



Analyse et caractérisation par télédétection des eaux de surfaces continentales pour l'étude des flux de matières : apport de l'analyse hyperspectrale et de la modélisation bio-optique

Sylvain Pinet

► To cite this version:

Sylvain Pinet. Analyse et caractérisation par télédétection des eaux de surfaces continentales pour l'étude des flux de matières : apport de l'analyse hyperspectrale et de la modélisation bio-optique. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2017. Français. NNT : 2017TOU30124 . tel-03120089

HAL Id: tel-03120089

<https://theses.hal.science/tel-03120089>

Submitted on 25 Jan 2021

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

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

Université Fédérale



Toulouse Midi-Pyrénées

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :

Sylvain Pinet

le vendredi 24 Mars 2017

Titre :

Analyse et caractérisation par télédétection des eaux de surfaces continentales pour l'étude des flux de matières: apport de l'analyse hyperspectrale et de la modélisation bio-optique

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de recherche :

Géosciences Environnement Toulouse (GET) - UMR 5563 (CNES/CNRS/IRD/UPS)

Directeur/trice(s) de Thèse :

Jean-Michel Martinez (GET, France)

Sylvain Ouillon (LEGOS, France)

Jury :

Bruno Lartiges - Examineur et président du jury (GET, France)

Alexandra Coynel - Examinatrice (EPOC, France)

Nicolas Gratiot - Rapporteur (CARE, Vietnam)

Hubert Loisel - Rapporteur (ULCO, France)

Eric Jeansou - Membre invité (Noveltis, France)

Résumé

La thématique « couleur de l'eau » permet de suivre les flux de matières en suspension (MES) à travers les outils de télédétection depuis de nombreuses années en milieux océaniques et côtiers. L'étude de ces flux en milieu continental est beaucoup plus récente et a été peu appliquée aux cours d'eau des grands bassins versants du monde où les transferts en matière particulaire d'origine sédimentaire sont extrêmement importants. Cependant, au sein du bassin amazonien, la base de données du Service National d'Observation HYBAM a permis de mettre en évidence des relations fortes entre les propriétés optiques apparentes (AOPs) des eaux de surface et les concentrations en MES, de sorte qu'un suivi satellitaire opérationnel de ces concentrations a été mis en place. Malgré tout, une partie de la variabilité de ces relations entre AOPs et concentrations demeure encore inexploitée. Pour mieux comprendre cette variabilité au sein des grands bassins versants, une caractérisation détaillée des MES en termes de granulométrie et de minéralogie a été réalisée dans le cadre de cette thèse lors de campagnes d'échantillonnages sur le terrain. Une méthode de caractérisation des MES en 15 groupes minéralogiques a été mise au point sur la base des spectres d'énergie dispersive des particules mesurés par microscope électronique à balayage et analysés par des outils statistiques d'apprentissage automatisé (PAM et randomForest). Les mesures ont souligné la grande stabilité spatio-temporelle des minéralogies observées sur le fleuve Solimões et la singularité du fleuve Madeira (Brésil). Les données récoltées ont également permis de déterminer la distribution granulométrique des MES et de calibrer les paramètres d'un modèle optique, dont la partie imaginaire n' de l'indice de réfraction des particules en suspension. Les pentes granulométriques et le paramètre n' agissent de façon conséquente sur les capacités d'absorption et de rétrodiffusion des eaux amazoniennes, notamment dans les domaines rouge et infra-rouge du spectre de la lumière, pouvant ainsi infléchir la relation entre AOPs et concentrations en MES en fonction de la période du cycle hydrologique. Nos résultats ont également montré que l'hystérésis de la relation saisonnière R_{rs} -MES sur le fleuve Madeira dans le proche infra-rouge s'explique par les variations saisonnières de composition minéralogique et de granulométrie, en particulier par une diminution de n' et une population plus importante de particules fines en montée de crue. Une étude comparative a ensuite été réalisée sur le lac de Bagré (Burkina Faso) dans le bassin de la Volta. Elle a permis d'évaluer les performances de différents capteurs satellitaires (Spot-5 (Take5), Landsat-8 OLI, Sentinel-2 MSI) pour quantifier les MES à partir d'algorithmes mono-bande ou multi-bandes. Cette analyse repose sur les paramètres mesurés *in situ* et sur une modélisation bio-optique calibrée sur le site. Le rapport de bande Proche Infra-

rouge sur Rouge (comme le ratio R_{rs850}/R_{rs670}) s'est avéré le meilleur pour estimer les fortes concentrations en MES (supérieurs à 100 mg.l⁻¹) à partir des réflectances.

Abstract

Monitoring the phytoplankton concentrations and the suspended sediment concentrations (SSC) by the use of remote sensing tools was studied for years by the « water color » scientific community, especially in open oceans and in coastal areas. Contrastingly, the use of satellite products to follow the transfer of suspended particulate matter (SPM) within inland waters was poorly achieved. Since 2003, the National Observation Service HYBAM collect water samples and perform radiometric measurements in the entire Amazon basin, in order to retrieve the SSC and estimate the optical response of the sediment load at various stations. This dataset allowed to establish consistent relationships between apparent optical properties (AOPs) and SSC, and an operational monitoring of SSC by remote sensing was instituted. However a part of these relationships remains not fully understood, and this variability was not explained yet. To better understand this variability among large river basins, we performed a detailed analysis of the optically active components of the suspended sediments, in terms of mineralogical determination and estimation of particle size distribution (PSD). A method of SPM characterization into 15 distinct mineralogies was developed using dispersive energy X-ray spectroscopy measured with scanning electron microscopes and analysed with machine learning tools (PAM, randomForest). Measurements showed a great spatial and temporal consistency on the Solimões River and the singularity of the Madeira River (Brazil). A modeling procedure induced the simulations of the optical properties as functions of the characteristics of mineralogy and grain size of the suspended sediments. Those simulations allowed to highlight the important contributions of the imaginary part n' of the refractive index of the particles and of the proportion of small particles (less than 10 μm diameter) in the absorption and backscattering capacities of the middle. The physical and chemical characteristics of the suspended material explained the variability observed in the Amazon River basin between two different periods of the hydrological cycle. Notably, our results showed that the hysteresis observed on the R_{rs} -SSC relationship of the Madeira River at infra-red wavelengths can be explained by the seasonal changes in grain size and mineralogy, and particularly a decrease of n' values and a shift towards finer particles in rising water stage. A comparative study was realized on the Bagré reservoir (Burkina Faso) in the Volta River basin, where the SSC were defined as spatially and temporally highly contrasted. Measurements of AOPs were realized and water samples were

collected and analysed in August 2015, covering large ranges of values. This study allowed an evaluation of various satellite sensors performance (Spot5 (Take5), Landsat 8 OLI, Sentinel-2 MSI), to quantify the SSC from mono-band or multi-bands algorithms. This analysis lies on *in situ* measurements and on bio-optical modeling procedure locally calibrated. The use of the band ratio Near Infra-Red / Red (such as R_{rs850}/R_{rs670}) was found as the most reliable in high SSC estimation ($> 100 \text{ mg.l}^{-1}$) from satellite reflectances.

Table des matières

Introduction	9
Le bassin versant, unité hydrologique de base des milieux continentaux	11
Caractéristiques des grands bassins	13
Télédétection spatiale & couleur de l'eau	19
La couleur des eaux amazoniennes	22
Architecture des travaux de thèse	26
 Chapitre I – Contexte scientifique et état de l'art	29
Nature de la lumière	31
La propagation de la lumière	32
Les propriétés optiques	36
Les IOPs	36
Les AOPs	38
Relations entre IOPs et AOPs	40
Mesure de la lumière et des propriétés optiques	41
Classification optique des eaux continentales	45
Lac télédétection en milieu continentale	47
 Chapitre II – Acquisitions de données et méthodes	51
Les bassins versants étudiés	53
Le bassin amazonien	54
Le bassin de la Volta	59
Les protocoles de campagnes	63
Physico-chimie	64
Minéralogie	65
Granulométrie	67
Radiométrie	70
Au-dessus de la surface de l'eau	71
Au-dessous de la surface de l'eau	72
En laboratoire	74
Jaugeages solides et liquides	76
 Chapitre III – Résultats : de la particule au satellite	79
Les campagnes de mesures	82
Campagne d'Avril 2014	83
Campagne de Décembre 2014	84
Campagne de Juillet-Août 2015	85
Autres campagnes	86

Minéralogie -----	86
Radiométrie & concentrations en MES -----	91
Granulométrie -----	97
Modélisation -----	101
Algorithmes d'inversion -----	108
 Chapitre IV – Minéralogie des particules en suspension -----	 115
Introduction -----	118
Materials and methods -----	120
Sampling -----	120
Scanning Electron Microscopy (SEM) -----	120
Machine learning -----	121
Study area -----	123
Results -----	125
Unsupervised PAM classification -----	125
Supervised randomForest classification -----	127
Comparison of the classifications -----	128
Particle Size Distribution -----	130
Discussion -----	131
Conclusion -----	134
 Chapitre V – Variabilité des propriétés optiques -----	 141
Introduction -----	145
Materials and methods -----	149
Study area -----	149
Sampling -----	150
Radiometric data -----	152
Modeling -----	153
Theoretical background -----	153
Model parametrization -----	156
Results -----	157
Grain size distribution -----	157
Mineralogy -----	159
Radiometry -----	160
Modeling -----	162
IOP variability during the hydrological cycle -----	162
Seasonal variations in the AOP -----	164
Discussion -----	166
PSDs -----	166
Hysteresis of the R_{rs} – SSC relationship -----	167

On the relative importance of n and PSD over the IOPs -----	168
On the relative importance of n , n' and PSD over the AOPs ----	170
Conclusion -----	173
Chapitre VI – Télédétection des flux sédimentaires -----	185
Introduction -----	190
Methods -----	191
Study site -----	191
Water sampling -----	192
Modeling -----	194
Satellite image processing -----	195
Analysis -----	198
Water optical properties -----	198
Satellite time series -----	201
Water optical properties modeling -----	204
SPM concentration retrieval Water optical properties -----	207
Discussion -----	210
Conclusion -----	212
Conclusion & perspectives -----	219
Enjeux, contraintes et positionnement de la thèse -----	221
Apports des travaux de doctorats -----	222
Performances des méthodes & perspectives -----	225
Liens & références bibliographiques -----	229
Symboles acronymes et figures -----	265
Liste des symboles -----	267
Liste des acronymes -----	270
Liste des figures -----	273
Annexe A – Distribution en taille des particules colloïdales -----	283
Introduction -----	286
Experimental section -----	287
Sample collection -----	287
Aggregation of natural colloids with functional latex -----	288
Resin embedding of the colloid/latex sediment and ultramicrotomy -----	288
Determination of particle size distributions by transmission electron microscopy -----	289

Results and discussion -----	290
Imaging of colloids and particles -----	290
Size distributions and aspect ratios -----	291
Conclusion -----	294
 Annexe B – Suivi satellitaire de la turbidité -----	 297
Introduction -----	301
Materials and methods -----	303
The Bagré reservoir -----	303
<i>In situ</i> measurements -----	304
Satellite data -----	304
Methods -----	306
Results -----	306
Relationship between MODIS reflectance and SSSC and turbidity in a context of high and heterogeneous values -----	 306
Hydrology of the Bagré reservoir -----	307
Spatial and temporal variability of turbidity and SSSC during the rainy season -----	 310
Evolution of the NIR/R turbidity index since the early 2000s ---	312
Discussion and conclusion -----	313
 Remerciements -----	 321

Introduction

1. Le bassin versant, unité hydrologique de base des milieux continentaux

Les bassins versants sont définis comme des zones délimitées par les lignes de partage des eaux, de sorte que l'ensemble des précipitations enregistrées au sein d'un bassin versant ne peuvent que s'infiltrer dans les sols, s'évaporer et repartir dans l'atmosphère, ou terminer leur parcours à l'exutoire du bassin. La géomorphologie des bassins, conditionnée par la topographie et les variations climatiques (Tricart, 1977 ; Mertes et al., 1996 ; Espinoza Villar et al., 2009), contrôle fortement l'écoulement des eaux de surface (Figure 1). Ainsi, les zones orogéniques, aux reliefs marqués et aux fortes pentes présenteront généralement peu de capacité d'infiltration de l'eau dans les sols du fait notamment de la vitesse des écoulements qu'une topographie accidentée engendrera. Ces zones sont situées en tête de bassin, et les cours d'eau qui les traversent sont de taille réduite par rapport à l'ensemble du territoire qu'ils représentent. A l'inverse, des zones de plaines aux pentes extrêmement faibles seront caractérisées par des vitesses d'écoulements plus réduites, favorables à la formation de plaines d'inondations permanentes ou temporaires, qui induiront des processus d'évaporation et d'infiltration plus importants (Horton, 1945). Ces zones sont situées dans les parties aval des bassins et incluent les cours d'eau les plus importants en termes de débits. Ces différences de vitesses d'écoulements sont également liées à la pression imposée par les organismes vivants, qui peuvent freiner le transport des eaux de surface continentales. Ainsi, le couvert végétal diminue les capacités de ruissellement au sein des bassins, physiquement d'abord en jouant le rôle de barrière naturelle, mais aussi métaboliquement du fait du pompage d'une partie des ressources disponibles (Elwell & Stocking, 1976 ; Lee & Skogerboe, 1985 ; Francis & Thorne, 1990). On n'oubliera pas de mentionner parmi ces organismes vivants l'homme, dont l'impact sur son environnement n'est plus à démontrer, et qui joue un rôle capital dans les changements de flux d'eaux de surface : la chenalisation de certains cours d'eau entraîne une accélération de son débit, alors que la construction de barrages (hydro-électriques notamment) à l'inverse ralentit considérablement les transferts de masses d'eau. Certains aménagements détournent même des rivières entières pour alimenter en eau des régions qui en manquent, fournissent des nouvelles voies de transport ou encore servent de points de captation de volumes d'eau considérables. De plus, l'homme intervient également sur les autres organismes vivants à travers l'agriculture ou encore la déforestation. Ces changements d'occupation des sols là encore impactent

profondément les capacités de transport des eaux de surfaces continentales (Bruijnzeel, 1990 ; Croke et al., 2005 ; Li et al., 2007).

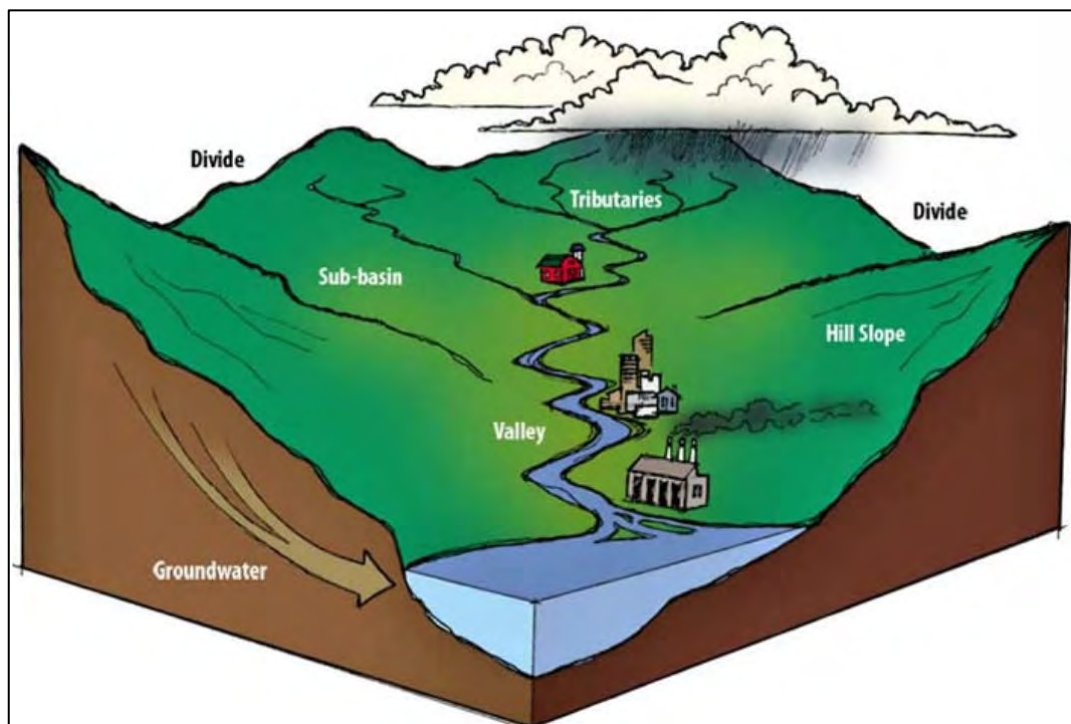


Figure 1. Représentation schématique d'un bassin versant (source : Pedinotti, 2013).

Au sein des bassins versants, d'autres processus directement associés au transport des eaux de surface représentent un intérêt majeur : le transport de matières en suspension (MES). Les MES sont par définition l'ensemble du matériel particulaire que l'on peut retrouver en suspension dans l'eau, le seuil entre matière dissoute et particulaire correspondant généralement à une taille de 0.2 μm . Il s'agit ainsi des matières organiques vivantes ou non et des particules terrigènes (ou non-algales). Cette dernière catégorie de MES provient majoritairement des sols présents au niveau du bassin versant, et dans une mesure bien moins importante, des particules provenant d'autres régions, et qui ont été transportées par le vent (transport éolien). Cette fraction « éolienne » des MES terrigènes représente une fraction de l'ordre de 3 % du total (Syvitski et al., 2003). La fraction majoritaire, quant à elle, correspond au processus d'érosion des sols sous l'effet de l'eau. Elle est transportée ou charriée selon sa taille par les cours d'eau au sein du bassin versant, subissant de multiples épisodes de sédimentation, de transport et/ou encore de remise en suspension, jusqu'à son arrivée éventuelle à l'exutoire, puis vers les mers et océans. Cette matière sédimentaire enregistre des informations sur ses origines et sur son parcours selon

les processus qui la contraignent, et revêt donc une importance capitale dans la compréhension du fonctionnement des systèmes hydrologiques. D'autre part, les sédiments représentent un apport considérable en nutriments au sein du milieu. Tout comme l'eau représente la source de la vie, les nutriments en sont le combustible, la ressource qui la nourrit et lui permet de se développer. La productivité et la biodiversité des écosystèmes aquatiques et terrestres sont ainsi largement contrôlées par les apports sédimentaires (Junk, 1989). En retour, la productivité biologique des écosystèmes introduit une quantité importante de matière organique particulaire (vivante ou non) et dissoute dans les lacs et les cours d'eau.

2. Caractéristiques des grands bassins

Les bassins versants présentent des caractéristiques très variées en termes géomorphologiques, de surfaces drainées ou de processus hydrauliques. Ne serait-ce que d'un point de vue purement géographique, les surfaces occupées et les distances parcourues par les divers cours d'eau imposent une distinction en différents niveaux de bassins versants. De façon intuitive, on ne travaillera pas de la même manière sur un petit fleuve côtier français, le bassin versant Adour-Garonne, ou le bassin versant du Nil. Une classification des bassins versants est donc possible, et de nombreux systèmes ont été proposés (Culbertson et al., 1967 ; Khan, 1971 ; Brice & Blodgett, 1978 ; Selby, 1985 ; Nanson & Croke, 1992 ; Rosgen, 1994 ; Snelder & Biggs, 2002), principalement à partir d'études de cours d'eau de dimensions réduites ou moyennes. Ces systèmes de classification cependant ne paraissent pas adaptés pour l'ensemble des bassins versants et des cours d'eau, en particulier en ce qui concerne les grands bassins versants auxquels se consacrent mes travaux. Pour y remédier, Latrubesse (2008) a proposé un seuil pour définir les méga-rivières ou méga-bassins. Ils sont caractérisés entre autres par une pente d'écoulement faible sur la majorité de leur parcours, une granulométrie des MES relativement fine et un débit moyen supérieur à $17000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, là où les « grands bassins » montrent un débit moyen supérieur à « seulement » $1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Ashworth & Lewin, 2012 ; Nicholas et al., 2013 ; Latrubesse, 2015). On retrouve dans cet ensemble des méga-bassins versants le fleuve Amazone, le Congo, le Yangzi Jiang, l'Orénoque, le Paraná, le Brahmapoutre, le Madeira (pris séparément mais appartenant lui-même au bassin de l'Amazone) et le Mississippi.

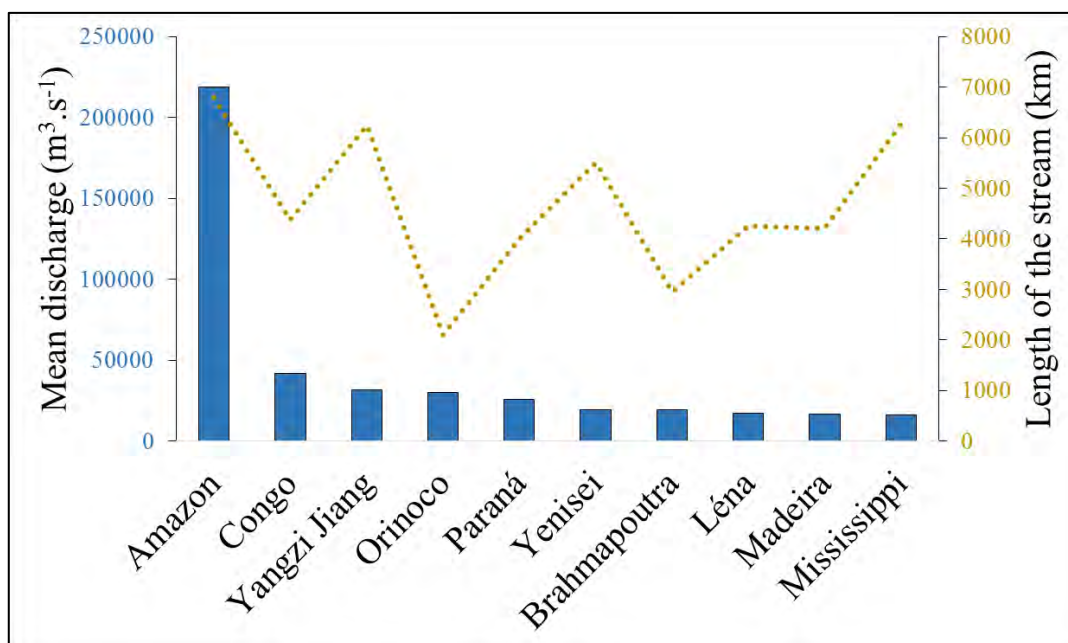


Figure 2. Les 10 plus importants débits moyens du monde (diagramme en bâton) et longueurs associées des fleuves, de la source à l'exutoire (ligne en pointillés) (source : International Rivers).

La figure 2 illustre la diversité que l'on peut observer parmi ces méga-bassins, et on observe que le débit ou la longueur seuls ne peuvent définir une classe particulière de cours d'eau. On remarque la singularité extrême du bassin de l'Amazone, qui surclasse de loin les autres bassins versants du monde en termes de surface occupée d'une part, mais surtout de débit. Le débit de ce fleuve atteint $208000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en moyenne annuelle à son embouchure (Callède et al., 2010), soit environ 6 fois le débit du second plus grand fleuve du monde : le Congo. Ces caractéristiques font de l'Amazone le premier fleuve contributeur en eaux douces et une des sources majeures en matières sédimentaires aux océans.

De manière globale, il est estimé que les flux sédimentaires depuis les continents vers les océans sont de l'ordre de 20×10^9 de tonnes par an (Milliman & Meade, 1983 ; Tamrazyan, 1989 ; Syvitski et al., 2003). Récemment, ces flux ont diminué du fait de l'implantation de barrages (d'environ 1.4 milliard de tonnes par an), malgré l'augmentation des processus d'érosion en relation aux changements d'occupation des sols (Syvitski et al., 2005). L'étude du devenir des flux sédimentaires est importante pour les bassins versants, mais aussi d'un point de vue global de par leur rôle dans la productivité des océans. On remarquera que près de 75 % de ces flux sont émis par la ceinture tropicale ce qui souligne l'intérêt d'étudier les fleuves de cette zone du globe. Parmi les grands hydro-systèmes, les bassins de l'Amazone, du Gange - Brahmapoutre et du fleuve jaune (*Huang He*) sont les trois plus productifs en matière de décharges sédimentaires

vers les milieux côtiers et océaniques, chacun d'entre eux comptant pour un apport de plus d'un milliard de tonnes de matière particulaire par an depuis les milieux continentaux (Milliman & Meade, 1983).

Il existe un lien fort entre les transports en eau et en sédiments au sein des bassins versants, et la connaissance de ces flux est importante pour expliquer l'état passé, présent (et même futur) des écosystèmes qui en dépendent. L'évaluation quantitative et qualitative des flux de matières dans les bassins versants est fondamentale pour comprendre leur évolution sous l'effet des activités anthropiques. En fonction de la croissance démographique mondiale, la disponibilité de la ressource en eau par habitant s'amenuise, tandis que les besoins en énergie induisent une destruction de plus en plus importante des écosystèmes (Figure 3). Mais la quantité d'eau disponible n'est pas la seule problématique en cause. La qualité de l'eau doit être contrôlée afin d'assurer sa potabilité (11 % de la population mondiale n'a pas accès à l'eau potable selon l'Organisation Mondiale de la Santé OMS), d'éviter les processus d'eutrophisation des milieux (multiplication par deux chaque décennie des surfaces privées d'oxygène à cause des phénomènes d'eutrophisation, Diaz & Rosenberg, 2008) ou encore de pallier au développement de maladies (3.1 % des décès dans le monde sont expliqués par une mauvaise qualité de l'eau, de l'assainissement et de l'hygiène, selon l'OMS).

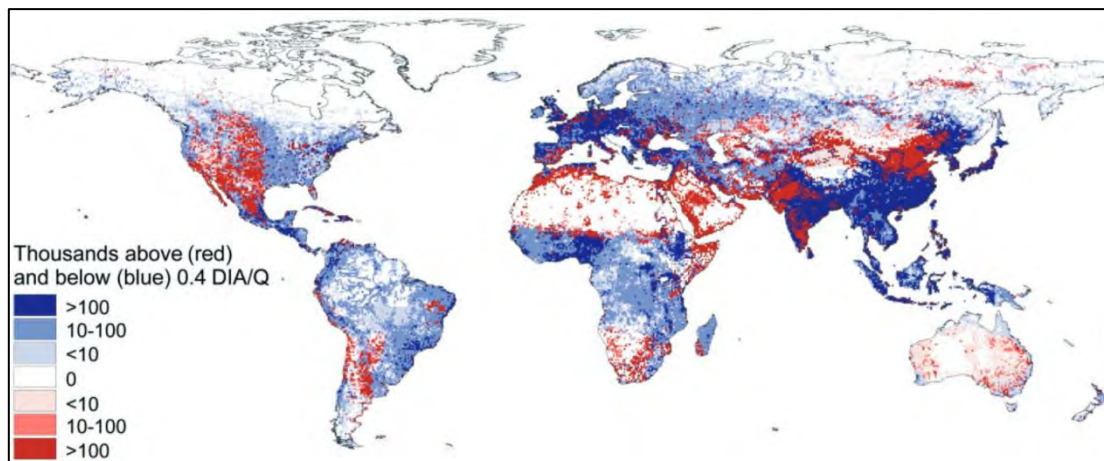


Figure 3. Disponibilité en eau par habitant au regard de la demande agricole, industrielle et domestique (DIA/Q) (source : Vörösmarty et al., 2000).

