cette dominance est une des caractéristiques des eaux riches en nutriments et silicates (Furnas, 1990 ; Naudin et al., 2001). Les mesures de concentrations en carbone organique particulaire (POC) ont montré que les concentrations mesurées en aval de l'embouchure sont dans les mêmes gammes de valeurs que celles mesurées en amont de l'embouchure par Harmelin-Vivien et al. (2010). Ces résultats suggèrent un transport conservatif du POC depuis le fleuve vers la zone côtière. Pour les différents types d'événements hydrologiques fluviaux, le rapport POC/MES le plus faible a été observé pour les épisodes de crue. Durant ce type d'épisodes, les MES sont par conséquent majoritairement composées de matières minérales avec une faible teneur en matières organiques. Le rapport POC/MES le plus élevé a été observé lors des épisodes hors crue (débits faibles à modérés). Les valeurs de ce rapport sont alors principalement conditionnées par la concentration en Chla. Enfin, quel que soit le type d'événement hydrologique du Rhône, la teneur POC/MES augmente systématiquement avec la distance depuis l'embouchure. Ce résultat, qui est cohérent avec l'étude de Naudin et al. (2001), a été expliqué par la chute des particules minérales proche de l'embouchure.

Un second sous objectif scientifique de la thèse, également développé dans le chapitre III, a consisté à caractériser les propriétés d'absorption des eaux de surface. L'étude des propriétés d'absorption des particules mesurées sur filtre par spectrophotométrie a été basée sur une nouvelle technique de mesure innovante et performante (Röttgers et Gehnke, 2012). Notre étude a mis en évidence une absorption non-nulle des particules, essentiellement non-algales, dans le proche infrarouge. Des résultats concordants ont été présentés dans des études antérieures (Stramski et al., 2004 ; Doxaran et al., 2009 ; Estapa et al., 2012). Il a par ailleurs été démontré que l'absorption des particules dans le proche infrarouge peut être un proxy de la concentration en MES. L'analyse des valeurs des pentes du spectre d'absorption des particules non algales (S_{NAP}) ainsi que l'analyse de la pente d'absorption des matières organiques dissoutes colorées (S_{CDOM}) a permis de renseigner la nature des particules en présence dans le milieu. Par exemple, de fortes pentes de S_{CDOM} ($\sim 0.0175 \text{ nm}^{-1}$) ont été observées, caractéristiques de substances jaunes issues de la dégradation de substances dissoutes d'origine continentale (Carder et al., 1989 ; Babin et al., 2003a). Enfin, l'étude de la contribution relative des trois composantes des constituants marins (a_{NAP} , a_{ϕ} et a_{CDOM}) à l'absorption totale a révélé que l'absorption relative des particules non-algales est deux fois plus élevée dans les eaux côtières que dans les eaux du large.

Bien que les mesures biogéochimiques de concentrations en MES, POC et Chla procurent une information relativement complète sur la nature des matières en suspension en présence dans le milieu marin, elles présentent la limitation principale d'être acquises en appliquant des protocoles de mesure souvent longs et fastidieux (prélèvements, conservation et analyse des échantillons en laboratoire). Une autre limitation est que ce sont des mesures discrètes à une profondeur et à un instant donné. La recherche de proxys entre les paramètres biogéochimiques et optiques (proxys bio-optiques), qui ouvre de nombreuses perspectives comme par exemple les mesures de profils verticaux et de séries temporelles de concentrations en MES dans la zone d'étude, a été l'objet d'un troisième sous-objectif scientifique de ce travail. Il a été étudié dans le chapitre III. Les coefficients de rétrodiffusion particulaire (b_{bp}) mesurés à l'aide de la cage optique instrumentée, des plateformes autonomes de mesures ProvBio et de la plateforme fixe MESURHO ont été analysés en tant que proxys de la concentrations en MES. Nos résultats ont démontré que le paramètre optique b_{bp} est le plus robuste pour estimer la concentration en MES à travers des mesures non intrusives dans la colonne d'eau. Plus spécifiquement, la meilleure corrélation entre b_{bp} et MES (relation linéaire avec un coefficient de détermination de 0.98) a été obtenue en utilisant la valeur de b_{bp} mesurée dans le proche infrarouge (770 nm). Cette relation a été établie à partir de plus de 60 mesures de surface couvrant une large gamme de concentration en MES sur l'ensemble de l'année 2010. Une corrélation moindre mais tout de même significative (R^2 supérieur à 0.87) a également été observée lorsque le coefficient b_{bp} mesuré aux longueurs d'onde visibles est utilisé. Ces résultats sont en accord avec les études précédentes de McKee et Cunningham (2006), Boss et al. (2009) et Neukermans et al. (2012).

Evolution saisonnière de la concentration en MES sur la colonne d'eau et en surface dans les eaux côtières influencées par le panache du Rhône

Le chapitre IV a permis de mettre en application le lien établi entre la concentration en MES et la mesure de rétrodiffusion de la lumière. L'analyse des mesures de turbidité enregistrées en continu au niveau de la station MESURHO a montré que l'évolution temporelle de la turbidité et du débit liquide du Rhône mesuré à Beaucaire est similaire mais avec un décalage de 72 heures environ. Cet intervalle de temps traduit le temps de transport en suspension des particules entre les deux stations de mesure fixes en amont et en aval de l'embouchure. Un fort gradient vertical de b_{bp} , et donc de concentration en MES, a été observé dans le panache de surface. Cela suggère qu'une seule mesure de turbidité à une profondeur fixe, comme c'est le cas sur la station MESURHO, est insuffisante pour estimer la charge en MES dans la couche de surface. Pour estimer les flux de MES à l'aide de ce type de plateforme, il faudrait l'équiper d'une série de capteurs installés depuis la surface jusqu'à environ 5 mètres de profondeur. Le choix de 5 mètres d'épaisseur est basé sur les mesures des profils de b_{bp} réalisés pour différentes conditions hydrologiques tout au long de l'année 2010. Des mesures de vitesses de courant devraient également être combinées aux profils de turbidité de surface afin d'estimer les flux de particules. Un capteur ADCP dédié à la mesure des courants a été installé au pied de la bouée durant la période étudiée. Cependant, le tangage et le roulis du capteur (soumis aux conditions de courant au pied de MESURHO) étaient supérieurs aux valeurs limites pour permettre l'utilisation des données. Une perspective serait de mettre en

place une série de plateformes du même type sur l'ensemble de la largeur de l'embouchure du Rhône. Ce type d'installation couvrirait ainsi l'hétérogénéité spatiale des profils de concentrations en MES et de courant lors du mélange des eaux douces fluviales avec les eaux de mer.

L'analyse des profils verticaux du coefficient de rétrodiffusion particulaire a montré l'évolution temporelle de la charge en MES dans la colonne d'eau. Ces profils verticaux ont montré une forte variabilité saisonnière dans le panache de surface (en terme d'épaisseur et de concentration en MES) essentiellement conditionnée par les variations du débit liquide du Rhône. En outre, les modalités de transport sont elles aussi fonction du débit liquide. En régime de crue, la majorité du transport des MES s'effectue dans la couche de surface. En dehors de ces régimes particuliers, la part de la charge en MES localisée dans le néphéloïde de fond peut devenir significative, et même prédominante, lorsque les vents sont forts (e.g., en juillet 2010). Ainsi, deux mécanismes de transport ont été mis en évidence, en fonction du débit du fleuve et des conditions de vent. En régime de crue, un système à deux couches a été identifié au niveau de l'embouchure du Rhône. Les MES sont exportées essentiellement en surface et chutent dans la colonne d'eau au fur et à mesure de la progression du panache vers le large. Une couche de fond est alimentée par le fleuve et par la chute des particules depuis les couches supérieures. Dans le cas d'un régime de tempête comme observé durant l'épisode de juillet 2010, le matériel est transporté principalement près du fond. Il provient d'apports fluviaux et/ou de sédiments remis en suspension. La figure C-I ci-après synthétise ces deux modes de transport.

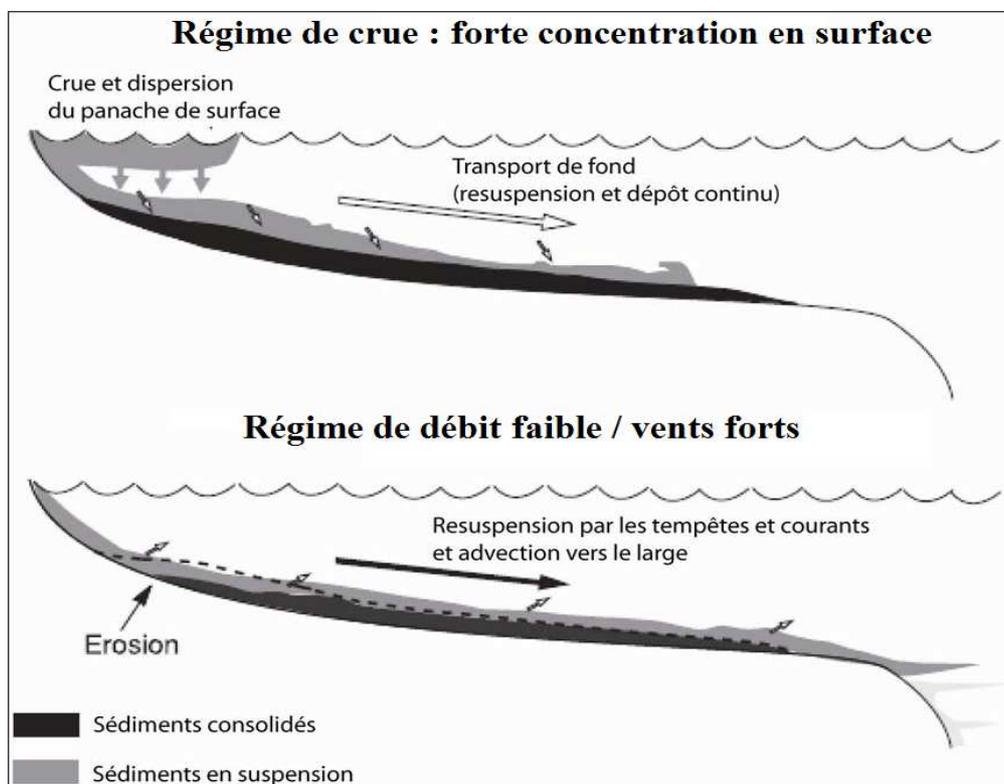


Figure C-I : Mécanisme de transport intervenant pour un régime de crue (haut) et pour un débit liquide faible associé à des vents forts (bas), d'après Fan et al. (2004).

Après avoir compris les modalités de transport sur la verticale, le transport horizontal dans le panache de surface a été étudié. Un algorithme de télédétection régional empirique d'estimation des MES à partir des réflectances marines mesurées dans trois bandes spectrales (bleu~442.5-469 nm, vert~510-555 nm et rouge~620-645 nm) a été développé et validé dans le chapitre III. Cet algorithme a été appliqué aux mesures satellitaires MERIS et MODIS. Bien que l'algorithme ait été développé sur une faible gamme de concentrations en MES ($< 10 \text{ g m}^{-3}$), il s'est avéré aussi performant pour l'estimation des concentration en MES dans les eaux de surface très turbides pour les régimes de crue. Comme nous l'avions déjà observé à partir de mesures *in situ*, les plus fortes concentrations en MES mesurées depuis l'espace sont observées lorsque le débit liquide du fleuve est élevé. En terme d'extension spatiale du panache, ce sont les régimes de vents qui représentent le principal forçage. Pour les images satellitaires considérées dans le cadre de cette étude, une tendance dominante de l'orientation du panache vers le Sud-Ouest a été observée. Cette orientation est en accord avec les régimes de vents fréquents dans la zone d'étude qui proviennent du Nord ou Nord-Ouest, et décollent le panache de la côte pour l'orienter vers le Sud-Ouest.

L'ultime partie de la thèse traitée dans le chapitre IV a porté sur l'application du modèle hydrosédimentaire Mars-3D conjointement avec les mesures *in situ* et satellitaires pour comprendre et quantifier certains mécanismes de transport des MES sur le site d'étude. Une étude de sensibilité du modèle a d'abord été réalisée pour évaluer l'impact du type de particules sur leur transport dans la zone côtière. Elle a mis en évidence la capacité de transport vers le large des particules dites « légères » par rapport aux particules dites « lourdes » qui chutent rapidement à proximité de l'embouchure. Suite à cette étude de sensibilité, le réalisme du modèle Mars-3D a été démontré en terme de reproduction du mélange vertical entre eaux douce et salée (i.e. en termes de profils verticaux de salinité). En revanche, la restitution des profils de concentration en MES, ainsi que les valeurs de MES de surface, par le modèle n'a pas donné de résultats satisfaisants. Cela limite l'exploitation du modèle en vue de quantifier des flux solides réalistes dans le panache du Rhône mais le modèle reste très utile pour comprendre la dynamique de l'export des particules par le Rhône dans la zone côtière.

II. Perspectives

Les perspectives de cette étude à court, moyen et long termes sont les suivantes. A court terme, il est prévu d'affiner la résolution spatiale du modèle Mars-3D (pixels de 300 m) dans le Golfe du Lion, ainsi que de prendre en compte un modèle de vagues. L'ajout d'une classe de particules non-cohésives (sables), en supplément des deux classes de particules cohésives actuellement incorporées dans le modèle, permettrait également d'améliorer le réalisme du modèle, en particulier pour le transport de particules dans la couche de néphéloïde de fond qui n'est pas représenté de façon satisfaisante dans la version du modèle utilisée dans le cadre de cette étude. L'utilisation de mesures de concentrations en MES obtenues par les capteurs satellitaires permettrait d'initialiser le modèle avec des valeurs de surface réalistes. La dérive du modèle avec le temps pourrait ainsi être évaluée puis corrigée. Enfin, le contrôle des sorties du modèle Mars-3D à l'aide de données issue des plateformes de mesure fixe (MESURHO), autonomes (ProvBio) et spatiales (MERIS, MODIS) permettrait de suivre de

manière précise la dynamique sédimentaire des particules exportées par le Rhône à une résolution temporelle journalière.

L'agence spatiale européenne (ESA) prévoit de lancer le satellite Sentinel-3 en 2014, en remplacement de la plateforme ENVISAT (capteur MERIS) dont le contact a été perdu en avril 2012. Sentinel-3 embarquera le capteur OLCI qui a la même résolution spatiale que MERIS (300 m). Ce nouveau capteur présentera l'avantage d'avoir une fauchée plus large permettant une fréquence de revisite accrue et sera capable de mesurer le rayonnement dans 21 bandes spectrales (contre 15 pour MERIS). Le capteur VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) a été lancé par la NASA à la fin de l'année 2011, la première mesure a été acquise le 21 novembre 2011. Il s'agit d'un radiomètre comportant 22 bandes spectrales dédié à terme à remplacer le capteur MODIS. A moyen terme, un algorithme régional d'estimation de concentrations en MES, optimisé en utilisant les nouvelles bandes spectrales disponibles des capteurs OLCI et VIIRS pourra être développé. Cela ouvre des perspectives d'analyse temporelle multi annuelles avec une résolution quasi-journalière par combinaison des capteurs MODIS, OLCI et VIIRS. Afin de valider les mesures de ces nouveaux capteurs satellitaires, des mesures *in situ* réalisées durant les campagnes de mesures océanographiques ou à l'aide de plateformes fixes ou autonomes seront nécessaires.

A long terme, l'analyse de la dynamique des matières en suspension dans les zones côtières pourra être étendue à d'autres sites d'études ayant un large impact à l'échelle globale comme par exemple les panaches turbides du Mackenzie (Canada) et du Yangtze (Chine), sur lesquels le laboratoire est d'ores et déjà impliqué scientifiquement. Les flux solides (MES et POC) pourront être estimés aux embouchures de ces fleuves pour mieux comprendre le processus de destruction rapide et massive de la matière organique réfractaire sur les marges fluviales. Ce processus reste méconnu à l'heure actuelle. La quantification des flux pourra s'effectuer en combinant des mesures satellitaires avec (i) des mesures *in situ* de surface et dans la colonne d'eau (e.g., MESURHO, Provbio, campagnes) et avec (ii) des mesures *in situ* de vitesse de courants marins.

Bibliographie

Aas, E. (1996). Refractive index of phytoplankton derived from its metabolite composition. *Journal Plankton Research* 18: 2223-2249.

Agrawal, Y. C., I. N. McCave et J. B. Riley. (1991). Laser diffraction size analysis. pp. 119-128. Principles, methods and applications of particle size analysis. J.P.M. Syvitski, editor, Cambridge University Press.

Agrawal, Y. C. et H. C. Pottsmith. (2000). Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Marine Geology* 168, 89–114.

Ahn, Y. H. (1990). Propriétés optiques des particules biologiques et minérales présentes dans l'océan. Application : inversion de la réflectance. 214 p. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paris 6, Villefranche sur mer.

Ahn, Y. H., A. Bricaud, et A. Morel. (1992). Light backscattering efficiency and related properties of some phytoplankton. *Deep-Sea Research* 39, 1835-1855.

Ahn, Y. H., J. E. Moon, et S. Gallegos. (2001). Development of suspended particulate matter algorithms for ocean color remote sensing. *Korean Journal of Remote Sensing* 17 (4), 285-295.

Alberola, C., C. Millot, et J. Font. (1995). On the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current during the PRIMO-0 experiment in the western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* 18(2), 163–192.

Aloïsi, J. C., C. Millot, A. Monaco, et H. Pauc. (1979). Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentogénétiques sur le plateau continental du Golfe du Lion, C. R. Acad. Se. Paris, Tome 289, Série D, N° 13, p.879-882.

Aloïsi, J. C., J. P. Cambon, J. Carbonne, G. Cauwet, C. Millot, A. Monaco, et H. Pauc. (1982). Origin and role of the bottom nepheloid layer in the transfer of particles into the marine environment - application to the Gulf of Lions. *Oceanologica Acta* 5 (4), 481-491.

André, J. M. et A. Morel. (1991). Atmospheric corrections and interpretation of marine radiance in CZCS imagery. *Oceanologica Acta* 14, 3-22.

Andrews, S. W., D. M. Nover, K. E. Reardon, J. E. Reuter, et S. G. Schladow. (2011). The influence of ambient light intensity on in situ laser diffractometers. *Water Resources Research* 47.

Antoine, D. (1998). Apports de la télédétection spatiale de la couleur de l'océan à l'océanographie, cours à destination des étudiants de 3^{ème} cycle. *Océanis* 24, 81-150.

Antoine, D. et A. Morel. (1998). MERIS ATBD 2.7. Atmospheric Correction of the MERIS observations Over Case 1 waters.

Antoine, D. et A. Morel. (1999). A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely-sensed ocean colour (MERIS instrument) : principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones. *International Journal of Remote Sensing* 20, 1875-1916.

Antonelli, C. (2002). Flux sédimentaires et morphogénèse récente dans le chenal du Rhône aval. 279p. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille I.

Antonelli, C., F. Eyrolle, B. Rolland, M. Provansal, et F. Sabatier. (2008). Suspended sediment and

¹³⁷Cs fluxes during the exceptional December 2003 flood in the Rhone River, southeast France. *Geomorphology* 95(3/4), 350–360.

Arakawa, A. (1966). Computational design for long-term numerical integration of the equation of fluid motion : Two dimensional incompressional flow. part I. *Journal of Computational Physics* 1, 119-143.

Astoreca, R., D. Doxaran, K. Ruddick, V. Rousseau, et C. Lancelot. (2012). Influence of suspended particle concentration, composition and size on the variability of inherent optical properties of the Southern North Sea. *Continental Shelf Research* 35, 117-128.

Baban, S. M. J. (1995). The use of Landsat imagery to map fluvial sediment discharge into coastal waters. *Marine Geology* 123, 263-270.

Babin, M. et D. Stramski. (2002). Light absorption by aquatic particles in the near-infrared spectral region. *Limnology and Oceanography* 47(3), 911– 915.

Babin, M., D. Stramski, G. M. Ferrari, H. Claustre, A. Bricaud, G. Obolensky, et N. Hoepffner. (2003a). Variation in the light absorption coefficient of phytoplankton, non-algal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. *Journal of Geophysical Research* 108(C7), 3211. doi: 10.1029/2001JC000882.

Babin, M., A. Morel, V. Fournier-Sicre, F. Fell, et D. Stramski. (2003b). Light scattering properties of marine particles in coastal and open ocean waters as related to the particle mass concentration. *Limnology and Oceanography* 48, 843-859.

Babin, M. et D. Stramski. (2004). Variations in the mass-specific absorption coefficient of mineral particles suspended in water. *Limnology and Oceanography* 49, 756–767. doi:10.4319/lo.2004.49.3.0756.

Bader, H. (1970). The Hyperbolic Distribution of Particle Sizes. *Journal of Geophysical Research* 75(15), 2822–2830. doi:10.1029/JC075i015p02822.

Barnard, A. H., W. S. Pegau, et J. R. Zaneveld. (1998). Global relationships of the inherent optical properties of the oceans. *Journal of Geophysical Research* 75, 2837–2845.

Bhargava, D. S. et D. W. Mariam. (1991). Effects of suspended particle size and concentration on reflectance measurements. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 57(5), 519-529.

Bidigare, R. R., J. Marra, T. D. Dickey, R. Iturriaga, K. S. Baker, R. C. Smith, et H. Pak. (1990). Evidence for phytoplankton succession and chromatic adaptation in the Sargasso Sea during spring 1985. *Marine Ecology Progress Series* 60, 113-122.

Binding, C. E., D. G. Bowers, et E. G. Mitchelson-Jacob. (2003). An algorithm for the retrieval of suspended sediment concentrations from SeaWiFS ocean colour measurements in moderately turbid waters: the impact of variable particle scattering properties. *Remote Sensing of Environment* 94, 373-383.

Blanc, F., M. Leveau et K. H. Szekielda. (1969). Effets eutrophiques au débouché d'un grand fleuve (Grand Rhône). *Marine Biology* 3, 233–242.

Blough, N. V. et R. Del Vecchio. (2002). Chromophoric DOM in the open ocean, dans *Biogeochemistry of Marine Dissolved Organic Matter*, édité par D. A. Hansell et C. A. Carlson, pp. 509-546, doi:10.1016/B978-012323841-2/500 12-9, Academic, Boston.