De nos jours, les moyens mis en œuvre pour répondre aux attentes des habitants en termes d'énergie ou de disponibilité en eau potable ne peuvent se faire sans une concertation avec la communauté scientifique, qui statue sur les conséquences

des prises de position politiques sur l'environnement. Les contraintes d'approvisionnement et de répartition de la ressource en eau auxquelles les gouvernements doivent faire face ne peuvent être résolues de façon durable que grâce à des études à long terme sur les différents bassins versants. Par ailleurs, les changements globaux impactent fortement le climat, notamment en termes d'épisodes extrêmes de sécheresse ou de précipitations (Figure 4). Ces modifications climatiques, dont plus personne aujourd'hui ne conteste l'origine essentiellement anthropique, se répercutent sur les débits liquides, naturellement, mais aussi sur les débits solides qui y sont en grande partie associés. Là encore, les environnements sont directement impactés, mais les communautés qui vivent dans les zones les plus sensibles sont de fait plus souvent touchées par ce type de catastrophes naturelles. Aujourd'hui, on estime que plus de 60 % des désastres naturels sont liés à des causes hydrométéorologiques, comme les inondations, les sécheresses ou encore les tempêtes (Guha-Sapir et al., 2012).

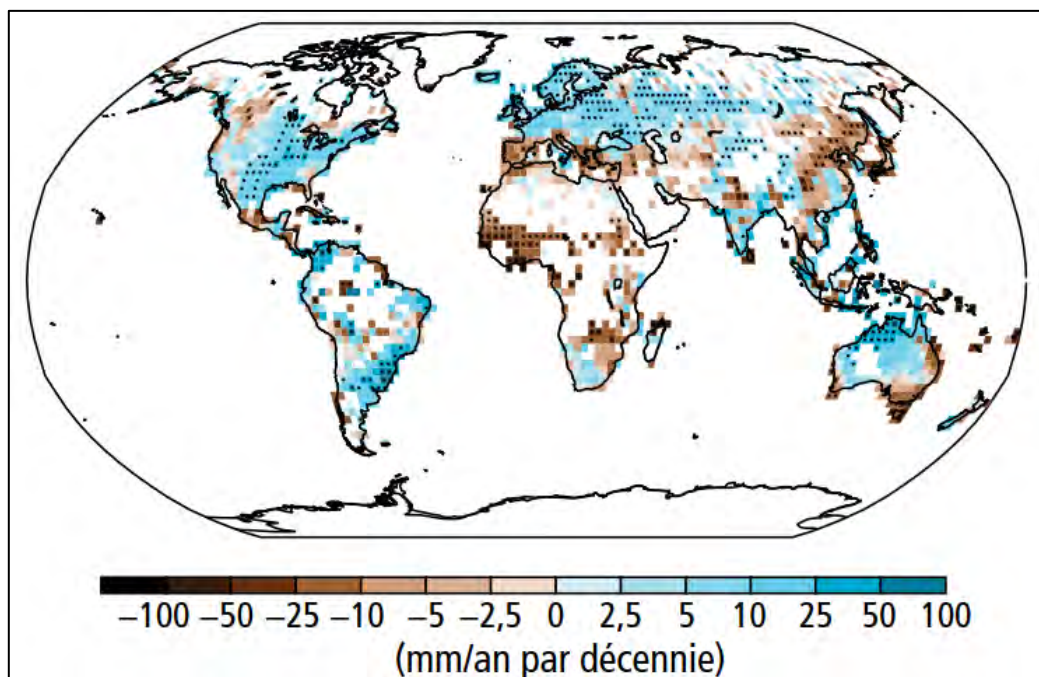


Figure 4. Evolution des précipitations annuelles globales entre 1951 et 2010 (source : Pachauri et al., 2014).

En conséquence de ces changements climatiques, des pratiques agricoles évoluent et tendent à s'adapter aux nouvelles conditions de production. Ainsi, le choix entre des labours plus ou moins profonds, mono ou poly cultures, l'utilisation ou non de produits phytosanitaires et de pesticides en tous genres, la production et la commercialisation d'organismes génétiquement modifiés, ou encore les processus de déforestation intensive pour faire place à de nouveaux espaces agricoles sont autant de facteurs qui modifient profondément la structure

même des paysages. Ces modifications, loin d'impacter uniquement les rendements et la balance économique, sont impliquées directement dans la qualité des eaux de surface vis-à-vis du rejet de nombreux contaminants dans les hydro-systèmes. De la même façon, les processus de transfert des eaux de surfaces depuis les zones agricoles vers le cours d'eau sont naturellement bouleversés par ces changements, et leurs conséquences sur l'environnement et sur les populations ne peuvent pas être ignorées.

Parallèlement, les bouleversements qui adviennent sur les flux en eau ont des conséquences directes sur le transport de matières en suspension. C'est ce transport qui régule l'approvisionnement de l'ensemble du bassin versant en nutriments depuis l'amont vers l'aval. Les cycles géochimiques dépendent également de ces transferts de matières, et l'enrichissement ou l'approvisionnement en minéraux de certaines parties des bassins versants ont pour cause l'apport de ces matières terrigènes. Les MES sont aussi un vecteur important du transport de contaminants dans les eaux continentales (Ouillon, 1998). Dans le cas des grands bassins versants comme l'Amazone, les MES transportées vers les océans induisent de puissantes panaches de turbidité au-delà de l'embouchure, et le devenir de ces sédiments impacte directement les milieux côtiers, parfois sur des milliers de kilomètres (Gratiot et al., 2008 ; Anthony et al., 2010 ; Gensac et al., 2015 ; Gensac et al., 2016). Aussi, la construction de barrages hydro-électriques ou la modification des berges induisent des bouleversements importants en termes de transport de MES. La géomorphologie, la biodiversité (via l'apport en nutriments et le transport de polluants) et la qualité de l'eau sont alors profondément impactés, et ces dérèglements portent à conséquences bien au-delà des frontières du bassin versant. Il est donc capital au-delà d'une quantification des flux hydriques d'estimer le plus finement possible les débits solides sur l'ensemble des grands bassins versants du monde. Les particules en suspension présentent des caractéristiques variées en termes de granulométrie ou de géochimie en fonction de leur origine et de leur parcours au sein des bassins versants. Dans un souci de compréhension de l'évolution des flux sédimentaires continentaux, leur quantification doit être également associée à une détermination de la nature et des propriétés des MES, telle que certains travaux ont pu le mettre en évidence (Singh & France-Lanord, 2002 ; Guyot et al., 2007 ; Bouchez et al., 2011 ; Moquet et al., 2011 ; Villar et al., 2013 ; Martinez et al., 2015)

Enfin, toutes considérations anthropiques mises à part, il est aussi naturel de se demander pourquoi ne pas simplement laisser les choses se remédier d'elles même au sein de ces grands ensembles, et se concentrer sur les bassins versants moins importants qui composent notre environnement direct en France et en Europe.

Chacun connaît le pouvoir de régénération de la nature, sa capacité à prendre le dessus, notamment à travers les nombreuses catastrophes naturelles dont elle est capable. Il est aisé alors de penser qu'avec de tels volumes, la ressource en eau est inépuisable dans les grands bassins et que les pollutions éventuelles sont immédiatement lessivées et diluées, jusqu'à ne plus représenter aucun risque ni pour l'homme ni pour l'environnement. En réponse tout d'abord, aucune ressource n'est inépuisable et il est illusoire de considérer l'eau comme telle, quand bien même les quantités disponibles représentent des volumes considérables. Des populations sont d'ores et déjà impactées par l'assèchement des cours d'eau, la diminution du niveau des nappes phréatiques ou la désertification de régions entières. Ensuite, parce qu'il s'agit d'une ressource mobile qui, bien qu'assujettie encore aujourd'hui à certaines industries, appartient au patrimoine mondial et que l'on ne peut associer à un pays ou à une population. Les conflits globaux sont nombreux et l'eau ne peut faire partie des facteurs qui intensifient les tensions entre états. La qualité des eaux du voisin est donc bien liée à la qualité de nos eaux, d'autant plus si on considère les grands bassins comme des témoins des changements globaux et comme des annonciateurs de ce à quoi nous aurons bientôt à faire face (Gaillardet & France-Lanord, 2009 ; Thiéblemont et al., 2015). Enfin, parce qu'aujourd'hui, penser son environnement comme une réalité restreinte géographiquement est une ineptie. A l'heure de la mondialisation, après un siècle qui a vu deux guerres mondiales, et dans un contexte où les communications, les transactions, les migrations (voire les exodes) n'ont jamais été aussi simples et accessibles, la savane sub-saharienne et la jungle amazonienne ne semblent plus si distantes. Comprendre ces écosystèmes, en déterminer les paramètres clés, et participer à leur gestion de façon durable, c'est donc aussi agir égoïstement pour le maintien de notre propre qualité de vie et de nos environnements proches.

En définitive, les grands et méga-bassins versants du monde sont la principale source d'eau douce consommable par l'ensemble des êtres vivants, et fournissent les nutriments nécessaires à la croissance des écosystèmes et au développement de la biodiversité. En revanche, face à l'augmentation démographique globale, les besoins en eau de nos sociétés sont de plus en plus forts, alors même que la qualité des eaux de surfaces tend à se dégrader de plus en plus, à l'image des pollutions océaniques, terrestres ou atmosphériques. Pourtant, la seule possibilité pour l'humanité de ne pas s'autodétruire passe par un maintien de la biodiversité et le respect de l'environnement. La communauté scientifique se trouve alors devant un défi de taille qui consiste à fournir les connaissances nécessaires pour trouver une solution à cette équation critique. Les acteurs agricoles, industriels, administratifs ou politiques, et les populations attendent des analyses ainsi que

des propositions de solution de la part des scientifiques, et ont un besoin considérable en outils de gestion et de suivi des bassins versants.

3. Télédétection spatiale & couleur de l'eau

Un des aspects les plus paradoxaux lorsque l'on s'attache à étudier les grands bassins versants repose dans le fait qu'au regard des superficies qu'ils recouvrent, ces bassins sont relativement peu équipés en stations de jaugeage (Fekete & Vörösmarty, 2002). En effet, il est intrinsèquement plus difficile de tisser un réseau dense de stations de mesures lorsque les distances entre les divers sous-bassins s'étirent, que les cours d'eau sont plus larges donc plus difficiles à traverser, ou que le fleuve est transfrontalier ce qui nécessite une coopération internationale. Les mesures satellitaires semblent alors représenter un outil adapté pour pallier ce manque de stations de mesures. En effet, la télédétection permet de couvrir de larges zones d'études, tout en fournissant une fréquence d'acquisition régulière.

Les satellites d'observation de la Terre ont vu le jour à la fin des années 1960 dans un but militaire en période de Guerre Froide. C'est dans les années 1970 que les agences spatiales ont développé des satellites d'observation de la Terre dans un but commercial et scientifique. Depuis lors, le nombre d'utilisateurs des produits satellites n'a cessé de croître du fait notamment de la diversification des produits disponibles. De même, l'avènement de nouvelles technologies permettant d'améliorer constamment les résolutions spatiales, spectrales et temporelles a accentué l'intérêt de la communauté scientifique pour la télédétection. Les agences spatiales sont nombreuses aujourd'hui à travers le monde, mais les principales sont la NASA (Etats-Unis), l'ESA (Europe), la JAXA (Japon) et ROSCOSMOS (Russie). La NASA est notamment à l'origine des programmes Landsat débuté en 1972 et MODIS démarré en 1999. L'ESA est à l'origine entre autres des programmes ERS (démarré en 1991 et achevé en 2011), ENVISAT (démarré en 2002 et achevé en 2012), ainsi que le tout récent programme d'observation Sentinel démarré en 2014. On ajoutera à cette brève liste le programme SPOT développé par l'agence spatiale française, le CNES, et dont le premier satellite a été lancé en 1986. Aujourd'hui, les satellites de la même « famille » forment des constellations qui assurent une répétitivité des passages au-dessus des zones d'observation encore plus importante. Chacun de ces programmes comprend donc une série de satellites qui eux-mêmes sont équipés de différents instruments.

Ces instruments embarqués sont de natures différentes en fonction des paramètres que l'on cherche à étudier : radars, radiomètres, spectroradiomètres, mesures et analyses de la couche d'Ozone, interféromètres, systèmes de positionnement, diffusiomètres ou encore altimètres.



Figure 5. Deux images satellites illustrant la diversité des couleurs des eaux côtières et océaniques : (à gauche) image ENVISAT au-dessus de la péninsule de Crimée ; (à droite) image Landsat au-dessus de l'archipel des Bermudes (sources : ESA / USGS).

La thématique « couleur de l'eau » correspond à l'étude des réponses spectrales observées au sein de la colonne d'eau ou au-dessus de la surface de l'eau pour déterminer la nature et la concentration de ses constituants. Elle s'appuie sur des spectroradiomètres, ainsi que par l'étude de tous les composés optiquement actifs que l'on peut rencontrer dans les eaux. De façon formelle, la couleur de l'eau se définit comme la variation spectrale de la réflectance diffuse des couches supérieures de l'océan ou de la rivière (Kheireddine, 2014).

Cette réflectance (irradiance) correspond au ratio entre les éclairagements montants et descendants juste au-dessous de la surface. De façon plus triviale, il s'agit de la perception des couleurs, de la partie de la lumière solaire qui parvient jusqu'à un capteur (ou jusqu'à l'œil humain), après un passage au sein d'un milieu, en l'occurrence, la colonne d'eau. Le signal d'origine ayant été partiellement atténué, le reste est enregistré par le capteur qui perçoit un rayonnement transformé par son passage dans le milieu aquatique et qui apporte donc des informations sur sa nature. Les mers et les océans fournissent une large diversité de couleurs à travers le globe (Figure 5) et il n'est pas surprenant que les premières études sur la couleur de l'eau aient été réalisées en milieu océanique (Jerlov & Fukuda, 1960 ; Preisendorfer, 1961 ; Kozlyaninov & Pelevin, 1965 ; Jerlov, 1968 ; Tyler & Smith,

1970 ; Morel, 1974 ; Prieur, 1976). Le fait que la télédétection ait été utilisée dès le début des années 1970 comme outil de détermination de la couleur de l'eau est tout aussi peu surprenant (Clarke et al., 1970 ; Arvesen et al., 1973 ; Austin, 1974 ; Maul & Gordon, 1976). Par la suite, de nouveaux capteurs ont été développés puis lancés par les agences spatiales, dont certains spécifiquement dédiés à la couleur de l'eau comme CZCS en 1978 (Coastal Zone Color Scanner, Hovis et al., 1980), SeaWiFS en 1997 (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor, Hooker et al., 1993), MODIS en 1999 (Moderate resolution Imaging Spectroradiometer, Salomonson et al., 1987) ou encore MERIS en 2002 (Medium Resolution Imaging Spectrometer, Rast et al., 1999).

En parallèle de l'arrivée de ces nouveaux capteurs, la communauté scientifique attachée à la couleur de l'eau n'a eu de cesse de croître et de formuler de nouvelles solutions pour quantifier les différents composants maritimes responsables des variations spectrales observées. Parmi ces composants, la matière organique (sous forme particulaire ou dissoute) a été largement étudiée du fait de l'importance écologique et économique qu'elle revêt (Carder & Steward, 1985 ; Delu et al., 1989 ; Babin et al., 1996 ; Stramski et al., 1999 ; Stumpf et al., 2003 ; Tomlinson et al., 2004 ; Wynne et al., 2006 ; McClain, 2009 ; Vantrepotte & Mélin, 2011). La richesse d'études portant sur l'utilisation de la télédétection en milieu océanique ouvert a été rapidement prolongée par les études sur les environnements côtiers (Sathyendranath et al., 1989 ; Bukata et al., 1995 ; Brando & Dekker, 2003 ; Schalles, 2006 ; Brock & Purkis, 2009 ; Mishra, 2014). Ce sont des milieux à la frontière entre océans et continents où la diversité de concentrations en matière organique et sédimentaire reflète l'ampleur de leur influence en termes de répercussions écologiques et économiques. Les concentrations des populations phytoplanctoniques n'ont pourtant pas été la seule préoccupation de la communauté scientifique. D'autres paramètres d'intérêt ont également fait l'objet d'études en milieu océanique tels que la distribution en tailles des particules (Loisel et al., 2006 ; Ciotti & Bricaud, 2006 ; Kostadinov et al., 2009 ; Reynolds et al., 2010 ; Qiu et al., 2016), la turbidité des eaux (Doxaran et al., 2006 ; Nechad et al., 2010 ; Dogliotti et al., 2015), les concentrations en matière organique colorée dissoute (CDOM, Siegel et al., 2002 ; Morel & Gentili, 2009) ou encore les concentrations en matières en suspension, en particulier d'origine sédimentaire (Nanu & Robertson, 1990 ; Forget et al., 1999 ; Ruhl et al., 2001 ; Doxaran et al., 2003 ; Han et al., 2006 ; Shen et al., 2010 ; Chen et al., 2015 ; Loisel et al., 2016).

L'association entre télédétection spatiale et couleur des eaux océaniques et côtières a permis de faire énormément progresser notre compréhension des

environnements marins et d'améliorer les politiques de gestion qui y ont trait. Cependant, la littérature est relativement pauvre en études concernant la couleur des eaux continentales. On comprend facilement que certaines résolutions spatiales assez restreintes ne permettent pas d'étudier les cours d'eau ou les lacs de faibles dimensions mais, quid des grands lacs et des grands bassins versants ? Les milieux aquatiques continentaux ont pourtant été étudiés notamment au niveau des propriétés optiques des eaux (Kirk, 1976 ; Whitlock et al., 1981 ; Hoogenboom et al., 1998 ; Ma et al., 2006 ; Giardino et al., 2007 ; Gitelson et al., 2008 ; Ma et al., 2009), mais la télédétection est restée le plus souvent en marge de ces recherches. Petit à petit cependant, les grands estuaires soumis à l'influence directe des milieux continentaux ont fait l'objet de travaux (Stumpf & Goldschmidt 1992 ; Robinson et al., 1999 ; Hu et al., 2004 ; Ouillon et al., 2004 ; Doxaran et al., 2009), ce qui a conduit la communauté scientifique à s'intéresser à certains milieux lacustres (Gitelson et al., 1993 ; Koponen et al., 2002 ; Brezonik et al., 2005 ; Kaba et al., 2014). Ainsi de proche en proche, les scientifiques ont commencé à utiliser la télédétection des eaux en milieu continental, bien que peu d'entre eux soient attachés à l'étude des rivières et au suivi de la qualité de leurs eaux grâce aux données satellitaires ou aéroportées. Au regard du travail déjà accompli en milieu océanique, l'essentiel de l'étude de la couleur des eaux continentales reste à accomplir. Ce constat prévaut notablement pour les grands et méga-bassins versants où les processus de transfert des matières en suspension (organiques et sédimentaires) ou des matières dissoutes sont extrêmement variables dans le temps et dans l'espace.

4. La couleur des eaux amazoniennes

Parmi les travaux qui ont été réalisés au sein des milieux aquatiques continentaux, les travaux de Villar et al. (2012 ; 2013) et de Martinez et al. (2009 ; 2015) consacrés à l'étude des eaux du bassin amazonien par télédétection et par radiométrie *in situ* font figure de point de départ de mes travaux de thèse. Il s'agissait alors pour les auteurs de déterminer la dynamique des flux sédimentaires des fleuves amazoniens par le biais de données satellites, elles-mêmes validées par une série de mesures radiométriques et physico-chimiques de terrain. Villar et al., ainsi que Martinez et al. ont mis en évidence trois aspects principaux pour l'estimation des flux sédimentaires dans le bassin amazonien :

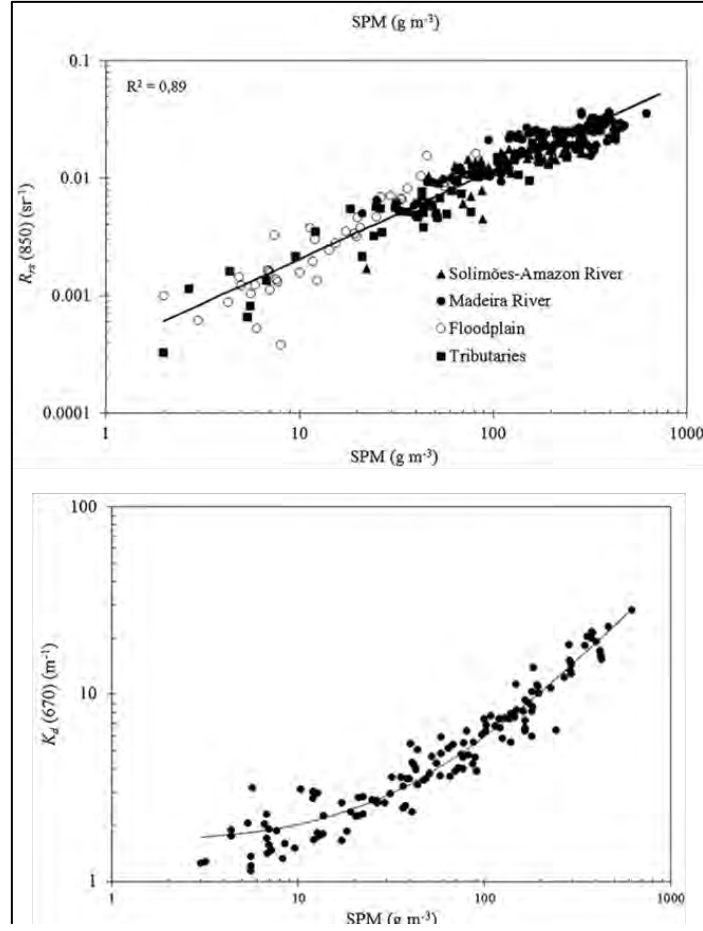


Figure 6. Relations entre propriétés optiques apparentes (en haut, réflectances télédétectées R_{rs} à 850 nm ; en bas, coefficients d'atténuation diffuse de la lumière descendante K_d à 670 nm) et concentrations en MES dans l'Amazonie (source : Martinez et al., 2015).

i – Malgré la diversité des cours d'eaux qui composent ce méga-bassin versant, que ce soit en termes de débits (de quelques dizaines à plusieurs centaines de milliers de mètres cubes d'eau transportés par seconde), de nature (eaux noires ou eaux blanches, plaines d'inondation ou chenal principal), ou encore de concentrations en MES (comprises entre 2 et 800 mg.l⁻¹), il existe des relations stables et robustes entre les propriétés optiques des eaux mesurées (réflectances et coefficients d'atténuation diffuse de la lumière descendante) et la teneur des masses d'eau en composants optiquement actifs dont les MES (Figure 6).

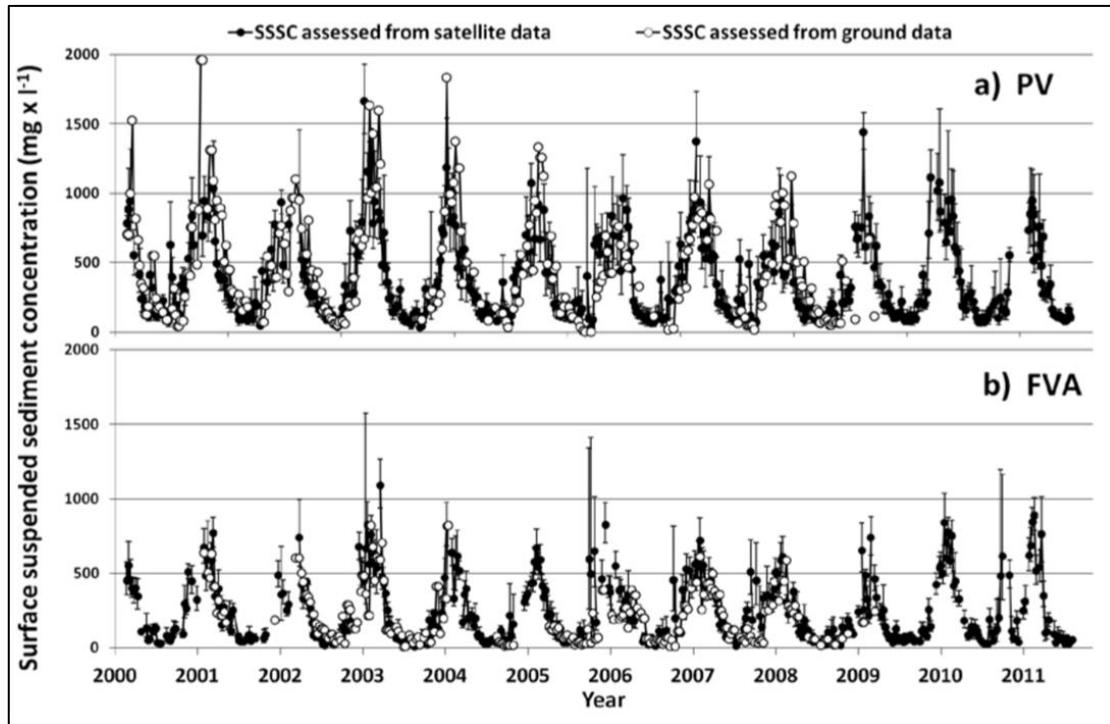


Figure 7. Comparaison de séries temporelles (période 2000-2011) de concentrations en MES issues de données satellites et de prélèvements sur le terrain (SNO-HYBAM). Observations au niveau de 2 stations situées sur le fleuve Madeira : a) station Porto Velho (PV, Rondônia, Brésil), et b) station Fazenda Vista Alegre (FVA, Amazonas, Brésil) (source : Villar, 2013).

ii – Les images satellites de type MODIS permettent un suivi efficace des flux de MES depuis l'espace. Des bases de données de concentrations en MES ont été mises en place, issues d'une part des mesures réalisées directement à partir d'échantillonnages de terrain du Service National d'Observation HYBAM, et d'autre part d'estimations réalisées à partir d'images satellite MODIS (Martinez et al., 2009 ; Villar et al., 2012, 2013). La comparaison entre ces bases de données a montré des correspondances extrêmement satisfaisantes (Figure 7) avec des différences de l'ordre de 25 à 40 %. Ces travaux ouvraient la voie à une utilisation de séries temporelles d'images satellites pour le suivi des flux sédimentaires en rivières.

iii – Cependant, les relations observées entre réflectances télédéteectées et concentrations en MES démontrent parfois une dispersion significative qu'il est nécessaire de mieux comprendre. Cette incertitude demeure le plus souvent corrigible notamment grâce à l'utilisation de rapports de bandes spectrales comme il a été suggéré dans la littérature (Moore et al., 1999 ; Doxaran et al., 2002), mais elle indique également la possibilité d'une détection d'informations complémentaires à la seule estimation de concentration.

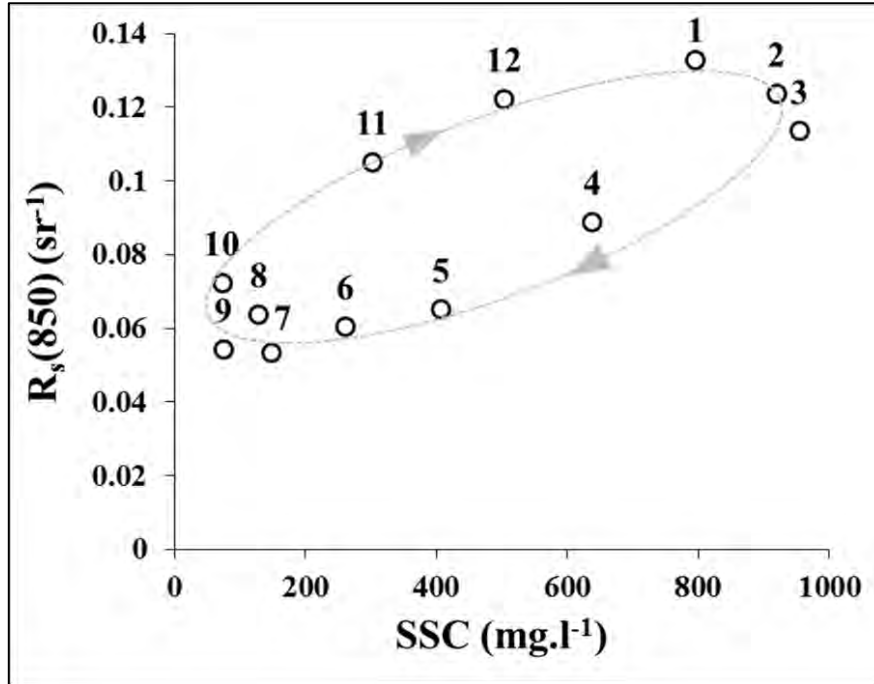


Figure 8. Données de réflectances télédétectées R_{rs} , provenant d'images satellite MODIS en fonction des concentrations en MES (moyennes mensuelles sur la période 2000-2011). Les mois sont associés aux annotations allant de (1) Janvier, à (12) Décembre. Une hystérésis saisonnière est mise en évidence que l'on peut aussi retrouver dans les mesures radiométriques in situ (source : Pinet et al., 2017, d'après Villar et al., 2013).

Ainsi, une étude spécifique au fleuve Madeira (Villar et al., 2013) a montré que cette dispersion ne devait pas être attribuée à un biais au moment de la prise de mesures (en l'occurrence des acquisitions des images satellite MODIS), mais qu'il s'agissait bien d'un phénomène saisonnier induisant une hystérésis dans la relation entre R_{rs} et MES (Figure 8). Cette observation a ainsi démontré, sans pourtant la quantifier, la responsabilité des caractéristiques propres aux MES autres que leur concentration, comme leur pourcentage de fraction organique, leur minéralogie, ou leur granulométrie dans la réponse spectrale des eaux de surface continentales. La prise en compte de ces caractéristiques additionnelles pourrait permettre une meilleure inversion des données de réflectances, et donc une meilleure estimation des transferts sédimentaires au sein des bassins versants.

5. Architecture des travaux de thèse

La figure 9 représente l'organisation de mes travaux de thèse initiée en Janvier 2014, et qui s'est structurée en trois étapes, elles-mêmes articulées autour de trois questions scientifiques :

Peut-on relier la variabilité des propriétés optiques (premier et second ordre) aux différentes caractéristiques du matériel particulaire : concentration, granulométrie, minéralogie, fraction organique ?

Est-il possible de déterminer des algorithmes robustes d'inversion pour ces différentes caractéristiques à partir des données hyper-spectrales des propriétés optiques apparentes et inhérentes ?

Peut-on suivre par satellite les dynamiques spatiales et temporelles des flux particulaires et identifier leur composition au sein des bassins versants ?

Il s'agissait alors de mesurer les propriétés optiques apparentes et inhérentes des eaux continentales ainsi que les caractéristiques du matériel qui les composait. Dans un deuxième temps, les bases de données ainsi constituées (ou enrichies) seraient mises en parallèle d'analyses des propriétés optiques par une modélisation physique réaliste et par des traitements statistiques. Enfin, la définition fine des processus sous-jacents nous permettrait une exploitation de séries temporelles de données satellitaires issues de capteurs passés et/ou plus récents.

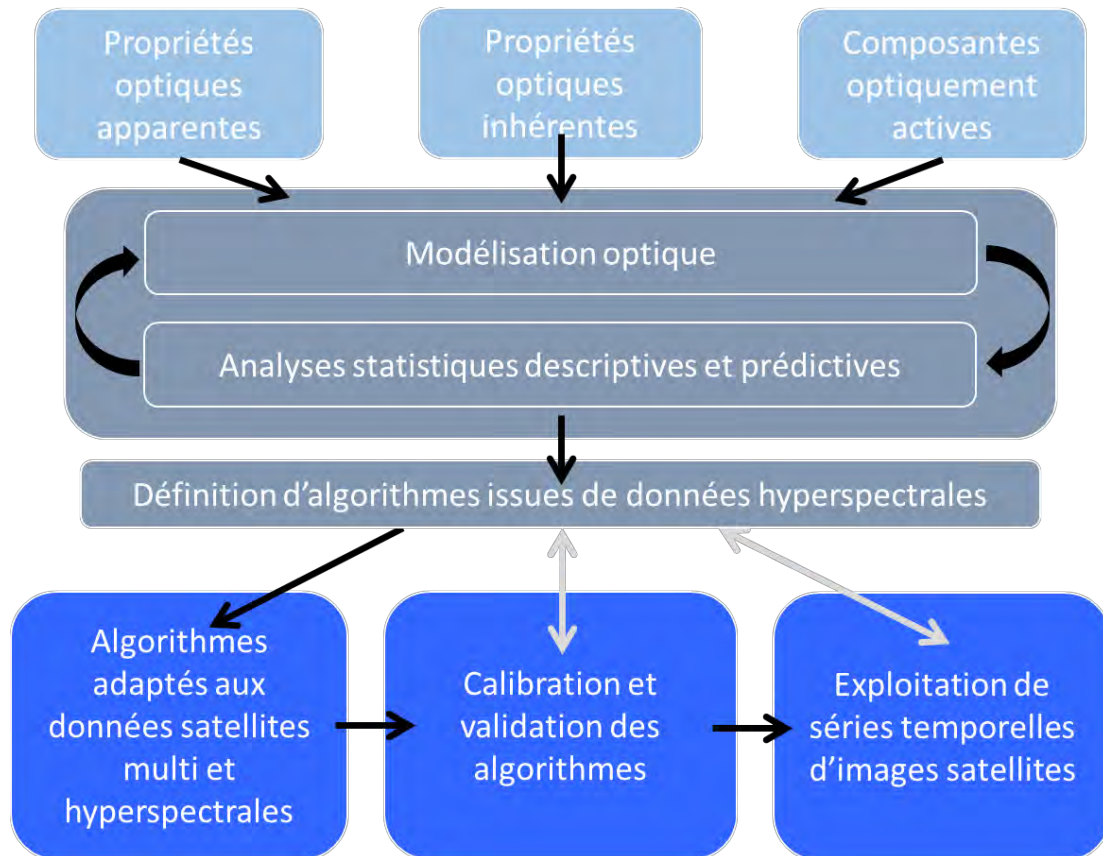


Figure 9. Architecture initiale autour de laquelle le projet de thèse a été bâti. Le premier niveau fait appel aux données collectées sur le terrain (radiométriques et des composants optiquement actifs), le deuxième niveau à une modélisation bio-optique basée sur la théorie de Mie, et le troisième à une exploitation de données satellites utilisant des algorithmes d'inversion définis aux niveaux précédents.

Chapitre I

Contexte scientifique &

état de l'art

Ce chapitre présente les travaux qui sont à la base de la thématique « couleur de l’eau ». Il a pour but de rappeler de façon non-exhaustive les grands principes qui caractérisent le parcours de la lumière au sein des milieux aquatiques, ainsi que ceux qui définissent les propriétés optiques de ces eaux. Cette section répertorie également les outils développés par la communauté scientifique servant à mesurer ces propriétés optiques et qui ont conduit à un grand nombre d’études sur la « couleur de l’eau ». Ces travaux portent sur la cartographie des milieux aquatiques, la quantification des éléments présents dans l’eau et l’évaluation de la qualité des milieux à partir de leur réponse spectrale. Enfin, c’est à partir de cette réponse spectrale qu’une classification des eaux en différents ensembles a été réalisées, et les travaux dont il est question dans cette section sont consacrés principalement aux milieux aquatiques continentaux turbides à hyper-turbides.

1. Nature de la lumière

La lumière est un rayonnement électromagnétique qui se déplace par « paquets » à la vitesse constante c de $2.998 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$ dans le vide. Ces paquets que l’on appelle des photons correspondent à des particules sans masse qui possèdent la particularité de pouvoir être représentées soit comme un corpuscule (c’est-à-dire une particule physique schématiquement représentée par une sphère), soit comme une onde (c’est-à-dire comme un champ électromagnétique oscillatoire). Quand on cherche à décrire les propriétés ondulatoires de la lumière, on utilise les grandeurs ν correspondant à la fréquence de ses oscillations ainsi que sa longueur d’onde λ , qui sont reliées par l’équation suivante :

Equation 1.

$$\nu = \frac{c}{\lambda}.$$

On notera également que tous les photons ne correspondent pas aux mêmes niveaux énergétiques et que ce niveau d’énergie est défini par leur fréquence (ou par leur longueur d’onde) associée à la constante de Planck $h = 6.63 \times 10^{-34} \text{ J.s}$.

Ainsi, un flux d’énergie lumineuse e peut être exprimé en quantité d’énergie en Joule transmise par unité de temps, soit des $J.s^{-1}$, ou Watt (W) :

Equation 2.

$$e = h * \nu = h * \frac{c}{\lambda}.$$

La lumière qui nous parvient du Soleil correspond à l’ensemble des ondes électromagnétiques de différentes longueurs d’onde dont nous ne percevons que la partie correspondant au spectre visible, entre le violet à environ 400 nm et le rouge à environ 700 nm. On définit l’intensité du flux énergétique solaire incident provenant de l’hémisphère supérieure pour une longueur d’onde, mesurée par unité de surface comme l’éclairement $E(\lambda)$ (ou irradiance) exprimé en $W.m^{-2}.nm^{-1}$. Parallèlement, on définit la luminance $L(\lambda)$ (ou radiance) comme l’intensité du rayonnement lumineux incident pour une longueur d’onde donnée, par unité d’angle solide et mesuré par unité de surface, exprimée en $W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$. On parle également d’irradiance scalaire $E_0(\lambda)$ en $W.m^{-2}.nm^{-1}$ comme une luminance intégrée en un point (incidence normale) et sur un hémisphère.

2. Propagation de la lumière

La lumière se propage en ligne droite et dans toutes les directions de l’espace à vitesse constante c dans le vide. En revanche, du fait de son aspect ondulatoire, la lumière subit un certain nombre de phénomènes optiques qui font varier sa direction et/ou son intensité quand elle entre en contact avec la matière, et notamment lors de son passage à l’interface entre deux milieux homogènes et isotropes de densités différentes.

La réflexion est un phénomène qui intervient à l’interface entre deux milieux (la surface air – eau par exemple) et qui consiste à renvoyer une partie ou la totalité du signal lumineux vers le milieu incident sans pénétrer le second milieu. On parle de réflexion spéculaire quand un rayon lumineux atteint une surface plane et est réfléchi dans la direction opposée et avec le même angle d’incidence (loi de Snell-Descartes). A l’opposé, on parle de réflexion diffuse lorsque ce même rayon lumineux vient frapper une surface rugueuse et que la réémission se fait dans plusieurs directions. Le pouvoir réfléchissant d’une surface est appelé albédo ω et équivaut à la valeur sans unité du ratio entre l’énergie du rayon réfléchi par cette surface et celle du rayon incident.

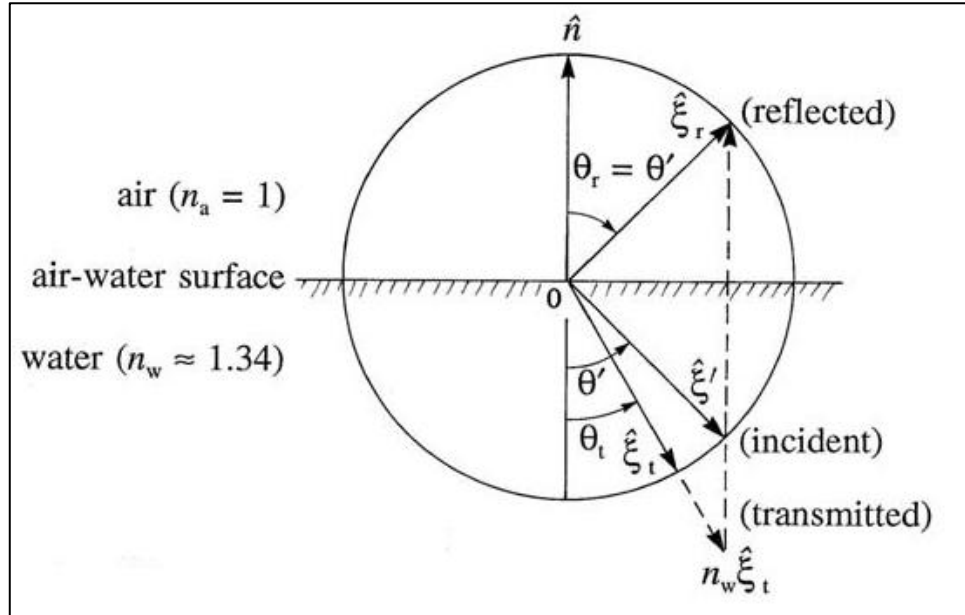


Figure 10. Les principes de réflexion et de réfraction à l'interface entre deux milieux d'indices de réfraction n_a et n_w différents. Le rayon incident est partiellement réfléchi et partiellement réfracté lors de son passage dans le second milieu (source : Mobley, 1994).

La réfraction advient également à l'interface entre deux milieux différents et consiste en une déviation du rayon lumineux du fait de la différence de la vitesse de la lumière entre les deux milieux (Figure 10). Pour caractériser la réfraction, on définit l'indice de réfraction sans dimension composé d'une partie réelle n et d'une partie imaginaire n' . La valeur n est le rapport entre la vitesse de la lumière dans le vide c et celle dans le milieu considéré. Dans le vide, n est donc égal à 1 et, à titre d'exemple, n vaut environ 1.34 dans l'eau. La valeur de n' représente l'atténuation de l'onde électromagnétique lors du phénomène de réfraction et sa transformation en une autre forme d'énergie. Les valeurs de n et de n' varient spectralement et respectivement, peuvent être associées de façon triviale aux capacités de diffusion et d'absorption de la lumière par un milieu homogène et isotrope. Ainsi théoriquement, un élément caractérisé par une valeur de n égale à 0 ne possède aucune capacité de diffusion de la lumière et de la même façon, une valeur de n' égale à 0 signifie que l'élément ne possède aucune capacité d'absorption de la lumière.

Au sein d'un milieu hétérogène, les processus optiques de réflexion et de réfraction se produisent également à chaque fois que les rayons lumineux rencontrent une particule de nature différente de celle du milieu ambiant. Ainsi, dans un environnement fluvial ou marin, un rayon lumineux sera transmis, réfléchi et/ou

réfracté à chaque fois qu’il entre en contact avec l’eau elle-même, les composés dissous qui s’y trouvent, ou encore une particule organique ou minérale en suspension. Les valeurs d’albédo et d’indice de réfraction de ces particules vont donc déterminer la déviation du rayon lumineux au sein du milieu. La taille de la particule par rapport à la longueur d’onde du rayon lumineux incident aura également une influence sur l’interaction onde – particule. On définit un ratio x entre le rayon r de la particule et la longueur d’onde λ considérée (Van de Hulst, 1957), de sorte que :

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda}.$$

Equation 3.

Ainsi, on distingue le cas où la particule est bien plus petite que la longueur d’onde du rayon lumineux qui la rencontre, celui où la particule est bien plus grosse que cette longueur d’onde, et celui où taille de particules et longueur d’onde sont du même ordre de grandeur. Le premier cas correspond à la diffusion dite de Rayleigh, du nom du physicien anglais qui en a fait la découverte, et qui s’applique aux particules nanométriques, c’est-à-dire où $x \ll 1$.

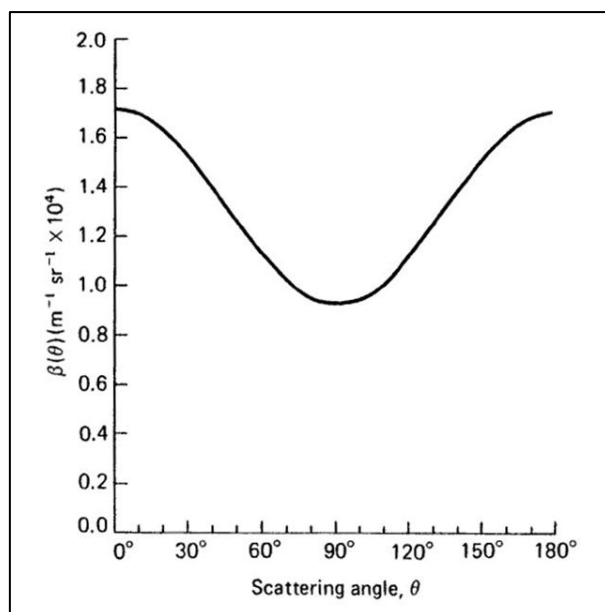


Figure 11. Variations angulaires de la diffusion Rayleigh illustrée par la section efficace de diffusion $\beta(\theta; \lambda)$ d’un échantillon d’eau pure exprimée en $\text{m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ par rapport à un rayonnement de 550 nm de longueur d’onde (source : Kirk, 1994).

L’efficacité de cette diffusion est fortement dépendante de la longueur d’onde avec une variation inversement proportionnelle à la longueur d’onde en λ^{-4} . En revanche, la dépendance angulaire est relativement faible (Figure 11, Kirk, 1994).

C’est la diffusion de Rayleigh qui explique pourquoi en journée le ciel apparaît bleu. Le second cas fait appel aux notions d’optique géométrique qui simplifient les calculs du transfert radiatif ($x \gg 1$). Enfin, la troisième catégorie ($x \approx 1$), la plus complexe, est appelée diffusion de Mie, décrite par la théorie de Mie ou encore la théorie de Lorenz-Mie. Elle tire son nom des deux physiciens Ludvig Lorenz et Gustav Mie qui ont apporté des solutions aux équations de Maxwell pour des particules sphériques, et détermine les propriétés de diffusion et d’absorption de la lumière en fonction de leur taille, de leur indice de réfraction et de la longueur d’onde du rayon incident. La théorie de Mie n’est applicable que dans le cas de particules sphériques et/ou pour des milieux dans lesquels les particules sont orientées aléatoirement. Le calcul de la diffusion et de l’absorption fait intervenir les fonctions de Bessel et les polynômes de Legendre, dont nous ne détaillerons pas les principes mathématiques ici. La théorie de Mie prédit que la dépendance spectrale est faible (de l’ordre de $1/\lambda$), alors que la dépendance angulaire est très forte (Figure 12, Kirk, 1994).

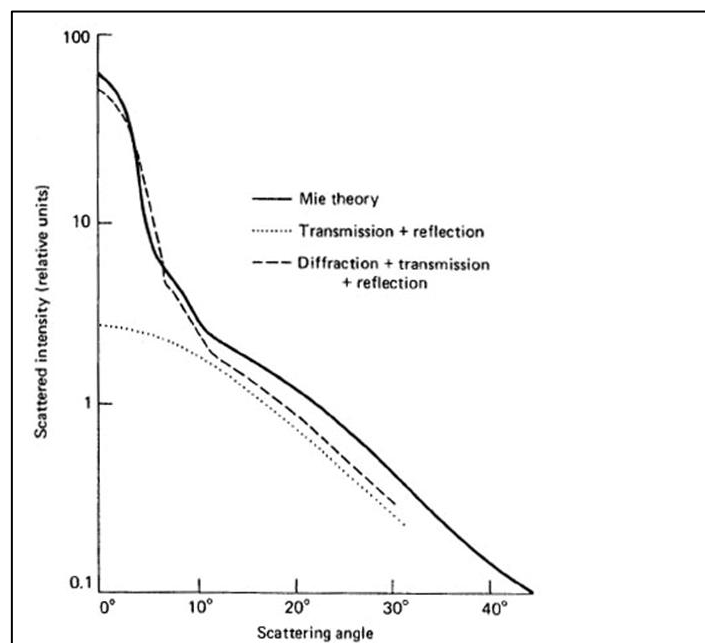


Figure 12. Comparaison des résultats de simulations de distributions angulaires de diffusion particulaire, basées sur la théorie de Mie (Ashley & Cobb, 1958), ou basées sur les principes de transmission, réflexion, et diffraction de la lumière (Hodkinson & Greenleaves, 1963) (source : Kirk, 1994).

Il existe également des extensions de la théorie de Mie qui calculent les propriétés de diffusion et d’absorption des particules pour d’autres formes géométriques relativement proches de la sphère telles que les ellipsoïdes (Waterman, 1971 ; Mischenko & Travis, 1994 ; Wielaard et al., 1997).

3. Les propriétés optiques

L’intégration de l’ensemble des capacités de diffusion et d’absorption des particules contenues dans un milieu ainsi que celles du milieu lui-même permettent de définir les propriétés optiques de ce milieu. On distingue les propriétés optiques inhérentes (IOPs en anglais) qui ne dépendent que du milieu considéré et de ce qui le constitue, et les propriétés optiques apparentes (AOPs en anglais) qui dépendent à la fois du milieu observé et des caractéristiques géométriques et radiométriques des rayons incidents et réfléchis.

3.1. Les IOPs

Un flux lumineux incident Φ_i , pénétrant un volume élémentaire sera décrit comme la somme des flux Φ_t , Φ_c , Φ_a et Φ_b associés aux processus de transmission (t) et d’atténuation (c), lui-même décomposé en processus d’absorption (a) et de diffusion (b ou s en anglais pour « scattering »), respectivement, qui sont reliés par l’équation suivante :

$$\Phi_i(\lambda) = \Phi_t(\lambda) + \Phi_c(\lambda) = \Phi_t(\lambda) + \Phi_a(\lambda) + \Phi_b(\lambda).$$

Equation 4.

Ces différents processus de transmission, d’absorption, de diffusion et d’atténuation définissent le milieu traversé par le rayon lumineux et font donc partie des IOPs.

Lorsqu’un rayon lumineux incident à une longueur d’onde donnée traverse un milieu (Figure 13), une partie de l’énergie électromagnétique est transmise et le rayon lumineux poursuit son parcours. Cette fraction énergétique qui poursuit son parcours est appelée transmittance ou facteur de transmission $T(\lambda)$. La fraction qui n’est pas directement transmise peut être absorbée (c’est-à-dire transformée en un autre type d’énergie) ou diffusée dans différentes directions de l’espace. La fraction absorbée du flux incident est appelée facteur d’absorption $A(\lambda)$ et la fraction diffusée, facteur de diffusion $B(\lambda)$. La somme des facteurs de transmission, d’absorption et de diffusion est égale à 1. En normalisant ces trois facteurs par la distance parcourue par la lumière dans le milieu, on obtient les coefficients de transmission $t(\lambda)$, d’absorption $a(\lambda)$ et de diffusion $b(\lambda)$, dont les deux derniers sont les plus fréquemment utilisés. On parle également de coefficient d’atténuation de la lumière incidente $c(\lambda)$, qui correspond à la somme de $a(\lambda)$ et $b(\lambda)$.

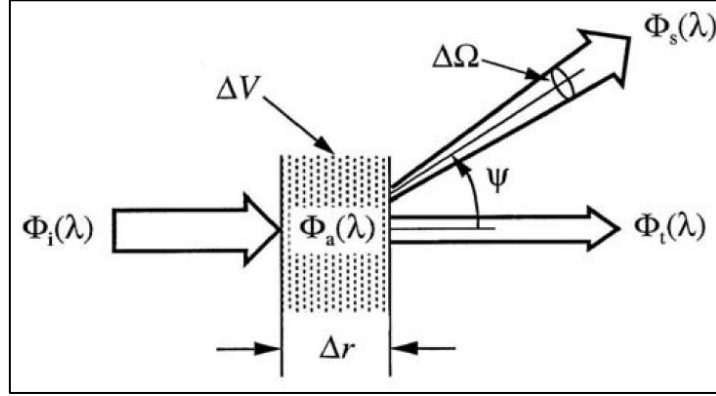


Figure 13. Les principes de transmission, de diffusion et d'absorption lorsqu'un flux incident Φ_i traverse un volume élémentaire. Le flux incident Φ_i est partiellement réfracté et diffusé en un flux Φ_s . Au sein du volume, une fraction Φ_a du flux incident est absorbée et une autre fraction Φ_t est transmise sans avoir subi aucun processus d'interaction (source : Mobley, 1994).