- Blumberg, A. F. et G. L. Mellor. (1987). A description of a three dimensional coastal circulation model. In: Heap, N.S. (Ed.), *Three Dimensional Coastal Ocean Models*, Coastal and Estuarine Sciences, vol. 4. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 1–16.
- Bogdanov, J. A. (1974). Particulates in the sea water Hydrophysical and hydrooptical research in the Atlantic and Pacific Ocean. *Nauka, Moskva* 242–258.
- Borges, A. V. (2005). Do we have enough pieces of the jigsaw to integrate CO₂ fluxes in the coastal ocean? *Estuaries* 28(1), 3-27.
- Boss, E. et W. S. Pegau. (2001). The relationship of light scattering at an angle in the backward direction to the backscattering coefficient. *Applied Optics* 40, 5503-5507.
- Boss, E., M. S. Twardowski, et S. Herring. (2001). Shape of the particulate beam attenuation spectrum and its inversion to obtain the shape of the particulate size distribution. *Applied Optics* 40, 4885–4893.
- Boss, E., W. S. Pegau, M. Lee, M. Twardowski, E. Shybanov, G. Korotaev, et F. Baratange. (2004). Particulate backscattering ratio at LEO 15 and its use to study particle composition and distribution. *Journal of Geophysical Research* 109, C01014. doi: 10.1029/2002JC001514.
- Boss, E., W. Slade, et P. Hill. (2009a). Effect of particulate aggregation in aquatic environments on the beam attenuation and its utility as a proxy for particulate mass. *Optics Express* 17: 9408-9420.
- Boss, E., L. Taylor, S. Gilbert, K. Gundersen, N. Hawley, C. Janzen, T. Johengen, H. Purcell, C. Robertson, D. W. H. Schar, G. J. Smith et M. N. Tamburri. (2009). Comparison of inherent optical properties as a surrogate for particulate matter concentration in coastal waters. *Limnology and Oceanography: Methods* 7, 803–81. doi:10.4319.
- Bourrin, F. et X. Durrieu de Madron. (2006). Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in North-western Mediterranean Sea (Gulf of Lions). *Life and Environment* 56(4), 307-314.
- Bourrin, F., X. Durrieu de Madron, S. Heussner, et C. Estournel. (2008). Impact of winter dense water formation on shelf sediment erosion (evidence from the Gulf of Lions, (NW Mediterranean). *Continental Shelf Research* 28(15), 1984–1999.
- Bowers, D. G., G. E. L. Harker, et B. Stephan. (1996). Absorption spectra of inorganic particles in the Irish Sea and their relevance to remote sensing of chlorophyll. *International Journal of Remote Sensing* 17(12), 2449-2460.
- Bowers, D. G. et C. E. Binding. (2006). The optical properties of mineral suspended particles: a review and synthesis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 67, 219-230.
- Bricaud, A., A. Morel, et L. Prieur. (1981). Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnology and Oceanography* 26, 43-53.
- Bricaud, A., A. Morel, et L. Prieur. (1983). Optical efficiency factors of some phytoplankters, *Limnology and Oceanography* 28, 816-832.
- Bricaud, A. et A. Morel. (1986). Light attenuation and scattering by phytoplanktonic cells: A theoretical modelling. *Applied Optics* 25, 571–580.
- Bricaud, A., A. L. Bedhomme, et A. Morel. (1988). Optical properties of diverse phytoplanktonic species: Experimental results and theoretical interpretation. *Journal of Plankton Research* 10, 851-873.

- Bricaud, A., M. Babin, A. Morel, et H. Claustre. (1995). Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parametrization. *Journal of Geophysical Research* 100, 13, 321-332.
- Bricaud, A., A. Morel, M. Babin, K. Allali, et H. Claustre. (1998). Variation of light absorption by suspended particles with the chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: analysis and implications for bio-optical models. *Journal of Geophysical Research* 103, 31033-31044.
- Bricaud, A., H. Claustre, J. Ras, et K. Oubelkheir. (2004). Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations. *Journal of Geophysical Research* 109, C1 1010, doi: 10.1029/2004JC002419.
- Broche, P., J. L. Devenon, P. Forget, J. C. de Maistre, J. J. Naudin, et G. Cauwet. (1998). Experimental study of the Rhone plume. Part I : physics and dynamics. *Oceanologica Acta* 21, 725–737.
- Buckley, A. et J. P. O'Kane. (1992). A Comparison of River Plume Models. In : Martin et Barth (Eds.), *Water Pollution Research Report 28*, Brussels, 63-74.
- Bukata, R. P., J. H. Jerome, J. E. Bruton, S. C. Jain, et H. H. Zwick. (1981). Optical water quality model of Lake Ontario. 1: Determination of the optical cross sections of organic particulates in Lake Ontario. *Applied Optics* 20, 1696-1703.
- Bukata, R. P., J. H. Jerome, K. Y. Kondratyev, et D. V. Pozdnyakov. (1995). Optical properties and remote sensing of inland and coastal waters. 362p. CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida.
- Butler, W. L. (1962). Absorption of light by turbid materials. *Journal of the Optical Society of America* 52, 292-299.
- Carder, K., R. G. Steward, G. R. Harvey, et P. B. Ortner. (1989). Marine humic and fulvi acids: Their effect on remote sensing of ocean chlorophyll. *Limnology and Oceanography* 34, 68-81.
- Carder, K. L., F. R. Chen, Z. P. Lee, S. K. Hawes, et D. Kamykowski. (1999). Semianalytic moderate-resolution imaging spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures, *Journal of Geophysical Research* 104, 5403-5421.
- Carder, K. L., F. R. Chen, J. P. Cannizzaro, J. W. Campbell, et B. G. Mitchell. (2004). Performance of the MODIS semi-analytical ocean color algorithm for chlorophyll-a, in *Climate Change Processes In the Stratosphere, Earth-Atmosphere-Ocean System, And Oceanographic Processes From Satellite Data*, edited, pp. 1152-1159.
- Cauwet, G., F. Gadel, M. M. de Souza Sierra, O. Donard, et M. Ewald. (1990). Contribution of the Rhône River to organic carbon inputs to the northwestern Mediterranean Sea. *Continental Shelf Research* 10(9-11), 1025-1037.
- Chami, M., E. B. Shybanov, T. Y. Churilova, G. A. Khomenko, M. E.-G. Lee, O. V. Martynov, G. A. Berseneva, et G. K. Korotaev. (2005). Optical properties of the particles in the Crimea coastal waters (Black Sea), *Journal of Geophysical Research* 110, C11020. doi:10.1029/2005JC003008.
- Chami, M., E. B. Shybanov, G. A. Khomenko, M. E. G. Lee, O. V. Martynov, et G. K. Korotaev. (2006). Spectral variation of the volume scattering function measured over the full range of scattering angles in a coastal environment. *Applied Optics* 45, 3605-3619.
- Chami, M., E. Marken, J. J. Starnes, G. A. Khomenko, et G. K. Korotaev. (2006). Variability of the

- relationship between the particulate backscattering coefficient and the volume scattering function measured at fixed angles. *Journal of Geophysical Research* 111, C05013, doi:10.1029/2005JC003230.
- Chao, S. Y. (1988a). River forced estuarine plumes. *Journal of Physical Oceanography* 18(1), 72–88.
- Chao, S. Y. (1988b). Wind-driven motion of estuarine plumes. *Journal of Physical Oceanography* 18(8), 1144–1166.
- Charmasson, S., P. Bouisset, O. Radakovitch, A. S. Pruchon, et M. Arnaud. (1998). Long-core profiles of Cs-137, Cs-134, Co-60 and Pb-210 in sediment near the Rhone River (Northwestern Mediterranean Sea). *Estuaries* 21(3), 367-378.
- Claustre, H. (1994). Phytoplankton pigment signatures of the trophic status in various oceanic regimes. *Limnology and Oceanography*, 39, 1206-1211.
- Claustre, H., A. Morel, S. B. Hooker, et al. (2002). Is desert dust making oligotrophic waters greener ? *Geophysical Research Letters* 45. doi :10.1029/2001GL014056.
- Copin-Montegut, C. (1993). Alkalinity and carbon budgets in the Mediterranean Sea. *Global Biogeochemical Cycles* 7 (4), 915-925.
- Dagga, M., R. Bennerb, S. Lohrenz, et D. Lawrence. (2004). Transformation of dissolved and particulate materials on continental shelves influenced by large rivers: plume processes. *Continental Shelf Research* 24, 833–858.
- Demarcq, H. et L. Wald. (1984). La dynamique superficielle du panache du Rhône d’après l’imagerie infrarouge satellitaire. *Oceanologica Acta* 7(2), 159–162.
- Diehl, P. et H. Haardt. (1980). Measurement of the spectral attenuation to support biological research in a “plankton tube” experiment. *Oceanologica Acta* 3, 89–96.
- Doerffer, R. et J. Fischer. (1994). Concentrations of chlorophyll, suspended matter and gelbstoff in case II waters derived from CZCS satellite data with inverse modelling methods. *Journal of Geophysical Research* 99(C4), 7447-7467.
- Doerffer, R., K. Sorensen, et J. Aiken. (1999). MERIS potential for coastal zone applications. *International Journal of Remote Sensing* 20, 517-535.
- Doerffer, R. et H. Schiller. (2007). The MERIS Case 2 water algorithm. *International Journal of Remote Sensing* 28(3/4), 517–535.
- Doron, M, S. Bélanger, D. Doxaran, et M. Babin. (2011). Spectral variations in the near-infrared ocean reflectance. *Remote Sensing of Environment* 15, 1617-1631.
- Downing, J. (2005). Turbidity Monitoring. In: *Environmental Instrumentation and Analysis Handbook*. John Wiley & Sons, New York, pp 511-546.
- Doxaran, D., J. M. Froidefond, S. J. Lavender, et P. Castaing. (2002a). Spectral signature of highly turbid waters. Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations. *Remote Sensing of Environment* 81, 149-161.
- Doxaran, D., J. M. Froidefond, et P. Castaing. (2002b). A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal waters. *International Journal of Remote Sensing* 23, 5079-5085.

- Doxaran, D., R. C. N. Cherukuru, et S. J. Lavender. (2006). Inherent and apparent optical properties of turbid estuarine waters: measurements, modelling and application to remote sensing. *Applied Optics* 45, 2310-2324.
- Doxaran, D., M. Babin, et E. Leymarie. (2007). Near-Infrared Light scattering by particles in coastal waters. *Optics Express* 15(20), 12834-12849.
- Doxaran, D., K. Ruddick, D. McKee, B. Gentili, D. Tailliez, M. Chami, et M. Babin. (2009). Spectral variations of light scattering by marine particles in coastal waters, from visible to near infrared. *Limnology and Oceanography* 54(4), 1257–1271. doi:10.4319/lo.2009.54.4.1257.
- Doxaran, D., H. Claustre, M. Babin, T. Lorthiois, et A. Poteau. (2011). Use of ProvBio floats to study the dynamics of suspended particles in river plumes: the Provpanache project. *Coriolis Newsletters* 7 (41):13–17.
- Doxaran, D., J. Ehn, S. Bélanger, A. Matsuoka, S. Hooker, et M. Babin. (2012). Optical characterisation of suspended particles in the Mackenzie River plume (Canadian Arctic Ocean) and implications for ocean colour remote sensing. *Biogeosciences* 9, 3213–3229.
- Dufois, F. (2008). Modélisation du transport particulaire dans le Golfe du Lion en vue d'une application au devenir des traceurs radioactifs issus du Rhône. Thèse de Doctorat, Université du Sud Toulon Var.
- Durrieu de Madron, X., O. Radakovitch, S. Heussner, M. D. Loye-Pilot, et A. Monaco. (1999). Role of the climatological and current variability on shelf-slope exchanges of particulate matter. Evidence from the Rhône continental margin (NW Mediterranean). *Deep-Sea Research I* 46, 1513-1538.
- Durrieu de Madron, X, A. Abassi, S. Heussner, A. Monaco, J. C. Aloisi, O. Radakovitch, P. Giresse, R. Buscail, et P. Kerherve. (2000). Particulate matter and organic carbon budgets for the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta* 23(6), 717–730.
- Durrieu de Madron, X., B. Ferre, G. Le Corre, C. Grenz, P. Conan, M. Pujo-Pay, R. Biscail, et O. Bodiot. (2005). Trawling-induced resuspension and dispersal of muddy sediments and dissolved elements in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Continental shelf research, Impact of Natural and Trawling Events on Resuspension, dispersion and fate of POLLuant (INTERPOL)* 25(19-20), 2387-2409.
- Egan, W. G. et T. W. Hilgeman. (1979) . Optical properties of inhomogeneous materials: applications to geology, astronomy, chemistry, and engineering. New York, NY (USA) Academic Press, 235 p.
- Eisma, D., J. P. Boon, R. Groenewegen, V. K. J. Ittekkot, et W. G. Mook. (1983). Observations on macro-aggregates, particle size and organic composition of suspended sediments in the Ems estuary. *Mitt. Geol. Palaeont. Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderb* 55, 295–314.
- Eisma, D., P. Bernard, G. C. Cadi, V. Ittekkot, J. Kalf, R. Laane, J. M. Martin, W. G. Mook, A. Van Put, et T. Schuhmacher. (1991). Suspended-matter particle size in some West-European estuaries; Part I: Particle-size distribution. *Netherlands journal of sea research* 28(3), 193-214.
- Estapa, M. L., E. Boss, L. M. Mayer, et C. S. Roesler. (2012). Role of iron and organic carbon in mass-specific light absorption by particulate matter from Louisiana coastal waters. *Limnology and Oceanography* 57(1), 97–112.
- Estournel, C., V. Kondrachoff, P. Marsaleix, et R. Vehil. (1997). The plume of the Rhone : numerical simulation and remote-sensing. *Continental Shelf Research* 17(8), 899–924.

- Estournel, C., P. Broche, P. Marsaleix, J. Devenon, F. Auclair, et R. Vehil. (2001). The Rhone River plume in unsteady conditions: numerical and experiment results. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53(1), 25–38.
- Estournel, C., X. Durrieu de Madron, P. Marsaleix, F. Auclair, C. Julliand, et R. Vehil. (2003). Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *Journal of Geophysical Research* 108:8059. doi:10.1029/2001JC000825.
- Fan, S., D. J. P. Swift, P. Traykovski, S. Bentley, J. Borgeld, C. W. Reed, et A. W. Niedoroda. (2004). River flooding, storm resuspension, and event stratigraphy on the northern California shelf: observations compared with simulations. *Marine Geology* 210, 17–41.
- Faure, F., P. Coste, et G. Kang. (2008). The GOCI instrument on COMS mission - The first geostationary ocean color imager. Proceedings of the International Conference on Space Optics (ICSO). 14-17 October 2008, Toulouse, France.
- Ferrier, G. (1995). A field study of the variability in the suspended sediment concentration-reflectance relationship. *International Journal of Remote Sensing* 16(14), 2713-2720.
- Field, C. B., M. J. Behrenfeld, J. T. Randerson, et P. Falkowski. (1998). Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science* 281, 237–240.
- Finkel, Z. V. et A. J. Irwin. (2001). Light absorption by phytoplankton and the filter amplification correction : cell size and species effects. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*. 259, 51-61.
- Forget, P., S. Ouillon, et F. Lahet. (1997). Modelisation et inversion des spectres de reflectance d'eaux turbides cotieres. *Mesures Phys. Signatures Teledetection* 2, 495–500.
- Forget, P. et S. Ouillon. (1998). Surface suspended matter off the Rhône river mouth from visible satellite imagery. *Oceanologia Acta* 21 (6), 739–749.
- Forget, P., S. Ouillon, F. Lahet, et P. Broche. (1999). Inversion of reflectance spectra of non-chlorophyllous turbid coastal waters. *Remote Sensing of Environment* 68, 264–272.
- Forget, P., P. Broche, et J. J. Naudin. (2001). Reflectance sensitivity to solid suspended sediment stratification in coastal water and inversion; a case study. *Remote Sensing of Environment* 77, 92–103.
- Forget, P. et G. Andre. (2007). Can satellite-derived chlorophyll imagery be used to trace surface dynamics in coastal zone? A case study in the northwestern Mediterranean Sea. *Sensors* 7, 884–904.
- Froidefond, J. M., P. Castaing, M. Mirmand, et P. Ruch. (1991). Analysis of the turbid plume of the Gironde estuary (France) based on SPOT radiometric data. *Remote Sensing of Environment* 36, 149-163.
- Froidefond, J. M., P. Castaing, J. M. Jouanneau, R. Prud'homme, et A. Dinet. (1993). Method for the quantification of suspended sediment from AVHRR-NOAA-11 satellite data. *International Journal of Remote Sensing* 14(5), 885-894.
- Froidefond J. M., L. Gardel, D. Guiral, M. Parra, et J. F. Ternon. (2002). Spectral remote sensing reflectances of coastal waters in French Guiana under the Amazon influence. *Remote Sensing of Environment* 80, 225-232.
- Fry, E.S. (2000). Visible and near-ultraviolet absorption spectrum of liquid water: comment. *Applied Optics* 39, 2743-2744.

- Furnas, M. J. (1990). In situ growth rates of marine phytoplankton: approaches to measurement, community and species growth rates. *Journal of Plankton Research* 12, 1117–1157.
- Gallegos, C. L., et P. J. Neale. (2002). Partitioning spectral absorption in case 2 waters : discrimination of dissolved and particulate component. *Applied Optics* 41(21), 4220-4233.
- Gallie, E. A. et P. A. Murtha. (1992). Specific absorption and backscattering spectra for suspended minerals and chlorophyll-*a* in Cuilko Lake, British Columbia. *Remote Sensing of Environment* 39, 103-118.
- Gardner, W. D., I. D. Walsh, et M. J. Richardson. (1993). Biophysical forcing and particle production and distribution during a spring bloom in the North Atlantic. *Deep Sea Research II* 40, 171–195.
- Garver, D. L. et D. A. Siegel. (1997). Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation, 1. Time series from the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical research* 102, 18607-18625.
- Gattuso, J. P., M. Frankignoulle, et R. Wollast. (1998). Carbon and carbonate metabolism in coastal aquatic ecosystems. *Annual Review of Ecology and Systematics* 29, 405-434.
- Gaufrès, P., B. Andres, et F. Dufois. Interest and limits of oceanographic real time measurement on buoyancy beacon – Case of Rhône delta and gulf of Fos. Mediterranean Days of coastal and port engineering, Palermo 7-9 October 2008.
- Gordon, H.R., O. B. Brown, et M. M. Jacobs. (1975). Computed relation between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Applied Optics* 14, 417-427.
- Gordon, H.R. (1978). Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the ocean. *Applied Optics* 17, 1631-1636.
- Gordon, H. R., J. W. Brown, et R. H. Evans. (1988). Exact Rayleigh scattering calculation for the use with Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner. *Applied Optics* 27, 862-871.
- Gordon, H. R. et M. Wang. (1994). Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Applied Optics* 33(3), 443-452.
- Gordon, H. R. (1998). In-Orbit Calibration Strategy for Ocean Color Sensors. *Remote sensing of Environment* 63, 265–278.
- Han, L. et D. C. Rundquist. (1996). Spectral characterization of suspended sediments generated from two texture classes of clay soil. *International Journal of Remote Sensing* 17(3), 643-649.
- Harker, G. E. L. (1997). A comparison between the optical measurements made in the field and in the laboratory, and the development of an optical model. PhD thesis, University of Wales, Bangor, U.K.
- Harmelin-Vivien, S. M., J. Dierking, D. Banaru, M. F. Fontaine, et D. Arlhac. (2010) Seasonal variation in stable C and N isotope ratios of the Rhone River inputs to the Mediterranean Sea (2004–2005). *Biogeochemistry* 100, 139-150.
- Harris, J. E. (1977). Characterization of suspended matter in the gulf of Mexico II : particle and lysis of suspended matter from deep water. *Deep-Sea-Research* 24, 1055-1061.
- Hedges, J. I. et R. G. Keil. (1995). Sedimentary organic-matter preservation an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* 49, 81-115.
- Hedges, J. I., R. G. Keil, et R. Benner. (1997). What happens to terrestrial organic matter in the ocean?

Organic Geochemistry 27(5-6), 195-212.

Herman, P. M. J. et C. H. R. Heip. (1999). Biogeochemistry of the maximum turbidity zone in estuaries (MATURE): some conclusions. *Journal of Marine Systems* 22, 89–104.

Hirleman, E. D. (1987). Optimal scaling of the inverse Fraunhofer diffraction particle sizing problem: The linear system produced by quadrature. *Particle Characterization* 4, 128-133.

Hoepffner, N. et S. Satyendranath. (1991). Effect of pigment composition on absorption properties of phytoplankton. *Marine Ecology Progress Series* 73, 11-23.

Hoepffner, N. et S. Sathyendranath. (1992). Bio-optical characteristics of coastal waters: Absorption spectra of phytoplankton and pigment distribution in the western North Atlantic. *Limnology and Oceanography* 37, 253-261.

Hoge, F. E. et P. E. Lyon. (1996). Satellite retrieval of inherent optical properties by linear matrix inversion of oceanic radiance models: an analysis of model and radiance measurements errors. *Journal of Geophysical Research* 101(16), 631-648.

Hoge, F. E. et P. E. Lyon. (1999). Spectral parameters of inherent optical property models: method for satellite retrieval by matrix inversion of an oceanic radiance model. *Applied Optics* 38, 1657-1662.

Hoge, F. E., C. W. Wright, P. E. Lyon, R. N. Swift, et J. K. Yungel. (2001). Inherent optical properties imagery of the western North Atlantic Ocean: horizontal spatial variability of the upper mixed layer. *Journal of Geophysical research* 106(31), 129-140.

Holyer, R. J. (1978). Toward universal multispectral suspended sediment algorithms. *Remote Sensing of the Environment* 7, 323-338.

Hooker, S. B., C. R. McClain, et A. Holmes. (1993). Ocean Color Imaging: CZCS to SeaWiFS. *Marine Technology Society* 27, 3-15.

Iturriaga, R. et J. Marra. (1988). Temporal and spatial variability of chroococcoid cyanobacteria *Synechococcus* spp. specific growth rates and their contribution to primary production in the Sargasso Sea. *Marine ecology progress series* 44(2), 175-181.

Jerlov, N. G. (1951). Optical studies of ocean water. *Rep. Swedish Deep Sea Expedition* 3, 1-59.

Jerlov, N. G. (1976). *Marine Optics*, Amsterdam, Elsevier.

Johnson, B. D., K. Krack, et D. K. Muschenheim. (1994). Physico-chemical factors in particle aggregation. pp. 75–96. *Biology of Particles in Aquatic Systems*, Wotton, R. S. Edition, Lewis Publishers, London.

Jonasz, M. (1983). Particule size distribution in the Baltic. *Tellus* 35B, 346-358.

Kiefer, D. A. et J. B. SooHoo. (1982). Spectral absorption by marine particles of coastal waters of Baja California. *Limnology and Oceanography* 27(3), 492-499.