La diffusion de la lumière par les particules introduit une forte dépendance angulaire du signal transmis. Cette distribution angulaire est définie par une autre IOP pour chaque angle de diffusion θ compris entre 0 et π , et pour chaque longueur d'onde λ : la section efficace de diffusion $\beta(\theta; \lambda)$ appelée également fonction spectrale de diffusion volumique (en $\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$). Le coefficient de diffusion $b(\lambda)$ est calculé par une intégration des valeurs de $\beta(\theta; \lambda)$ entre 0 et π . On définit alors la fonction de phase de diffusion $\tilde{\beta}(\theta; \lambda)$ exprimée en sr^{-1} comme le rapport entre section efficace $\beta(\theta; \lambda)$ et coefficient de diffusion $b(\lambda)$ d'un milieu. Enfin, on distingue deux autres IOPs au sein du coefficient de diffusion : le coefficient de diffusion vers l'avant $b_f(\lambda)$ et le coefficient de diffusion vers l'arrière ou de rétrodiffusion $b_b(\lambda)$, par rapport à la direction du rayon incident. Le premier correspond à l'intégration de la section efficace $\beta(\theta; \lambda)$ entre 0 et $\pi/2$, et le second entre $\pi/2$ et π :

Equation 5.

$$b(\lambda) = 2\pi \int_0^\pi \beta(\theta; \lambda) \sin(\theta) d(\theta),$$

Equation 6.

$$b_b(\lambda) = 2\pi \int_{\pi/2}^\pi \beta(\theta; \lambda) \sin(\theta) d(\theta).$$

Grâce à la théorie de Mie, il est possible de simuler et de calculer ces IOPs pour différentes longueurs d'onde, et différentes populations de particules en termes de

concentrations en éléments, d’indices de réfraction (que ce soit au niveau de la partie réelle ou de la partie imaginaire), ou encore de distributions en classes de taille dans le cas de matériel particulaire.

Lorsque l’on étudie les milieux naturels, il est d’usage de décomposer les coefficients d’absorption $a(\lambda)$, de diffusion $b(\lambda)$ et de rétrodiffusion $b_b(\lambda)$ comme la somme des contributions respectives des éléments présents dans le milieu (Sathyendranath et Morel, 1983). Ainsi, dans les eaux de surface continentales, l’absorption totale $a(\lambda)$ correspond à la somme des absorptions de l’eau pure $a_{\text{WATER}}(\lambda)$, de la matière organique colorée dissoute $a_{\text{CDOM}}(\lambda)$, de la matière organique particulaire $a_{\text{PHY}}(\lambda)$, et de la matière inorganique particulaire (ou MES) $a_{\text{NAP}}(\lambda)$. Cette capacité d’additivité des propriétés optiques des eaux est fondamentale et s’applique également aux coefficients d’atténuation, de diffusion et de rétrodiffusion. On notera toutefois que les capacités de diffusion et de rétrodiffusion de l’eau pure sont extrêmement faibles dans les parties visible et infra-rouge du spectre de la lumière (Morel, 1973) et seront considérées comme négligeables par rapport à $a_{\text{NAP}}(\lambda)$ dans les eaux fluviales ou côtières turbides. Les coefficients de diffusion à 500 nm varient de 0.0015 m⁻¹ pour l’eau pure à 0.0019 m⁻¹ pour l’eau de mer, et de 0.07 à 0.28 m⁻¹ à 655 nm pour des eaux marines (Kirk, 1994). Des appareils permettent de mesurer les différentes IOPs, notamment les coefficients d’absorption $a(\lambda)$, de diffusion $b(\lambda)$ et de rétrodiffusion $b_b(\lambda)$, comme nous le verrons dans la section I.4.

3.2. Les AOPs

Les AOPs dépendent du milieu mais aussi de la géométrie des rayonnements incidents et réfléchis. Pour les définir, il faut donc différencier les rayonnements incidents qui viennent du soleil et qui « vont vers le bas » (*downwelling* en anglais) et les rayons réfléchis, réfractés ou diffusés qui « repartent vers le haut » (*upwelling* en anglais). Dans l’eau, les rayonnements montants se dirigent vers l’interface air-eau et les descendants sont dirigés dans la profondeur de la colonne d’eau. On attribue donc les indices **d** et **u** aux quantités radiométriques nécessaires aux calculs des AOPs pour exprimer la direction dans laquelle le rayonnement se dirige (par exemple $E_u(\lambda)$ est une irradiance montante et $L_d(\lambda)$ est une radiance descendante).

Les cosinus moyens se définissent comme la valeur moyenne du cosinus de l’angle pour lequel tous les photons contribuent à la radiance. Dans l’eau, les valeurs de ces cosinus dépendent de la profondeur de mesure z et de la longueur d’onde λ

considérée. Ces facteurs apportent des informations sur l’isotropie (ou l’anisotropie) du milieu.

On distingue les cosinus moyens de la lumière descendante $\overline{\mu_d}$, de la lumière montante $\overline{\mu_u}$, et total $\overline{\mu}$:

Equation 7.

$$\overline{\mu_d}(z; \lambda) = \frac{E_d(\lambda)}{E_{0d}(\lambda)},$$

Equation 8.

$$\overline{\mu_u}(z; \lambda) = \frac{E_u(\lambda)}{E_{0u}(\lambda)},$$

Equation 9.

$$\overline{\mu}(z; \lambda) = \frac{E_d(\lambda) + E_u(\lambda)}{E_0(\lambda)}.$$

Les réflectances apportent des informations sur la quantité d’énergie perdue par absorption et par diffusion lors de la traversée du milieu par le rayonnement lumineux incident. On distingue la réflectance irradiance $R(z; \lambda)$ sans dimension et généralement mesurée juste au-dessous de la surface de l’eau, de la réflectance télédéetectée $R_{rs}(\theta; \varphi; \lambda)$ (*Remote Sensing Reflectance*), mesurée au-dessus de la surface :

Equation 10.

$$R(z; \lambda) = \frac{E_u(z; \lambda)}{E_d(z; \lambda)},$$

Equation 11.

$$R_{rs}(z; \theta; \varphi; \lambda) = \frac{L_w(z; \theta; \varphi; \lambda)}{E_d(z; \lambda)}.$$

Dans notre cas, $L_w(z; \theta; \varphi; \lambda)$ correspond à la radiance sortant de l’eau, ou radiance émergente et elle équivaut à la fraction du rayonnement montant de la colonne d’eau et qui n’est pas réfléchi à la surface de l’eau vers le bas. On notera que R_{rs} est en sr^{-1} là où R est adimensionnée, du fait du rapport non plus entre deux irradiances, mais entre une radiance et une irradiance.

Les coefficients d’atténuation diffuse de la lumière descendante K_d ou montante K_u décrivent l’importance de l’atténuation du signal lumineux lorsque celui-ci traverse une épaisseur donnée du milieu considéré (par exemple, la colonne d’eau). Ils sont par conséquent exprimés en m^{-1} et se mesurent entre deux profondeurs z_1 et z_2 (avec $z_1 < z_2$) d’après Jerlov (1976):

Equation 12.

$$E_d(z_2; \lambda) = E_d(z_1; \lambda) \exp(-K_d(z_2 - z_1)).$$

Ce qui permet de calculer K_d à partir des irradiances mesurées à deux profondeurs distinctes :

Equation 13.

$$K_d(z_1, z_2, \lambda) = \frac{\ln \left(\frac{E_d(z_1; \lambda)}{E_d(z_2; \lambda)} \right)}{z_2 - z_1}.$$

Les équations équivalentes sont utilisées pour calculer le coefficient d’atténuation K_u à partir des mesures d’irradiances montantes E_u à différentes profondeurs, ainsi que le coefficient d’atténuation K_{Lu} à partir des mesures de radiances montantes L_u .

Le facteur Q d’anisotropie décrit la structure bidirectionnelle des propriétés optiques des milieux considérés. Il se définit à partir du rapport entre irradiance et radiance montantes et s’exprime donc en sr :

Equation 14.

$$Q(z; \theta; \varphi; \lambda) = \frac{E_u(z; \lambda)}{L_u(z; \theta; \varphi; \lambda)}.$$

Une valeur de Q proche de π correspond à un rayonnement isotrope.

3.3. Relations entre IOPs et AOPs

Les AOPs dépendent du milieu considéré, qui lui-même est optiquement défini par les IOPs. Il est donc logique que ces propriétés optiques soient reliées les unes aux autres par des équations qui ont été mises en évidence au fur et à mesure des progrès réalisés par la communauté « couleur de l’eau ». Des approximations de la théorie du transfert radiatif au premier ordre et des modélisations de type Monte Carlo ont permis d’aboutir aux équations suivantes :

Equation 15.

$$R_{rs} = \frac{t}{n_{WATER}^2} \times \frac{f'}{Q} \times \frac{b_b}{a + b_b},$$

Equation 16.

$$R = f' \frac{b_b}{a + b_b},$$

Equation 17.

$$a = K_d * \overline{\mu_d} \frac{1 - R}{1 + R(\overline{\mu_d}/\overline{\mu_u})},$$

Equation 18.

$$K_d = \sqrt{a^2 + G'ab},$$

Equation 19.

$$R_{rs} = \frac{(1 - \rho)(1 - \bar{\rho})}{n_{WATER}^2(1 - \bar{r}R)} \frac{R}{Q}.$$

Dans la littérature, on peut retrouver les équations 15 à 19 dans les travaux publiés par Gordon et al. (1975), Jerlov (1976), Aas (1987), Kirk (1991), et Morel & Gentili (1993). Les différentes simulations ont conduit à l’estimation de valeurs approchées pour les divers facteurs intervenant dans ces équations. Les effets de réfraction et de réflexion de Fresnel à l’interface entre l’air et l’eau sont représentés par le rapport t/n_{WATER}^2 , où t correspond à la transmittance de la radiance à l’interface air-eau et n_{WATER} correspond à l’indice de réfraction de l’eau. Respectivement, ces facteurs ont pour valeurs 0.98 et 1.34, ce qui conduit à l’obtention d’une valeur de 0.546 pour le rapport t/n_{WATER}^2 (Hooker & Morel, 2003 ; Froidefond & Ouillon, 2005). On attribue généralement une valeur de 0.33 au facteur f' (Morel & Prieur, 1977), qui dépend des conditions d’éclairement et du type d’eau considéré. Le rapport f'/Q peut être considéré pour les eaux turbides comme étant égal à 0.13 (Loisel & Morel, 2001). Le facteur G' intervenant dans l’équation 18 est défini comme la contribution relative de la diffusion à l’atténuation verticale de l’irradiance. Il a été montré que sa valeur varie entre 0.233 et 0.264 (Kirk, 1994). Enfin, les paramètres ρ , $\bar{\rho}$, et r correspondent aux coefficients de Fresnel (coefficient de réflectance de la radiance montante, coefficient de réflexion de l’irradiance descendante au-dessus de l’interface entre l’air et l’eau, et coefficient de réflectance de l’irradiance montante, respectivement).

4. Mesure de la lumière et des propriétés optiques

La radiométrie correspond à l’ensemble des techniques qui mesurent les intensités lumineuses et leurs variations spectrales. Des capteurs sont utilisés pour mesurer $E(\lambda)$ et $L(\lambda)$ dans les différents milieux où circule le flux lumineux. Les spectroradiomètres sont généralement passifs et sont composés de détecteurs qui collectent les rayons lumineux et qui mesurent les intensités lumineuses à une ou plusieurs longueurs d’onde (capteurs mono, multi ou hyper-spectraux). Les radiomètres qui mesurent $L(\lambda)$ et $E_0(\lambda)$ sont les mêmes que ceux qui mesurent $E(\lambda)$, mis à part la présence d’un tube collecteur qui réduit à une seule direction la quantité de lumière qui atteint l’objectif dans le premier cas et d’une sphère

collectrice de l'ensemble des rayons lumineux dans le second cas. Ces trois types de spectroradiomètres sont schématiquement représentés en figure 14.

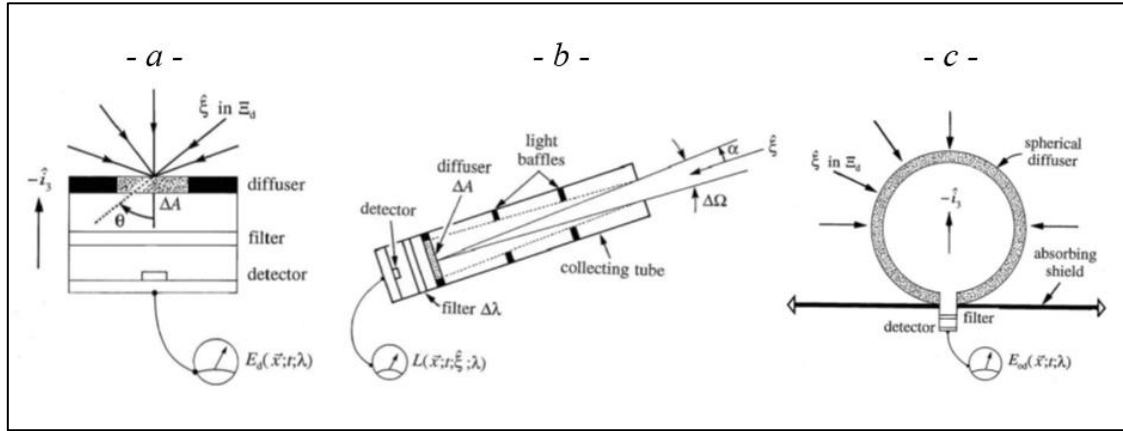


Figure 14. Représentation schématique des appareils de mesures a) d'irradiance plane $E(\lambda)$, b) de radiance $L(\lambda)$ et c) d'irradiance scalaire $E_0(\lambda)$ (source : Mobley, 1994).

Les spectrophotomètres sont des capteurs actifs constitués d'une source de lumière dont l'intensité du flux incident est connue, d'une chambre qui peut prendre différentes formes et dans laquelle on place une solution correspondant au milieu étudié, et d'un ou plusieurs détecteurs, qui mesurent la perte ou la déviation de l'énergie incidente. Ils permettent ainsi de mesurer les capacités de transmission et d'absorption (i.e. la transmittance $T(\lambda)$ et l'absorbance $A(\lambda)$) de la lumière par l'échantillon utilisé. Si l'échantillon est peu opaque comme dans le cas de l'eau pure, on peut considérer que les pertes de lumière par diffusion sont suffisamment faibles pour être négligeables. Dans ce cas, la chambre peut prendre une forme rectiligne au sein de laquelle l'expérimentateur place une cuvette contenant l'échantillon à mesurer. Parmi les spectrophotomètres à cuvette rectiligne, il en existe un certain type mesurant à la fois l'atténuation et l'absorption d'une solution (*Absorption and Attenuation Meter AC-9*, WET Labs Inc., 2008) largement utilisés par la communauté « couleur de l'eau » océanique (Figure 15).

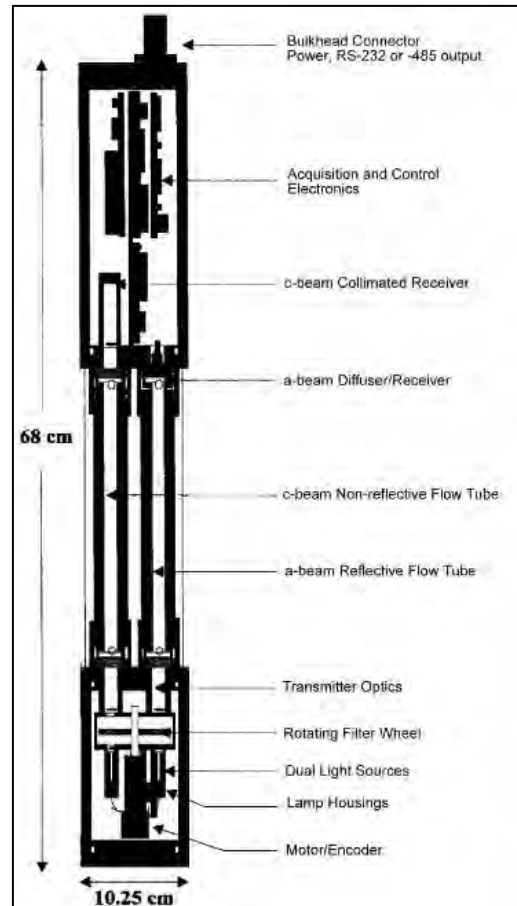


Figure 15. Représentation schématique d'un spectrophotomètre à cavité rectiligne de type AC-9 (source : WET Labs Inc., 2008).

Ces appareils sont composés notamment de deux sources lumineuses, de 2 chambres où circulent la solution dont on veut mesurer les propriétés optiques et de récepteurs qui mesurent l'intensité du signal à la sortie de ces 2 chambres. La première est non-réfléchissante et permet de mesurer l'atténuation du signal lumineux (c'est-à-dire la perte de signal par absorption et diffusion), alors que la seconde est entièrement réfléchissante et permet de mesurer uniquement l'absorption. Toutefois, si la mesure concerne un échantillon très turbide, les parcours optiques doivent être raccourcis de manière à ce que le signal lumineux incident ne soit pas totalement absorbé avant d'arriver au capteur. Ce type de capteur présente le désavantage de requérir des corrections additionnelles pour mieux prendre en compte les effets de la diffusion sur l'absorption (Zaneveld et al., 1994). C'est pour éviter cet inconvénient que nous avons choisi d'utiliser dans cette thèse un nouveau type de spectrophotomètres, possédant une chambre intégratrice (*Integrating Cavity Absorption Meter* ICAM, Elterman, 1970 ; Fry et al., 1992), de forme sphérique et de dimension réduite (8 cm de diamètre). Ce type de spectrophotomètres qui réfléchissent les rayons diffusés pour permettre les mesures d'absorbance sont appelés *Point Source Integrating Cavity Absorption*

Meter (PSICAM) (Kirk, 1997 ; Leathers et al., 2000 ; Röttgers et al., 2005). Ils permettent d'éliminer les problèmes de diffusion car la lumière est « prisonnière » dans cette cavité. Ainsi, le champ lumineux émis par une source ponctuelle ne peut qu'être réfléchi par la cavité jusqu'à être totalement absorbé par le milieu ou être capté par un récepteur (Kirk, 1995).

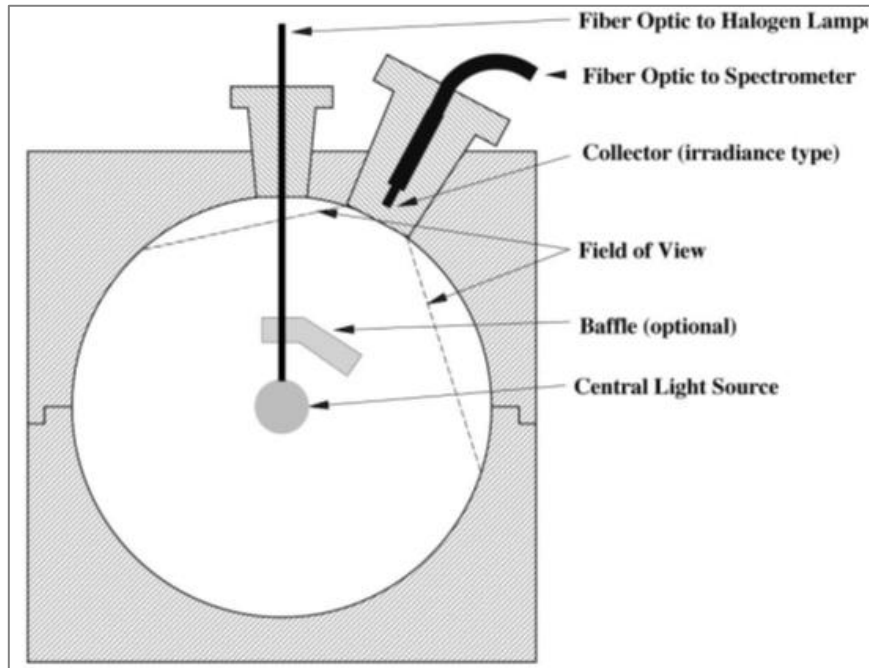


Figure 16. Représentation schématique d'un spectrophotomètre à cavité intégratrice mesurant l'absorption PSICAM (source : Röttgers, 2005).

Les PSICAM (Figure 16) peuvent être équipés de points d'entrées et de sorties au niveau de la chambre intégratrice. Ce dispositif permet la mise en place d'un flux turbulent dans la chambre et élimine les processus de sédimentation pour les solutions fortement chargées en MES (Wollschläger et al., 2013, 2014 ; Röttgers et al., 2014). L'utilisation de ces spectrophotomètres PSICAM reste aujourd'hui relativement marginale au sein de la communauté « couleur de l'eau », qui privilégie les mesures grâce à des spectrophotomètres à cuvette rectiligne. Il existe également des spectrophotomètres, appelés transmissiomètres, qui permettent de mesurer l'intensité de diffusion d'un milieu (Figure 17). Ils sont basés sur le même principe que des spectrophotomètres à cuvette rectiligne, mais sont adaptés à une utilisation en milieux peu ou pas absorbants. Ils sont notamment beaucoup utilisés en météorologie aéronautique pour mesurer l'atténuation d'un signal lumineux par diffusion dans l'air. Les eaux de surface continentales considérées lors de cette thèse correspondent à des cas d'études beaucoup trop absorbants pour une utilisation de ce genre d'appareils, et les niveaux de turbidité sont tels

que les détecteurs qui les composentaturent immédiatement. Ils ne feront donc pas l'objet ici d'une description plus poussée.

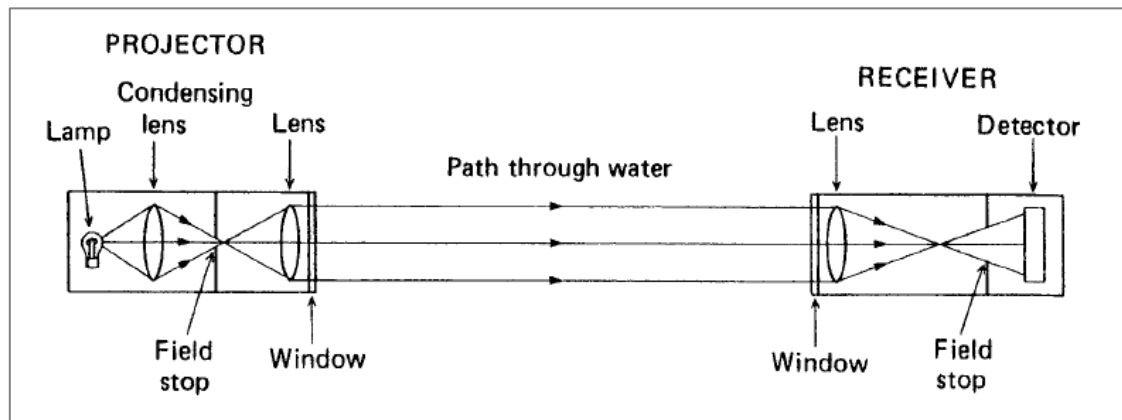


Figure 17. Représentation schématique d'un transmissiomètre (source : Kirk, 1994).

5. Classification optique des eaux

Les eaux de surface ne sont jamais complètement pures, et sont composées d'une multitude d'éléments au sein de la colonne d'eau. Les éléments dits « optiquement » actifs, en fonction de leur nature et de leur concentration dans le milieu vont affecter les capacités d'absorption et/ou de diffusion de la lumière par le milieu aquatique. On distingue les éléments dissous, c'est-à-dire d'une taille inférieure à $0.2 \mu\text{m}$, des éléments particuliers plus volumineux. Au sein des éléments dissous, on trouve notamment ceux issus de la dégradation des composés d'origine organique. Cette décomposition induit une production d'acides humiques et fulviques, qui confèrent une coloration jaune-brun aux eaux de surface. On appelle ces éléments la substance jaune (*gelbstoff* en allemand) ou matière organique colorée dissoute (*Colored Dissolved Organic Matter*, CDOM). Cette matière n'est elle-même qu'une partie du carbone organique dissous (DOC en anglais). Parmi la matière particulaire, on distingue celle d'origine organique et celle d'origine sédimentaire. La première comprend à la fois la matière organique vivante, comme les bactéries ou le phytoplancton, et la matière organique détritique, issue de la matière vivante terrestre (feuilles, branches etc...) ou aquatique. La matière terrigène ou *Non Algal Particle* (NAP) provient de l'érosion des roches et des sols et prend la forme de particules en suspension, transportées par le vent ou par ruissellement dans les eaux de surface.

Morel & Prieur (1977) ont proposé une classification des eaux marines en fonction de leur composition. On distingue ainsi les eaux dites du « cas 1 » des eaux du « cas 2 » : le cas 1 correspond ce qu’on appelle communément l’océan ouvert. Ce sont des eaux très claires, où les organismes phytoplanctoniques sont majoritaires bien qu’en faible concentration (inférieure le plus souvent à $1 \mu\text{g.l}^{-1}$), et où ils contrôlent les propriétés optiques du milieu. Ainsi, les propriétés optiques des pigments photosynthétiques, parmi lesquels le plus commun est la chlorophylle-a (Chl-a) ont fait l’objet de nombreuses études dans ce type d’environnement (Morel, 1973 ; Trees et al., 1985 ; Carder et al., 1986 ; Bricaud & Morel, 1986 ; Iturriaga & Siegel, 1989 ; Bricaud et al., 1995 ; Bricaud et al., 2004 ; Carder et al., 2004 ; Morel & Gentili, 2009).

Les eaux du cas 2 sont quant à elles associées généralement aux eaux côtières. Ce sont des environnements où les concentrations en matière organique colorée dissoute et en particules non-algales sont beaucoup plus importantes que pour les eaux du cas 1. En pratique, les propriétés optiques des eaux du cas 2 covarient en fonction des 3 familles d’éléments (CDOM, NAP et Chl-a), et les organismes phytoplanctoniques n’y jouent plus un rôle exclusif en termes de contributions aux propriétés optiques. Les eaux du cas 2 sont souvent considérées comme des environnements changeants d’un point de vue optique, du fait notamment des marées et apports de matière en provenance des systèmes fluviaux. On notera également que d’un point de vue environnemental, ce sont des milieux qui subissent de fortes pressions anthropiques puisque selon les estimations, jusqu’à 75 % de la population pourrait vivre sur en milieu côtier d’ici 2035 (Haslett, 2008). Du fait de l’importance croissante des milieux côtiers, les eaux du cas 2 ont également fait l’objet de nombreuses publications scientifiques (Baker & Smith, 1982 ; Forget et al., 1999 ; Moore et al., 1999 ; Loisel & Morel, 2001 ; Doxaran et al., 2002 ; Babin et al., 2003 ; Syvitski et al., 2005 ; Snyder et al., 2008 ; Loisel et al., 2009 ; Dogliotti et al., 2015).

Afin d’étendre les travaux en couleur des eaux à de nouveaux environnement encore peu étudiés, les travaux de thèse ont essentiellement porté sur les propriétés optiques des eaux de surface continentales hyperturbides, très différentes des eaux marines : bien que le phytoplancton joue un rôle important dans le développement des écosystèmes continentaux, notamment à travers son statut de premier maillon de la chaîne trophique, il n’est pas l’élément contrôlant fondamentalement la couleur des eaux dans les écosystèmes fluviaux et lacustres considérés dans cette thèse. De la même façon, au sein des eaux hyperturbides, les formes dissoutes de la matière organique seront étudiées et quantifiées d’un point de vue optique mais leur contribution finale à la réflectance reste mineure. Dans

ces environnements, le facteur clé qui régule le comportement optique des eaux de surface continentales correspond aux matières terrigènes. Les matières en suspension (MES), lorsqu’elles sont arrachées aux sols et aux roches, sont transportées, déposées, remises en suspension, agglomérées, dispersées de nouveau, de sorte que leur présence et leur distribution dans la colonne d’eau vont être extrêmement variables selon les bassins hydrologiques et selon le site considéré au sein d’un même bassin. Nous nous attacherons à comprendre en particulier si les diversités de nature, de taille et de forme des particules sont à l’origine des contrastes spectraux observés dans les bassins versants. C’est pourquoi, même si les processus optiques fondamentaux (absorption, diffusion) des eaux de surface continentales sont gouvernés par les mêmes lois que les eaux du cas 2, le comportement spectral résultant des interactions eau/lumière de ces eaux reste en grande partie non mesuré et étudié, ce qui motive la réalisation de cette thèse.

6. La télédétection en milieu continental

L’avènement de la télédétection a permis d’ouvrir de nombreux champs d’études en milieu continental, à travers l’acquisition de larges bases de données, notamment sur les écosystèmes aquatiques. Les images satellites ont naturellement aussi participé au développement récent de la reconnaissance des surfaces terrestres au travers d’études portant sur les occupations des sols, le développement urbain, ou encore la cartographie des surfaces glacées (Paul et al., 2016 ; Joshi et al., 2016 Alqurashi et al., 2016) ou à la quantification de flux atmosphériques comme les précipitations, la vapeur d’eau, ou les aérosols (Cassé et al., 2015 ; Wu et al., 2016 ; Guilloteau et al., 2016). Pour les eaux de surfaces continentales, les scientifiques se sont emparées de cette manne considérable d’observations des bassins versants, pour en extraire les séries temporelles leur permettant d’identifier et/ou de quantifier les processus hydrologiques (Smith, 1997 ; Govender et al., 2007). La détection des surfaces en eau par télédétection a ainsi fait l’objet de nombreuses études, que ce soit par l’utilisation de données micro-ondes passives (Choudhury, 1991 ; Hamilton et al., 1996), de données radar (données micro-ondes actives, Sippel et al., 1992 ; Melack et al., 1994) ou encore de données d’imagerie dans les parties visible et infra-rouge du spectre de la lumière (Jensen et al., 1985 ; Blasco et al., 1992 ; Alsdorf et al., 2007 ; Calmant et al., 2008). Ces études ont permis de délimiter et de cartographier les zones d’inondation, les zones humides ou encore les lits principaux de grands cours d’eau (Schmidt & Skidmore, 2003 ; Becker et al., 2005). Ces résultats sont à la base de ce qui a conduit par la suite à l’estimation indirecte de paramètres tels

que l'évapotranspiration (Medina et al., 1998 ; Kite & Droogers, 2000 ; Batra et al., 2006 ; Eichinger, et al., 2006), les hauteurs d'eau (Liu et al., 1983) ou les débits (Smith et al., 1996) par une association de données satellites et de mesures sur le terrain. Cependant, des estimations directes des hauteurs d'eau à partir des produits de télédétection ont également été réalisées en altimétrie radar (Koblinsky et al., 1993 ; Morris & Gill, 1994 ; Kim et al., 2005), ou par imagerie dans le visible et l'infra-rouge (Gupta & Banejri, 1985 ; Brakenridge et al., 1994). De même, des études ont été conduites pour quantifier directement les débits des eaux de surfaces continentales (Costa et al., 2000 ; Bjerklie et al., 2005 ; Zakharova et al., 2006 ; Papa et al., 2012 ; Mangiarotti et al., 2013). Parallèlement à ces études quantitatives, il a été montré que la qualité des eaux de surface continentales peut être évaluée par télédétection. De telles investigations ont porté sur l'eutrophisation des lacs et des réservoirs par les macrophytes (Thiemann & Kaufmann, 2002 ; Hakvoort et al., 2002 ; Vos et al., 2003 ; Silva et al., 2008), sur la turbidité des eaux (Hellweger et al., 2007 ; Robert et al., 2016), ou encore la présence de certains éléments ou composés chimiques comme l'ammoniac ou les acides phosphoriques (Koponen et al., 2002 ; Tilley et al., 2003). Cette énumération non-exhaustive des champs d'études dans lesquels les scientifiques ont exploité la télédétection pour l'étude des eaux de surface continentales comprend également, et c'est le point qui a servi de point de départ à ma thèse, l'analyse et la quantification des flux sédimentaires dans les lacs, les fleuves et les rivières. Parmi ces études, on peut citer notamment Wass et al. (1997), Moore et al. (1999), Martinez et al. (2009), Wang & Lu (2010), Villar et al. (2012 ; 2013), Long & Pavelsky (2013), Villar (2013), Wu et al. (2013), Park & Latrubesse (2014), Martinez et al. (2015), Nechad et al. (2016). Ces publications cependant ont beaucoup plus porté sur des milieux lacustres, et *a contrario* les écosystèmes fluviaux n'ont que peu fait l'objet d'études basées sur l'estimation des flux sédimentaires par télédétection. Ces recherches m'ont néanmoins permis de commencer cette thèse au sein d'une équipe riche d'une expertise en détermination des flux de sédiments en milieu continental. L'ensemble de ces travaux montre ainsi la richesse des questionnements que soulève l'étude des bassins versants. Ils apportent également les premières solutions pour une compréhension et un suivi à long termes de ces écosystèmes, et notamment des grands bassins versants. Les grands ensembles hydrologiques continentaux représentent des domaines où la télédétection correspond aujourd'hui au seul outil capable d'apporter des données régulières sur l'ensemble des zones étudiées, avec une précision toujours croissante avec des résolutions spatiales, spectrales et temporelles constamment améliorées.

Les principaux points abordés dans ce chapitre sont les suivants : le parcours de la lumière depuis le soleil vers les milieux aquatiques, ainsi que le retour d’une partie de ces rayonnements vers l’atmosphère sont prédits par la théorie du transfert radiatif, qui permet de calculer les propriétés optiques inhérentes des milieux. Ces propriétés sont en partie accessibles par l’utilisation de spectrophotomètres adaptés, mais sont surtout reliées par des équations aux propriétés optiques apparentes des milieux. Ces dernières sont mesurables notamment par télédétection et une inversion de ces mesures a permis à la communauté scientifique d’évaluer la quantité et la qualité des eaux de surface. Ces travaux ont historiquement porté sur les eaux océaniques et côtières, mais l’étude des milieux continentaux a fait l’objet de recherches de plus en plus fréquentes depuis les dernières décennies. L’originalité de la thèse est en partie portée par l’application des techniques « couleur de l’eau » traditionnellement océaniques et côtières à des milieux fluviaux. Ceci comprend une utilisation de matériel adapté et innovant, dont les spectrophotomètres basés sur le principe des PSICAM, qui ont encore peu fait l’objet d’une utilisation régulière.

Chapitre II

Acquisitions de données & méthodes

Au cours de ce doctorat, deux grands bassins versants ont concentré nos efforts de recherches. Des campagnes d'échantillonnages y ont été réalisées, comprenant une collecte de mesures radiométriques des propriétés optiques apparentes et inhérentes des eaux de surface. En parallèle, les échantillons d'eau ont été prélevés sur de nombreuses stations permettant une caractérisation physico-chimique, granulométrique, et minéralogique des milieux étudiés. Ce chapitre a pour but de formuler les caractéristiques générales de ces deux sites d'études, et de présenter les différents protocoles de mesures qui y ont été utilisés pendant ces travaux de thèse.

1. Les bassins versants étudiés

Au commencement de mes travaux de thèse, mes recherches ont porté en premier lieu sur le bassin amazonien. Au-delà des statistiques hydrologiques vertigineuses qui ont trait au bassin amazonien, il s'agit d'un environnement tropical complexe, qui a connu une alternance entre périodes marines et continentales au cours de son histoire géologique, et qui est marqué par les milieux fortement contrastés qu'il englobe. Que ce soit en termes de climat, de relief, de biodiversité, de pédologie ou encore d'impacts anthropiques, ce méga-bassin représente à lui seul un catalogue de nombreux écosystèmes, et d'un point de vue scientifique un immense terrain d'études à explorer sans cesse. De plus, mes travaux bénéficiaient dès les premières semaines de l'expertise et des bases de données du Service National d'Observations HYBAM, dont le laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET) était à l'origine lors de sa mise en place en 2003. Le SNO-HYBAM est dédié aux « contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et de transfert de matière dans les bassins de l'Amazonie, de l'Orénoque et du Congo ». J'ai ainsi pu profiter des savoirs et des données précédemment acquis au sein du réseau HYBAM pour initier mes travaux de thèse, et me former à l'étude géo-hydrologique et radiométrique des eaux de surfaces continentales. Dans un second temps, il m'a été proposé au cours de ma thèse de participer à un suivi des niveaux de turbidité et de concentrations en MES en Afrique de l'Ouest. A l'instar du réseau HYBAM, le Service National

d'Observation AMMA-CATCH (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique) est une composante du laboratoire GET qui a pour partenaire l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Ce réseau appuie ces recherches principalement sur des zones situées au Mali, au Niger et au Bénin. Les équipes scientifiques AMMA-CATCH du GET ont également organisé un suivi du bassin de la Volta, notamment dans sa partie Burkinabé. Il m'a ainsi été possible d'étendre mes travaux d'études des flux sédimentaires au sein d'un autre grand bassin versant tropical, montrant des caractéristiques géologiques, climatiques et hydrologiques singulières par rapport au bassin amazonien. La section suivante est une description générale des caractéristiques majeures de ces deux grands bassins versants.

1.1. Le bassin amazonien



Figure 18. Carte du réseau hydrologique principal du bassin amazonien.

La biodiversité hors norme qui caractérise le bassin amazonien provient essentiellement de la présence en quantités phénoménales de deux éléments, à

savoir l'eau et les nutriments issus des particules sédimentaires. Cette richesse est tout d'abord due aux caractéristiques géographiques du bassin de l'Amazonie. Couvrant en effet une large partie du continent sud-américain avec plus de 6.1×10^6 km² (Goulding et al., 2003) entre la Cordillère des Andes et l'océan Atlantique, ce bassin se répartit entre la Bolivie, le Pérou, l'Équateur, la Colombie, le Venezuela, et le Brésil (Figure 18).

Le fleuve Amazone traverse des zones aux caractéristiques climatiques extrêmement contrastées à savoir des régions tropicales, équatoriales, montagneuses, ou encore semi-arides. Cependant, par leurs origines géologiques diverses, on distingue généralement quatre grandes entités au sein du bassin amazonien :

i – La partie orientale de la Cordillères des Andes entre la Colombie au Nord et la Bolivie au Sud qui recouvre environ 11 % de la surface du bassin. C'est dans cette zone montagneuse que les principaux affluents de l'Amazonie prennent leur source, et notamment le Rio Ucayali qui correspond à la branche mère de l'Amazonie. Les origines de cette partie du bassin amazonien remontent à l'époque de la fin du Crétacé (Mégard, 1984 ; Barragán et al., 2005), mais le soulèvement de la partie orientale de la Cordillères date du Néogène (Hoorn et al., 1995 ; Baby, 1997). C'est une zone de haute montagne aux terrains fortement accidentés et qui montrent des taux d'érosions extrêmement importants. Ainsi la quasi-totalité des sédiments que l'on trouve en suspension dans les différents cours d'eau amazoniens proviennent de cette zone. Il s'agit littéralement de la source de la vie amazonienne puisque c'est dans ces parties andines que les débits solides et liquides de l'Amazonie trouvent leur origine. Il est important de noter au sein de cette zone la présence d'une entité géologique relativement restreinte comparée au reste de la chaîne andine, mais qui joue un rôle important dans la construction du réseau de drainage amazonien : l'arche de Fitzcarrald. Il s'agit d'une petite chaîne de montagnes qui doit son origine au soulèvement de la ride de Nazca (Regard et al., 2009) et qui apparaît transversalement à la Cordillère des Andes. Ainsi, elle scinde cette zone en une partie Nord pour former le sous-bassin versant du Rio Solimões, et en une partie Sud qui forme le sous bassins-versant du Rio Madeira. Le soulèvement de cette arche daterait d'il y a 5 millions d'années environ (Guyot et al., 2007 ; Espurt et al., 2010 ; Eude, 2014).

ii – La plaine amazonienne qui correspond à la plus grande zone du bassin amazonien puisqu'elle s'étend du piémont andin jusqu'à l'océan Atlantique et de la Colombie jusqu'à la Bolivie correspondant à environ 45 % du bassin amazonien. Le fleuve Amazone la traverse d'Est en Ouest jusqu'à son embouchure située dans l'état brésilien du Pará. La plaine est caractérisée par un dénivelé extrêmement faible (de l'ordre d'un centimètre par kilomètre) et représente une zone où

s'accumulent les sédiments issus de l'érosion de la Cordillère des Andes depuis plusieurs dizaines de millions d'années (Schmidt, 1972). En fonction de l'hydrologie, les charges sédimentaires subissent des processus de remise en suspension, de transport, ou de sédimentation. La production de sédiments par érosion y est en revanche extrêmement faible. Entre la plaine et la cordillère se trouve une zone intermédiaire, dite de piémont, où d'intenses processus de sédimentation sont détectés comme le megafan du Rio Pastaza au Nord-Ouest du bassin, dont les origines datent de la période du Néogène (Guyot et al., 2007).

iii – Les boucliers cratoniques Guyanais et Brésilien qui recouvrent environ 44 % du bassin amazonien à eux deux et qui correspondent à des formations anciennes et aux zones les moins productives en sédiment du bassin amazonien. Le bouclier Guyanais se situe entre le Venezuela, le Guyana et la partie Nord du Brésil tandis que le bouclier Brésilien recouvre la partie centrale du Brésil. Les processus d'érosion y sont très peu importants (Bordas, 1991). Ils comprennent des fleuves comme le Rio Negro ou le Rio Tapajos qui sont caractérisés par des concentrations très faibles en matières minérales particulières ou dissoutes. Du fait de la décomposition de la matière organique originaire des écosystèmes traversés, ces rivières présentent des concentrations élevées (voire très élevées) de matière organique dissoute. Ceci leur confère des eaux aux couleurs bleutées à noires qui contrastent fortement avec les eaux fortement chargées en MES du Rio Solimões ou du Rio Madeira, qualifiées de « blanches ».

Le bassin amazonien est principalement caractérisé par un climat tropical présentant une alternance annuelle entre saison sèche et saison humide. Une conséquence de cette alternance repose dans les variations importantes des débits liquides et solides en fonction de la région considérée et de la période de l'année. Ainsi, on distingue au sein du bassin amazonien des périodes de pic de crue où le débit liquide est à son maximum, une période d'étiage où ce même débit est à son niveau minimum et deux périodes de transition dites de montée et de descente de crue. Schématiquement, au niveau du piémont andin, le cycle hydrologique de l'Amazonie est représenté par une période de crue qui s'étend de Février à Mai, et par un étiage qui s'étend de Juillet à Octobre (Figure 19).

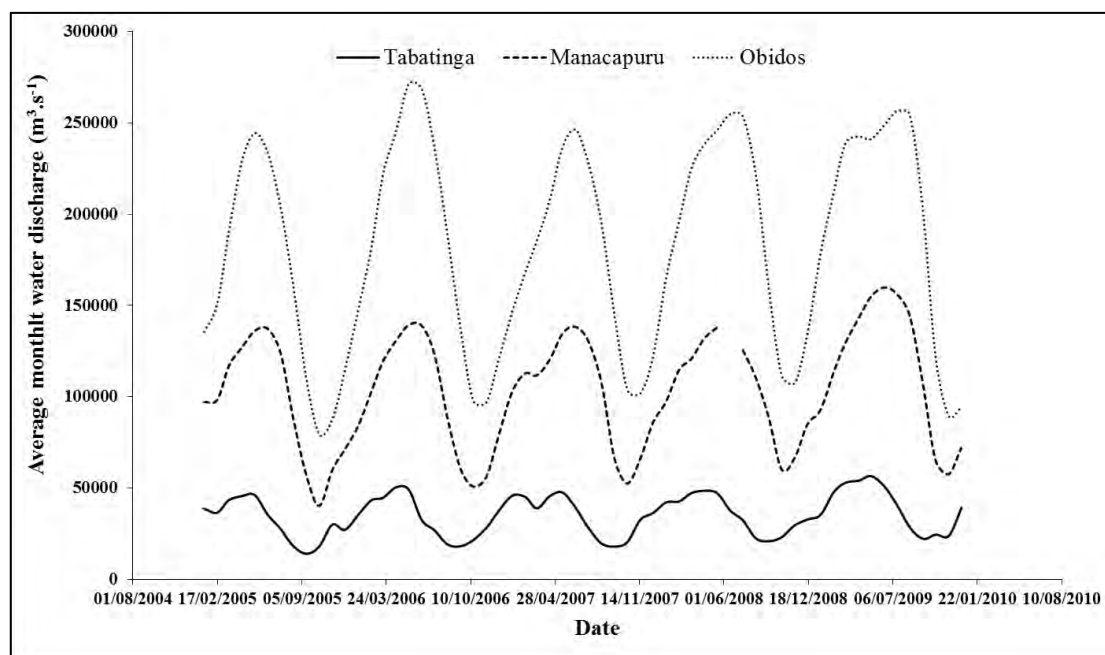


Figure 19. Débits mensuels moyens mesurés le long du fleuve Amazone au niveau de 3 stations amazoniennes du réseau du Service National d'Observation HYBAM au Brésil entre 2005 et 2010 (source : SNO-HYBAM).

Le bassin amazonien, du fait de sa superficie, de son positionnement géographique, et de ses caractéristiques topographiques correspond à l'ensemble hydrologique continental le plus important de la planète, avec un débit liquide moyen annuel de 208 000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ proche de exutoire à l'Océan Atlantique (Callède et al., 2010). De même, des processus d'érosion au sein de la partie andine du bassin induisent un débit solide moyen parmi les plus importants de la planète avec, en moyenne, une production d'environ 3.15 millions de tonnes de sédiments par jour (Filizola & Guyot, 2004). En termes de précipitations, il existe une variabilité spatio-temporelle intra et inter annuelle extrêmement forte au sein du bassin amazonien (Espinoza Villar et al., 2009). Cette variabilité spatiale est régulièrement amplifiée par les phénomènes d'El Niño et de la Niña, qui produisent respectivement des années sèches ou humides dans le bassin.

Ces caractéristiques hydrologiques exceptionnelles font du bassin amazonien un environnement idéal pour le développement de nombreuses populations végétales et animales, du fait notamment de cette extraordinaire disponibilité en eau et en nutriments provenant des sédiments andins. Ainsi, une grande partie de la plaine amazonienne et des boucliers est caractérisée par la présence d'une forêt primaire souvent appelée « poumon de la planète », qui abrite le plus grand réservoir de biodiversité du monde. Cette jungle amazonienne comprend également

comprenant de larges zones humides via les plaines d'inondations qui bordent l'Amazone et ses affluents, estimée à plus de 500 000 km².

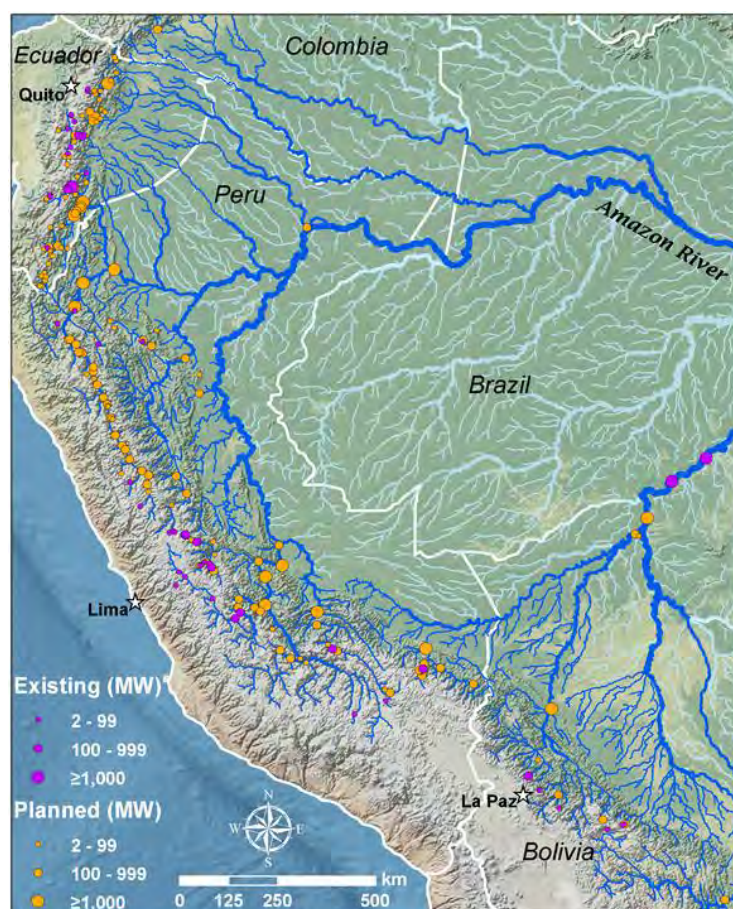


Figure 20. Les projets de barrage hydro-électriques du bassin Amazonien notamment dans la partie Andine (source : Finer & Jenkins, 2012).

Du fait de cette abondance de ressources, de nombreuses populations humaines indigènes se sont donc naturellement implantées dans toutes les parties du bassin amazonien avant l'arrivée des colons européens, qui ont par la suite développé des villes le long des différents cours d'eau amazoniens, notamment pour l'exploitation des ressources naturelles présentes. La ville de Manaus en est aujourd'hui l'illustration. Il s'agit de la capitale et la plus grande ville de l'état brésilien de l'Amazonas qui comprend environ 2 millions d'habitants, et qui s'est développée à travers le commerce du caoutchouc. Cependant, dans l'ensemble, l'Amazonie n'est aujourd'hui que faiblement peuplée au regard de la surface qu'elle représente. Les impacts anthropiques sont pourtant considérables dans le bassin amazonien, notamment à cause d'une intense déforestation ou encore de l'orpaillage légal ou illégal. Mais l'impact majeur des activités humaines dans un futur proche sur l'hydrologie pourrait être la construction d'immenses barrages hydro-électriques

répartis dans les différents sous-bassins amazoniens (Figure 20, Finer & Jenkins, 2012). Ces constructions permettent de générer une énergie propre en grande quantité mais perturbent profondément les écosystèmes. Notamment, les flux hydriques et les flux de matières en suspension sont considérablement modifiés et les conséquences de tels ouvrages sur sont difficilement évaluables compte tenu des volumes en eau et en sédiments impliqués.

1.2. Le bassin de la Volta

La Volta est un grand fleuve Ouest Africain qui prend sa source au Burkina Faso (anciennement appelé Haute-Volta), et qui achève sa course après environ 1600 km au Ghana dans le Golfe de Guinée. Le bassin versant de la Volta traverse le Mali, le Burkina Faso, le Bénin, le Ghana, le Togo et la Côte d'Ivoire (Figure 21), et occupe plus de 400000 km² (Oguntunde et al., 2006), ce qui le classe parmi les grands bassins versants d'Afrique et du monde.



Figure 21. Carte du réseau hydrologique principal du bassin de la Volta.

Le bassin de la Volta est généralement découpé en quatre grands sous-ensembles hydrologiques (Figure 22):

i – La Volta Noire ou rivière Mouhoun. Il s'agit de la partie la plus occidentale du bassin qui prend sa source au Burkina Faso et qui irrigue de petites régions maliennes et ivoiriennes.

ii – La Volta Blanche ou rivière Nakambé. Il s'agit de la partie centrale du bassin, dont les principaux affluents sont la Volta Rouge ou rivière Nazinon, le Maorago, et la rivière Tamne.

iii – La basse Volta. Il s'agit de la partie la plus aval du bassin, située après la confluence entre la Volta Noire et la Volta Blanche. Ce sous-bassin exclusivement ghanéen qui conduit à l'embouchure atlantique du fleuve est marquée par la présence du barrage hydro-électrique d'Akosombo, qui forme le lac Volta.

iv – Les sous-bassins des rivières Oti (ou rivière Pendjari dans sa partie amont) et Daka qui occupent les parties orientales du bassin de la Volta et qui traversent le Bénin et le Togo.

	Surface (km ²)	Surface (%)	Débit moyen (m ³ .s ⁻¹)	Contribution au débit de la basse Volta (%)	Débit annuel moyen (km ³)	Précipitations moyennes annuelles (1961-1990) (mm)
Bassin de la Volta Noire	142056	35	244	20	7.67	1023.3 - 1348.0
Bassin de la Volta Blanche	107410	26	304	25	9.57	929.7 - 1054.2
Bassin de la basse Volta	92343	22	289	24	9.12	876.3 - 1565.0
Bassins Oti et Daka	66094	17	365	31	11.53	1050.0 - 1500.0
Total	407903	100	1202	100	37.89	3879.3 - 5467.2

Figure 22. Caractéristiques géo-hydrologiques des quatre sous-ensembles du bassin versant de la Volta (source : Opoku-Ankomah, 1998).

Majoritairement, le bassin est dominé par un système dit « Voltaien », illustré par la présence de grès, de schistes argileux et de conglomérats datant du Précambrien au Paléozoïque. D'autres formations géologiques telles que les formations du Togo, de Dahomeyan, ou de Buem sont également incluses dans une moindre mesure au sein de ce bassin (Barry et al., 2005). Le bassin hydrologique de la Volta est caractérisé par un gradient environnemental fort depuis les régions sahéliennes les plus au Nord (au Mali et au Nord du Burkina Faso), jusqu'aux régions les plus méridionales marquées par un climat équatorial, en passant par des écosystèmes de savane soudanienne occidentale ou de savane guinéenne dans sa partie centrale. Ce gradient environnemental Nord-Sud se répercute également sur les niveaux de précipitations qui caractérisent les différentes régions du bassin de la Volta. Ainsi, bien qu'une variabilité interannuelle existe aussi dans ce bassin, les précipitations annuelles moyennes

dans le Nord du Burkina Faso sont de l'ordre de 360 mm alors qu'elles atteignent 1600 mm dans la partie Sud-Est du Ghana (Gordon et al., 2013).