Kineke, G. C. et R. W. Sternberg. (1989). The effect of particle settling velocity on computed suspended sediment concentration profiles. *Marine Geology* 90, 159–174.

- Kirk, J. T. O. (1975). A theoretical analysis of the contribution of algal cells to attenuation of light within natural waters. I.- General treatment of suspension of living cells. *New phytologist* 75, 11-20.
- Kirk, J. T. O. (1992). Monte Carlo modeling of the performance of a reflective tube absorption meter. *Applied Optics* 31, 6483–6468.
- Kirk, J. T. O. (1996). Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. 2nd ed. Cambridge University Press. Bristol.
- Kishino, M., M. Takahashi, N. Okami, et S. Ichimura. (1985). Estimation of the spectral absorption coefficient of phytoplankton in the sea. *Bulletin of marine science* 37, 634-642.
- Kostadinov, T. S., D. A. Siegel, et S. Maritorena. (2009). Retrieval of the particle size distribution from satellite ocean color observations. *Journal of Geophysical Research* 114, C09015.
- Kitchen, J. C., J. R. V. Zaneveld, et H. Pak. (1982). Effect of particle size distribution and chlorophyll content on beam attenuation spectra. *Applied Optics* 21, 3913–3918.
- Kou, L., D. Labrie, et P. Chylek. (1993). Refractive indices of water and ice in the 0.65 to 2.5 μm spectral range. *Applied Optics* 32, 3531-3540.
- Krone, R. B. (1962). Flume Studies of the Transport of Sediment in Estuarial Shoaling Processes, Final Report, Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research Laboratory. University of California, Berkeley.
- Lahet, F., P. Forget, et S. Ouillon. (2001). Application of a colour classification method to quantify the constituents of coastal waters from in situ reflectances sampled at satellite sensor wavebands, *International Journal of Remote Sensing* 22 (5), 909-914.
- Lahet F., S. Ouillon, et P. Forget. (2001). Colour classification of coastal waters of Ebro river plume from spectral reflectances. *International Journal of Remote Sensing* 22(9), 1639-1664.
- Lamy, A., C. Millot, J. M. Molines. (1981). Bottom pressure and sea level measurements in the Gulf of Lions. *Journal of Physical Oceanography* 11, 394–410.
- Langford, V. S., J. A. McKinley, et T. I. Quickenden. (2001). Temperature Dependence of the Visible-Near-Infrared Absorption Spectrum of Liquid Water. *Journal of Physical Chemistry* 105, 8916-8921.
- Langlais, C. (2007). Etude de la variabilité interannuelle des échanges côte-large: Simulation haute résolution de la dynamique du Golfe du Lion. Thèse de Doctorat, Université du Sud Toulon Var.
- Lansard, B. (2005). Distribution et remobilisation du plutonium dans les sédiments du prodelta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale). Thèse de doctorat, Université de la Méditerranée. Aix-Marseille II.
- Lansard, B., C. Grenz, S. Charmasson, E. Schaaff, et C. Pinazo. (2006). Potential plutonium remobilisation linked to marine sediment resuspension: first estimates based on flume experiments. *Journal of Sea Research* 55, 74-85.
- Lansard, B., S. Charmasson, C. Gasco, M. P. Anton, C. Grenz, et M. Arnaud. (2007). Spatial and temporal variations of plutonium isotopes (Pu-238 and Pu-239,Pu-240) in sediments off the Rhone River mouth (NW Mediterranean). *Science of the Total Environment* 376(1-3), 215-227.
- Larouche, P., M. El-Mouctaki, et A. Djouai. (2003). Spectroradiométrie de la matière particulaire dans l'oued Sebou (Maroc): Application aux données de télédétection. *Télédétection* 3(1), 85-96.

- Lathrop, R. G. et T. M. Lillesand. (1989). Monitoring water quality and river plume transport in Green Bay, Lake Michigan with SPOT-1 imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 55, 349-354.
- Lavender, S. J., M. H. Pinkerton, G. F. Moore, J. Aiken, et D. Blondeau-Patissier. (2005). Modification of the atmospheric correction of SeaWiFS Ocean colour images over turbid coastal waters. *Continental Shelf Research* 25, 539-555.
- Lazure, P. et F. Dumas. (2008). An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical Model for Applications at Regional Scale (MARS3D). *Advances in Water Resources* 31(2), 233-250.
- Lee, Z. P., K. L. Carder, et R. A. Arnone. (2002). Deriving inherent optical properties from water color: A multiband quasi analytical algorithm for optically deep waters, *Applied Optics* 41, 5755-5772.
- Lee, K. H., J. E. Kim, Y. J. Kim, J. Kim, et W. Hoyningen-Huene. (2005). Impact of the smoke aerosol from Russian forest fires on the atmospheric environment over Korea during May 2003. *Atmospheric Environment* 39, 85–99.
- Lee, Z. et C. Hu. (2006). Global distribution of Case 1 waters: An analysis from SeaWIFS measurements. *Remote Sensing of Environment* 101, 270-276.
- Lehner, S., I. Anders, et G. Gayer. (2004). High resolution maps of suspended particulate matter concentration in the German Bight. *EARSeL eProceedings* 3(1), 118-126.
- Lerebourg, C. et V. Bruniquel. (2011). ESA report ref. A879.NT.008.ACRI-ST, 2011.
- Le Reste S, X. André, H. Claustre, F. D’Ortenzio, et A. Poteau. (2009). First success of ProvBio floats. *Coriolis Newsletters* 5:5–8.
- Lewis, J. (1996). Turbidity-Controlled Suspended Sediment Sampling for Runoff-Event Load Estimation. *Water Resources Research* 32(7), 2299-2310.
- Lide, D. R. (1997). Physical and optical properties of minerals, in CRC Handbook of Chemistry and Physics, 77th ed., pp. 4.130 – 4.136, CRC Press, Boca Raton, Fla.
- Lisycin, A. P. et J. A. Bogdanov. (1968). Granulometric composition of Pacific Ocean hydrosol (in Russian). *Okeanol. Issled.* 18, 53–74.
- Litjens, R. A. J., T. I. Quickenden, et C. J. Freeman. (1999). Visible and near-ultraviolet absorption spectrum of liquid water. *Applied Optics* 38, 1216 –1223.
- Llewellyn, C. A. et S. W. Gibb. (2000). Intra-class variability in the carbon, pigment and biomineral content of prymnesiophytes and diatoms. *Marine Ecology Progress Series* 193, 33-44.
- Lohrenz, S. E. (2000). A novel theoretical approach to correct for path-length amplification and variable sampling loading in measurements of particulate spectral absorption by the quantitative filter technique. *Journal of Plankton Research.* 22, 639-657.
- Loisel, H., X. Mériaux, J. F. Berthon, et A. Poteau. (2007). Investigation of the optical backscattering ratio of marine particles in relation to their biogeochemical composition in the eastern English Channel and southern North Sea. *Limnology and Oceanography* 52, 739-752.
- Lorthiois T., D. Doxaran, et M. Chami. (2012). Daily and seasonal dynamics of suspended particles in the Rhône River plume based on remote sensing and field optical measurements. *Geo-Marine Letters*, DOI: 10.1007/s00367-012-0274-2.

- Lubac, B. et H. Loisel. (2007). Variability and classification of remote sensing reflectance spectra in the eastern English Channel and southern North Sea. *Remote Sensing of Environment* 110, 45-58.
- Ludwig, W., M. Meybeck, et F. Abousamra. (2003). Riverine transport of water, sediments and pollutants to the Mediterranean Sea. UNEP/MAP Athens.
- Maillet, G., C. Vella, S. Berné, P. Friend, C. Amos, T. Fleury, et A. Normand. (2006). Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhône River (southern France). *Marine Geology* 234, 159–177.
- Manning, A. J., S. J. Bass, et K. R. Dyer. (2006). Floc properties in the turbidity maximum of a mesotidal estuary during neap and spring tidal conditions. *Marine Geology* 235, 193 – 211.
- Marion, C. (2010). Dynamique et bilans des transferts particuliers de radioéléments d'origine anthropique et naturelle dans le Golfe du Lion : cas particulier des apports rhodaniens. Thèse de doctorat IRSN.
- Maritorena, S., D. A. Siegel, et A. Peterson. (2002). Optimization of a semi-analytical ocean color model for global scale applications. *Applied Optics* 41(15), 2705 – 2714.
- Maritorena, S. et D. Siegel. (2005). Consistent merging of satellite ocean color data sets using a bio-optical model. *Remote Sensing of Environment* 94, 429-440.
- Marsaleix, P., C. Estournel, V. Kondrachoff, et R. Véhil. (1998). A numerical study of the formation of the Rhone River plume. *Journal of Marine Systems* 14(1-2), 99–115.
- Maske, H. et H. Haardt. (1987). Quantitative vivo absorptionspectraof phytoplankton: Detrital absorption and comparison with fluorescence excitation spectra. *Limnology and Oceanography* 32(3), 620-633.
- Masake, B. et P. G. E. F. Augustinus. (1998). Morphologic Changes of a Micro-Tidal, Low Wave Energy Beach Face During a Spring-Neap Tide Cycle, Rhône-Delta, France. *Journal of Coastal Research* 14(2), 632–645.
- Matsuoka, A., V. Hill, Y. Huot, M. Babin, et A. Bricaud. (2011). Seasonal variability in the light absorption properties of western Arctic waters: Parameterization of the individual component of absorption for ocean color applications. *Journal of Geophysical Research* 116, C02007. doi: 10.1029/2009JC005594.
- McCave, I. N. (1983). Particulate size spectra, behavior, and origin of nephloid layers over the Nova Scotia continental rise. *Journal of Geophysical Research* 88, 7647–7666.
- McKee, D. et A. Cunningham. (2006). Identification and characterisation of two optical water types in the Irish Sea from in situ inherent optical properties and seawater constituents. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 68, 305–316. doi:10.1016.
- McKee, D., J. Piskozub, et I. Brown. (2008). Scattering error corrections for *in situ* absorption and attenuation measurements. *Optics Express* 16, 19480–19492.
- Meade, R. H. (1972). Transport and deposition of sediments in estuaries. *Geological Society of America Memoirs* 133, 91-120.
- Meade, R. H. (1996). River-sediment inputs to major deltas. In: Milliman, J.D., Haq, B.U. (Eds.), *Sea-Level Rise and Coastal Subsidence: Causes, Consequences and Strategies*. Kluwer Academic

Publishers, pp. 63-85.

MERIS ATBD 2.13. (2011). Sun Glint Flag Algorithm.

MERIS ATBD 2.17. (2011). Pixel Classification.

Mie, G. (1908). Geitrag zur optics truber mediem speziell kolloidalen Metallosungen. *An. Physik* 25, 377-445.

Mignot, A., H. Claustre, F. D'Ortenzio, X. Xing, A. Poteau, et J. Ras. (2011). From the shape of the vertical profile of in vivo fluorescence to Chlorophyll-a concentration. *Biogeosciences* 8, 2391–2406. doi:10.5194/bg-8-2391-2011.

Millot, C. (1990). The Gulf Of Lions Hydrodynamics. *Continental Shelf Research* 10(9-11), 885-894.

Miralles, J., O. Radakovitch, et J. C. Aloisi. (2005). Pb-210 sedimentation rates from the Northwestern Mediterranean margin. *Marine Geology* 216(3), 155-167.

Miralles, J., M. Arnaud, O. Radakovitch, C. Marion, et X. Cagnat. (2006). Radionuclide deposition in the Rhone river prodelta (NW Mediterranean sea) in response to the December 2003 extreme flood. *Marine Geology* 234, 179–189.

Mishchenko, M. I., L. D. Travis, et A. A. Lacis. (2002). Scattering, Absorption and Emission of Light by Small Particles. *Cambridge University Press, Cambridge*.

Mitchell B. G. et D. A. Kieffer. (1988). Chlorophyll a specific absorption and fluorescence excitation spectra for light-limited phytoplankton . *Deep-Sea Research* 35(5), 639-663.

Mitchell, B. G. (1990). Algorithms for determining the absorption coefficient of aquatic particulates using the quantitative filter technique (UFT). In: *OceanOptics10, Proc.SPIE 1302* ,Y. R. Spinrad. editor. SPIE. Bellingham. Washington, pp. 137-148.

Mobley, C. D. (1994). *Light and Water Radiative Transfer in Natural Waters*. 592 p. Academic Press. San Diego, California.

Mobley, C. D. (1999). Estimation of the remote-sensing reflectances from above-water measurements. *Applied Optics* 38, 7442-7455.

Mobley, C. D., L. K. Sundman, et E. Boss. (2002). Phase function effects on oceanic light fields. *Applied Optics* 41, 1035–1050.

Monaco, A., T. Courp, S. Heussner, J. Carbonne, S. W. Fowler, et B. Deniaux. (1990). Seasonality and composition of particulate fluxes during ECOMARGE I, western Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 10(9-11), 959-987.

Monaco, A., X. Durrieu de Madron, O. Radakovitch, S. Heussner, et J. Carbone. (1999). Origin and variability of downward biogeochemical fluxes on the Rhône continental margin (NW Mediterranean). *Deep Sea Research I* 46, 1483-1511.

Monaco, A. et J. C. Aloisi. (2000). Carte de la nature des fonds du Golfe du Lion. CNRS - CEFREM, site ORME : <http://medias.obs-mip.fr/orme/>, Perpignan.

Moore, G. F., J. Aiken, et S. J. Lavender. (1999). The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in Case II waters: application to MERIS. *International Journal of Remote Sensing* 20, 1713-1733.

Moore, G. F. et S. Lavender. (2011). MERIS ATBD 2.6. Case I.S Bright Pixel Atmospheric Correction.

Morel, A. (1973). The scattering of light by sea water: experimental results and theoretical approach in Optics of the Sea, Interface and In-Water Transmission and Imaging. AGARD Lecture Series 61: 3.1.1–3.1.76.

Morel, A. (1974). Optical properties of pure water and pure seawater, in Optical Aspects of Oceanography, edited by N.G. Jerlov and E.S. Nielson, p 1-24, Academic, San Diego, Calif.

Morel A. et L. Prieur. (1977). Analysis of variation in ocean color. *Limnology and Oceanography* 22, 709-722.

Morel, A. (1980). In-water and remote measurements of ocean color. *Boundary Layer Meteorology* 18, 177-201.

Morel, A. et H. R. Gordon. (1980). Report of the working group on ocean color. *Boundary Layer Meteorology* 18, 343-355.

Morel, A. et A. Bricaud. (1981). Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton. *Deep-Sea Research I* 28: 1375-1393.

Morel, A. et A. Bricaud. (1981). Theoretical results concerning the optics of phytoplankton, with special references to remote sensing applications, p. 313–327. J. F. R. Gower Edition, Oceanography from space.

Morel, A. et B. Gentili. (1991). Diffuse reflectance of oceanic waters: its dependence on sun angle as influenced by the molecular scattering contribution. *Applied Optics* 30, 4427-4438.

Morel, A. et B. Gentili. (1993). Diffuse reflectance of oceanic waters. 2. Bidirectional aspects. *Applied Optics* 32, 6864-6872.

Morel, A., Y. H. Ahn, F. Partensky, D. Vaultot, et H. Claustre. (1993). *Prochlorococcus* and *Synechococcus* : a comparative study of their size, pigmentation and related optical properties. *Journal of Marine Research* 51, 617-649.

Morel, A. et B. Gentili. (1996). Diffuse reflectance of oceanic waters. 3. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem. *Applied Optics* 35, 4850-4862.

Morel, A. et S. Maritorena. (2001). Bio-optical properties of oceanic waters : a reappraisal. *Journal of Geophysical Research* 106, 7763-7780.

Morel, A. (2008). Introduction to optical properties in the sea : theoretical aspects. Real-time coastal observing systems for ecosystem dynamics and harmful algal blooms. UNESCO Publishing. Paris, France.

Naudin, J. J., G. Cauwet, M. Leveau, F. Lochet, H. Pauc, J. C. Romano, et R. Sempere. (1992). The bottom nepheloid layer off the Rhône river mouth. Particulate transfer at the land-ocean interaction. *Oceanologica Acta* 15(6), 621-638.

Naudin, J. J. et G. Cauwet. (1997). Transfer mechanisms and biogeochemical implications in the bottom nepheloid layer. A case study of the coastal zone off the Rhône river (France). *Deep Sea Research II* 44(3-4), 551–575.

- Naudin, J. J., G. Cauwet, M. J. Chrétiennot-Dinet, B. Deniaux, J. L. Devenon, et H. Pauc. (1997). River discharge and wind influence upon particulate transfer at the land-ocean interaction : Case study of the Rhône River plume. *Estuarine and Coastal Marine Science* 45, 303–316.
- Naudin, J. J., G. Cauwet, C. Fajon, L. Oriol, S. Terzic, J. L. Devenon, et P. Broche. (2001). Effect of mixing on microbial communities in the Rhone river plume. *Journal of Marine Systems* 28, 203–227.
- Nechad, B., K. G. Ruddick, et Y. Park. (2010). Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sensing of Environment* 114, 854–866. doi:10.1016/j.rse.2009.11.022.
- Nelson, J. R. et S. Guarda. (1995). Particulate and dissolved spectral absorption on the continent shelf of the southeastern United States. *Journal of Geophysical Research* 100, 8771-8732.
- Neukermans, G., H. Loisel, X. Mériaux, R. Astoreca, et D. McKee. (2012). In situ variability of mass-specific beam attenuation and backscattering of marine particles with respects to particle size, density and composition. *Limnology and Oceanography* 57(1), 124–144. doi:10.4319.
- Noël, M. (1996). Le plutonium traceur du transfert et de l'accumulation des apports particuliers du Rhône en Méditerranée Nord Occidentale. Thèse de doctorat, Université Paris XII.
- Novo, E. M. M., J. D. Hansom, P. J. Curran. (1989). The effect of sediment type on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. *International Journal of Remote Sensing* 10(7), 1283-1289.
- Novo, E. M. M., C. A. Steffen, et C. Z. F. Braga. (1991). Results of a laboratory experiment relating spectral reflectance to total suspended solids. *Remote Sensing of the Environment* 36, 67-72.
- O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, et C. McClain. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research* 103(24), 937–953. doi:10.1029/98JC02160.
- Ouillon, S., P. Forget, J. M. Froidefond, et J. J. Naudin. (1997). Estimating suspended matter concentration from SPOT data and from field measurements in the Rhône river plume. *Marine Technology Society Journal* 31(2), 15-20.
- Ouillon, S. (2003). An inversion method for reflectance in stratified turbid waters. *International Journal of Remote Sensing* 24, 535-558.
- Ouillon, S., P. Douillet, A. Petrenko, J. Neveux, C. Dupouy, J. M. Froidefond, S. Andréfouët, et A. Muñoz-Caravaca. (2008). Optical algorithms at satellite wavelengths for total suspended matter in tropical coastal waters. *Sensors* 8, 4165–4185.
- Pak, H., J. R. V. Zaneveld, et J. Kitchen. (1980). Intermediate nepheloid layers observed off Oregon and Washington. *Journal of Geophysical Research* 85, 6697– 6708.
- Patterson, E. M., D. A. Gillette, et H. Stockton. (1977). Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols. *Journal of Geophysical Research* 82, 3153–3160.
- Pauc, H. (1970). Contribution à l'étude dynamique et sédimentologique des suspensions solides au large de l'embouchure du Grand Rhône (Grau de Roustan). Thèse de doctorat, Université de Montpellier.
- Pegau, W. S. et J. R. V. Zaneveld. (1993). Temperature-dependant absorption of water in the red near red-infrared portion of the spectrum. *Limnology and Oceanography* 38, 188-192.

- Pegau, W. S., D. Gray, et J. R. V. Zaneveld. (1997). Absorption and attenuation of visible and near-infrared light in water : dependence on temperature and salinity. *Applied Optics* 36(24), 6035-6046.
- Petrenko, A. (2003). Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanologica Acta* 26(4), 323–338.
- Petzold, T. J. (1972). Volume scattering functions for selected ocean waters. *Scripps Institution of Oceanography Technical Report* 72-78.
- Pitkanen, H., T. Tamminen, P. Kangas, T. Huttula, K. Kivi, H. Kuosa, J. Sarkkula, K. Eloheimo, P. Kauppila, et B. Skakalsky. (1993). Late summer trophic conditions in the North-east gulf of Finland and the river Neva estuary, Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 37, 453–474.
- Pont, D., J. P. Simonnet, et V. Walter. (2002). Medium-term changes in suspended delivery to the ocean : consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 1-18.
- Pope, R. M. et E. S. Fry. (1997). Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements. *Applied Optics* 36, 8710-8723.
- Rabouille, C., D. J. Conley, M. H. Dai, W. J. Cai, C. T. A. Chen, B. Lansard, R. Green, K. Yin, P. J. Harrison, M. Dagg, et B. McKee. (2008). Comparison of hypoxia among four river- dominated ocean margins: The Changjiang (Yangtze), Mississippi, Pearl, and Rhone rivers. *Continental Shelf Research* 28(12), 1527-1537.
- Ras, J., J. Uitz, et H. Claustre (2008). Spatial variability of phytoplankton pigment distributions in the Subtropical South Pacific Ocean: comparison between in situ and modelled data. *Biogeosciences* 5, 353-369.
- Rast, M., J. L. Bézy, et S. Bruzzi. (1999). The ESA Medium Resolution Imaging Spectrometer MERIS - A review of the instrument and its missions. *International Journal of Remote Sensing* 20(9), 1681-1702.
- Report : MERIS products quality status, 2004.
- Reynolds, R. A., D. Stramski, V. M. Wright, et S. B. Wozniak. (2010). Measurements and characterization of particle size distributions in coastal waters. *Journal of Geophysical Research. Oceans* 115: C08024. doi: 08010.01029/02009JC005930.
- Ritchie, J. C. et C. M. Cooper. (1988). Comparison of measured suspended sediment concentrations with suspended sediment concentrations estimated from Landsat MSS data. *International Journal of Remote Sensing* 9, 379-387.
- Robinson, M. C., K. P. Morris, et K. R. Dyer. (1998). Deriving fluxes of suspended particulate matter in the Humber estuary, UK, using airborne remote sensing. *Marine Pollution Bulletin* 37, 155–163.
- Roditis, J. C. et D. Pont. (1993). Dynamiques fluviales et milieux de sédimentation du rhône à l'amont immédiat de son delta. *Méditerranée* 3, 5–18.
- Roesler, C. S., M. J. Perry, et K. L. Carder. (1989). Modeling in situ phytoplankton absorption from total absorption spectra in productive inland marine waters. *Limnology and Oceanography* 34, 1510–1523.
- Roesler, C. S. (1998). Theoretical and experimental approaches to improve the accuracy of particulate absorption coefficients derived from the quantitative filter technique. *Limnology and Oceanography*. 43, 1649-1660.

- Rolland, B. (2006). Transfert des radionucléides artificiels par voie fluviale : conséquences sur les stocks sédimentaires rhodaniens et les exports vers la Méditerranée. pp 280. Thèse de doctorat à l'Université d'Aix-Marseille.
- Röttgers, R. et S. Gehnke. (2012). Measurement of light absorption by aquatic particles: improvement of the quantitative filter technique by use of an integrating sphere approach. *Applied Optics* 51, 1336-1351.
- Roussiez, V., W. Ludwig, A. Monaco, J. L. Probst, I. Bouloubassi, R. Buscail, et G. Saragoni. (2006). Sources and sinks of sediment-bound contaminants in the gulf of lions (nw mediterranean sea): A multi-tracer approach. *Continental Shelf Research* 26, 1843-1857.
- Rowan, S. K. (1990). Photosynthetic Pigments of Algae. pp 333. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Ruddick, K. G., F. Ovidio, M. Rijkeboer. (2000). Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters. *Applied Optics* 39, 897-912.
- Ruddick, K. G., V. De Cauwer, et Y. J. Park. (2006). Seaborne measurements of near infrared water-leaving reflectance : The similarity spectrum for turbid waters. *Limnology and Oceanography* 51, 1167-1179.
- Ryther, J. H. et C. S. Yentsch. (1957). The Estimation of Phytoplankton Production in the Ocean from Chlorophyll and Light Data. *Limnology and Oceanography* 2(3), 281-286.
- Salomonson, V. V., W. L. Barnes, P. W. Maymon, H. E. Montgomery, et H. Ostrow. (1989). MODIS: advanced facility instrument for studies of the earth as a system. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 27, 145-153.
- Sammari, C., C. Millot, et L. Prieur. (1995). Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PROIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-Sea Research* 42(6), 893-917.
- Sathyendranath, S., L. Prieur, et A. Morel. (1989). A three-component model of ocean color and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters. *International Journal of Remote Sensing* 10, 1373-1394.
- Schluter, L., F. Mohlenberg, H. Havskun, et S. Larsen, S. (2000). The use of phytoplankton pigments for identifying and quantifying phytoplankton groups in coastal areas: testing the influence of light and nutrient/chlorophyll *a* ratios. *Marine Ecology Progress Series* 192, 49-63.
- Schoellhamer, D., P. Buchanan, et N. Ganju. (2002). Ten Years of Continuous Suspended-Sediment Concentration Monitoring in San Francisco Bay & Delta. Turbidity & Other Sediment Surrogates Workshop, Reno.
- Sempere, R., B. Charriere, F. Van Wambeke, G. Cauwet. (2000). Carbon inputs of the Rhone River to the Mediterranean Sea: Biogeochemical implications. *Global Biogeochemical Cycles* 14(2), 669-681.
- Sheldon, R. W., A. Prakash, et W. H. Jr. Sutcliffe. (1972). The size distribution of particles in the ocean. *Limnology and Oceanography* 17, 327-340.
- Shen, F., W. Verhoef, Y. Zhou, Mhd. S. Salama, et X. Liu. (2010). Satellite Estimates of Wide-Range Suspended Sediment Concentrations in Changjiang (Yangtze) Estuary Using MERIS Data . *Estuaries and Coasts* 33, 1420-1429. DOI 10.1007/s12237-010-9313-2.

- Shi, W., et M. Wang. (2007). Detection of turbid waters and absorbing aerosols for the MODIS ocean color data processing. *Remote Sensing of Environment* 110, 149–161.
- Shifrin, K. S. (1983). Introduction to ocean optics. Gidrometeoizdat, Leningrad p. 278
- Siegel, D. A., R. Itturiaga, R. R. Bidigiare, R. C. Smit, H. Pak, T. D. Dickey, J. Marra, et K. S. Baker. (1990). Meridional variations of the springtime phytoplankton community in the Sargasso Sea. *Journal of Marine Research* 48, 379-412.
- Siegel, D. A., S. Maritorena, N. B. Nelson, D. A. Hansel, et M. Lorenzi-Kayser. (2002). Global distribution of dynamics of colored dissolved and detrital organic material. *Journal of Geophysical Research* 107, 3328-3337.
- Smith, R. C. et K. S. Baker. (1978). Optical classification of natural waters. *Limnology and Oceanography* 23, 260-267.
- Smith, R. C. et A. Baker. (1981). Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm). *Applied Optics* 20, 177-184.
- Smith, Jr. W. O. (1982). Relative importance of chlorophyll, dissolved and particulate material and seawater to the vertical extinction of light. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 15, 459–465.
- Smith, S. V. et J. T. Hollibaugh. (1993). Coastal metabolism and the oceanic organic-carbon balance. *Reviews Of Geophysics* 31, 75-89.
- Snyder W. A., R. A. Arnone, C. O. Davis, W. Goode, R. W. Gould, S. Ladner, G. Lamela, W. J. Rhea, R. Stavn, M. Sydor, et A. Weidemann. (2008). Optical scattering and backscattering by organic and inorganic particulates in U.S. coastal waters. *Applied Optics* 47(5), 666-677.
- Stavn, R. H., H. J. Rick, et A. V. Falster. (2009). Correcting the errors from variable sea salt retention and water of hydration in loss on ignition analysis: Implications for studies of estuarine and coastal waters. *Estuarine and Coastal Shelf Science* 81, 575-582.
- Stramski, D. et D. A. Kiefer. (1991). Light scattering by microorganisms in the open ocean. *Progress in Oceanography* 28, 343–383.
- Stramski, D., E. Boss, D. Bogucki, et K. J. Voss. (2004). The role of seawater constituents in light backscattering in the ocean. *Progress in Oceanography* 61, 27-56.
- Stramski, D., M. Babin, et B. Wozniak. (2007). Variations in the optical properties of terrigenous mineral-rich particulate matter suspended in seawater. *Limnology and Oceanography* 52, 2418–2433.
- Stumpf, R. P. et J. R. Pennock. (1989). Calibration of a general optical equation for remote sensing of suspended sediments in a moderately turbid estuary. *Journal of Geophysical Research* 94, 14363-14371.
- Sullivan, J. M., M. S. Twardowski, J. R. V. Zaneveld, C.M. Moore, A.H. Barnard, P.L. Donaghay et B. Rhoades. (2006). Hyperspectral temperature and salt dependencies of absorption by water and heavy water in the 400–750 nm spectral range. *Applied Optics* 45, 5294–5309.
- Suzuki, N. et K. Kato. (1953). Studies on suspended materials-marine snow in sea. Part 1. Sources of marine snow. *Bulletin of Fisheries Science Hokkaido University* 4, 132–135.
- Sydor, M. et R. A. Arnone. (1997). Effect of suspended particulate and dissolved organic matter on remote sensing of coastal and riverine waters. *Applied Optics* 36, 6905-6912.

- Tassan, S. (1993). An improved in-water algorithm for the determination of chlorophyll and suspended sediment concentration from Thematic Mapper data in coastal waters. *International Journal of Remote Sensing* 14(6), 1221-1229.
- Tassan, S. et G. M. Ferrari. (1995). An alternative approach to absorption measurements of aquatic particles retained on filters. *Limnology and Oceanography* 40, 1358–1368.
- Tassan, S. (1998). A procedure to determine the particulate content of shallow water from Thematic Mapper Data. *International Journal of Remote Sensing* 19(3), 557-562.
- Tassan, S. et G. M. Ferrari. (2002). A sensitivity analysis of the ‘transmittance-reflectance’ method for measuring light absorption by aquatic particles. *Journal of Plankton Research* 24, 757–774.
- Tassan, S. et G. M. Ferrari. (2003). Variability of light absorption by aquatic particles in the near-infrared spectral region. *Applied Optics* 42, 4802–4810.
- The Medatlas Group, Gaillard, P., P. Ravazzola, C. Kontolios, L. Arrivet, G. A. Athanassoulis, C. N. Stefanakos, T. P. Gerostathis, L. Cavaleri, L. Bertotti, M. Sclavo, E. Ramieri, L. Dentone, C. Noel, C. Viala, et J. M. Lefevre. (2004). Wind and wave atlas of the Mediterranean sea. Rapport technique.
- Thill, A., S. Moustier, J. M. Garnier, C. Estournel, J. J. Naudin, et J. Y. Bottero. (2001). Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone : influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research* 21, 2127–2140.
- Thomas, Y. F. (1978). Utilisation de données LANDSAT pour la mise en évidence de la turbidité en zones littorales : limites des méthodes. CNEXO (Centra National d'Exploitation des Océans), Colloque n° 5, Brest, 6-8 février 1978, Publications scientifiques et techniques, p. 109-121.
- Thomas, A. J. (1997). Input of artificial radionuclides to the Gulf of Lions and tracing the Rhône influence in marine surficial sediments. *Deep Sea Research II* 44, 577-595.
- Thorn, M. F. C. (1981). Physical processes of siltation in channels. Proceedings of the Conference on Hydraulic Modelling Applied to Maritime Engineering Problems. pp. 47–55. Institution of Civil Engineers. London.
- Tolman, H. L. (2002). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2.22. Tech. report 222, NOAA/NWS/NCEP/MMAB.
- Twardowski, M. S., E. Boss, J. B. Macdonald, W. S. Pegau, A. H. Barnard, et J. R. V. Zaneveld. (2001). A model for estimating bulk refractive index from the optical backscattering ratio and the implications for understanding particle composition in case I and case II waters. *Journal of Geophysical Research* 106, 14129–14142.
- Twardowski, M. S. et P. L. Donaghay. (2002). Photo-bleaching of aquatic dissolved materials: Absorption removal, spectral alteration, and their interrelationship. *Journal of Geophysical Research* 107(C8), 3091, doi:10.1029/1999JC000281.
- Ullua, O. S., S. Sathyendranath, et T. Platt. (1994). Effect of particle size distribution on the backscattering ratio in seawater. *Applied Optics* 30, 7070-7077.
- Ulses, C., C. Grenz, P. Marsaleix, E. Schaaff, C. Estournel, S. Meule, et C. Pinazo. (2005). Circulation in a semi-enclosed bay under influence of strong freshwater input. *Journal of Marine Systems* 56(1-2), 113–132.
- Ulses, C. (2006). Dynamique océanique et transport de la matière particulaire dans le Golfe du Lion:

Crue, tempête et période hivernale. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier.

Ulses, C., C. Estournel, X. Durrieu de Madron, et A. Palanques. (2008) Suspended sediment transport in the gulf of lions (nw mediterranean): Impact of extreme storms and floods. *Continental Shelf Research* 28, 2048-2070. 10.1016/j.csr.2008.01.015.

Van de Hulst, H. C. (1957), Light scattering by small particles, John Wiley, New York.

Van der Linde, D. W. (1998). Protocol for determination of total suspended matter in oceans and coastal zones. Joint Research Centre, Brussels, Tech Note I.98.182.

Van der Woerd, H. et R. Pasterkamp. (2004). Mapping of the North Sea turbid coastal waters using SeaWiFS data. *Canadian Journal of Remote Sensing* 30(1), 44-53.

Van Leussen, W. (1994). Estuarine macroflocs : their role in fine grained sediment transport. *Thèse de doctorat, University of Utrecht*.

Van Raaphorst, W., C. J. M. Philippart, J. P. C. Smit, F. J. Dijkstra, et J. F. P. Malschaert. (1998). Distribution of suspended particulate matter in the North Sea as inferred from NOAA/AVHRR reflectance images and in situ observation. *Journal of Sea Research* 39(3-4), 197-215.

Vidussi, F., H. Claustre, B. B. Manca, A. Luchetta, et J.C. Marty. (2001). Phytoplankton pigment distribution in relation to upper thermocline circulation in the eastern Mediterranean Sea during winter. *Journal of Geophysical Research Oceans* 106(C9), 939-919.

Viollier, M. et B. Sturm. (1984). CZCS data analysis in turbid coastal water. *Journal of Geophysical Research* 89, 4977-4985.

Wang, M. et S. W. Bailey. (2001). Correction of Sun glint Contamination on the SeaWiFS Ocean and Atmosphere Products. *Applied Optics* 40(27), 4790-4798.

Wang, M. et W. Shi. (2007). The NIR–SWIR combined atmospheric correction approach for MODIS ocean color data processing. *Optics Express* 15, 15722–15733.

Whitmire, A. L., E. Boss, T. J. Cowles, et W. S. Pegau. (2007). Spectral variability of the particulate backscattering ratio. *Optics Express* 15(11), 7019-7031.

Wofsy, S. C. (1983). A simple model to predict extinction coefficients and phytoplankton biomass in eutrophic waters. *Limnology and Oceanography* 28, 1144–1155.

Wright, L. D. et C. T. Friedrichs. (2006). Gravity-driven sediment transport on continental shelves: A status report. *Continental Shelf Research* 26 (17-18), 2092-2107.

Xing, X., A. Morel, H. Claustre, D. Antoine, F. D'Ortenzio, A. Poteau, et A. Mignot. (2011). Combined processing and mutual interpretation of radiometry and fluorimetry from autonomous profiling Bio-Argo Floats. The retrieval of Chlorophyll a. *Journal of Geophysical Research* 116, C06020. doi:10.1029/2010JC006899.

Yentsch, C. S. (1962). Measurement of visible light absorption by particulate matter in the ocean. *Limnology and Oceanography* 7, 207-217.

You, Y. et M. Hou. (1992). Remote sensing analysis of the suspended sediment transport in Lingdingyang. *China Ocean Engineering* 6(3), 331-349.

Zaneveld, J. R. V., J. C. Kitchen, et C. M. Moore. (1994). The scattering error correction reflecting-tube of absorption meters, in Ocean OpticsXII, Proc. SPIE *International Society for Optical Engineering* 2258, 44-55.

Liste des figures

Chapitre I :

Figure I-1 :	21
Diagramme des spectres de taille des composants de l'eau de mer dans la gamme 0.1 nm à 1 cm. Les flèches indiquent les limites approximatives des différentes classes de taille de chaque catégorie (d'après Stramski et al. 2004).	
Figure I-2 :	23
Représentation d'un flux de lumière incident traversant un volume d'eau de mer et définissant les coefficients d'absorption et de diffusion (d'après Morel, 2008).	
Figure I-3 :	26
Spectre d'absorption de l'eau de mer pure, a_w , (d'après Pope et Fry (1997) pour la gamme spectrale (400 nm à 715 nm) et d'après Kou et al. (1993) pour la gamme spectrale (720 nm à 750 nm).	
Figure I-4 :	27
Spectre moyen d'absorption du CDOM (a_{CDOM}) mesuré dans l'Océan Arctique Ouest (d'après Matsuoka et al. 2011). Valeur moyenne (ligne continue), \pm écart type (ligne discontinue).	
Figure I-5 :	28
Spectres d'absorption spécifiques $a^*(\lambda)$ de différentes espèces phytoplanctoniques, normalisés par leur maximum (d'après Antoine 1998). Spectre moyen $a^*(\lambda)$ des diatomées (d'après Bricaud et al., 1998), de Prochlorococcus et Synechococcus (d'après Morel et al., 1993). Le spectre moyen de 14 espèces a été calculé à partir de 3 spectres issus de Bricaud et al. (1983), 3 spectres issus de Bricaud et Morel (1986) et 8 spectres issus de Bricaud et al. (1988).	
Figure I-6 :	37
Géométrie d'illumination et d'observation de l'océan depuis l'espace.	

Chapitre II :

Figure II-1 :	49
Bathymétrie, circulation des masses d'eau et principaux forçages sur le plateau du GoL (d'après Millot, 1990).	
Figure II-2 :	52
Débit liquide moyen mensuel ($m^3 s^{-1}$) du Rhône mesuré à Beaucaire par la Compagnie Nationale du Rhône (CNR) sur 91 années de mesure (1920 - 2010).	
Figure II-3 :	54
Panache du Rhône en période de crue (Photo anonyme).	
Figure II-4 :	56
Système stratifié des apports d'un fleuve en 3 couches, thermocline des eaux marine et sens de mouvement des particules (flèches) (Aloisi et al. 1982).	
Figure II-5 :	59
Débit liquide du Rhône ($m^3 s^{-1}$) mesuré à Beaucaire entre 2008 et 2010 de a) à d) chronologiquement; Campagnes océanographiques (barres verticales grisées).	
Figure II-6 :	60
Condition de vents durant nos campagnes de 2010 (en vert) : vitesse ($m s^{-1}$) et provenance du vent (rose des vents à 360°).	
Figure II-7 :	62
a) Localisation des stations de mesure en 2008 et 2010, b) zoom sur l'embouchure et localisation des campagnes de 2010.	
Figure II-8 :	67
Diagramme schématique de la CTD Sea-Bird SBE 19.	
Figure II-9 :	70
Diagramme schématique du photomètre à double faisceau WETLabs ac-9.	
Figure II-10 :	73
Configuration optique du ECO diffusiomètre (WetLabs, Scattering Meter ECO-BB, guide d'utilisateur).	

Figure II-11 :	74
Plateforme de mesure « MESURHO ».	
Figure II-12 :	76
A : Flotteur Provbio : a) CTD Seabird, b) Antenne Iridium, c) Radiomètre Satlantic OC4, d) Transmissiomètre C-Rover Wetlabs, e) Eco-triplet puck WetLabs; B : Principe de fonctionnement du Provbio avec 3 profils par jour (surface à 8h, 12h et 18h) avec envoi des données via l'antenne Iridium.	
Figure II-13 :	79
Représentation schématique des étapes du traitement des données MODIS. Le nom des programmes SeaDAS correspondant à chaque étape est également mentionné sur la figure.	
Figure II-14 :	81
Emprise et bathymétrie (m) du modèle MENOR et position du modèle GOL	
Figure II-15 :	81
Emprise et bathymétrie (m) du modèle GOL et position du ZOOM.	
Figure II-16 :	82
Répartition des niveaux de σ en fonction de la profondeur et de la distance à la côte pour une section exemple.	
Figure II-17 :	83
Concentration en MES (g m^{-3}) mesurée à Arles en fonction du débit liquide ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) mesuré à Beaucaire pour l'année 2010.	
Figure II-18 :	85
Vitesse de chute des particules (mm s^{-1}) en fonction de la concentration en MES (g l^{-1}) et de la turbulence G (s^{-1}) : pour la paramétrisation utilisée pour a) les particules légères (L pour Light) avec $W_{smin} = 0.1 \text{ mm s}^{-1}$; b) particules lourdes (H pour Heavy) avec $W_{smin} = 0.2 \text{ mm s}^{-1}$.	
 Chapitre III :	
Figure III-1 :	91
a) Localisation des stations échantillonnées et concentrations en MES de surface (g m^{-3}) lors des campagnes réalisées en 2010 : b) 16-17 mars, c) 9 avril, d) 28-29 avril, e) 28-29 juillet, f) 4-5 novembre.	
Figure III-2 :	92
Concentration en MES (g m^{-3}) en fonction de la salinité (PSU) pour les 16-17 mars et 4-5 novembre 2010.	
Figure III-3 :	94
a) Localisation des stations échantillonnées lors de l'ensemble des campagnes de l'année 2010. Concentrations en Chla de surface (mg m^{-3}) pour les campagnes des b) 16-17 mars, c) 9 avril, d) 28-29 avril, e) 28-29 juillet, f) 4-5 novembre.	
Figure III-4 :	97
a) Localisation des stations échantillonnées lors de l'ensemble des campagnes de l'année 2010. Concentrations en POC de surface (g m^{-3}) pour les campagnes des b) 16-17 mars, c) 9 avril, d) 28-29 avril, e) 28-29 juillet, f) 4-5 novembre.	
Figure III-5 :	99
Rapport POC/MES (%) en fonction de la concentration en MES (g m^{-3}) pour chacune des cinq campagnes de 2010.	
Figure III-6 :	100
a) Localisation des stations échantillonnées lors de l'ensemble des campagnes de l'année 2010. Rapport POC/MES (%) des stations échantillonnées durant chacune des campagnes b) 16-17 mars, c) 9 avril, d) 28-29 avril, e) 28-29 juillet, f) 4-5 novembre.	
Figure III-7 :	101
Rapport POC/MES (%) en fonction de la salinité (PSU) pour les 16-17 mars et 4-5 novembre 2010.	
Figure III-8 :	102
Concentration en Chla (g m^{-3}) en fonction de la concentration en MES (g m^{-3}) en 2010 durant a) les trois épisodes hors crue : 16-17 mars, 28-29 avril ($\text{Chla} = 3.10^{-4} \text{ MES} - 2 \cdot 10^{-5}$; $R^2 = 0.66$) et 28-29 juillet ($\text{Chla} = 5.10^{-4} \text{ MES} - 2 \cdot 10^{-4}$; $R^2 = 0.85$); b) les deux épisodes de crues : 9 avril et 4-5 novembre.	