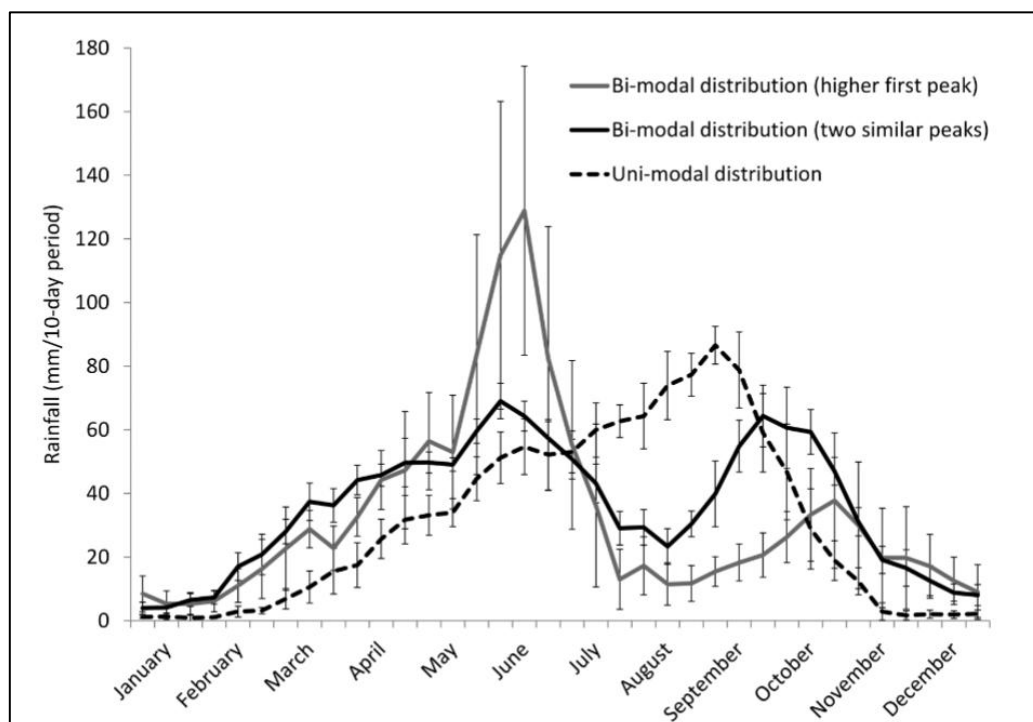


Figure 23. Trois régimes climatiques interviennent dans le bassin de la Volta. La distribution uni-modale (courbe en pointillés) représente la partie Nord du bassin ; la distribution bimodale à deux pics de mêmes intensités (courbe noire) représente la partie centrale du bassin ; la distribution bimodale avec un pic de précipitations plus important que le second (courbe grise) représente la partie Sud du bassin de la Volta (source : Lacombe et al., 2012).

Le différentiel de précipitations observé entre les régions les plus au Nord et celles plus au Sud est également dû à leur appartenance à trois zones climatiques distinctes (Barry et al., 2005) :

- i – La première correspond à la partie septentrionale du bassin et se caractérise par un cycle hydrologique marqué par un seul épisode annuel de saison des pluies dont l'intensité maximale de précipitations apparaît entre les mois d'Août et de Septembre.
- ii – La deuxième dite zone de transition plus au Sud se distingue par la présence de deux saisons des pluies très proches l'une de l'autre en termes d'intensité.
- iii – La troisième partie correspond à la zone la plus au Sud et la plus humide et est marquée par la présence dans son cycle hydrologique de deux saisons des pluies bien différenciées dans le temps. La première saison des pluies intervient entre les mois d'Avril et d'Août, alors que la seconde période de fortes

précipitations, moins intense que la première, intervient entre les mois de Septembre et d'Octobre.

D'un point de vue démographique, le bassin de la Volta est marqué par une croissance forte des populations dans l'ensemble des pays qui le composent. D'après l'organisation des nations unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO UN), la croissance démographique de ces pays serait évaluée en moyenne à 2.6 % (à titre d'exemples, cette croissance est inférieure à 1 % dans les pays occidentaux comme la France ou le Royaume-Uni). La disponibilité des ressources naturelles, en particulier l'eau, est donc un enjeu capital au sein du bassin de la Volta, d'autant plus que l'agriculture reste l'activité économique principale des populations qui l'occupent (Mul et al., 2015). Le bassin de la Volta a vu l'émergence de barrages hydro-électriques qui fournissent l'électricité nécessaire aux populations croissantes tout en assurant le maintien de la disponibilité en eau. L'exemple le plus marquant de l'implantation de ces barrages reste le barrage d'Akosombo construit entre 1961 et 1965 (Figure 24), et qui forme le plus grand lac artificiel du monde avec une capacité de 149 km³ pour une surface d'environ 8500 km² (Petr, 1986 ; Zwiern et al., 2011). On notera également l'implantation et la mise en service au début des années 1990 du plus grand barrage hydro-électrique du Burkina Faso (Parent et al., 2002), sur la commune de Bagré dans la province du Boulgou de la région Centre-Est du Burkina Faso. Cet ouvrage régule les écoulements du fleuve Nakambé et forme le lac éponyme qui correspond aujourd'hui à environ 17 % des ressources en eaux douces du Burkina Faso (Robert et al. 2016). Malgré la présence de ces barrages et des lacs artificiels qui leur font cortège, la situation démographique du bassin de la Volta induit une raréfaction de la ressource en eau pour une partie des populations locales à certaines périodes du cycle hydrologique. Ceci combiné à un contexte de changement climatique, notamment à une intensification des épisodes extrêmes de sécheresse et de crues, et à un changement d'occupation des sols via une évolution des pratiques agricoles, conduit aujourd'hui à l'avènement de nouveaux projets de construction de barrages, afin d'augmenter les capacités d'irrigation du bassin et la production totale d'électricité (Lacombe & McCartney, 2016).



Figure 24. Le barrage d'Akosombo au Sud-Est du Ghana formant le lac Volta (source : Structurae Engineering Database).

2. Les campagnes de mesures

Au cours de cette thèse, trois campagnes de mesures sur le terrain ont été réalisées. Les deux premières ont eu lieu dans le bassin amazonien et la troisième a été effectuée dans le bassin de la Volta. Les trois campagnes ont fait l'objet des mêmes techniques d'échantillonnages et des mêmes protocoles de mesures. Ces campagnes ont eu pour but de collecter simultanément des données physico-chimiques des eaux des surfaces étudiées, des données minéralogiques, granulométriques ainsi que des données spectroradiométriques (AOPs/IOPs) de ces eaux. Les prélèvements en eau sont effectués directement dans le cas d'échantillonnages de surface. Les contenants (seaux, bouteilles) sont alors une première fois rincés avec l'eau de surface avant d'effectuer le prélèvement à proprement parler. Pour les prélèvements réalisés en profondeur, nous utilisons un collecteur spécifique de type bouteille *Niskin* (Figure 25, Callède, 1994). Il s'agit d'un tube porté par un treuil et un câble, et possédant deux bouchons (un à chaque extrémité) reliés entre eux par un élastique. Le treuil possède un compteur centimétrique permettant de contrôler la longueur de câble libérée. Le tout est associé à une structure horizontale profilée et à un poids appelé saumon pour résister aux courants forts, notamment en périodes de crue. Quand la profondeur

souhaitée est atteinte, un messenger est envoyé le long du câble et vient percuter une pièce métallique, qui à son tour libère les bouchons du collecteur également, emprisonnant instantanément l'eau contenue dans le tube. Une fois le tube refermé, l'échantillonneur est ramené à la surface et l'eau qui s'y trouve peut être récupérée pour les analyses.

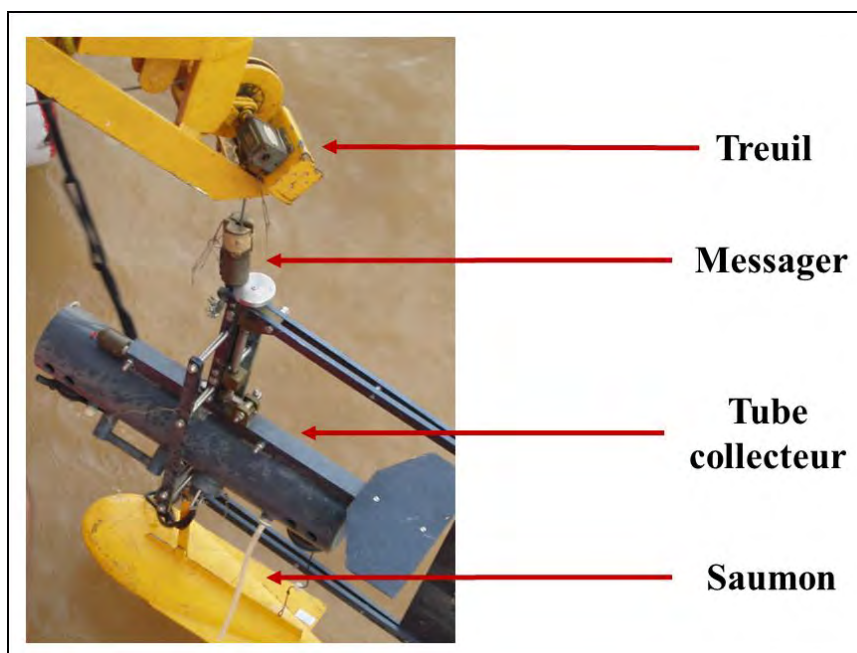


Figure 25. Le collecteur d'eau du Service National d'Observation HYBAM pour les échantillonnages en profondeur en Amazonie (source : Raúl Espinoza Villar).

2.1. Physico-chimie

La concentration en matières en suspension des eaux a été déterminée avec des filtres d'acétate de cellulose Millipore (*Merck Millipore KGaA, Darmstadt, Germany*), avec une porosité de $0.45 \mu\text{m}$, et préalablement séchés à 105°C pendant 24 h et pesés séparément. Les filtres sont conservés dans des boîtes de Pétri avant d'être de nouveau séchés à 105°C pendant 24 h et pesés au retour. Le poids m de matière associé au volume V d'eau filtré permet de déterminer la concentration $[c]$ en mg.l^{-1} :

$$[c] = \frac{m}{V}.$$

Equation 20.

L'ensemble du protocole de filtration pour l'obtention des concentrations en MES a été décrit par Filizola & Guyot (2004).

Les concentrations en carbone organique particulaire et dissous (en g.l⁻¹) ont été également mesurées pour les campagnes amazoniennes par l'Université Fédérale Fluminense (UFF). Pour cela, un volume d'eau prélevé à chaque station est filtré en condition de pression réduite à travers une membrane Millipore de 0.7 µm de porosité préalablement séchée. Cette membrane repose sur un système en verre également séché pendant une nuit à 450° C. Les filtres sont ensuite séchés à 50° C pendant une journée, avant d'être analysés en laboratoire. Le filtrat contenant le Carbone organique dissous est lui aussi conservé après avoir été acidifié avec de l'acide phosphorique H₃PO₄ ultra pur afin de fixer le développement de la matière organique, puis sont analysés en laboratoire par des méthodes d'oxydation catalytique à haute température. L'ensemble de ce protocole de séparation et d'analyses de la matière organique dissoute et particulaire a été décrit par Moreira-Turcq et al. (2003).

2.2. Minéralogie

Afin d'évaluer la composition en minéraux des MES (argiles, quartz, feldspath...), un prélèvement de quelques millilitres d'eau a été pratiqué à chaque station. En fonction de l'importance de la charge sédimentaire, il s'agit de 1 ml pour les eaux turbides à 6 ml d'eau pour les eaux les plus claires qui sont déposés sur un filtre de polycarbonate dont la porosité est de 0.4 µm. Ces échantillons sont conservés dans des boîtes de Pétri jusqu'à la fin de la campagne d'échantillonnage, afin d'être analysés en microscopie (Figure 26).

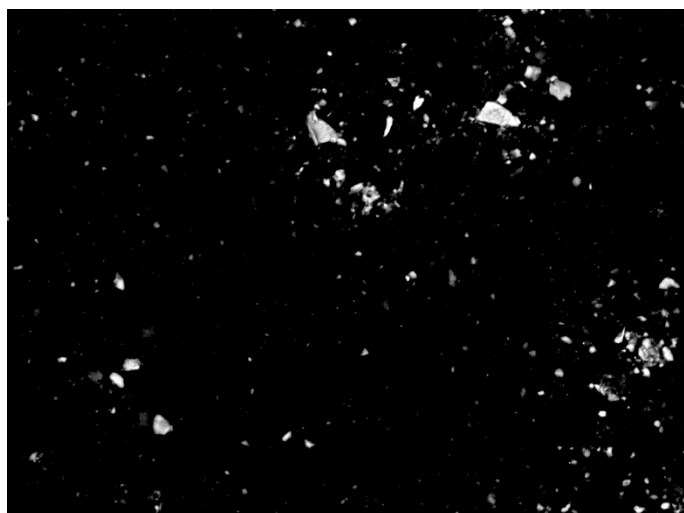


Figure 26. Image réalisée par microscopie électronique à balayage (grossissement x400) sur un échantillon amazonien de surface.

L'analyse microscopique se fait après une mise au point avancée des images et une calibration de la réponse électronique du microscope grâce à une plaque de Cuivre. L'ensemble de ce protocole fait l'objet d'une publication dont je suis le premier auteur qui se trouve au chapitre IV. Nous indiquerons ici uniquement que le protocole induit une analyse en laboratoire par microscopie électronique à balayage ainsi qu'une analyse statistique basée sur des apprentissages supervisés.

Afin de permettre une caractérisation minéralogique du matériel très fin (de l'ordre de la dizaine de nanomètres), et des colloïdes qui composent les eaux de surface continentales, un protocole adapté aux techniques de microscopie électronique à transmission a également été développé avec le professeur Bruno Lartiges de l'Unité Mixte de Recherche Géosciences Environnement Toulouse (UMR GET). Une préparation contenant des billes de latex chargées positivement est mélangée avec un échantillon d'eau non filtré mais décanté. Les colloïdes naturellement chargés négativement s'agrègent autour des billes (Figure 27). Cette solution est ensuite piégée au sein d'une résine, dans laquelle il est possible de pratiquer des incisions en vue de préparer des sections fines analysables par microscopie. Ce nouveau protocole fait également l'objet d'une publication scientifique à laquelle j'ai participé qui se trouve en annexe (Annexe A).

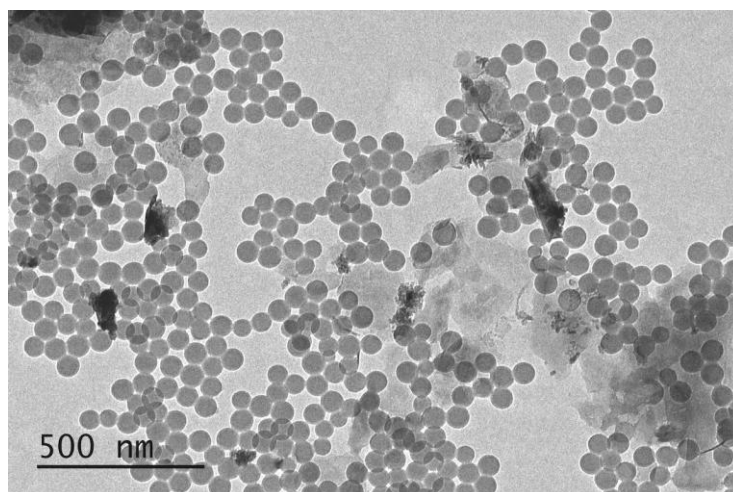


Figure 27. Image réalisée par microscopie électronique à transmission sur un échantillon amazonien de surface. La matière colloïdale est piégée au sein des regroupements des billes de latex (source : Lartiges et al., 2017).

2.3. Granulométrie

Une bouteille de 500 ml d'eau est également prélevée à chaque station, numérotée et conservée à l'abri de la lumière jusqu'à la fin de la campagne. Ces échantillons sont ensuite utilisés en laboratoire pour mesurer la répartition granulométrique des particules en suspension. Ce travail a été effectué au service géologique CPRM de Manaus (Brésil) et au laboratoire d'écologie fonctionnelle et environnement Ecolab de Toulouse (France) grâce à l'utilisation de granulomètres à diffraction laser (Malvern Mastersizer 2000, Malvern Instruments, Ltd., Worcester, Royaume-Uni et Horiba LA950-V2, Horiba Instruments, Inc., Kyoto, Japon, respectivement). Le principe de cet appareil est basé sur la capacité des particules à dévier par diffraction un rayon lumineux de sa trajectoire initiale. L'angle de déviation sera d'autant plus réduit que la particule atteinte par le laser sera de plus grand diamètre. Les granulomètres sont donc composés d'un circuit où circule la solution à analyser, d'une lentille reliée à ce circuit vers laquelle est dirigé un faisceau laser, et de récepteurs placés à différents angles autour de la lentille (Figure 28).

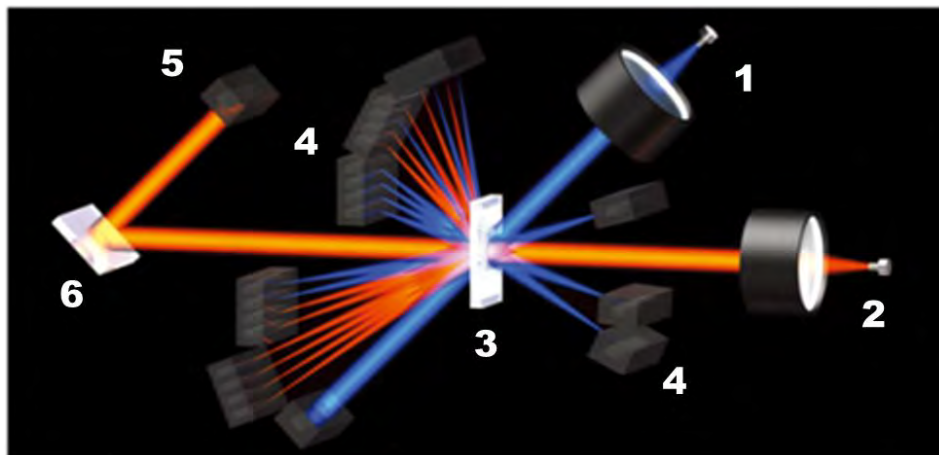


Figure 28. Représentation schématique du fonctionnement d'un granulomètre à diffraction laser (source : Horiba Instruments Inc.). 1 – Emetteur de faisceau laser bleu ; 2 – Emetteur de faisceau laser rouge ; 3 – Cellule où se trouve l'échantillon à analyser ; 4 – Cellules réceptrices des rayons laser diffractés vers l'arrière et sur les côtés ; 5 – Cellule réceptrice pour les faibles angles de diffraction ; 6 – Miroir réfléchissant.

Les faisceaux laser peuvent être caractérisés par différentes longueurs d'onde ce qui induit la présence de différents canaux au niveau des récepteurs. La présence de ces différents canaux permet une caractérisation plus fine de certaines classes de tailles de particules, plus sensible à certains rayonnements que d'autres. Ainsi,

le granulomètre fournit pour un nombre de classes de tailles défini une concentration volumique de particules.

Un premier échantillon ne contenant que de l'eau Milli-Q est analysé et correspond à un « blanc » qui est ensuite soustrait à l'ensemble des mesures qui suivent. Les échantillons prélevés sur le terrain sont ensuite analysés pendant 10 secondes par canal disponible (i.e. par longueur d'onde considérée). Le volume d'échantillon injecté dans le granulomètre est variable. En cas d'échantillons présentant de forts niveaux de turbidité, quelques dizaines de millilitres suffisent à la mesure et le reste du circuit est rempli d'eau Milli-Q ou d'eau osmosée. A l'inverse, en cas d'échantillons d'eau très claire peu chargée en particules, plusieurs centaines de millilitres d'échantillon seront nécessaires à la mesure. Le volume absolu d'échantillon apporté au granulomètre ne revêt donc que peu d'importance, si tant est que ce volume reste représentatif de l'ensemble du prélèvement réalisé sur le terrain. Une agitation forte des échantillons est donc réalisée avant de prélever le volume nécessaire à la mesure, afin de limiter les processus de dépôt et de sédimentation, notamment des particules aux diamètres les plus importants.

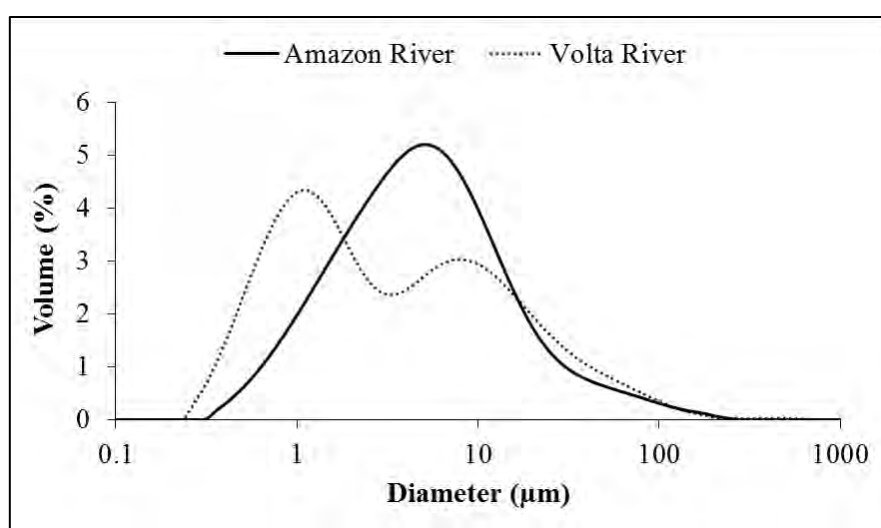


Figure 29. Distribution volumétrique par classes de diamètre de particules en solution mesurée par granulométrie laser. La courbe noire représente une distribution uni-modale centrée autour de 5 μm d'un échantillon d'eau de rivière amazonienne. La courbe en pointillés représente une distribution bimodale centrée autour de 1 et de 8 μm d'un échantillon du bassin de la Volta.

Les granulomètres offrent la possibilité d'utiliser des ultrasons à différentes fréquences afin de désagréger les particules qui se seraient associées les unes aux autres lors du prélèvement ou du stockage de l'échantillon. Des tests ont été réalisés montrant que l'utilisation de ces ultrasons sur les échantillons amazoniens ne modifiait pas la distribution en tailles des particules. Nous avons donc fait le choix de ne pas les utiliser, en nous basant sur l'hypothèse que les protocoles d'échantillonnages ne provoquaient pas de phénomènes artificiels d'agrégation. Enfin, dans le but de s'assurer d'une représentativité maximale des particules présentes dans le circuit du granulomètre, une série de trois mesures au minimum pour chaque échantillon est réalisée, ce qui permet de vérifier la stabilité du signal. Afin d'étudier la variabilité spatio-temporelle des échantillons analysés par diffraction laser, les concentrations volumiques sont traduites en nombre de particules par μm^3 et par classes de taille. Pour ce faire, chaque classe de taille caractérisée par un diamètre D est associée à un volume V équivalent par la formule du volume des sphères :

Equation 21.

$$V = \frac{4}{3}\pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 .$$

Il est ensuite possible de diviser chaque valeur de pourcentage volumique par le volume équivalent de sa classe de taille, ce qui conduit à l'obtention de nombre de particules par volume donné (dans notre cas des μm^3). Les distributions en classes de tailles de particules peuvent être décrites en suivant la loi de puissance dite de Junge (Bader, 1970, d'après Junge, 1963) :

Equation 22.

$$N(D) = K \times D^{-J} ,$$

où les annotations N , D et K représentent le nombre de particules par classes de taille, le diamètre des particules et leur concentration, respectivement. Le paramètre utilisé pour décrire et comparer les distributions granulométriques d'échantillons différents correspond au coefficient J appelé coefficient de Junge et qui définit la pente de la distribution en fonction de la taille.

L'obtention d'images via les protocoles de microscopie précédemment cités nous permet également de réaliser des approximations sur les distributions en classes de tailles des particules. Les images sont traitées grâce au logiciel libre et gratuit *ImageJ* (Ferreira & Rasband, 2012). Celui-ci permet d'isoler précisément le filtre de chacune des particules et de mesurer un certain nombre de paramètres physiques qui les caractérisent. Notamment, après avoir précisé l'échelle à laquelle l'image doit être considérée, le logiciel fournit les superficies, périmètres, diamètres de Feret et facteurs de formes de chaque particule ainsi que les

longueurs des axes des ellipses qui les entourent. Ces paramètres permettent par la suite de calculer des diamètres équivalents sphériques D_{eq} (μm) de diverses manières, et en particulier celle fournit par Saleh & Guignon (2009, d'après Allen, 1975), qui fait intervenir la surface projetée S en μm^2 de la particule considérée :

Equation 23.

$$D_{eq} = \sqrt{S/\pi}.$$

2.4. Radiométrie

Les propriétés optiques des eaux peuvent être mesurées grâce à des radiomètres embarqués sur le terrain. Dans notre cas il s'agit de capteurs hyper-spectraux TriOS-RAMSES pour mesurer les radiances et les irradiances, et de capteurs hyper-spectraux TriOS-OSCAR et TriOS-VIPER (*TriOS GmbH, Rastede, Germany*) pour mesurer les coefficients d'absorptions des phases particulières et dissoutes (Figure 30).



Figure 30. Capteurs hyper-spectraux TriOS-RAMSES, TriOS-OSCAR et TriOS-VIPER : de gauche à droite, un capteur de radiance $L(\lambda)$, un capteur d'irradiance $E(\lambda)$, un capteur d'irradiance scalaire $E_0(\lambda)$, une cavité intégratrice d'une source ponctuelle mesurant l'absorption $a(\lambda)$ (basée sur le principe des PSICAM), et un spectrophotomètre mesurant l'atténuation $c(\lambda)$ (source : TriOS GmbH.).

Les capteurs TriOS-RAMSES présentent une amplitude spectrale de mesure entre 320 et 950 nm, alors que les capteurs TriOS-OSCAR et TriOS-VIPER présentent une amplitude spectrale de mesure entre 360 et 750 nm. L'utilisation de ces capteurs nécessite l'emploi du logiciel MSDA-XE développé par l'entreprise *TriOS* en tant qu'interface graphique permettant à l'utilisateur une paramétrisation, une visualisation et une manipulation instantanées des mesures lors de leur acquisition. Ce logiciel permet également de synchroniser les mesures de plusieurs radiomètres, autorisant ainsi l'installation de dispositif servant au calcul de

propriétés optiques faisant intervenir plusieurs quantités radiométriques (e.g., les réflectances télédétectées R_{rs}). Durant les campagnes, des mesures de réflectances télédétectées R_{rs} , de réflectances irradiances R , de coefficients d'atténuation diffuse de la lumière K_d , K_u et K_{Lu} et de facteurs Q , ainsi que des mesures de coefficients d'absorption ont été réalisées.