Figure III-9 :	104
Concentration en POC (g m^{-3}) en fonction de la concentration en Chla (g m^{-3}) en 2010 durant a) les 3 épisodes hors crue : 16-17 mars, 28-29 avril et 28-29 juillet ainsi que les régressions linéaires spécifiques pour chacune des campagnes, b) les deux épisodes de crue : 9 avril (avec la régression linéaire associée) et 4-5 novembre.	
Figure III-10 :	105
Concentration en POC (g m^{-3}) fonction de la concentration en MES (g m^{-3}) en 2010 durant a) les trois épisodes hors crue : 16-17 mars, 28-29 avril et 28-29 juillet b) les deux épisodes de crues : 9 avril et 4-5 novembre (avec les régressions linéaires associées).	
Figure III-11 :	107
Spectres du coefficient d'absorption des particules non-algales (a_{nap} en m^{-1}) pour les campagnes des : a) 16-17 mars 2010, b) 28-29 avril 2010 c) 4-5 novembre 2010, d) 10-17 mars 2011.	
Figure III-12 :	107
Fréquence de distribution de la pente exponentielle S_{NAP} (en nm^{-1}) des spectres d'absorption des particules non algales, $a_{\text{NAP}}(\lambda)$.	
Figure III-13 :	108
a) $a_{\text{nap}}(443)$ en m^{-1} fonction de la concentration en MES en g m^{-3} et b) $a_{\text{nap}}(770)$ en m^{-1} fonction de la concentration en MES en g m^{-3} . Les régressions linéaires sont reportées sur le graphique. Les barres d'erreur horizontales représentent l'incertitude sur les concentrations en MES.	
Figure III-14 :	110
Densité optique des billes diffusantes non-absorbantes concentrées sur filtre GF/F en fonction de la longueur d'onde (nm) pour deux échantillons.	
Figure III-15 :	110
Spectres du coefficient d'absorption particulaire algale (a_{p} en m^{-1}) mesurés sur filtre par spectrophotométrie pour les campagnes des : a) 16-17 mars 2010, b) 28-29 avril 2010, c) 4-5 novembre 2010 et d) 10-17 mars 2011.	
Figure III-16 :	111
Relation entre $a_{\text{p}}(676)$ (m^{-1}) et la concentration en Chla (mg m^{-3}). La régression linéaire entre ces deux paramètres linéaire est reportée sur le graphique.	
Figure III-17 :	112
Spectres d'absorption particulaire (a_{p} en m^{-1}) mesurés sur filtre par spectrophotométrie pour les campagnes des : a) 16-17 mars 2010, b) 28-29 avril 2010, c) 4-5 novembre 2010 et d) 10-17 mars 2011.	
Figure III-18 :	113
a) $a_{\text{p}}(443)$, en m^{-1} , en fonction de la concentration en MES, en g m^{-3} ; b) $a_{\text{p}}(770)$ en m^{-1} fonction de la concentration en MES en g m^{-3} . Les régressions linéaires correspondantes ainsi que les barres d'erreur sur les concentrations en MES sont indiquées.	
Figure III-19 :	114
a) Spectres d'absorption $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ en surface moyen \pm écart type; b) Fréquence de distribution de la pente exponentielle S_{CDOM} (en nm^{-1}) de $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$ en surface de l'ensemble des stations.	
Figure III-20 :	116
Contribution relative en % des NAP (a_{NAP}), CDOM (a_{CDOM}) et du phytoplancton (a_{PHI}) à l'absorption totale (soustraction faite de l'absorption par l'eau de mer pure) pour les stations des groupes «Côte» et «Large».	
Figure III-21 :	119
Spectres du coefficient de rétrodiffusion particulaire (b_{bp}) moyennés sur le premier mètre sous la surface à 5 longueurs d'ondes pour les campagnes des : a) 16-17 mars, b) 28-29 avril, c) 28-29 juillet 2010.	
Figure III-22 :	120
Fréquence de distribution de la pente spectrale γ (nm^{-1}) des spectres de rétrodiffusion particulaire $b_{\text{bp}}(\lambda)$ estimée en considérant la gamme 532 nm -770 nm : a) pour les 3 campagnes de 2010 confondues, b) pour chacune des 3 campagnes de 2010.	
Figure III-23 :	120
Représentation des pentes spectrales de b_{bp} dans le visible et proche infrarouge $\gamma(532-770)$, (Eq. III-2) en fonction de $b_{\text{bp}}(770)$.	
Figure III-24 :	121
$b_{\text{bp}}(470)$ modélisé à partir de la pente spectrale $\gamma(532-770)$ représenté en fonction de $b_{\text{bp}}(470)$ mesuré.	

Figure III-25 :	122
Spectres du coefficient d'atténuation (c) en surface à 9 longueurs d'ondes pour les 5 campagnes de 2010 des : a) 16-17 mars, b) 9 avril, c) 28-29 avril, d) 28-29 juillet, e) 4-5 novembre.	
Figure III-26 :	123
$b_{bp}(770)$ en m^{-1} fonction de la concentration en MES en $g\ m^{-3}$. La régression linéaire entre ces deux paramètres est reportée sur le graphique. Les barres d'erreur sont les déviations standards des concentrations en MES et de $b_{bp}(770)$.	
Figure III-27 :	127
Turbidité (NTU) en fonction de la concentration en MES ($g\ m^{-3}$) mesurée dans les eaux de surface les 4-5 novembre 2010 (les barres horizontales sont les incertitudes de mesures sur les concentrations en MES).	
Figure III-28 :	128
Relation entre $c(715)$ en m^{-1} fonction de la concentration en MES en $g\ m^{-3}$. La régression linéaire entre ces deux paramètres est reportée sur le graphique. Les barres d'erreurs horizontales et verticales sont les déviations standard des concentrations en MES et de $c(715)$.	
Figure III-29 :	129
$b_{bp}(720)/b_p(715)$ en fonction de : a) POC/MES, b) POC/Chla.	
Figure III-30 :	130
a) Localisation des trois profils verticaux (1, 2 et 3) du rapport $b_{bp}(532)/c(660)$, b) profil 1 (11/04/10), c) profil 2 (12/04/10), d) profil 3 (14/04/12) calculés à l'aides des mesures ProvBio.	
Figure III-31 :	132
Station 11 du 9 avril 2010 : a) Coefficient d'atténuation (m^{-1}) en fonction de la profondeur (m), b) Coefficient R^2 de la modélisation de la PSD par une équation de type III-6.	
Figure III-32 :	133
Nombre de particules $N(D)$ en fonction du diamètre équivalent sphérique des particules. Pour une distribution de taille de type III-6 : a) en surafce (0-2 m) et b) au fond (45-47 m), ξ la pente et R^2 le coefficient de détermination moyens. Station 11 (43°18.255 N, 4°51.228 E, profondeur ~52 m).	
Figure III-33 :	135
Profils verticaux de salinité (PSU) à MESURHO mesurés a) le 17 mars 2010, b) le 9 avril 2010, c) le 29 avril 2010, d) le 29 juillet 2010, e) le 5 novembre 2010. Profils verticaux de $b_{bp}(770)$ mesurés f) le 17 mars 2010, g) le 9 avril 2010, h) le 29 avril 2010, i) le 29 juillet 2010, j) le 5 novembre 2010. Profils verticaux de γ_c mesurés k) le 17 mars 2010, l) le 9 avril 2010, m) le 29 avril 2010, n) le 29 juillet 2010, o) le 5 novembre 2010.	
Figure III-34 :	138
Dépendance spectrale du facteur correctif ρ pour cinq conditions de couverture nuageuse.	
Figure III-35 :	140
Régression linéaire entre $Rrs(555) \times Rrs(645) / Rrs(469)$ en sr^{-1} et la concentration en MES ($g\ m^{-3}$) pour le capteur MODIS forcée à une valeur de l'ordonnée à l'origine de 0, $MES = 670 \times Rrs(555) \times Rrs(645) / Rrs(469)$, $N=49$, $R^2 = 0.375$ et $RMSE = 0.796$.	
Figure III-36 :	141
Régression linéaire entre $Rrs(510) \times Rrs(620) / Rrs(442.5)$ en sr^{-1} et la concentration en MES ($g\ m^{-3}$) pour le capteur MERIS forcée à une valeur de l'ordonnée à l'origine de 0, $MES = 470 \times Rrs(510) \times Rrs(620) / Rrs(442.5)$, $N=49$, $R^2 = 0.4556$ et $RMSE = 0.760$.	

Chapitre IV :

Figure IV-1 :	147
Profils verticaux de $b_{bp}(770)$ à l'embouchure du Rhône en fin de matinée et début d'après-midi du a) 17 mars, b) 9 avril, c) 28 avril, d) 29 juillet et e) 4 novembre 2010.	
Figure IV-2 :	149
Trajectoire de dérive du flotteur entre le 11 avril et le 19 mai 2010.	
Figure IV-3 :	150
Profils verticaux de $b_{bp}(532)$ en m^{-1} pour quatre paires de journées consécutives en avril, mai et juin 2010, mesurés par les flotteurs profileurs ProvBio ayant dérivé entre 7 et 20 km au large de l'embouchure. Profils enregistrés à 8h, 12h et 18h (heure locale).	

Figure IV-4 :	153
Variation de $b_{bp}(770)$ en m^{-1} en fonction de la profondeur à différentes distances de la bouée MESURHO (point noir sur les 5 cartes de gauche). Les mesures ont été faites depuis un navire océanographique dérivant librement sur des distances de 3-4 km le a) 17/03/2010, b) 09/04/2010, c) 28/04/2010, d) 28/07/2010, e) 04/11/10.	
Figure IV-5 :	154
a) Localisation des stations de mesure (points bleus) et de MESURHO (point noir) ; b) Variation de la fluorescence en fonction de la profondeur à différentes distances de la bouée MESURHO le 28/07/2010.	
Figure IV-6 :	155
a) Evolution temporelle du débit liquide du Rhône mesuré à Beaucaire ($m^3 s^{-1}$) décalé de 3 jours et de la turbidité à MESURHO; b) Turbidité (NTU) en fonction du débit liquide du Rhône mesuré à Beaucaire ($m^3 s^{-1}$) décalé de 3 jours (01/07/09 - 16/09/09).	
Figure IV-7 :	161
Images corrigées des effets atmosphériques du 14/03/2010 de a) Rrs(560) en sr^{-1} du capteur MERIS b) Rrs(555) en sr^{-1} du capteur MODIS; Images du 29/05/2010 de c) Rrs(560) en sr^{-1} du capteur MERIS d) Rrs(555) en sr^{-1} du capteur MODIS.	
Figure IV-8 :	162
Rrs(555) MODIS (sr^{-1}) en fonction de Rrs(560) MERIS (sr^{-1}); régression linéaire avec ordonnée à l'origine non nulle entre Rrs(560) et Rrs(555) et R^2 associé (en rouge), droite de régression 1:1 (en bleu) pour les l'ensemble des pixels des images du a) 14/03/10 et b) 29/05/10.	
Figure IV-9 :	163
Images corrigées des effets atmosphériques du 05/04/2010 de a) Rrs(560) en sr^{-1} du capteur MERIS b) Rrs(555) en sr^{-1} du capteur MODIS; Images du 17/05/2010 de c) Rrs(560) en sr^{-1} du capteur MERIS d) Rrs(555) en sr^{-1} du capteur MODIS.	
Figure IV-10 :	165
Rrs(555) MODIS (sr^{-1}) en fonction de Rrs(560) MERIS (sr^{-1}); régression linéaire avec ordonnée à l'origine non nulle entre Rrs(560) et Rrs(555) et R^2 associé (en rouge), droite de régression 1:1 (en bleu) pour les l'ensemble des pixels des images du a) 05/04/10 et b) 17/05/10.	
Figure IV-11 :	166
Rrs(555) MODIS (sr^{-1}) en fonction de Rrs(560) MERIS (sr^{-1}); régression linéaire avec ordonnée à l'origine non nulle entre Rrs(560) et Rrs(555) et R^2 associé (en rouge), droite de régression 1:1 (en bleu) pour les l'ensemble des pixels des 8 images de cette intercomparaison.	
Figure IV-12 :	168
Concentrations en MES estimées à l'aide de l'algorithme empirique appliqué aux mesures MERIS (MES_{MERIS} en $g m^{-3}$) en fonction des concentrations en MES mesurées <i>in situ</i> ($MES_{in situ}$ en $g m^{-3}$). Barres d'erreurs horizontales : incertitudes sur les concentration en MES. Régression linéaire obtenue entre ces deux paramètres : $MES_{MERIS} = 0.95 \times MES_{in situ}$, $R^2 = 0.79$, $N = 18$ et $RMSE = 3.190$.	
Figure IV-13 :	169
a) Concentrations en MES estimées à l'aide de l'algorithme de Doerffer appliqué aux images MERIS ($MES_{NN Doerffer}$ en $g m^{-3}$) en fonction de la concentration en MES mesurée <i>in situ</i> ($MES_{in situ}$, $g m^{-3}$). La régression linéaire obtenue est $MES_{NN Doerffer} = 1.26 \times MES_{in situ}$, $R^2 = 0.94$, $N = 26$ et $RMSE = 2.970$. b) Concentrations en MES obtenues à l'aide de l'algorithme empirique (MES_{MERIS} en $g m^{-3}$) en fonction des concentrations obtenues à l'aide de l'algorithme de Doerffer ($MES_{NN Doerffer}$ en $g m^{-3}$). La régression linéaire obtenue est $MES_{MERIS} = 0.81 \times MES_{NN Doerffer}$, $R^2 = 0.96$, $N = 18$ et $RMSE = 1.399$.	
Figure IV-14 :	170
Concentration en MES_{MODIS} ($g m^{-3}$) estimées à l'aide de l'algorithme empirique régional en fonction de la concentration en MES ($g m^{-3}$) mesurée <i>in situ</i> . La régression linéaire entre ces deux paramètres est renseignée, $R^2 = 0.8117$, $N = 26$ et $RMSE = 4.173$.	
Figure IV-15 :	171
Relation entre la concentration en MES estimée par MODIS (en $g m^{-3}$) et celle estimée par MERIS; régression linéaire avec non nulle entre Rrs(560) et Rrs(555) et R^2 associé (en rouge), droite de régression 1:1 (en bleu) pour les l'ensemble des pixels des 8 images de cette intercomparaison.	

Figure IV-16 :	173
Cartographie des concentration en MES (g m^{-3}) obtenues par MERIS et MODIS à l'aide de l'algorithme empirique pour 8 dates classées chronologiquement entre le 6 mars au 28 avril 2010. Le capteur utilisé et la date sont référencés au dessus de chaque image et Q le débit liquide moyen du Rhône en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ des 5 derniers jours.	
Figure IV-17 :	175
Cartographie des concentration en MES (g m^{-3}) obtenues par MERIS et MODIS à l'aide de l'algorithme empirique pour 5 dates classées chronologiquement entre le 4 et le 22 novembre 2010. Le capteur utilisé et la date sont référencés au dessus de chaque image et Q le débit liquide moyen du Rhône en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ des 5 derniers jours.	
Figure IV-18 :	177
Débit liquide du Rhône en entrée du modèle et périodes sélectionnées pour l'étude de sensibilité (avril et juillet 2010).	
Figure IV-19 :	178
Grille du modèle Mars-3D de 93 lignes et 86 colonnes (en bleu la terre, en vert la mer). Deux localisations spécifiques étudiées par la suite sont représentées sur la grille (1) devant l'embouchure du Rhône (2) à vingt kilomètres au Sud de l'embouchure.	
Figure IV-20 :	179
Evolution temporelle de la concentration en MES (g m^{-3}) dans le premier mètre de la colonne d'eau au point 1 (cf. figure IV-19) pour les différents ratios pour a) le mois d'avril 2010 et b) le mois de juillet 2010.	
Figure IV-21 :	180
Concentration en MES (g m^{-3}) pour les rapports LH 90-10 (rouge) et LH 10-90 (bleu) en fonction de la concentration en MES correspondant au rapport LH 50-50 au point 1 pour a) avril et b) juillet 2010.	
Figure IV-22 :	181
Evolution temporelle de la concentration en MES (g m^{-3}) dans le premier mètre de la colonne d'eau au point 2 (cf. figure IV-19) pour les différents ratios pour a) avril et b) juillet 2010.	
Figure IV-23 :	182
Concentration en MES (g m^{-3}) pour les rapports LH 90-10 (rouge) et LH 10-90 (bleu) en fonction de la concentration en MES correspondant au rapport LH 50-50 au point 2 pour a) avril 2010 b) juillet 2010.	
Figure IV-24 :	183
Evolution temporelle en % de la fraction de particules lourdes (MES_H) par rapport à la concentration en MES (%) au point 1 (rouge) et au point 2 (bleu) pour a) avril et b) juillet 2010.	
Figure IV-25 :	184
Différence absolue (g m^{-3}) entre les concentrations moyennes en MES en surface pour la configuration LH 90-10 et celle de la configuration LH 50 -50 au mois d'avril 2010.	
Figure IV-26 :	185
Différence absolue (g m^{-3}) entre les concentrations moyennes en MES en surface pour la configuration LH 90-10 et celle de la configuration LH 50 -50 au mois de juillet 2010.	
Figure IV-27 :	186
Localisation des stations mesurées <i>in situ</i> (rond) et modélisées (croix) du 16/03/2010 a) et 28/04/2010 b). Profils verticaux de salinité (PSU) mesurés <i>in situ</i> (rouge) et modélisés (bleu) pour les station suivantes : St 1 b), St 2 c), St 3 d), St 4 f), St 5 g) et St 6 h).	
Figure IV-28 :	187
Localisation des stations mesurées <i>in situ</i> (rond) et modélisées (croix) du 09/04/2010 a) et 04/11/2010 b). Profils verticaux de salinité (PSU) mesurés <i>in situ</i> (rouge) et modélisés (bleu) pour les station suivantes : St 1 b), St 2 c), St 3 d), St 4 f), St 5 g) et St 6 h).	
Figure IV-29 :	188
Localisation des stations mesurées <i>in situ</i> (rond) et modélisées (croix) du 16/03/2010 a) et 28/04/2010 b). Profils verticaux de concentration en MES (g m^{-3}) mesurés <i>in situ</i> (rouge) et modélisés (bleu) pour les station suivantes : St 1 b), St 2 c), St 3 d), St 4 f), St 5 g) et St 6 h).	
Figure IV-30 :	189
Localisation des stations mesurées <i>in situ</i> (rond) et modélisées (croix) du 09/04/2010 a) et 04/11/2010 b). Profils verticaux de concentration en MES (g m^{-3}) mesurés <i>in situ</i> (rouge) et modélisés (bleu) pour les station suivantes : St 1 b), St 2 c), St 3 d), St 4 f), St 5 g) et St 6 h).	

Figure IV-31 :190
Images MERIS de concentration en MES (g m^{-3}) obtenues à l'aide de l'algorithme empirique régional du 19/11/2010 a) et 22/11/2010 c), associées aux images de concentrations en MES (g m^{-3}) modélisées par MARS 3D dans le premier mètre sous la surface du 19/11/2010 b) et 22/11/2010 d).

Conclusions générales - Perspectives :

Figure C-1 :198
Mécanisme de transport intervenant pour un régime de crue (haut) et pour un débit liquide faible associé à des vents forts (bas), d'après Fan et al. (2004).

Liste des tableaux

Chapitre I :

Tableau I-1 :	25
Densité (g m^{-3}) et indice de réfraction réel n de particules en suspension rencontrées dans les eaux côtières (d'après Lide, 1997). L'indice de réfraction n est calculé relativement à celui de l'eau de mer n_w ($n_w=1.34$).	
Tableau I-2 :	30
Coefficients $a_{NAP}(\lambda_{ref})$, $a_{NAP}(\lambda_{pir})$ et S_{NAP} rencontrés dans différentes eaux côtières. L'écart type est entre parenthèses quand cette donnée est disponible. (¹ Babin et al. (2003a); ² Harker (1997); ³ Bowers et al. (1996); ⁴ Binding et al. (2003); ⁵ Mckee et Cunningham, com. pers. ; ⁶ Gallie and Murtha (1992)).	
Tableau I-3 :	40
Capteurs satellitaires couleur de l'océan avec leurs principales caractéristiques spectrales et spatiales.	

Chapitre II :

Tableau II-1 :	51
Débits liquides minimum, maximum et moyen ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) et apports solides annuels ($\text{m}^3 \text{an}^{-1}$) du Rhône et de 3 autres grands fleuves Méditerranéens.	
Tableau II-2 :	51
Apports liquides ($\text{m}^3 \text{an}^{-1}$) et solides (t an^{-1}) annuel de 4 grands fleuves mondiaux et du Rhône, ainsi que la surface (km^2) de leur bassin versant.	
Tableau II-3 :	58
Synthèse des campagnes de mesure <i>in situ</i> : Noms, dates, navires océanographiques, mesures biogéochimiques et optiques.	
Tableau II-4 :	83
Propriétés physiques des particules légères (MES_L) et lourdes (MES_H) qui conditionnent la vitesse de chute des particules.	

Chapitre III :

Tableau III-1 :	90
Concentrations moyennes en MES (g m^{-3}) \pm écarts types et valeurs extrêmes (minimales et maximales) des MES pour chacune des cinq campagnes de l'année 2010 (dates spécifiées) et sur l'ensemble de l'année 2010 (Total). N est le nombre d'échantillon.	
Tableau III-2 :	93
Concentrations en Chla (mg m^{-3}) moyennes \pm écarts types et valeurs extrêmes (minimales et maximales) pour chacune des cinq campagnes de l'année 2010 et l'ensemble de l'année 2010 (Total). N est le nombre d'échantillon.	
Tableau III-3 :	96
Concentrations en POC (g m^{-3}) moyennes \pm écarts types, associées aux valeurs extrêmes (minimales et maximales) pour chacune des cinq campagnes de mesures de l'année 2010 (dates spécifiées) et l'ensemble de l'année 2010 (Total). N est le nombre d'échantillon.	
Tableau III-4 :	98
Rapport POC/MES (%) \pm écart type et valeurs extrêmes (minimale et maximale) pour chacune des cinq campagnes de mesures de l'année 2010 (dates spécifiées) et l'ensemble de l'année 2010 (Total). N est le nombre d'échantillon.	
Tableau III-5 :	108
Pentes spectrales S_{NAP} (en nm^{-1}) de la fonction exponentielle décroissante du coefficient $a_{nap}(\lambda)$ pour trois campagnes de 2010 et une campagne de 2011.	
Tableau III-6 :	109
Pentes ($a_{nap}(443)/\text{MES}$) et ($a_{nap}(770)/\text{MES}$) associées à leurs coefficients de détermination (R^2) des régressions linéaires pour trois campagnes de 2010 et une campagne de 2011.	

Tableau III-7 :	113
Pentes ($a_p(443)/MES$) et ($a_p(770)/MES$) associées à leurs coefficients de détermination (R^2) des régression linéaires entre pour trois campagnes de 2010 et une campagne de 2011.	
Tableau III-8 :	115
Valeurs moyennes et déviation standard de $a_{CDOM}(443)$ et de S_{CDOM} en surface, et S_{CDOM} mesuré dans des eaux côtières par Babin et al. (2003a).	
Tableau III-9 :	116
Valeurs moyennes et déviation standard de $a_{NAP}(443)$, S_{NAP} , $a_p(443)$ en surface, et S_{NAP} mesuré dans des eaux côtières par Babin et al. (2003a).	
Tableau III-10 :	116
Contribution moyenne en surface à l'absorption totale de l'absorption des NAP, du CDOM et du phytoplancton pour les deux groupes « Côte » et « Large ».	
Tableau III-11 :	117
Contribution moyenne en surface à l'absorption totale de l'absorption des NAP, du phytoplancton et du CDOM pour les deux groupes de classification utilisant la valeur seuil $b_{bp}(750) = 0.0035 \text{ m}^{-1}$.	
Tableau III-12 :	118
Valeurs moyennes de S_{CDOM} , S_{NAP} (nm^{-1}) en surface pour les deux groupes de classification utilisant la valeur seuil $b_{bp}(750) = 0.0035 \text{ m}^{-1}$.	
Tableau III-13 :	124
Pentes ($b_{bp}(770)/MES$) et coefficients de détermination (R^2) des régressions linéaires entre $b_{bp}(770)$ et MES pour les 5 campagnes de 2010.	
Tableau III-14 :	124
Pentes ($b_{bp}(\lambda)/MES$) pour 6 longueurs d'ondes pour des concentration en MES inférieures au seuil de saturation, coefficients de détermination (R^2) des régressions linéaires et nombre de points considérés N pour les campagnes de 2010.	
Tableau III-15 :	125
Épaisseurs moyennes du panache du Rhône (en mètre), et rapport entre $b_{bp}(770)$ moyenné sur l'ensemble de l'épaisseur du panache ($< b_{bp}(\text{panache}) >$) et $b_{bp}(770)$ sur la couche de surface entre 0 et 1 m de profondeur ($< b_{bp}(\text{surface}) >$). N correspond au nombre de profils considérés.	
Tableau III-16 :	129
POC/MES \pm écart type (sans unités), POC/Chla \pm écart type (sans unités) et $b_{bp}/b_p \pm$ écart type (sans unités) pour les 5 campagnes de 2010 dans les eaux de surface du panache du Rhône.	
Tableau III-17 :	136
Stations retenues comme valide en appliquant les critères de sélections	

Chapitre IV :

Tableau IV-1 :	159
Dates des images satellitaires MERIS et MODIS sélectionnées. Débit liquide journalier du Rhône au jour J, moyen entre J-4 et J ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$). Les dates en gras sont concomitantes pour les deux capteurs.	
Tableau IV-2 :	167
Paramètres statistiques des régressions linéaires obtenues entre la Rrs(560) de MERIS et la Rrs(555) de MODIS: pente a, intercept b et coefficient de détermination R^2 des 8 images considérées (dates spécifiées) et pour toutes les images confondues.	
Tableau IV-3 :	178
Liste des 11 configurations modélisées pour l'étude de sensibilité à la fraction de particules légères et lourdes.	

Annexe A

**Lorthiois, T., D. Doxaran, et M. Chami. (2012).
Daily and seasonal dynamics of suspended
particles in the Rhône River plume based on
remote sensing and field optical measurements.**

Daily and seasonal dynamics of suspended particles in the Rhône River plume based on remote sensing and field optical measurements

Thomas Lorthiois · David Doxaran · Malik Chami

Received: 15 April 2011 / Accepted: 3 January 2012
© Springer-Verlag 2012

Abstract Satellite ocean colour remote sensing can serve as a powerful tool to assess river plume characteristics because it provides daily mapping of surface suspended particulate matter (SPM) concentration at high spatial resolution. This study's ultimate objective was to better understand daily and seasonal particle dynamics in a coastal area strongly influenced by freshwater discharge and wind—the Rhône River (France), this being the major source of terrestrial input to the Mediterranean Sea. SPM concentrations and biogenic composition (chlorophyll a, organic carbon) were investigated during several bio-optical field campaigns conducted in spring–autumn of 2010 both from aboard a research vessel and by means of an autonomous profiling float. Freshwater discharge and wind velocities varied significantly during the year, associated with marked fluctuations in surface SPM (upper 1 m), even within hours and not restricted to any specific season. Thus, the range was ca. 12–25 g m⁻³ (dry mass basis) on 9 April (spring), and ca. 3–39 g m⁻³ on 4–5 November (late autumn). Short-term variations were observed also in SPM composition in terms of POC (albeit not chl a), with POC/SPM ratios ranging between ca. 3 and 11% over ca. 3 weeks in spring. Nevertheless, the particulate backscattering coefficient (b_{bp}) proved to be a robust proxy of SPM concentration in the river plume ($b_{bp}(770)=0.0076 \times \text{SPM}$, $R^2=0.80$, $N=56$). It has recently been demonstrated that 80% of the Rhône's terrestrial

discharge occurs during flood events. The results of the present study revealed that, under these conditions, SPM is constrained largely within surface waters (i.e. at depths <5 m), with only weak daily vertical variability. By implication, ocean colour satellite data are highly suitable in meaningfully estimating the overall SPM load exported by the Rhône River to the Mediterranean. These findings make a solid contribution to future improvements of three-dimensional sediment transport models for the region and similar settings.

Introduction

Suspended particles in coastal waters have diverse origins such as river discharge, coastal erosion, resuspension, and aeolian transport, and there exists a wealth of information on the physical, geological and biogeochemical processes controlling the input, transport and fate of terrestrial particles exported by rivers to the ocean (see overviews in Robinson and Brink 2005, and Milliman and Farnsworth 2011). Riverine inputs can be temporally highly variable, encompassing flood events associated with high sediment supply as well as longer periods of low discharge (e.g. Wheatcroft and Borgeld 2000 for the Eel River in northern California, and Antonelli et al. 2008 for the Rhône River, southern France). In the absence of wind forcing, river plumes commonly present strong density interfaces between fresh and saline waters, whereby the freshwater discharged by rivers remains constrained to the upper few metres below the sea surface and can be transported offshore by buoyancy. The ultimate extent and orientation of each plume are controlled largely by interactions between the magnitude of river discharge, wind conditions and regional circulation. Compared to the river itself, turbulence is typically lower within the plume, facilitating flocculation in the presence of saltwater and biogenic material. Terrigenous

Responsible guest editor: O. Mikkelsen

T. Lorthiois (✉) · D. Doxaran · M. Chami
Laboratoire d'Océanographie de Villefranche,
Université Pierre et Marie Curie, CNRS, UMR 7093,
06230 Villefranche-sur-Mer, France
e-mail: thomas.lorthiois@obs-vlfr.fr

M. Chami
Institut Universitaire de France,
103 bd Saint-Michel,
75005 Paris, France

particles assemble into complex aggregates or flocs composed of mineral matter, organic material and water (Dyer 1986; Eisma et al. 1991). The larger size and mass of flocs increase their settling velocity, which explains why most of the finely dispersed material exported by rivers is commonly deposited in prodeltas close to river mouths.

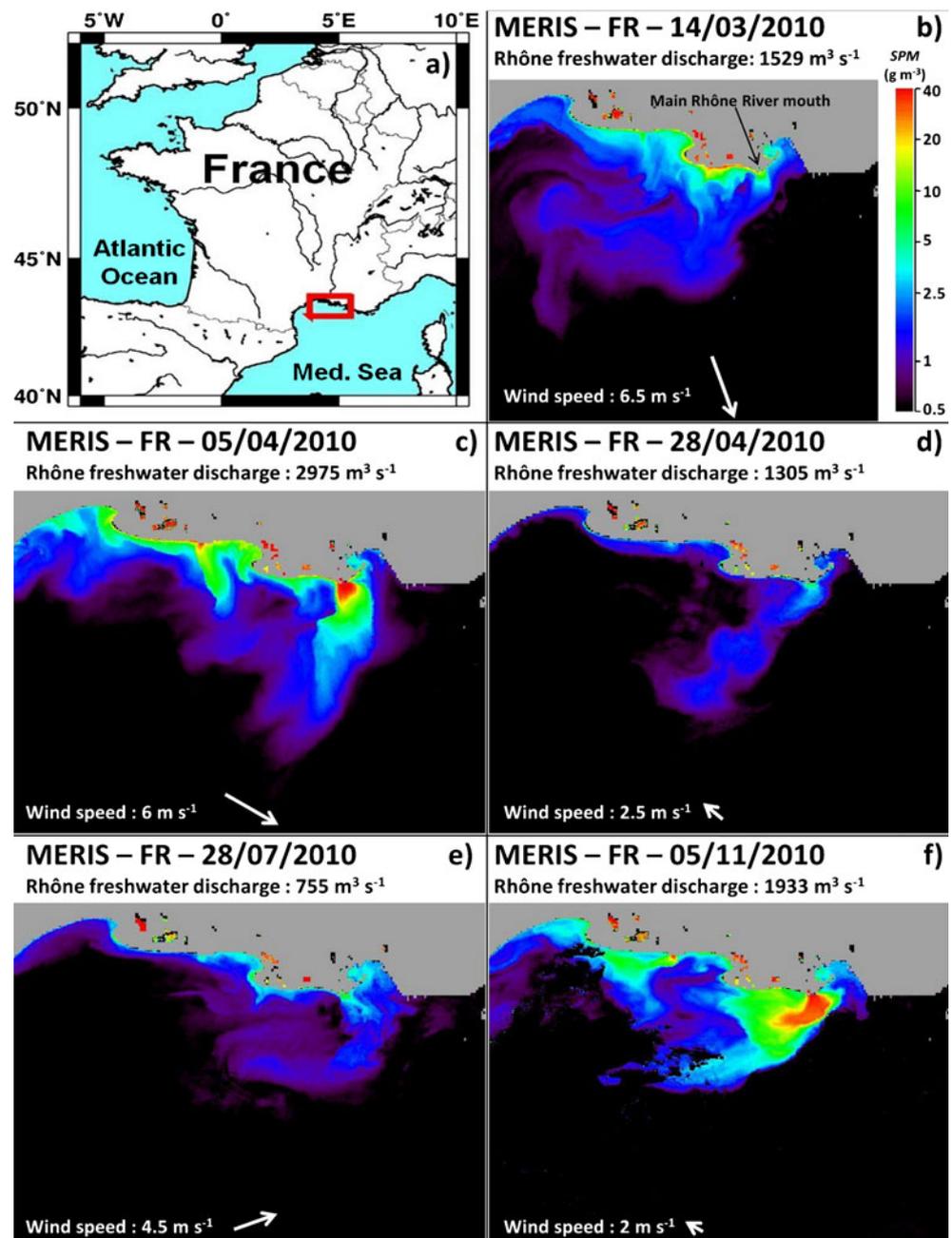
In the present study area, Fig. 1 illustrates the striking dimensions and dynamics of the Rhône River plume in the Gulf of Lion (GoL) in the western Mediterranean Sea, as observed from March to November 2010 by the MERIS full-resolution ocean colour satellite sensor (cf. below). Information provided by satellite remote sensing is strictly limited to

the subsurface layer of turbid coastal waters, and is strongly impaired by cloud cover. On their own, these data evidently do not suffice to perform analyses of the daily dynamics of suspended particles throughout the water column. This requires additional field data of higher temporal and depth resolutions than those offered by satellite observations.

Existing challenges in SPM assessments

For coastal waters, there is as yet no universally applicable algorithm for quantifying the concentration of suspended

Fig. 1 a Map of study area. b–f Surface SPM concentrations (dry mass basis) retrieved on 5 days in spring (March, April), summer (July) and late autumn (November) 2010 from full-resolution (FR, 300 m) MERIS satellite data (European Space Agency) by applying the neural network case 2 water algorithm of Doerffer and Schiller (2007), together with Rhône River freshwater discharge, wind speed and direction



particulate matter (SPM, typically in g m^{-3}), this being the main limitation to develop mapping of SPM concentration based on remote sensing (Acker et al. 2005). To interpret remote sensing measurements, in situ data are needed to establish empirical relationships between SPM concentrations and optical parameters. Ouillon et al. (1997) and Forget and Ouillon (1998) performed regression analyses on in situ reflectance and SPM concentration in the Rhône River plume. Applying the derived empirical relationships to SPOT-XS and Landsat-TM images, it was found that measured SPM concentrations were typically 2 times as high as satellite-derived product levels.

In the GoL, MERIS full spatial resolution (300 m) near-daily synoptic maps of SPM concentrations assessed by means of the neural network case 2 water algorithm of Doerffer and Schiller (2007) for selected days in spring, summer and autumn 2010 provide qualitative information on the spatial extent of the Rhône plume under various riverine discharge and wind conditions (Fig. 1). Nevertheless, such data are limited to surface waters. Forget et al. (1999, 2001) studied the sensitivity of water reflectance to variations in SPM concentration with depth. They developed an inversion method for a radiative transfer model restricted to the simple case of a two-layer ocean and tested it on various documented experimental data, also from the Rhône (also see Ouillon 2003). Reasonably good estimates of mean sediment concentration were obtained for the upper but not the lower water column.

Within this context, the first objective of the present study was to document and interpret the in situ daily dynamics of particle concentration gradients within surface waters and deeper in the water column of a coastal area strongly influenced by both riverine discharge and wind activity, using Rhône River data. How relevant is the spot information from one satellite image in terms of SPM variations occurring during a whole day? The second objective was to refine the input parameters of a three-dimensional sediment transport model currently being developed for Rhône River coastal waters. Satellite remote sensing images provide a two-dimensional horizontal synoptic view, whereas in situ vertical profiles would yield additional information for the depth dimension. The third objective was to investigate the seasonal dynamics of suspended particles in terms of their concentration and biogenic composition. For this purpose, bio-optical field measurements were carried out at various seasons during 2010 using (1) an oceanographic research vessel along regular transects from the river mouth to offshore waters and (2) an autonomous bio-optical profiling float deployed in the vicinity of the river mouth.

Physical setting

The Gulf of Lion comprises one of the largest continental margins in the Mediterranean Sea, and is strongly affected

by the Rhône River in terms of freshwater and solid inputs (e.g. Pont et al. 2002). Indeed, this river is the dominant (80%) source of terrigenous material (Durrieu de Madron et al. 2000) and contributes up to 95% of the freshwater discharge in the GoL (Bourrin and Durrieu de Madron 2006). The Rhône River subdivides into two branches 10 km southwards of the city of Beaucaire, with the main branch channelling 90% of the total freshwater discharge. Highly variable climatic conditions along the drainage basin (one of the largest in Europe) induce a strongly fluctuating freshwater discharge, from commonly less than $700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in summer to more than $4,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in spring and autumn (data collected 65 km upstream at Beaucaire by the Compagnie Nationale du Rhône). During the present study period (2010), the values varied from 550 to more than $4,500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Fig. 2). Within the framework of a long-term monitoring programme, in June 2009 a fixed monitoring buoy (the so-called Mesurho) was installed 2 km south-east of the river mouth at a bottom depth of 20 m. It is equipped with subsurface and bottom sensors which continuously record water temperature, salinity, turbidity, and current velocities.

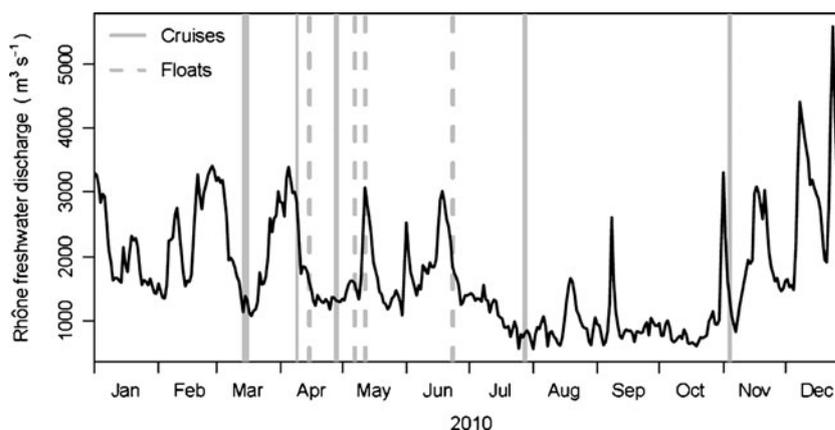
The GoL is influenced by several strongly varying physical processes involving, for example, dense water formation and cascading, upwelling cells, continental winds, and large-scale circulation induced by the northern current along the continental slope (Millot 1990). In contrast, the tidal amplitude is small, typically only a few centimetres. Tidal currents are therefore much weaker than those associated with other processes mentioned above (Lamy et al. 1981). For the Rhône River plume, vertical velocity patterns have been assessed by means of hydrodynamic models by Estournel et al. (2003) and Dufois (2008).

Broche et al. (1998) showed that the plan shapes of the plume (i.e. its extent and orientation) are controlled by wind and river freshwater discharge, commonly associated with its vertical structure changing from a two-layer distribution to a single, thicker mixed layer. Modelling by Estournel et al. (2001) predicted the main characteristics of the plume under varying wind conditions, confirming the pioneer work of Demarcq and Wald (1984). Under a constant NW wind, the plume is pushed offshore; onshore winds cause a larger dispersion and longer residence time of the plume on the continental shelf.

Materials and methods

Bio-optical field measurements were carried out from on-board the Antédon II research vessel (CNRS/INSU) in the vicinity of the main Rhône River mouth (Fig. 1). Five field campaigns were conducted from spring to autumn 2010 along transects extending from ca. 2 to 7 km offshore the

Fig. 2 Rhône freshwater discharge recorded in 2010 by the Compagnie Nationale du Rhône at Beaucaire (65 km upstream). *Continuous grey lines* Dates of cruise fieldwork, *dashed grey lines* deployment of the autonomous profiling float



river mouth, these being on 15–17 March (spring, 40 stations), 9 April (12 stations), 28–29 April (24 stations), 28–29 July (summer, 29 stations) and 4–5 November (autumn, 19 stations). Note that the maximum bottom depth sampling of the November cruise was limited to 20 m due to the technical specifications of one of the sensors.

At each station, water samples were collected using Niskin bottles within the surface layer (upper 1 m) and sometimes at ca. 2 m above the bottom. SPM concentration was determined by filtering known volumes (V , in l) of seawater (0.2 to 2 l, depending on turbidity) in triplicate through precombusted (450°C) and pre-weighed (mass M_0 , in mg) 25 mm glass-fibre filters (Whatman, GF/F 0.7 μm nominal pore size) at low vacuum (Van der Linde 1998). Each filter was then rinsed with Milli-Q water, and stored at -20°C on the ship and subsequently at -80°C once back at the laboratory onland. At final processing, filters were dried for 24 h at 60°C , then weighed under a dry atmosphere (mass M_1 , in mg) to obtain:

$$\text{SPM} = (M_1 - M_0)/V \quad (1)$$

Based on triplicate SPM concentration measurements, the mean uncertainty was less than 5%.

Chlorophyll analyses were performed on surface water samples collected during the spring cruises. In each case, a volume V (0.2 to 2 l) of seawater was filtered as described above and the filters stored at -80°C until determination of chlorophyll a concentration (chl a, in mg m^{-3}) by means of high-performance liquid chromatography as described by Ras et al. (2008). The uncertainty on chl a measurements was less than 1%.

Particulate organic carbon (POC) contents were determined on the same GF/F filters as those used for SPM determination. The filters were acidified with 200–350 μl 2 N HCl to remove carbonates, and then dried at 60°C overnight and assayed on a CHN analyzer (Perkin Elmer 2400) with combustion at 925°C . Mean uncertainty was 11%, based on triplicate measurements.

A frame to which various instruments had been fixed was deployed to measure the following parameters at least every half metre down the water column: (1) water pressure, temperature and salinity, using a Seabird SBE19 CTD sensor, and (2) light backscattering coefficients at several visible and near-infrared wavelengths (cf. below). The remote sensing reflectance signal (R_{rs} , in sr^{-1}) measured by satellite sensors is a function of two inherent optical properties, namely the total absorption coefficient a (in m^{-1}) and the total backscattering coefficient b_b (in m^{-1} ; Gordon et al. 1975). Level 2 ocean colour satellite products, such as those obtained using the GSM algorithm (Maritorena et al. 2002) or the neural network case 2 water algorithm (Doerffer and Schiller 2007), enable retrieving the particulate backscattering coefficient (b_{bp} , in m^{-1}). Note that b_{bp} is a key parameter because it can be related to suspended matter concentration. Moreover, the light backscattered by water can be used to determine turbidity (e.g. see the widely used optical backscattering sensor, OBS, which measures the near-infrared light backscattered by suspended particles at angles of 140 – 165°).

Three ECO-BB3 sensors (Wetlabs Inc.) served to measure the light backscattered by suspended particles at a fixed angle of 117° , $\beta(117)$ in $\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$, at the wavelengths 440, 470, 532, 650, 720, 770 and 870 nm. β values were corrected for absorption losses along the photon path lengths using absorption coefficients measured with an ac-9 sensor (Wetlabs Inc.) pre-calibrated with distilled water. Water backscattering at 117° , β_w , was subtracted from total backscattering to obtain β_p . Finally, β_p was multiplied by a factor χ_p to obtain total particulate backscattering (b_{bp}):

$$b_{bp}(\lambda) = 2 \times \pi \times \chi_p \times \beta_p(\theta, \lambda) \quad (2)$$

where λ is the wavelength (in nm), θ the scattering angle (in degrees) and χ_p a factor of value 1.1 assumed to be wavelength-independent (Boss and Pegau 2001). Chami et al. (2006) tested the assumption that χ_p is wavelength-independent and found that the particulate backscattering coefficient b_{bp} would be estimated within $\pm 10\%$ error.

Uncertainty associated with the absorption correction was less than 1% in the present study.

In addition to the field measurements carried out during the cruises, an autonomous profiling float was deployed twice offshore the Rhône River mouth. This so-called ProvBio float has been developed by IFREMER, NKE Inc. and the Laboratoire d'Océanographie de Villefranche, its design based on the Provor-CTS3 profiling float (Le Reste et al. 2009; Doxaran et al. 2011). It is equipped with a CTD sensor (Seabird 41CP) and several miniaturized optical sensors, including a Wetlabs ECO3 to measure b_{bp} at 532 nm. The ProvBio profiling float was deployed for the first time in coastal waters in April 2010. It was programmed to perform three vertical profiles of optical measurements during the daytime, successively at 06:00, 12:00 and 18:00 hours local time, and was grounded on the bottom during the night to minimise offshore drifting. After 40 days of deployment, the float had moved seawards up to the limits of the Rhône River plume, due to an extreme spring flood event. It was therefore recovered at the end of May 2010, and then deployed again closer onshore. Since river freshwater discharge decreased substantially after the spring flood events, the float maintained its position in the plume within 20 km of the river mouth during 30 days until recovery. Note that b_{bp} was not corrected for absorption losses in this case (cf. there is no absorption sensor on the float); however, a sensitivity analysis showed that the absorption correction effect on b_{bp} can be neglected (about 1%).

Hourly measurements of wind direction and speed are available from Météo France for the Port-de-Bouc meteorological station, 16 km northeast of the Rhône River mouth.

Results

Wind conditions

From 9 to 16 March, there was a steady NW wind with an overall speed of 6 m s^{-1} and gusts of about 14 m s^{-1} . On 17 March, the wind direction became NE and then S from 10:00 to 22:00 hours (local time), with an overall speed of about 5 m s^{-1} . On 4–5 April, there was a NW wind of about 6 m s^{-1} . The wind became SE and stronger on 6 April from 10:00 to 22:00 (9 m s^{-1}), then mainly N and weaker from 7 to 9 April (4 m s^{-1}). During the third field campaign, there was a NNW wind from 8:00 on 27 April to 10:00 on 28 April, then mainly a S wind until 29 April (overall speed ca. 3 m s^{-1}). During the summer campaign, a very strong NW wind event started on 23 July and persisted until 27 July, with an overall speed of 8 m s^{-1} . The wind became SW on 28 July (6 m s^{-1}) and then reverted to NW (5 m s^{-1}). On 2–3 November there was a NW wind of overall 6.5 m s^{-1} and

then, on 4–5 November during the late autumn cruise, a variable wind with dominant N and NE directions and an overall speed of 2 m s^{-1} .