2.4.1. Au-dessus de la surface de l'eau

Alors que les protocoles standards de mesure de la réflectance en milieu océanique font appel à des mesures dans la colonne d'eau, les fortes turbidités des eaux étudiées dans cette thèse imposent de travailler avec les capteurs situés hors de l'eau. En effet, l'absorption de la lumière par les eaux turbides continentales réduit très rapidement en fonction de la profondeur la radiance descendante et montante dans le bleu/vert et dans l'infra-rouge. Pour cette thèse, les mesures de réflectances télédétectées R_{rs} ont été réalisées avec 3 radiomètres indépendants : deux capteurs de radiances et un capteur d'irradiance fixés sur un mât à la proue du bateau. Le dispositif expérimental choisi reprend celui proposé par Mobley (1999) pour les mesures de réflectances télédétectées au-dessus de la surface de sorte qu'à partir de l'équation 11, on obtient :

Equation 24.

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{L_u(\lambda) - f * L_d(\lambda)}{E_d(\lambda)},$$

où $L_u(\lambda)$ correspond à la mesure de radiance montante, $L_d(\lambda)$ la mesure de radiance descendante et $E_d(\lambda)$ la mesure d'irradiance descendante. L'ajout du paramètre f associé à la mesure de la radiance descendante permet de supprimer la partie du signal radiant remontant correspondant à la réflexion du rayonnement solaire diffus descendant réfléchi spéculairement à la surface de l'eau. Le paramètre f présente des dépendances complexes, mais dans des conditions de surface peu rugueuse (avec des vitesses de vent inférieures à 5 m.s^{-1}), il suit une asymptote vers une valeur de 0.028. La géométrie d'acquisition de ces capteurs par rapport à la surface de l'eau et au soleil (Figure 31) est également celui proposé par Mobley (1999) : un angle polaire θ des capteurs de radiance de 40° et un angle azimutal ϕ de 135° .

La séquence de mesures *in situ* est organisée de la manière suivante : le bateau est arrêté à distance des berges ou d'éventuels îlots et bancs de sables. Les mesures sont alors effectuées pendant une fenêtre temporelle d'environ une dizaine de minutes en fonction des conditions météorologiques. Les conditions idéales d'acquisition correspondent à un ciel clair et dégagé, et pendant les heures du jour où le soleil est au zénith (ou approchant), de sorte que les mesures d'irradiances

descendantes sont constamment acquises pour des valeurs supérieures ou égales à $1200 \text{ W.m}^{-2}.\text{nm}^{-1}$ (pour la partie bleue du spectre de la lumière) dans les zones tropicales considérées par cette thèse. Les mesures acquises pendant le passage ponctuel de nuages ou dans des conditions de rugosités de surface importante (lorsque la vitesse du vent dépasse 5 m.s^{-1} , par exemple) sont écartées lors de l'analyse des données à la fin de la prise de mesures. Les données de mauvaise qualité sont ainsi supprimées de la base de données, et celles correspondant à de bonnes acquisitions sont conservées, leur moyenne, écart-type et médiane sont calculés et définissent la mesure finale de R_{rs} de la station. Les prélèvements d'eaux sont réalisés simultanément aux mesures de réflectance, afin d'assurer la meilleure cohérence possible entre mesures de qualité des eaux et mesures spectroradiométriques.

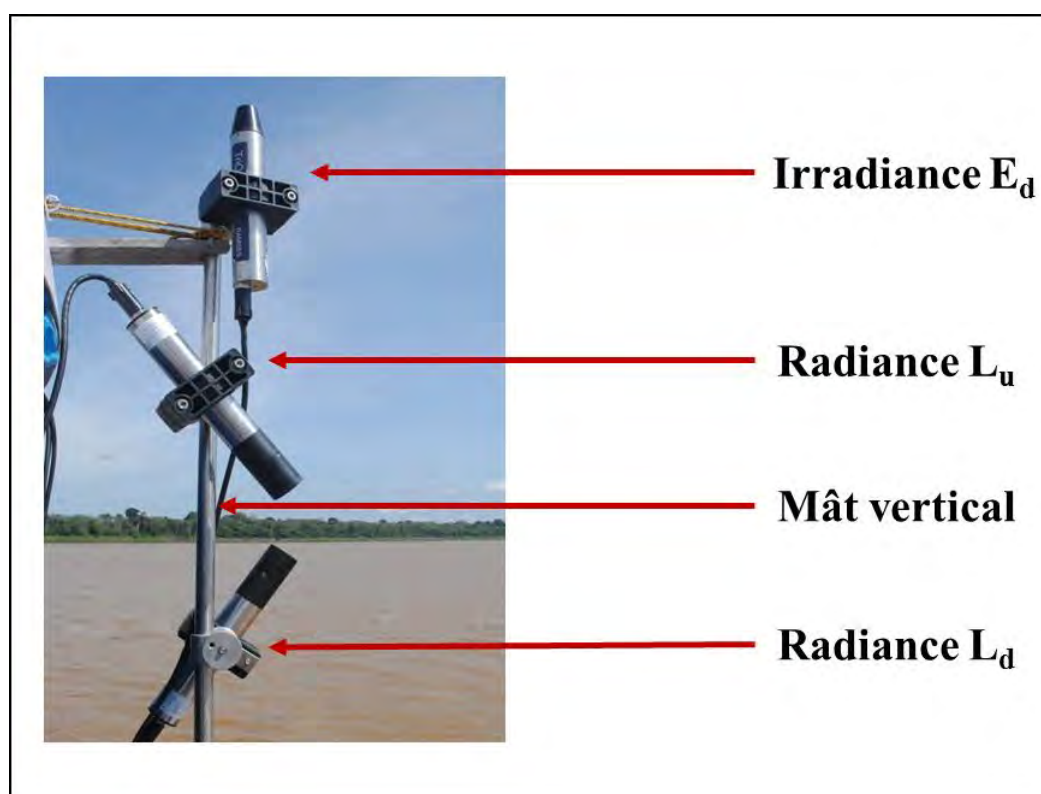


Figure 31. Dispositif expérimental permettant l'acquisition de réflectances télédétectées au-dessus de la surface de l'eau (source : Raúl Espinoza Villar).

2.4.2. Au-dessous de la surface de l'eau

Certaines grandeurs radiométriques doivent être mesurées dans la colonne d'eau, c'est le cas des coefficients K_u , K_d et K_{Lu} ainsi que du facteur Q et de réflectances R . La prise de mesures s'opère grâce à l'utilisation d'une cage dans laquelle deux

radiomètres peuvent être fixés et au bout de laquelle s'étend un câble de plusieurs mètres de longueur. A l'autre extrémité de la cage, des poids sont installés pour lester la cage et la garder verticale durant les mesures. Le bateau est ensuite orienté de sorte que sa propre ombre ne vienne pas compromettre la mesure et soit suffisamment éloigné des instruments. Enfin, la cage est entièrement immergée de façon à rester juste au-dessous de la surface de l'eau ou à descendre dans la colonne d'eau par l'intermédiaire d'une perche terminée par une roue dans laquelle le câble est dirigé (Figure 32).

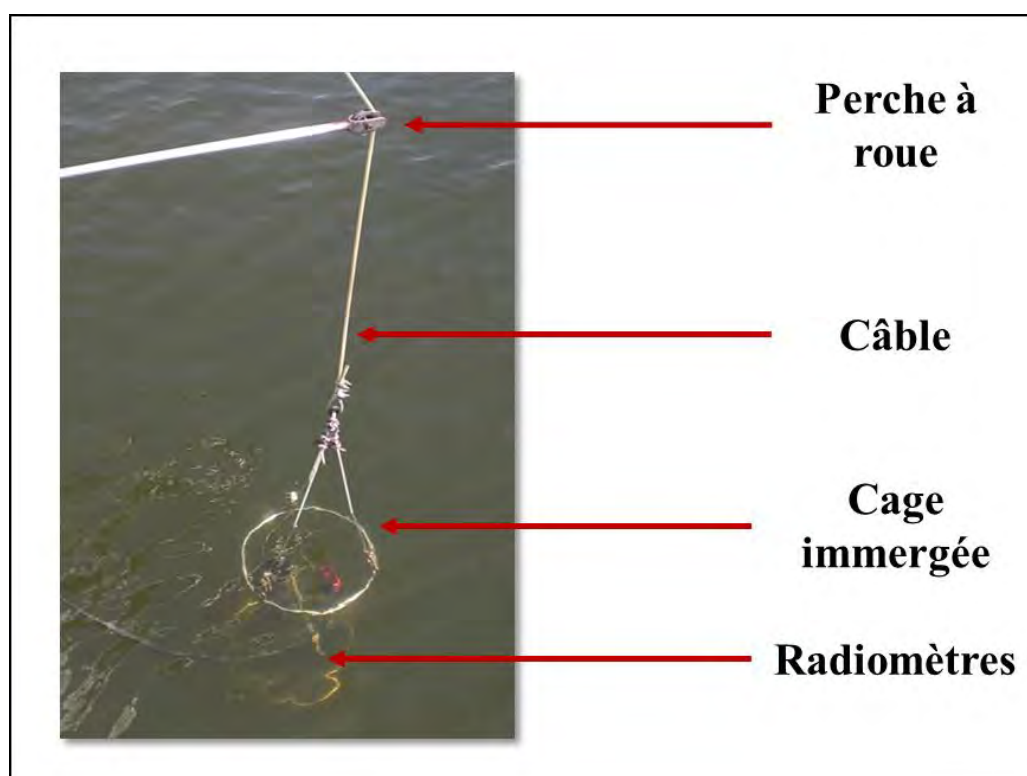


Figure 32. Dispositif permettant d'utiliser les radiomètres au sein de la colonne d'eau (source : Raúl Espinoza Villar).

Dans les cas de mesures de réflectances, deux capteurs d'irradiances sont fixés tête-bêche, et la prise de mesures s'effectue pendant une dizaine de minutes. Le dispositif et les conditions de mesures sont les mêmes pour le facteur Q , mais avec un capteur de radiance et un capteur d'irradiance tous deux orientés vers le fond de la colonne d'eau pour mesurer le flux lumineux montant.

Les mesures de coefficients d'atténuation diffuse de la lumière ne nécessitent l'utilisation que d'un seul capteur de radiance ou d'irradiance selon le paramètre à mesurer, mais qui doit être descendu dans la colonne d'eau. Ainsi, les mesures sont d'abord réalisées sous la surface près de l'interface air-eau (à une profondeur moyenne d'environ 10 cm), puis la cage est progressivement descendue dans l'eau

par paliers. Ces paliers sont distants de 10 cm environ dans le cas d'eaux fortement turbides, mais peuvent être séparés de 50 cm dans le cas d'eaux très claires. A chacun de ces paliers, une série de 2 à 3 mesures consécutives est effectuée, avant de poursuivre la descente jusqu'à la base de la couche euphotique, où le flux lumineux est inférieur à 1 % de la mesure en surface. Plusieurs verticales de ce type sont systématiquement réalisées. La mesure la plus cohérente est retenue lors des post-traitements analytiques. Contrairement aux mesures précédentes, les conditions d'éclairement sont moins déterminantes pour les estimations des coefficients d'atténuation diffuse de la lumière. En effet, les coefficients d'atténuation diffuse correspondent à une quantification de la déperdition (ou d'augmentation) d'énergie entre deux profondeurs, et non pas de la valeur absolue de ce même flux. Ainsi, ce type de mesures peut être réalisé sous un ciel voilé à légèrement couvert, mais la stabilité de l'irradiance incidente (directe et diffuse) pendant chaque verticale est en revanche déterminante pour la précision de la mesure. Il devient ensuite possible de calculer le coefficient d'atténuation entre deux profondeurs et pour chacune des verticales en appliquant l'équation 13.

2.4.3. En laboratoire

Au contraire des mesures d'AOPs qui sont réalisées *in situ*, certaines IOPs comme les coefficients d'absorption de la lumière peuvent être réalisées en laboratoire. Pour cette thèse, nous avons utilisé deux modèles de spectrophotomètres : TriOS-OSCAR et TriOS-VIPER. Le premier correspond à une cavité intégratrice alors que le second est un spectrophotomètre à cuvette « conventionnel ». Le bilan d'absorption d'un échantillon d'eau $a_{TOT}(\lambda)$ fait intervenir 4 composantes : celle correspondant au matériel organique dissous de l'échantillon $a_{CDOM}(\lambda)$, celle associée à la matière organique particulaire $a_{PHY}(\lambda)$, celle associée au matériel particulaire d'origine sédimentaire $a_{NAP}(\lambda)$, et enfin celle associée à l'eau pure $a_{WATER}(\lambda)$. Ces absorptions sont reliées par la règle d'additivité des propriétés optiques :

$$a_{TOT}(\lambda) = a_{CDOM}(\lambda) + a_{PHY}(\lambda) + a_{NAP}(\lambda) + a_{WATER}(\lambda) . \quad \text{Equation 25.}$$

L'absorption de l'eau $a_{WATER}(\lambda)$ est considérée constante, et est directement intégrée aux mesures des spectrophotomètres. Dans notre cas, l'absorption par la matière organique particulaire vivante $a_{PHY}(\lambda)$ est négligée, du fait de la domination du bilan optique par les particules sédimentaires en suspension. La mesure de $a_{CDOM}(\lambda)$ consiste en premier lieu à effectuer une filtration d'un échantillon d'eau à travers un filtre de 0.45 μm de maille d'acétate de cellulose, qui sont les filtres utilisés pour déterminer les concentrations de matières en

suspension. Différents tests ont été réalisés sur des filtres présentant des porosités de 0.2 à 0.7 microns montrant que l'impact sur les valeurs d'absorption est minime (inférieur à 5 % en moyenne). Le filtrat est alors récupéré et directement introduit dans une cuvette adaptée au capteur TriOS-VIPER.

La taille de la cuvette est ensuite spécifiée pour permettre le calcul de l'absorption (en m^{-1}) :

Equation 26.

$$a_{CDOM}(\lambda) = v * \frac{A_{CDOM}(\lambda)}{d},$$

où v correspond au facteur adimensionné de conversion des nombres décimaux en logarithmiques et est égal à 2.303 (Kirk, 1994), $A_{CDOM}(\lambda)$ correspond à l'absorbance mesurée de la matière organique dissoute, et d (en m) correspond à la longueur du chemin optique, c'est-à-dire de la cuvette du spectrophotomètre. La mesure de l'absorption totale de l'échantillon $a_{TOT}(\lambda)$ est réalisée avec une cavité intégratrice TriOS-OSCAR. Afin d'éviter la mise en place de dépôts sédimentaire lors de la mesure, un flux d'eau constant est maintenu grâce à une pompe péristaltique et un agitateur magnétique (Figure 33).

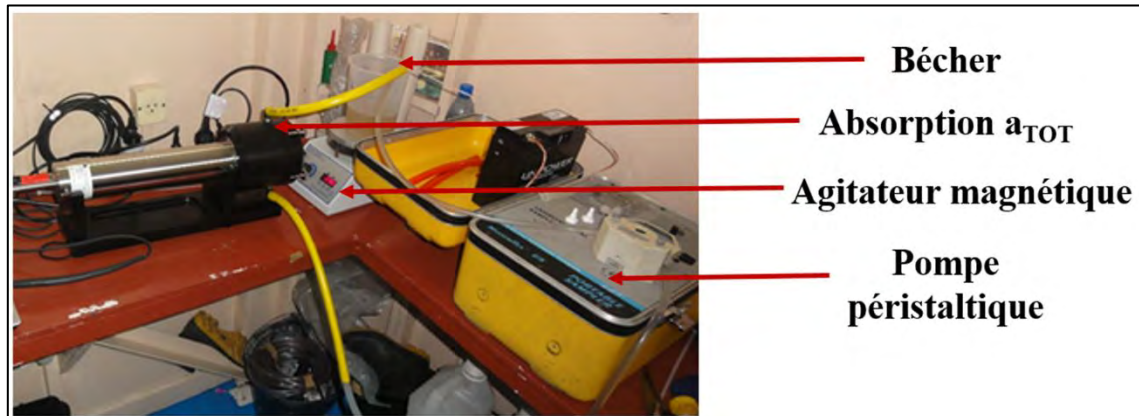


Figure 33. Dispositif de mesures des absorptions totales $a_{TOT}(\lambda)$ par le radiomètre TriOS-OSCAR lors des campagnes d'échantillonnages.

La cavité optique est calibrée régulièrement en passant une solution de nigrosine dans l'instrument et dans un spectrophotomètre de laboratoire de référence. Une séquence de mesures d'absorption est généralement réalisée pendant plusieurs minutes et la valeur finale de l'absorption est calculée avec la médiane dont la variation spectrale est lissée par une moyenne mobile sur 10 nm.

Le spectrophotomètre prenant directement en compte l'absorption de l'eau $a_{WATER}(\lambda)$, le calcul de l'absorption du matériel particulaire $a_{NAP}(\lambda)$ se fait par simple soustraction entre les mesures d'absorption sur l'échantillon total et l'échantillon filtré :

Equation 27.

$$a_{NAP}(\lambda) = a_{TOT}(\lambda) - a_{CDOM}(\lambda) .$$

Les radiomètres de terrain utilisés durant les campagnes comprennent tous une calibration et un niveau de mesures qui leur est propre. Ainsi, bien que les gammes spectrales entre deux capteurs soient les mêmes et que les écarts spectraux entre deux mesures soient réguliers, aucun capteur ne mesure le rayonnement exactement aux mêmes longueurs d'onde. Afin donc d'harmoniser l'ensemble des mesures effectuées et de permettre les calculs faisant intervenir différentes quantités radiométriques mesurées simultanément, une interpolation linéaire des données est réalisée. Il en résulte une mesure spectrale tous les nanomètres pour chacun des capteurs sur l'ensemble de leur gamme de mesures.

2.5. Jaugeages solides et liquides

Les campagnes de mesure comprennent également une estimation des débits solides et liquides grâce à l'utilisation d'un courantomètre à effet Doppler, ou *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP). Cette technique est basée sur la mesure de l'effet Doppler appliqué à une série d'ondes sonores rétrodiffusées par les particules en suspension dans la colonne d'eau. Il devient alors possible d'estimer la vitesse et la direction du courant au sein des rivières. L'intensité du signal perçu est aussi un indicateur de la distribution des matières en suspension dans la colonne d'eau. La mesure au niveau d'une station s'effectue ainsi en traversant la section que compose le cours d'eau d'une berge à l'autre (Figure 34). Le débit solide est mesuré en échantillonnant plusieurs verticales dans la section. L'association des mesures de débit liquide et de concentration permet d'en déduire un débit solide (en tonnes par jour ou par an), qui permet de localiser les sources et modes de transport de la matière en suspension dans le système fluvial.

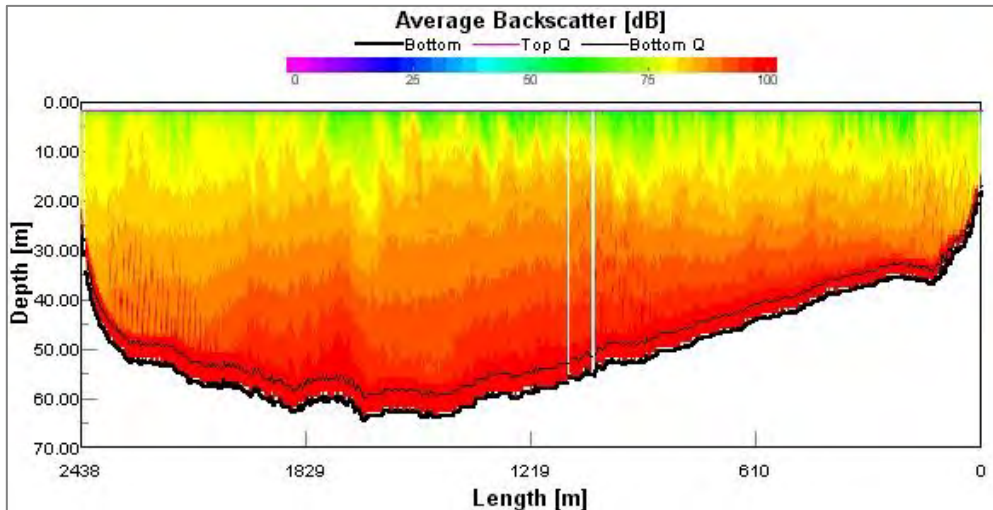


Figure 34. Jaugeage réalisé par ADCP sur une section amazonienne. Les intensités de rétrodiffusion illustrent la présence de matières en suspension (source : SNO-HYBAM).

Ce chapitre a récapitulé l'ensemble des procédures d'échantillonnages et des protocoles de mesures réalisées sur le terrain au cours de cette thèse. Ces méthodes ont permis d'enrichir les bases de données concernant les deux grands bassins versants que sont le bassin amazonien et le bassin de la Volta. Aussi, après une description générale de ces deux bassins versants en termes de climats, d'origines géologiques et de régimes hydrologiques, cette section a décrit comment avaient été acquises les données physico-chimiques, radiométriques, granulométriques et minéralogiques lors des différentes campagnes auxquelles j'ai participé durant cette thèse. On notera que cette caractérisation du matériel particulaire en suspension dans les milieux aquatiques continentaux a fait l'objet de deux publications scientifiques, dont une où je suis le premier auteur. L'ensemble de ces mesures correspond aujourd'hui à une source de données de terrain riche permettant une validation des données de télédétection et qui nous informe des gammes de valeurs réalistes dans lesquelles sont compris les paramètres d'entrées qui seront à la base d'une modélisation physique des propriétés optiques des eaux.

Chapitre III

Résultats : de la particule au satellite

La thématique « couleur de l'eau », par définition, est multi-échelle et pluridisciplinaire. Au cours de cette thèse, un certain nombre d'aspects attenants à cette diversité de domaines d'études a fait l'objet d'analyses approfondies. Dans un souci de cohérence, les principaux résultats de ce doctorat seront synthétisés par la suite depuis l'échelle la plus fine, à savoir la particule transportée au sein du bassin versant, jusqu'au domaine géographique le plus vaste, à savoir la fauchée du satellite qui orbite au-dessus de ce même bassin versant.

Dans un premier temps, nous nous intéresserons donc à une caractérisation fine des particules en suspension, aussi bien en termes minéralogiques que granulométriques. Le transport de matière au sein de la grande majorité des fleuves étudiés dans cette thèse étant principalement caractérisés par de la matière en suspension d'origine sédimentaire, il ne sera pas précisé systématiquement que les méthodes et les analyses mentionnées ci-après ne concernent pas la matière organique particulaire. Cette caractérisation n'a pas pour but d'être exhaustive (loin s'en faut !), mais l'objectif de cette partie de mon travail a été de trouver des méthodes qui permettent une représentativité maximale des particules transportées au sein du bassin amazonien dans un premier temps, et au sein du bassin de la Volta dans un second temps, et qui permettront d'alimenter efficacement la modélisation des propriétés optiques des eaux.

La seconde partie abordée dans cette section portera sur les caractéristiques optiques observées sur chacune des stations échantillonnées lors de campagnes de mesures, de sorte qu'un passage à l'échelle du sous-bassin versant sera effectué. Un certain nombre de comparaisons entre différentes stations de prélèvements ou entre différentes périodes de mesures sera alors réalisé ce qui nous conduira à soulever des interrogations que nous chercherons à éclaircir par le biais de la modélisation.

Enfin, le troisième aspect de ces résultats de thèse concerne le volet satellitaire. Un grand nombre de produits de télédétection sont aujourd'hui disponibles mais leur efficacité en termes de cartographie des concentrations de sédiments en suspension dans les grands systèmes hydrologiques n'est pas forcément équivalente. Une comparaison de différents produits satellite sera alors effectuée, appuyée là encore par la modélisation afin d'expliquer le comportement spectral singulier de certains cas d'études et permettant ainsi de suivre finement une dynamique de transport sédimentaire.

1. Les campagnes de mesures

Au cours des deux premières années de ce doctorat, trois campagnes d'échantillonnages sur le terrain ont été effectuées. Les deux premières ont été conduites au cœur du bassin amazonien, et la troisième dans le bassin de la Volta. Lors de ces campagnes, on peut distinguer deux types de mesures, à savoir celles qui sont réalisées sur l'ensemble des stations de façon routinière, et celles qui correspondent à une mesure ou un prélèvement ponctuel. Ces derniers ne sont pas réalisés systématiquement, soit parce que les conditions sur le terrain ne le permettent pas forcément (conditions météorologiques défavorables, manque de matériel, retard dans le chronogramme, etc.), soit parce que les protocoles qui conduisent à l'obtention de ces paramètres ne sont encore qu'en phase expérimentale et que des recherches ultérieures doivent être conduites en vues de leur validation. Aussi, les mesures de concentrations en MES, de réflectances télédétectées R_{rs} , d'absorption totale, du matériel dissous et particulaire (a_{TOT} , a_{CDOM} et a_{NAP} , respectivement) et les mesures de granulométrie ont été systématiquement réalisées pour chacune des stations de ces trois campagnes. Les mesures de coefficients d'atténuation diffuse de la lumière descendante K_d et de réflectance irradiance R ont été réalisées aussi souvent qu'il était possible en fonction des conditions de mesures. Les mesures de minéralogie, des autres coefficients d'atténuation de la lumière K_u et K_{Lu} ainsi que celles du facteur Q ont été réalisées uniquement sur quelques stations préalablement définies ou servant de tests, en prenant comme hypothèse que la plupart de ces variables varient faiblement géographiquement ou temporellement.

La première campagne réalisée en Avril 2014 a correspondu en ce qui me concerne à une première expérience sur le terrain et m'a servi de formation générale à la prise de mesures. Il s'agissait alors de se familiariser avec les différents protocoles expérimentaux. En dehors de cette formation, j'avais plus spécifiquement en charge durant cette campagne la mesure des différents coefficients d'absorption à l'aide du spectrophotomètre TriOS-OSCAR. Lors de la seconde campagne en Décembre 2014, c'est l'ensemble des mesures radiométriques qu'il m'a fallu superviser, comprenant les mesures de réflectances, de coefficients d'atténuation diffuse, et d'absorption. L'appui d'une équipe entière m'a permis de mener cette campagne à terme, réunissant des personnels brésiliens majoritairement dont certaines personnes à qui j'ai apporté un début de formation à ce type de mesures. Enfin, lors de la troisième campagne à l'été 2015, la logistique d'expérimentation ayant été beaucoup plus restreinte (4 personnes seulement dans le bateau et peu de matériel embarqué), la responsabilité des mesures radiométriques était entièrement à ma charge.