Vertical salinity profiles

For the vertical salinity profiles recorded in the vicinity of the Mesurho buoy (Fig. 3), the sampling stations had a bottom depth varying from 20 to 25 m and, therefore, the water depth was normalized to (i.e. divided by) the bottom depth. Salinity varied strongly in the upper half of the water column (0 to -0.5 normalized depth in Fig. 3), and was consistently high in the lower half. The depth at which the salinity was lower than 37 PSU is considered to demarcate the depth of the river plume (i.e. less saline waters). On this basis, the salinity profiles show that plume thickness is season-dependent. Consistent with the freshwater discharge varying substantially from $850 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in late July to more than $2,800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in early April 2010 (Fig. 2), the river plume was almost 8 m thick on 9 April and 6 m thick on 28 April. Intermediate values were observed on 17 March and 29 July—less than 4 m in each case. Plume thickness was even less than 3 m on 4 November.

The strongest salinity gradient was observed within the upper 1 m of the water column (0.3–1 m depth); it was 4 to 5 times weaker between 1 and 2 m depth. Below 2 m depth, water salinity was almost constant and typical of the surrounding coastal waters, i.e. generally higher than 36 PSU irrespective of river discharge conditions, except during the

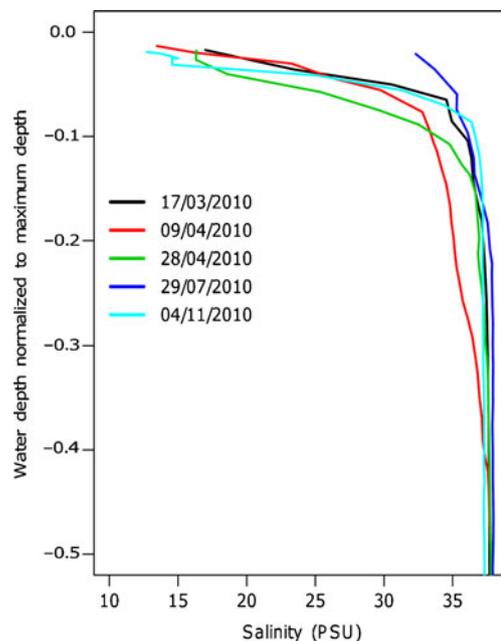


Fig. 3 Vertical salinity profiles in the vicinity of the Mesurho buoy near the Rhône River mouth during the five campaigns of 2010 (bottom depths varied between 20 and 25 m; to facilitate comparison, water depth has been normalized to bottom depth in each case)

spring flood event of 9 April. Minimum values of surface salinity were observed on 9 April and 4 November (less than 14 and 13 PSU respectively), immediately after two peak flood events. The highest surface salinity was recorded on 29 July (32 PSU), associated with low river freshwater discharge in summer. Measurements of salinity carried out on 17 March and 28 April were typical of springtime situations, associated with intermediate discharge. Note that two peaks of freshwater discharge higher than $3,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ occurred 10 and 20 days earlier respectively.

Light backscattering by particles versus SPM concentration

Figure 4 shows the linear regression obtained between the $b_{\text{bp}}(770)$ coefficient (in m^{-1}) and SPM concentration (in g m^{-3}), both averaged within the upper 1 m of the water column. Although this complete dataset covers various seasonal conditions, it is well represented by a single linear regression ($R^2=0.80$, $N=56$):

$$b_{\text{bp}}(770) = 0.0076 \times \text{SPM} \quad (3)$$

Table 1 summarizes the linear regressions established for each campaign of 2010, based on their slopes $b_{\text{bp}}(770)/\text{SPM}$ ($\text{m}^2 \text{ g}^{-1}$). Note that summer data are not available due to a malfunctioning of the CTD sensor during that campaign. The maximum regression slope of $0.0089 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ observed during early spring moderate outflow differs only slightly (15%) from the minimum value of $0.0075 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ observed during the spring flood event.

Mean POC/SPM ratios (Table 1) were lowest during the November 2010 campaign (autumn flood event, 2.4%) and highest on 28–29 April (mid-spring intermediate outflow, 11%). Intermediate values of 5.4 and 3.2% occurred on 16–17 March (early spring intermediate outflow) and 9 April (spring flood event) respectively. Mean chl *a* concentrations (Table 1) did not vary markedly during the three spring cruises spanning March–April of 2010, ranging between 0.81 mg m^{-3} on 28–29 April and 1.06 mg m^{-3} on 9 April.

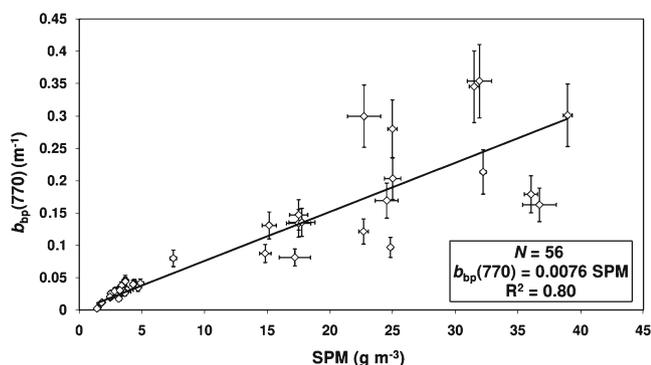


Fig. 4 Scatterplot of $b_{\text{bp}}(770)$ versus SPM concentration. The linear regression has zero intercept. Error bars Standard deviations

During the flood events, the b_{bp} sensor mounted on the CTD rosette saturated at 532 nm for SPM concentrations greater than 15 g m^{-3} . For SPM concentrations lower than this threshold, the following linear regression ($R^2=0.80$, $N=38$) was obtained between $b_{\text{bp}}(532)$ and SPM (both averaged for the upper 1 m of the water column):

$$b_{\text{bp}}(532) = 0.0119 \times \text{SPM} \quad (4)$$

Because of this saturation problem at 532 nm, the b_{bp} signal recorded in the near-infrared band, namely 770 nm, was used to estimate SPM concentrations. Another reason for selecting 770 nm is that the inversion of the R_{rs} signal into b_{bp} is easier in the near-infrared spectral region, where only light absorption by pure seawater and light backscattering by particles are significant (Babin and Stramski 2002).

Mean $b_{\text{bp}}(770)$ near the surface and at depth

In order to determine whether ocean colour satellite observations limited to 1 m below the water surface can serve to predict SPM concentrations deeper in the river plume, the relationship between $b_{\text{bp}}(770)$ averaged over 0.3–1.0 m depth (hereafter referred to as $\langle b_{\text{bp}}(\text{surf}) \rangle$) and $b_{\text{bp}}(770)$ averaged over the entire vertical layer of the plume (hereafter referred to as $\langle b_{\text{bp}}(\text{plume}) \rangle$) was examined. Here again, the river plume depth was defined as that of salinity <37 PSU (cf. above).

The results revealed that mean river plume depth varied markedly during the four spring and autumn campaigns (Table 2). Maximum plume depth was during the spring flood event (6 m) and minimum depth during the autumn flood event (1.8 m). Intermediate values were observed at moderate freshwater discharge, varying between 3.5 and 5 m. Calculating the ratio $\langle b_{\text{bp}}(\text{plume}) \rangle / \langle b_{\text{bp}}(\text{surf}) \rangle$ indicated that, for higher plume depth values (5–6 m), $\langle b_{\text{bp}}(\text{plume}) \rangle$ was almost half of $\langle b_{\text{bp}}(\text{surf}) \rangle$ (Table 2). For lower plume depth values (1.8–3.5 m), $\langle b_{\text{bp}}(\text{plume}) \rangle$ was only 5–15% smaller than $\langle b_{\text{bp}}(\text{surf}) \rangle$.

Vertical $b_{\text{bp}}(770)$ and $b_{\text{bp}}(532)$ profiles

Vertical variations in $b_{\text{bp}}(770)$ were examined based on profiles recorded from aboard the ship near the Mesurho buoy at variable time intervals throughout the day during the field campaigns, selected examples being reported in Fig. 5. Irrespective of freshwater discharge conditions (cf. Fig. 2), $b_{\text{bp}}(770)$ values were high at the surface and decreased continuously within the upper 5 m of the water column.

Vertical $b_{\text{bp}}(770)$ profiles repeated at time intervals varying from several minutes to 24 h exhibit overall similar patterns within the upper 5 m and also at greater depths

Table 1 Minimum and maximum SPM concentrations (dry mass basis), slopes and coefficients of determination (R^2) of linear regressions between $b_{bp}(770)$ and SPM, mean chl a concentrations (dry massbasis), and mean POC/SPM ratios in surface waters (upper 1 m) for four field campaigns (*NA* not available)

Field campaign (2010)	<i>N</i>	SPM min.–max. (g m^{-3})	$b_{bp}(770)/\text{SPM}$ ($\text{m}^2 \text{g}^{-1}$)	R^2	Mean chl a (mg m^{-3})	Mean POC/SPM (%)
16–17 March	18	2.47–4.86	0.0089	0.62	1.03±0.16	5.4±1.0
9 April	8	11.78–25.00	0.0075	0.94	1.06±0.16	3.2±0.4
28–29 April	14	1.40–3.63	0.0085	0.74	0.81±0.35	11.0±3.6
4–5 November	16	3.15–38.96	0.0076	0.51	NA	2.4±1.2

(see examples of late morning and early afternoon profiles in Fig. 5a–c, e). From 5 m to at least 18 m depths, the $b_{bp}(770)$ values remained relatively low under all discharge conditions.

The occasional occurrence of a high-turbidity bottom nepheloid layer (BNL) can be inferred in terms of a sharp increase in the $b_{bp}(770)$ signal. This was particularly noticeable in summer 2010 when the freshwater discharge was at its lowest: near the bottom (25 m depth), the $b_{bp}(770)$ value was almost 2 times higher than that observed near the surface (0.04 and 0.025 m^{-1} respectively; Fig. 5d). At times of moderate discharge in spring 2010, in contrast, the bottom $b_{bp}(770)$ values were approx. half those recorded near the surface (Fig. 5a, profile labelled 14:56 and Fig. 5c, profile labelled +24 h). During the spring and autumn flood events, the bottom $b_{bp}(770)$ signals were as much as 5–6 times lower than the surface values (Fig. 5b and e, profile labelled 15:20).

The surface (surf) versus bottom (btm) $b_{bp}(770)$ ratio of 0.5 recorded at minimum river freshwater discharge ($<1,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) indicates that a high proportion of the total suspended load was confined to the BNL at the time and, thus, would not have been detected by ocean colour satellite observations. At intermediate discharge (ca. $1,500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), a ratio of about 2 indicates that one third of the total SPM load would have remained undetected. During flood events (discharge $>2,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), $b_{bp}(\text{surf})/b_{bp}(\text{btm})$ ratios of about 5–6 imply that the limitation of satellite data to surface waters would be of less importance in terms of water column extrapolation in such cases.

The data recorded by the ProvBio in the period 15 April to 24 June 2010 (cf. Fig. 2) are reported in Fig. 6. Note that the float was sometimes positioned as far as 20 km from the Mesurho buoy, whereas the research vessel remained within ca. 5 km of the buoy. The dataset comprises $b_{bp}(532)$

profiles measured every 6 h between sunrise and sunset over 48 h at essentially the same location on 15–16 April, 7–8 May, 12–13 May and 23–24 June 2010. During each 2-day period, the six vertical profiles were very similar. Some extraneous data points are considered to be artefacts. The profiles can be subdivided into three sectors: a surface layer with high $b_{bp}(532)$ values, an intermediate layer with lower values, and a BNL where $b_{bp}(532)$ values are again high.

Seasonal $b_{bp}(770)$ and $b_{bp}(532)$ vertical profiles

Under moderate springtime freshwater discharge conditions (Fig. 5a, c), a maximum $b_{bp}(770)$ value of about 0.04 m^{-1} was recorded at the surface. During the autumn peak flood, the corresponding value was almost 10 times as high (Fig. 5e), with $b_{bp}(770)$ values decreasing by a factor of 2 between 0.3 and 1 m depth. This was to be expected, seeing that the short autumnal flood resulted in a sharp increase in river outflow from 1,000 to more than $3,300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ over 2 days, followed by an abrupt decrease (Fig. 2). Note that, spanning the spring and autumnal flood events, freshwater discharge continuously exceeded $2,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for 15 and 3 days respectively, with a peak of about $3,300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in both cases.

During the spring flood event, the vertical $b_{bp}(770)$ gradient was 0.047 m^{-2} within the upper 5 m. In contrast, the autumnal flood event induced a very thin stratified layer with a stronger gradient of 0.236 m^{-2} between 0.3 and 1 m depth, and only 0.015 m^{-2} between 1 and 5 m depth. It is important to note that the $b_{bp}(770)$ values at 1 m depth were similar in both cases.

In summer (Fig. 5d), freshwater discharge was among the lowest for the year 2010: $850 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Fig. 2). The values were actually less than $1,500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ during the 33 days

Table 2 Mean Rhône River plume depths, and ratios between $b_{bp}(770)$ values averaged over the whole thickness of the river plume ($\langle b_{bp}(\text{plume}) \rangle$) and over 0.3–1 m depth ($\langle b_{bp}(\text{surf}) \rangle$). *N* Number of profiles

Field campaign (2010)	Mean river plume depth, <i>z</i> (m)	$\langle b_{bp}(\text{plume}) \rangle / \langle b_{bp}(\text{surf}) \rangle$
16–17 March, <i>N</i> =30 (intermediate outflow)	3.5±0.7	0.855±0.079
9 April, <i>N</i> =12 (spring flood event)	6.0±1.0	0.612±0.230
28–29 April, <i>N</i> =16 (intermediate outflow)	5.0±1.5	0.527±0.152
4–5 November, <i>N</i> =17 (autumn flood event)	1.8±0.6	0.946±0.060

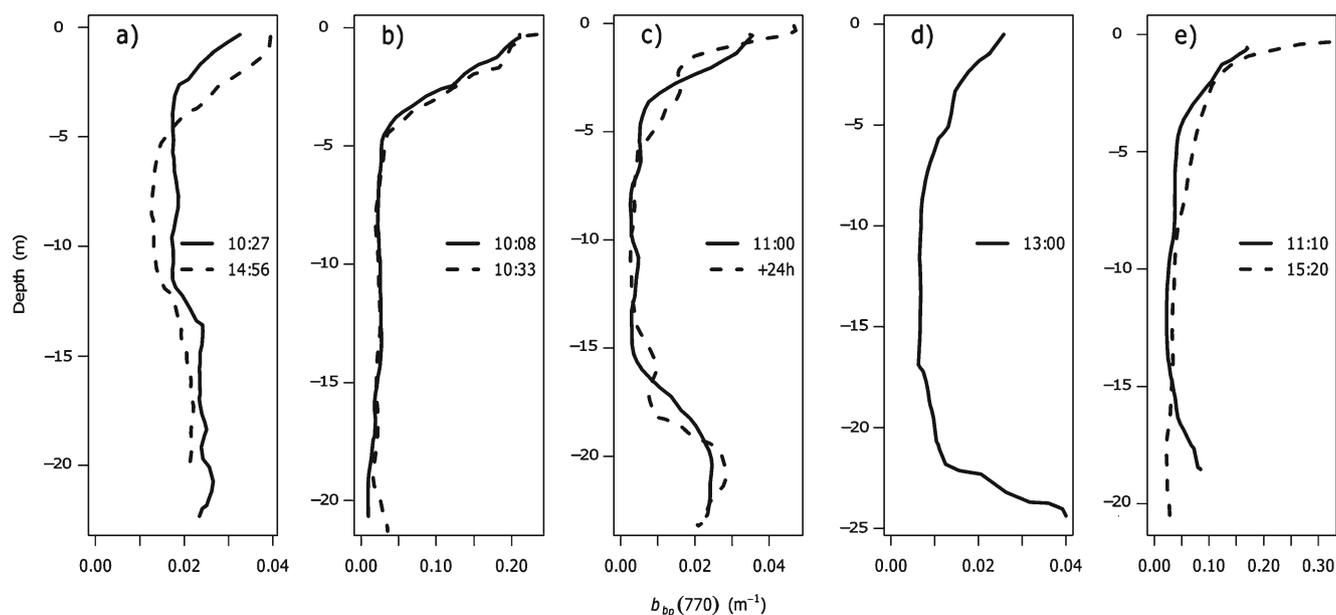


Fig. 5 Variations in $b_{bp}(770)$ as a function of water depth in the late morning and early afternoon of **a** 17 March, **b** 9 April, **c** 28 April, **d** 29 July and **e** 4 November 2010

preceding the field campaign. $b_{bp}(770)$ values were highest at the surface and slightly decreased down to 10 m depth.

For the 8 days of study, the vertical $b_{bp}(532)$ profiles recorded by the ProvBio float (Fig. 6) revealed surface values which were low on 15–16 April ($<0.01 \text{ m}^{-1}$) relative to 12 May (maximum 0.07 m^{-1}) when a flood event occurred (Fig. 2). A flood reaching values of $3,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ occurred on 18 June. On 23–24 June, the $b_{bp}(532)$ signal was highest within surface waters and decreased down to 20 m depth, associated with a very strong NW wind (10 m s^{-1}) which evidently mixed the surface layer. On 15–16 April during calm wind conditions, in contrast, $b_{bp}(532)$ values decreased more strongly with depth (i.e. minimum slightly deeper than 10 m).

Large-scale horizontal $b_{bp}(770)$ and $b_{bp}(532)$ trends

Figure 7 shows the horizontal variations in $b_{bp}(770)$ recorded within the surface plume and the BNL under variable seasonal conditions as the ship drifted freely from the river mouth to 7 km offshore. $b_{bp}(770)$ values at 1 m depth decreased from 0.028 to 0.020 m^{-1} offshore along the transect on 17 March, and from 0.270 to 0.106 m^{-1} on 9 April (Fig. 7b, c), corresponding to horizontal $b_{bp}(770)$ gradients of 0.0022 and $0.0447 \text{ m}^{-1} \text{ km}^{-1}$ respectively, i.e. offshore decreases of 8 and 17% per kilometre during these moderate and peak flood events respectively. Note that in both cases the gradient was calculated along a distance of 3 km for a similar ship trajectory. Maximum SPM concentrations were less than 5 and 25 g m^{-3} during the moderate and peak flood events respectively (Table 1).

On both 17 March and 9 April (i.e. before and during a spring flood event, Fig. 2), the ship drifted southwards and slightly westwards (Fig. 7a, b). Wind conditions were also similar, with a N wind in the morning rotating to S from about noon onwards. On these 2 days, the river plume was constrained within the upper 5 and 6 m of the water column.

On 17 March, 9 April and 28 July (Fig. 7a, b, d), high $b_{bp}(770)$ values observed close to the bottom revealed the occurrence of a BNL, $b_{bp}(770)$ reaching 0.05 m^{-1} within this $<10 \text{ m}$ thick bottom layer. There was a distinct southeast drift direction on 28 July (Fig. 7d), following a strong NW wind event during the 5 days preceding the campaign combined with a W wind during the campaign. During the autumnal flood event of 4 November (Fig. 7e), the horizontal b_{bp} gradient was $0.0264 \text{ m}^{-1} \text{ km}^{-1}$. It should be noted that the horizontal $b_{bp}(770)$ gradients observed during the spring and autumn flood events cannot be rigorously compared because the ship drift trajectories and, thus, the water masses exported by the river plume were not identical.

Discussion and conclusions

Light backscattering by particles as SPM proxy

Despite the marked temporal variations in surface SPM composition revealed in terms of POC/SPM ratios, the strong relationship between surface $b_{bp}(770)$ and SPM concentration observed for the pooled dataset (Eq. 3) suggests that, if any, POC content has only a weak impact on the SPM backscattering efficiency in the study area. Evidently,

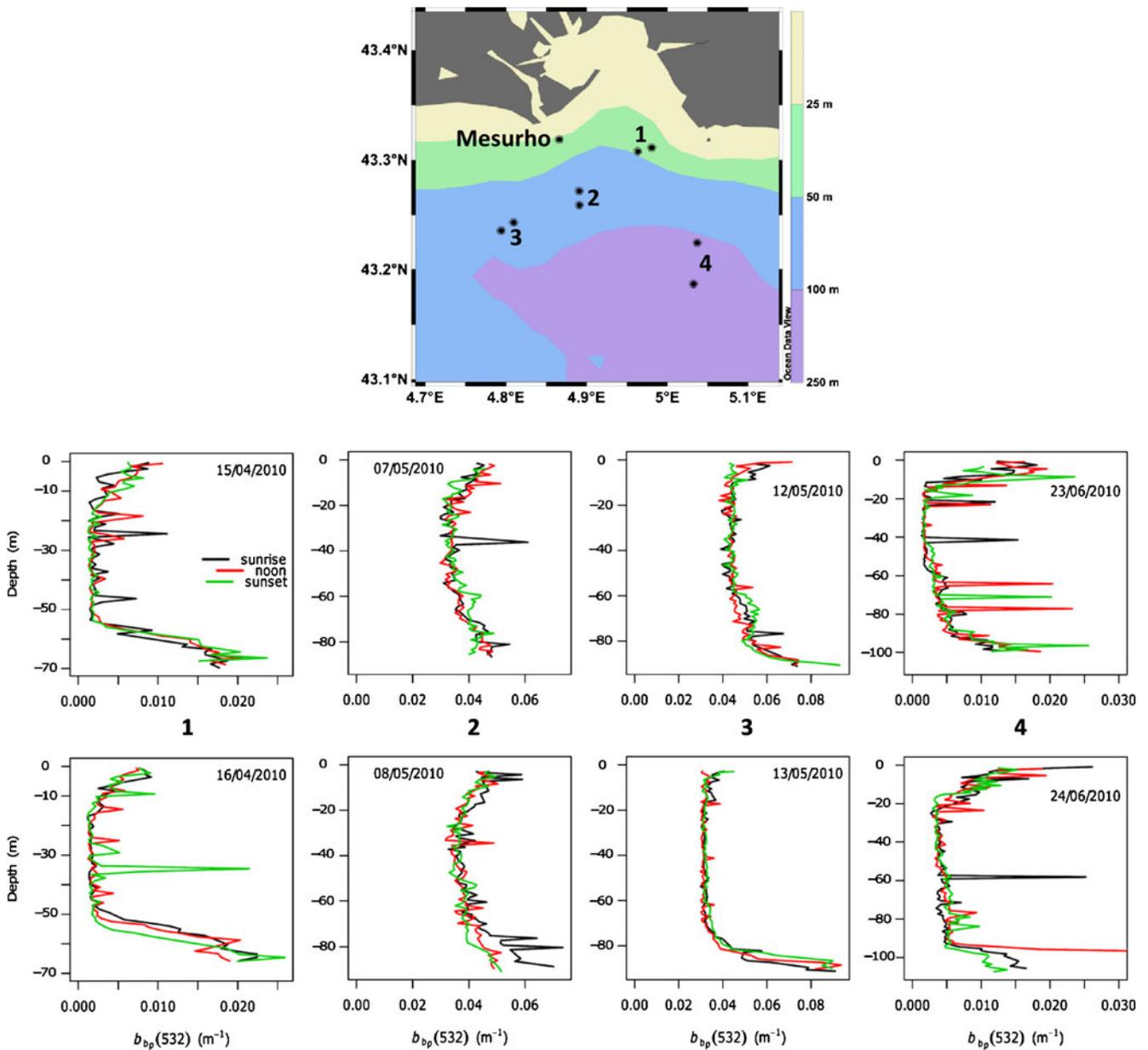


Fig. 6 Variations in $b_{bp}(532)$ as a function of water depth over four 2-day measuring periods in April, May and June 2010, recorded by means of ECO BB sensors mounted on an autonomous profiling float

Eq. 3 can serve to predict surface SPM concentrations based on b_{bp} irrespective of Rhône River freshwater discharge levels.

The finding that surface mean chlorophyll a concentrations were fairly similar despite fluctuations in river discharge during the three spring campaigns suggests that riverine nutrient inputs are not sufficiently high to measurably promote phytoplankton growth in the river plume. This is supported by data from Naudin et al. (2001), who reported lower nutrient concentrations for the Rhône River plume as compared to other European river plumes and estuaries. Another explanation (cf. Naudin et al. 2001) is that many

which drifted between 7 and 20 km offshore the river mouth. Three profiles were recorded daily at 08:00, 12:00 and 18:00 hours (local time)

phytoplankton species grow better slightly deeper in the water column where salinity is higher. The implication for the b_{bp} vs. SPM relationship is that it is not straightforward to extract information on chl a concentration from the backscattering coefficient of the Rhône River plume.

Equations 3 and 4 convincingly demonstrate that robust relationships can be obtained between SPM concentration and the particulate backscattering coefficient both in the visible and near-infrared spectral bands. Irrespective of wavelength, the b_{bp} coefficient depends on particle concentration, composition (refractive index) and size distribution (Neukermans et al. 2012). Organic-rich (phytoplankton) and

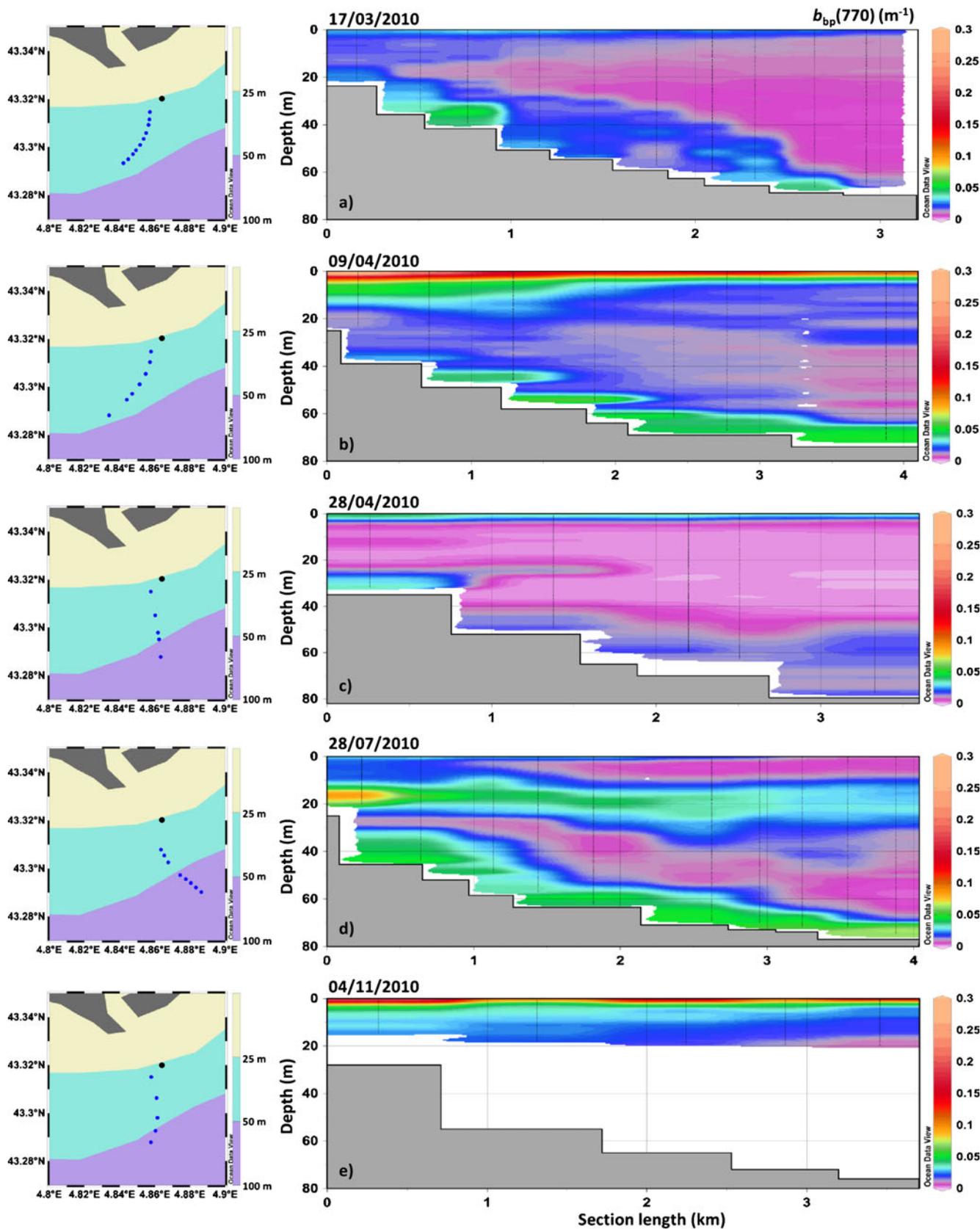


Fig. 7 Variations in $b_{bp}(770)$ as a function of water depth at various distances from the Mesurho buoy (black dot) near the river mouth. Measurements were from aboard ship freely drifting over distances of

3–4 km on **a** 17 March, **b** 9 April, **c** 28 April, **d** 28 July and **e** 4 November 2010 (R. Schlitzer, Ocean Data View, <http://odv.awi.de>, version 4.3.5)

mineral-rich (sediments) suspended particles are usually mixed within surface coastal waters, with respective contributions on light backscattering which vary depending on river inputs, resuspension processes and bloom events. However, fine mineral particles are known to be the most efficient in terms of light backscattering because of their high refractive index (Stramski et al. 2001), which explains why an overall robust relationship was obtained for the Rhône River plume. Thus, the results show that light backscattering by particles can be used as a convenient proxy to estimate SPM concentration at the river mouth and within the plume, with direct implications for ocean colour remote sensing. It appears to be much more difficult to extract relevant information on particle composition. Satellite and Mesurho buoy data represent complementary tools yielding synoptic views of Rhône River plume spatial dimensions and SPM concentrations.

Retrieval of plume $b_{bp}(770)$ from near-surface data

The results indicate that deriving plume $b_{bp}(770)$ from $b_{bp}(770)$ averaged over the upper 1 m is possible but depends on plume thickness. This is straightforward when plume thickness is relatively small (i.e. <3.5 m) and more problematic otherwise (thickness of 5–6 m). Similar to the Rhône River in terms of SPM concentrations, Ouilion (2003) showed that solar light penetration within the Ebro River plume (Spain) is highly wavelength-dependent: typically, the longer the wavelength, the thinner the surface layer which can be viewed by a satellite sensor.

For the Rhône River, the present results provide evidence that plume depth is not necessarily related to the magnitude of discharge but rather to the duration of a flood event. During a short flood event, plume depth is less pronounced. On this basis, particular attention should be paid to a priori knowledge of measured river freshwater discharge in the study area during the course of the year, to determine whether satellite data can be used to estimate SPM concentrations at depth in the river plume.

Vertical SPM trends

The present results demonstrate that, depending on river discharge, satellite-derived SPM concentrations in surface waters are usually not representative of water column particle loads (cf. Fig. 5). Aloisi et al. (1979, 1982) showed that solid matter in GoL coastal waters is constrained mainly to the BNL, its dynamics being linked to the general circulation pattern in the gulf. However, the present study found that most of the SPM load is confined within surface waters close to the river mouth during flood events. Seeing that Antonelli et al. (2008) have demonstrated that flood events are responsible for 80% of total Rhône River particulate

inputs in the GoL, these findings imply that satellite remote sensing data can be efficiently exploited to estimate most of the annual riverine SPM flux into the gulf.

Under non-flood, windless conditions, vertical SPM concentration profiles provide evidence of change from a well-defined two-layer stratification pattern to a complex multi-layered pattern. In such cases, measurements confined to the upper 1 m cannot be extrapolated to deeper in the water column. Moreover, there were only slight hourly/daily variations in vertical SPM profiles under non-flood and, for that matter, also flood conditions (Figs. 5 and 6). Therefore, ocean colour remote sensing snapshots acquired typically towards noon on windless days are appropriate to map large-scale daily surface SPM trends. This is facilitated by tidal forcing being weak in the GoL, contrasting with, for example, estuaries such as the Gironde (France) where daily and fortnightly tidal cycles are associated with rapid mixing and strong short-term variations in surface SPM concentrations (e.g. Doxaran et al. 2009).

Rough weather commonly promotes particle mixing, vertical deepening, and a horizontal expansion of the Rhône River plume (Naudin et al. 2001; Ulses et al. 2008). This has been confirmed in the present study based on data from the autonomous ProvBio float, complementing information gathered from aboard ship under calmer weather conditions. Offshore ProvBio profiles showed maximum b_{bp} values extending from the surface down to 10–20 m depth, which is 2–4 times deeper than for shipboard profiles run near the coast: the further the distance from the coast, the thicker the surface layer impacted by riverine particle export. The BNL layer is also thicker offshore—20 m, compared to the 10 m recorded from the ship close to the river mouth. Maximum ProvBio b_{bp} values were similar for the BNL and surface waters, confirming the important SPM transport occurring near the seabed.

Seasonal trends in vertical SPM patterns

Irrespective of seasonal variations in Rhône River freshwater discharge, the $b_{bp}(770)$ signal was systematically higher within surface waters, decreasing with depth. In contrast, other characteristics of the b_{bp} signal varied strongly during the 2010 study period, plausibly explained by variable freshwater discharge in combination with flood duration and wind conditions.

During a long flood event (15 days of discharge $>2,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), the vertical $b_{bp}(770)$ gradient remained stable at 0.3–5 m depth, which was not the case during a short flood event (3 days of discharge $>2,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Compared to a long flood event, the gradients were 5 times stronger at 0.3–1 m depth, and 3 times weaker at 1–5 m depth. Evidently, freshwater discharge impacts the magnitude of $b_{bp}(770)$ values, whereas the duration of flood

events has a strong influence on the plume vertical thickness and SPM distribution within the subsurface layer. Brief, intense flood events would enhance bottom erosion and SPM transport, and be associated with relatively thin river plumes (upper few metres). Data for the upper 1 m could then justifiably serve to predict SPM concentrations deeper in the water column. This would apply episodically also to the summer situation, characterized by lowest surface $b_{bp}(770)$ values and when wind events would be the dominant physical factor enhancing SPM mixing. Within this context, the 2010 summer is representative of the last decades in terms of river freshwater discharge.

SPM dynamics in the plume and nepheloid layers

Seeing that b_{bp} is a good proxy of SPM concentration in the Rhône River plume (see Eq. 3), horizontal b_{bp} gradients reflect the spatial heterogeneity in SPM concentration from the Rhône River mouth to several kilometres offshore, and this can be interpreted in terms of freshwater discharge and wind conditions. The horizontal $b_{bp}(770)$ gradients identified in the present study suggest that particles exported during peak flood events settle rapidly close to the coast, which is not the case for moderate flood events. This could be explained by the former being associated with overall larger particles. Measurements of particle size distributions would be helpful to verify this aspect.

To date, transport of particles within the BNL has been poorly documented in the vicinity of the Rhône River mouth. This is due to the stratified nature of the flow near the seabed and to technical difficulties (e.g. Aloisi et al. 1979; Naudin and Cauwet 1997). Thus, precise estimates of BNL thickness are often not possible from aboard ship because the distance between the deepest in situ measurements and the seabed cannot always be assessed accurately enough. The ProvBio sensor does not have this drawback because, if wished, it can ground essentially at the seabed. In the present study, this was the case at night (cf. Materials and methods section). The results reveal that, under low river outflow conditions and particularly with weak winds, most of the SPM offshore transport takes place within the BNL, rather than in the surface layer (Fig. 7).

Ocean colour MERIS satellite data available for the time-frame of the 2010 field campaigns provide complementary evidence of large-scale plume spatial characteristics plausibly explained by, amongst others, the wind pattern (Fig. 1). For example, the two flood events are associated with different plume orientations consistent with the NW wind of 5 April pushing the river plume offshore, the reverse being the case on 5 November (Fig. 1c, f). The plume had rather similar SPM concentration gradients in the close vicinity of the mouth but not further offshore. Under moderate and low discharge conditions (Fig. 1b, d, e), satellite-based

surface SPM concentrations at the river mouth were about one order of magnitude lower than those observed during flood conditions. On 14 March, the plume was pushed southwards by a strong NNW wind (the mistral, 6 m s^{-1}) and, on 28 July, a NW wind led to a plume oriented SE. Such wind-induced satellite-based patterns are consistent with the findings of Naudin et al. (1997, 2001) who reported that the buoyancy of the Rhône River plume favours a quasi-instantaneous response to wind. Qualitatively, the horizontal SPM concentration gradients retrieved from remote sensing and in situ measurements were similar.

In conclusion, the findings of the present study make a solid contribution to ongoing efforts to improve an existing hydrodynamic model by incorporating high-resolution temporal variations in three-dimensional SPM fluxes based on data from remote sensing, in situ ship and profiling float measurements, and the fixed Mesurho buoy at the Rhône River mouth. The findings should prove useful in adapting this approach to similar settings.

Acknowledgements We are very grateful to I. Pairaud and R. Verney (IFREMER), as well as the crew of the RV Antédon II for their support and help during the field campaigns. We would like to thank two reviewers for helpful comments which contributed to improve the paper. This study was funded by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) through the Provpanache project, by the Programme National de Télédétection Spatiale (INSU-CNRS) and by the Groupe Mission MERCATOR/CORIOLIS. We are also grateful to the Université Pierre et Marie Curie for funding the PhD grant of T. Lorthiois.

References

- Acker JG, Harding LW, Leptoukh G, Zhu T, Shen S (2005) Remotely-sensed chl a at the Chesapeake Bay mouth is correlated with annual freshwater flow to Chesapeake Bay. *Geophys Res Lett* 32:L05601. doi:10.1029/2004GL021852
- Aloisi JC, Millot C, Monaco A, Pauc H (1979) Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentogénétiques sur le plateau continental du Golfe du Lion. *C R Acad Sci Paris II* 289:879–882
- Aloisi JC, Cambon JP, Carbonne J, Cauwet G, Millot C, Monaco A, Pauc H (1982) Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules en milieu marin. Application au Golfe du Lion. *Oceanol Acta* 5:481–491
- Antonelli C, Eyrolle F, Rolland B, Provansal M, Sabatier F (2008) Suspended sediment and ^{137}Cs fluxes during the exceptional December 2003 flood in the Rhone River, southeast France. *Geomorphology* 95(3/4):350–360
- Babin M, Stramski D (2002) Light absorption by aquatic particles in the near-infrared spectral region. *Limnol Oceanogr* 47(3):911–915
- Boss E, Pegau WS (2001) Relationship of light scattering at an angle in the backward direction to the backscattering coefficient. *Appl Optics* 40(30):5503–5507
- Bourrin F, Durrieu de Madron X (2006) Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Life Environ* 56(4):307–314

- Broche P, Devenon JL, Forget P, Maistre JC, Naudin J-J, Cauwet G (1998) Experimental study of the Rhone plume. Part I: physics and dynamics. *Oceanol Acta* 21:725–737
- Chami M, Marken E, Stamnes JJ, Khomenko G, Korotaev G (2006) Variability of the relationship between the particulate backscattering coefficient and the volume scattering function measured at fixed angles. *J Geophys Res* 111:C05013. doi:10.1029/2005JC003230
- Demarcq H, Wald L (1984) La dynamique superficielle du panache du Rhône d'après l'imagerie infrarouge satellitaire. *Oceanol Acta* 7(2):159–162
- Doerffer R, Schiller H (2007) The MERIS Case 2 water algorithm. *Int J Remote Sensing* 28(3/4):517–535
- Doxaran D, Froidefond JM, Castaing P, Babin M (2009) Dynamics of the turbidity maximum zone in a macrotidal estuary (the Gironde, France): observations from field and MODIS satellite data. *Estuarine Coastal Shelf Sci* 81:321–332
- Doxaran D, Claustre H, Babin M, Lorthiois T, Poteau A (2011) Use of ProvBio floats to study the dynamics of suspended particles in river plumes: the Provpanache project. *Coriolis Newslett* 7(41):13–17
- Dufois F (2008) Modélisation du transport particulaire dans le Golfe du Lion en vue d'une application au devenir des traceurs radioactifs issus du Rhône. Thèse de Doctorat, Université du Sud Toulon Var
- Durrieu de Madron X, Abassi A, Heussner S, Monaco A, Aloisi JC, Radakovitch O, Giresse P, Buscaill R, Kerherve P (2000) Particulate matter and organic carbon budgets for the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanol Acta* 23(6):717–730
- Dyer KR (1986) Coastal and estuarine sediment dynamics. Wiley, Chichester
- Eisma D, Bernhard P, Cadée GC, Ittekkot V, Kalf J, Laane R, Martin JM, Mook WG, Van Put A, Schuhmacher T (1991) Suspended matter particle size in some West-European estuaries; part II: a review on floc formation and break up. *Neth J Sea Res* 28(3):215–220
- Estournel C, Broche P, Marsaleix P, Devenon J, Auclair F, Vehil R (2001) The Rhone River plume in unsteady conditions: numerical and experiment results. *Estuarine Coastal Shelf Sci* 53(1):25–38
- Estournel C, Durrieu de Madron X, Marsaleix P, Auclair F, Julliaud C, Vehil R (2003) Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *J Geophys Res* 108:8059. doi:10.1029/2001JC000825
- Forget P, Ouillon S (1998) Surface suspended matter off the Rhône river mouth from visible satellite imagery. *Oceanol Acta* 21(6):739–749
- Forget P, Ouillon S, Lahet F, Broche P (1999) Inversion of reflectance spectra of non-chlorophyllous turbid coastal waters. *Remote Sensing Environ* 68:264–272
- Forget P, Broche P, Naudin JJ (2001) Reflectance sensitivity to solid suspended sediment stratification in coastal water and inversion; a case study. *Remote Sensing Environ* 77:92–103
- Gordon HR, Brown OB, Jacobs MM (1975) Computed relation between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Appl Optics* 14:417–427
- Lamy A, Millot C, Molines JM (1981) Bottom pressure and sea level measurements in the Gulf of Lions. *J Phys Oceanogr* 11:394–410
- Le Reste S, André X, Claustre H, D'Ortenzio F, Poteau A (2009) First success of ProvBio floats. *Coriolis Newslett* 5:5–8
- Maritorena S, Siegel DA, Peterson AR (2002) Optimization of a semi-analytical ocean color model for global-scale applications. *Appl Optics* 41(15):2705–2714
- Milliman JD, Farnsworth KL (2011) River discharge to the coastal ocean: a global synthesis. Cambridge University Press, Cambridge
- Millot C (1990) The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Cont Shelf Res* 10(9/11):885–894
- Naudin JJ, Cauwet G (1997) Transfer mechanisms and biogeochemical implications in the bottom nepheloid layer. A case of study of the coastal zone off the Rhone River (France). *Deep-Sea Res II* 44(3/4):551–575
- Naudin JJ, Cauwet G, Chretiennot-Dinet MJ, Deniaux B, Devenon JL, Pauc H (1997) River discharge and wind influence upon particulate transfer at the land-ocean interaction: case study of the Rhone River plume. *Estuarine Coastal Shelf Sci* 45:303–316
- Naudin JJ, Cauwet G, Fajon C, Oriol L, Terzic S, Devenon JL, Broche P (2001) Effect of mixing on microbial communities in the Rhone river plume. *J Mar Systems* 28:203–227
- Neukermans G, Loisel H, Mériaux X, Astoreca R, McKee D (2012) In situ variability of mass-specific beam attenuation and backscattering of marine particles with respects to particle size, density and composition. *Limnol Oceanogr* 57(1):124–144. doi:10.4319/lo.2011.57.1.0124
- Ouillon S (2003) An inversion method for reflectance in stratified turbid waters. *Int J Remote Sensing* 24(3):535–558
- Ouillon S, Forget P, Froidefond JM, Naudin JJ (1997) Estimating suspended matter concentrations from SPOT data and from field measurements in the Rhône river plume. *MTS J* 31(2):15–20
- Pont D, Simonnet J, Walter V (2002) Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France). *Estuarine Coastal Shelf Sci* 54:1–18
- Ras J, Uitz J, Claustre H (2008) Spatial variability of phytoplankton pigment distributions in the subtropical South Pacific Ocean: comparison between in situ and modeled data. *Biogeosciences* 5:353–369
- Robinson AR, Brink KH (2005) The global coastal ocean: multiscale interdisciplinary processes. Harvard University Press, Cambridge
- Stramski D, Bricaud A, Morel A (2001) Modeling the inherent optical properties of the ocean based on the detailed composition of planktonic community. *Appl Optics* 40:2929–2945
- Ulses C, Estournel C, Durrieu de Madron X, Palanques (2008) Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): impact of extreme storms and floods. *Cont Shelf Res* 28:2048–2070
- Van der Linde DW (1998) Protocol for determination of total suspended matter in oceans and coastal zones. Joint Research Centre, Brussels, Tech Note I.98.182
- Wheatcroft RA, Borgeld JC (2000) Oceanic flood deposits on the northern California shelf: large-scale distribution and small-scale physical properties. *Cont Shelf Res* 20:2163–2190