1.1. Campagne d'Avril 2014

Entre le 02 Avril et le 22 Avril 2014, une campagne d'échantillonnage a été réalisée sur le fleuve Solimões et ses affluents. Elle a permis d'échantillonner 20 stations sur environ 1600 km de fleuve depuis la frontière entre le Pérou, la Colombie et le Brésil, jusqu'à l'aval de la confluence entre les fleuves Solimões et Madeira (Figure 35). A cette période de l'année, ce bief est caractérisé par une période hydrologique dite de hautes eaux où les débits liquides et solides sont très importants. Les stations de prélèvements et de mesures se situent sur le cours d'eau principal du Solimões, ainsi que sur des affluents, dont le Rio Negro et le fleuve Madeira qui présentent des contributions majeures à l'Amazone en termes de débits liquides et solides. Parmi ces affluents, on trouve également de nombreux cours d'eau de dimensions plus restreintes (à l'échelle de l'Amazonie) et qui sont originaires de différentes régions du bassin amazonien. Les caractéristiques géomorphologiques contrastées de ces affluents entraînent des concentrations variées en fractions organiques et minérales. Un des objectifs de cette campagne était d'inventorier cette variabilité, au niveau de la surface ou au sein de la colonne d'eau. Sur les 20 stations échantillonnées au cours de la campagne, 7 ont fait l'objet en plus des mesures de surface de prélèvements à différentes profondeurs. Les concentrations en MES rencontrées durant cette campagne s'échelonnent entre 2 et 489 mg.l⁻¹. La variabilité spatiale des milieux rencontrés en termes de réponse optique des eaux de surface a pu être évaluée. Ainsi, cette campagne a permis de déterminer l'évolution des concentrations en sédiments et en matières organiques ainsi que les contributions relatives de chacun de ces affluents aux débits liquides et solides sur une large section du bassin amazonien.



Figure 35. Localisations des différentes stations d'échantillonnages visitées lors de la campagne d'Avril 2014 (source : fond de carte *Google Earth*).

1.2. Campagne de Décembre 2014

Le fleuve Madeira est un affluent de l'Amazonie extrêmement important d'un point de vue hydrologique puisqu'il est un des contributeurs majeurs au cours d'eau principal en termes de débit liquide mais surtout en termes de débit solide (près de 50 %, Villar et al., 2013). Or, il a été constaté que le comportement optique des eaux du fleuve Madeira avait ceci de particulier que des niveaux de réflectances différents pouvaient être observés pour une même concentration en matières en suspension. Ce comportement optique des eaux de surface n'ayant pas été observé sur les autres affluents amazoniens, le Madeira présente une singularité forte au sein du bassin qu'il convient d'expliquer. Cette caractéristique saisonnière a induit l'organisation d'une campagne entre le 02 Décembre et le 15 Décembre 2014 principalement sur le fleuve Madeira. Ce moment du cycle hydrologique correspond à la période de montée de crue, c'est-à-dire au moment où les débits liquides commencent à augmenter progressivement jusqu'à atteindre leur maximum quelques mois plus tard. Durant cette période, les concentrations en matières en suspension sont à leur niveau le plus élevé. Cette campagne a comporté 16 stations d'échantillonnages réparties majoritairement sur la partie aval du fleuve Madeira, dont 7 d'entre elles ont fait l'objet de mesures et de prélèvements en différentes profondeurs dans la colonne d'eau en plus des mesures de surface (Figure 36). Les concentrations en MES rencontrées durant cette campagne s'échelonnent entre 2 et 775 mg.l⁻¹.

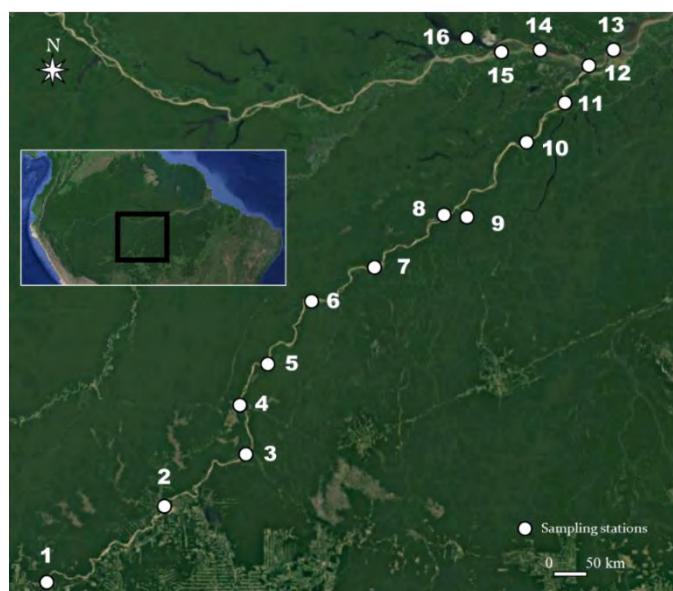


Figure 36. Localisations des différentes stations d'échantillonnages visitées lors de la campagne de Décembre 2014 (source : fond de carte *Google Earth*).

1.3. Campagne de Juillet-Août 2015

Dans le cadre d'une étude conduite par Elodie Robert de l'UMR GET et visant à évaluer le lien existant entre turbidité des eaux de surface et santé des populations locales en Afrique de l'Ouest, une campagne de mesures radiométriques et physico-chimiques a été conduite entre le 30 Juillet et le 05 Août 2015 sur le lac de Bagré au Burkina Faso (Figure 37). J'ai réalisé les prélèvements et les mesures radiométriques, puis analysé les mesures de retour au laboratoire en vue de l'établissement d'une courbe de calibration *ad hoc* réflectance – concentration en MES.

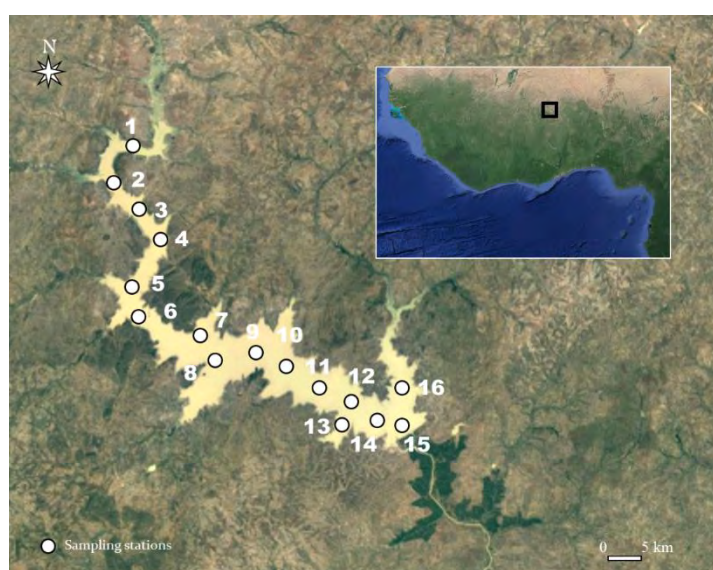


Figure 37. Localisations des stations d'échantillonnages visitées lors de la campagne de Juillet-Août 2015 sur le lac de Bagré, Burkina Faso (source : fond de carte *Google Earth*).

Des premières analyses de séries d'images MODIS par Robert et al. (2016) avaient démontré que les eaux présentes dans cette partie du bassin de la Volta sont extrêmement réfléchissantes, sans montrer des niveaux de concentrations particulièrement élevés comparés à ceux enregistrés dans le bassin de l'Amazonie. Cette campagne avait donc également pour but de comprendre les réponses optiques observées. Le lac est une retenue artificielle issue de la construction du barrage de Bagré sur la rivière Nakambé, qui appartient au bassin versant de la Volta. L'intérêt majeur de la mise en place d'une campagne de mesures sur un lac artificiel repose, pour une étude en couleur des eaux, sur le gradient fort de concentrations en sédiments entre l'amont du lac et sa zone aval, la plus proche du barrage. En effet, la présence du barrage induit une diminution de la vitesse d'écoulement des eaux de rivière, du niveau de turbulence, et donc provoque une

sédimentation des matières en suspension le long de leur parcours dans la retenue. Ainsi, il est possible en parcourant des distances peu importantes de rencontrer des eaux de turbidité extrêmement contrastées. Cette campagne a permis d'échantillonner 16 points sur le lac, depuis une zone amont où la rivière Nakambé n'est pas impactée par le barrage, jusqu'au barrage lui-même (Figure 37). Les concentrations en MES rencontrées durant cette campagne sont comprises entre 51 et 626 mg.l⁻¹.

1.4. Autres campagnes

Les trois campagnes précédemment décrites sont celles qui ont été réalisées au cours de la thèse. Cependant, mon travail a bénéficié d'un certain nombre d'autres campagnes réalisées avant et au cours de la thèse dans d'autres bassins et sous-bassins versants. Notamment, à travers le Service National d'Observation HYBAM, différentes zones du bassin amazonien ont été échantillonnées de façon ponctuelle ou répétée à différentes périodes du cycle hydrologique (Martinez et al., 2015). Ainsi, au sein du bassin amazonien, des mesures de réflectances télédétektées à la surface de l'eau, de coefficients d'atténuation diffuse de la lumière descendante dans l'eau, ainsi que des mesures de concentrations en MES ont été réalisées depuis 2007. De la même façon, des échantillons d'eau de surface ont été prélevés au sein des bassins versants d'autres grands fleuves d'Amérique du Sud, à savoir le fleuve Maroni en Guyane, ainsi que le fleuve São Francisco et le fleuve Paraná au Brésil. Ces données et celles acquises lors des trois campagnes précédemment citées viennent enrichir et compléter une base de données des caractéristiques hydrologiques et optiques des eaux de surface continentales et en particulier des écosystèmes des grands bassins versants. Les mesures correspondant à ces campagnes sont notées « *Other* » sur les figures 40 à 45 et la figure 56. La quantité de mesures effectuées est variable en fonction du paramètre considéré, du fait de la disponibilité des radiomètres au cours des diverses campagnes.

2. Minéralogie

Un protocole de détermination minéralogique a été mis en place au cours de cette thèse. Il fait intervenir l'utilisation de microscopie électronique à balayage (MEB, *Scanning Electron Microscopy* SEM en anglais) et d'apprentissages automatisés (*Machine learning* en anglais). Cette procédure d'échantillonnages et d'analyses

fait l'objet d'un article scientifique (Pinet et al., 2017) qui se trouve au chapitre IV. Cette partie ne fera donc l'objet que des résultats obtenus grâce à l'utilisation de ce protocole. Les minéralogies extraites de l'analyse des échantillons d'eau prélevés lors des campagnes d'échantillonnages se présentent pour chacune des stations considérées sous la forme de pourcentages d'apparition de 15 groupes minéralogiques : Quartz-1, Quartz-2, Quartz-3, Chlorite, Smectite-1, Smectite-2, Smectite-3, Illite-1, Illite-2, Illite-3, Albite, Orthoclase, Kaolinite, Oxyde de Fer, et Oxyde de Titane (Rutile). On distingue au sein de ces 15 groupes certaines récurrences minéralogiques. Il s'agit de groupes minéralogiquement proches mais dont la composition élémentaire varie significativement d'un groupe à l'autre, et qui entraîne par conséquent leur classification en différents ensembles. Cette procédure d'identification minéralogique a été menée sur 29 stations, dont 10 sont associées à la campagne d'Avril 2014, 4 à la campagne de Décembre 2014, 3 à la campagne de Juillet-Août 2015, et 12 associées à d'autres campagnes menées sur l'Amazone et ses affluents. 5 d'entre eux correspondent à une campagne effectuée en Mars 2013 au cœur du bassin Amazonien entre les fleuves Solimões, Madeira, Rio Negro et Amazone, et ces échantillons ont été utilisés dans la phase préliminaire de mise au point de ce protocole de détermination minéralogique. Parmi l'ensemble de ces échantillons, 21 d'entre eux correspondent à des prélèvements réalisés juste au-dessous de la surface de l'eau. Les 8 échantillons restants correspondent à des prélèvements effectués à différentes profondeurs comprises entre 10 et 35 m au sein de la colonne d'eau. L'ensemble des résultats de détermination minéralogique pour les 15 groupes issus du processus de classification par apprentissage automatisé, ainsi que les caractéristiques des stations de prélèvements qui leur sont associées, sont répertoriés dans la figure 38.

Chapitre III – Résultats : de la particule au satellite

Date de prélèvement	Station	Rivière	Profondeur (m)	Quartz-1	Quartz-2	Quartz-3	Chlorite	Smectite-1	Smectite-2	Smectite-3	Illite-1
09/03/2013	Manacapuru	Solimões	0	12.18	5	6.22	6.05	10.87	17.79	2.98	5.17
11/03/2013	Foz do Madeira	Madeira	0	9.2	4.42	4.54	7.17	9.44	16.97	0.24	7.77
12/03/2013	Jatuarana - Point1	Amazon	0	11.73	4.77	5.57	5.96	8.75	19.48	2.39	7.36
12/03/2013	Jatuarana - Point2	Amazon	0	12.99	4.73	7.93	5.19	8.26	17.3	2.04	8.72
09/03/2013	Manacapuru	Solimões	10	6.25	5.38	6.71	8.62	11.86	20.01	1.56	4.4
06/04/2014	Fonte Boa	Solimões	0	5.37	5.63	4.42	8.58	14.3	13.69	1.47	3.55
06/04/2014	Fonte Boa	Solimões	10	5.68	4.94	7.71	7.1	12.86	21.85	2.23	5.07
06/04/2014	Fonte Boa	Solimões	20	5.55	5.61	7.17	7.49	12.73	20.27	2.25	4.99
06/04/2014	Fonte Boa	Solimões	30	7.04	5.1	6.72	8.66	11.49	17.31	2.67	5.74
11/04/2014	Itapeua	Solimões	0	10.65	5.68	8.85	7.34	9.93	18.42	1.94	4.03
11/04/2014	Itapeua	Solimões	25	8.39	3.97	5.99	7.11	10.24	21.15	1.73	6.16
11/04/2014	Itapeua	Solimões	35	4.48	5.17	6.05	6.69	11.16	24.07	2.27	5.29
06/12/2014	Porto Velho	Madeira	0	11.02	4.11	10.75	6.85	24.29	8.61	0.71	2.3
11/12/2014	Fazenda Vista Alegre	Madeira	0	11.28	4.56	9.06	7.95	22.98	10.23	0.74	2.59
03/04/2014	Belém	Solimões	0	7.36	5.4	6.89	7.22	15.26	15.06	2.09	5.27
11/12/2014	Fazenda Vista Alegre	Madeira	18	5.86	6.71	7.43	10.13	23.29	7.3	0.79	3.42
15/12/2014	Careiro	Solimoes	0	5.11	10.52	8.69	6.24	11.44	18.2	1.18	5.63
31/07/2015	Bagré - Point1	Nakambé	0	0.21	4.93	2.57	2.83	4.19	11.01	0.31	2.57
01/08/2015	Bagré - Point10	Nakambé	0	0	4.05	1.74	3.71	2.81	12.44	0.06	2.19
04/08/2015	Bagré - Point15	Nakambé	0	0.07	4.36	1.12	3.57	2.77	9.11	0.07	2.64
13/04/2014	Manacapuru	Solimões	0	10.19	4	5.34	6.72	10.46	17.34	2.03	3.26
06/12/2015	Beni	Beni	0	10.28	7.36	9.62	10.23	28.1	4.24	0.05	2.97
06/12/2015	Riberalta	Beni	0	7.81	5.87	9.46	10.17	27.96	6.62	0.66	2.93
06/12/2015	Madre de Dios	Madre de Dios	0	7.19	7.61	9.69	10.34	20.04	6.73	1.02	3.62
18/11/2015	Maroni - Point1	Maroni	0	2.82	1.37	0.61	8.99	6.09	0.69	0.23	1.52
13/04/2014	Manacapuru	Solimões	30	4.68	4.26	4.73	8.46	10.25	23.66	1.95	5.47
18/11/2015	Maroni - Point2	Maroni	0	2.03	0.99	0.43	5.42	2.4	1.48	0.37	1.66
14/07/2016	Abuna	Madeira	0	8.16	3.16	4.04	6.84	27.94	11.76	0.74	3.6
08/03/2016	Ucayali	Ucayali	0	6.85	5.38	4.47	11.95	23.61	8.38	1.36	3.23
Date de prélèvement	Station	Rivière	Profondeur (m)	Illite-2	Illite-3	Albite	Orthoclase	Kaolinite	Oxyde de Fer	Oxyde de Titane	
09/03/2013	Manacapuru	Solimões	0	8.85	2.72	6.75	2.8	7.19	3.33	2.1	
11/03/2013	Foz do Madeira	Madeira	0	12.07	5.14	2.27	0.12	17.56	2.63	0.48	
12/03/2013	Jatuarana - Point1	Amazon	0	7.16	5.57	7.36	4.17	6.16	2.39	1.19	
12/03/2013	Jatuarana - Point2	Amazon	0	7.47	3.9	8.86	3.66	5.94	2.41	0.6	
09/03/2013	Manacapuru	Solimões	10	12.78	3.88	6.71	2.89	5.67	2.43	0.87	
06/04/2014	Fonte Boa	Solimões	0	17.85	3.81	6.07	3.29	8.23	2.6	1.13	
06/04/2014	Fonte Boa	Solimões	10	9.68	3.11	7.78	2.5	6.7	2.3	0.47	
06/04/2014	Fonte Boa	Solimões	20	10.29	3.31	6.61	2.68	6.67	2.62	1.75	
06/04/2014	Fonte Boa	Solimões	30	11.65	4.29	5.83	3.24	5.58	3.48	1.21	
11/04/2014	Itapeua	Solimões	0	8.56	2.66	7.27	3.53	6.47	3.45	1.22	
11/04/2014	Itapeua	Solimões	25	10.24	3.53	5.88	3.25	8.62	2.74	1.01	
11/04/2014	Itapeua	Solimões	35	11.22	4.19	6.4	2.09	7.67	2.5	0.76	
06/12/2014	Porto Velho	Madeira	0	10.96	1.97	3.07	1.15	9.76	3.4	1.04	
11/12/2014	Fazenda Vista Alegre	Madeira	0	9.3	2.77	3.33	2.03	9.12	3.02	1.05	
03/04/2014	Belém	Solimões	0	10.67	2.84	8.1	3.71	6.35	2.97	0.81	
11/12/2014	Fazenda Vista Alegre	Madeira	18	15	4.01	2.63	1.64	6.51	3.36	1.91	
15/12/2014	Careiro	Solimoes	0	8.77	4.45	8.29	3.84	4.5	1.79	1.35	
31/07/2015	Bagré - Point1	Nakambé	0	19.86	2.88	1.15	2.25	42.82	1	1.42	
01/08/2015	Bagré - Point10	Nakambé	0	19.53	2.7	0.73	1.58	45.98	0.96	1.52	
04/08/2015	Bagré - Point15	Nakambé	0	15.32	6.01	1.32	2.58	49.34	0.46	1.25	
13/04/2014	Manacapuru	Solimões	0	14.62	2.77	8.16	3.36	7.58	3.2	0.96	
06/12/2015	Beni	Beni	0	8.3	3.82	2.22	0.9	5.14	5.33	1.46	
06/12/2015	Riberalta	Beni	0	9.79	3.93	2.7	1.14	5.72	3.93	1.32	
06/12/2015	Madre de Dios	Madre de Dios	0	12.85	5.01	2.6	1.16	5.57	4.41	2.18	
18/11/2015	Maroni - Point1	Maroni	0	5.86	0.46	0.15	0.3	64.81	4.27	1.83	
13/04/2014	Manacapuru	Solimões	30	12.3	4.31	5.52	2.05	7.1	4.31	0.95	
18/11/2015	Maroni - Point2	Maroni	0	7.14	0.74	0.62	0.74	72.78	1.54	1.66	
14/07/2016	Abuna	Madeira	0	17.87	3.38	1.1	0.81	8.09	2.06	0.44	
08/03/2016	Ucayali	Ucayali	0	11.95	4.59	8.49	3.68	2.21	2.55	1.3	

Figure 38. Répartition minéralogique (en %) suivant 15 groupes pour les 29 stations de prélèvements analysées en microscopie électronique à balayage.

En tout premier lieu, il est intéressant de noter que les stations échantillonnées sur le fleuve Solimões sont très homogènes sur le plan minéralogique, quelles que soient la distance qui les sépare, les profondeurs d'échantillonnages ou les périodes hydrologiques considérées. A titre d'exemple, la station « Manacapuru »

échantillonnée en Mars 2013 et Avril 2014 en surface présente un coefficient de corrélation entre ces deux prélèvements réalisés à plus d'un an d'intervalle supérieur à 95 % en termes de composition minéralogique. La même station comparée à la station « Belém » distante d'environ 1500 km et échantillonnée lors de la campagne d'Avril 2014 montre un coefficient de corrélation supérieur à 97 %. Enfin, cette dernière station échantillonnée en période de crue, comparée à la station « Careiro » échantillonnée en période de montée de crue, montre un coefficient de corrélation supérieur à 92 %. La composition moyenne observée sur ces stations du fleuve Solimões correspond à une teneur en smectite de 32.92 %, de 19.80 % d'illite, de 19.16 % de quartz, de 7.38 % de chlorite, de 6.87 % d'albite, de 6.79 % de kaolinite, de 3.02 % d'orthoclase, de 2.90 % d'oxyde de Fer et de 1.16 % de rutile.

Un constat similaire peut être associé aux stations de prélèvements du lac de Bagré sur le fleuve Nakambé, à ceci près que nous ne disposons que d'échantillons collectés aux mois de Juillet-Août 2015. Les 3 échantillons analysés par microscopie et apprentissages automatisés ont montré entre eux un coefficient de corrélation moyen supérieur à 99 %. Cette valeur décroît drastiquement lorsque l'on fait intervenir une station étrangère au bassin versant du fleuve Nakambé. Cependant, il ne nous est pas possible de statuer formellement sur la variabilité temporelle de la composition minéralogique des sédiments en suspension au sein de ce lac. Pourtant, il est intéressant de noter que lors de la campagne d'échantillonnages, des contrastes de concentrations en MES extrêmement marqués ont été observés entre les stations les plus en amont du lac (le point 1 par exemple) et les stations les plus en aval du lac (proches du barrage de Bagré, comme le point 15). Et, malgré ces différences de concentrations en MES, qui expriment pourtant un apport de matériel terrigène plus important aux stations amont, on ne retrouve pas de différences statistiquement significatives entre les échantillons. En outre, le cycle hydrologique associé au sous-bassin versant du lac de Bagré ne montre qu'une seule période d'apports massifs en MES, avec en moyenne 65 % des précipitations annuelles qui apparaissent entre les mois de Juillet, Août et Septembre. Le reste de l'année correspond à une période dite de saison sèche, ce qui limite l'apport en MES au fleuve par ruissellement des eaux de surface, et par conséquent la probabilité de rencontrer des minéralogies différentes de celles observées lors de ces analyses. La composition minéralogique moyenne observée sur ces stations correspond à une teneur en kaolinite de 46.05 %, de 24.57 % d'illite, de 14.26 % de smectite, de 6.35 % de quartz, de 3.37 % de chlorite, de 2.14 % d'orthoclase, de 1.40 % de rutile, de 1.07 % d'albite et de 0.79 % d'oxyde de Fer.

Le fleuve Madeira présente quant à lui des caractéristiques singulières. La première analyse effectuée sur un échantillon de Mars 2013, c'est-à-dire pendant la période hydrologique correspondant au pic de crue, a montré une signature minéralogique proche de celles des stations échantillonnées sur le fleuve Solimões à la même période, mais néanmoins sensiblement différente (coefficient de corrélation de 73 %). Cependant, des échantillons prélevés au mois de Décembre 2014, pendant la montée de crue ont permis d'observer des compositions minéralogiques différentes à la fois de celles du fleuve Solimões, et du fleuve Madeira obtenues précédemment (Figure 39).

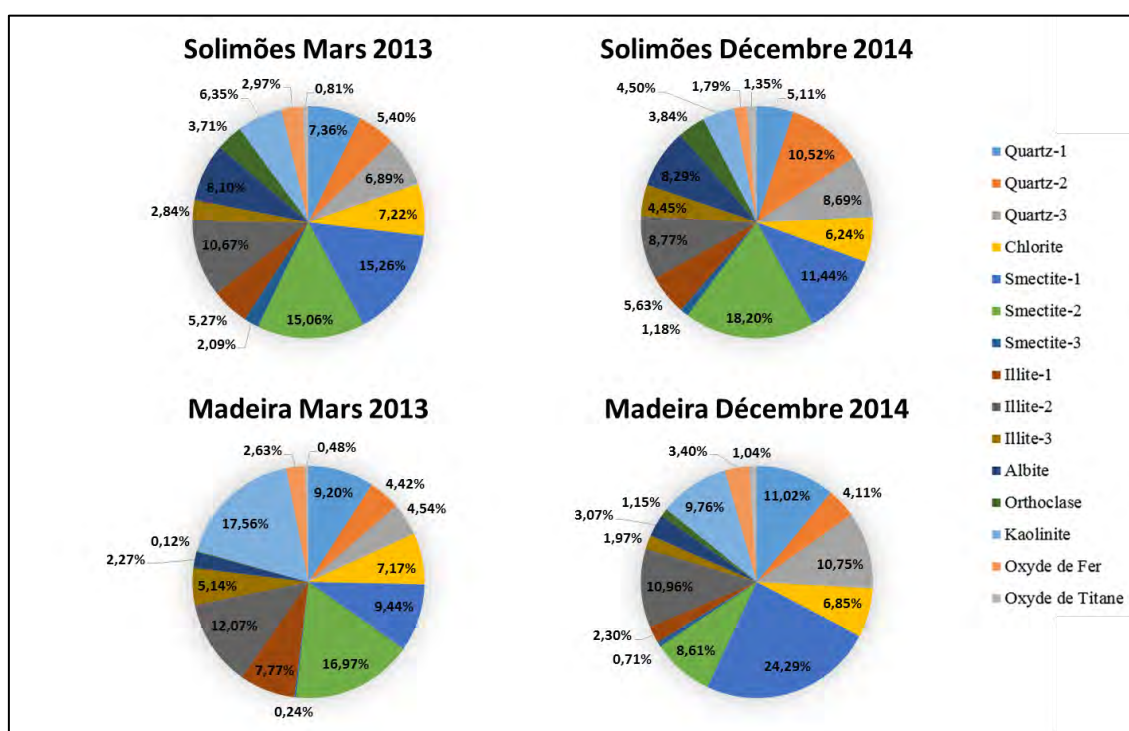


Figure 39. Compositions minéralogiques déterminées pour 2 stations du fleuve Solimões et 2 stations du fleuve Madeira en périodes de crue (Mars 2013) et de montée de crue (Décembre 2014).

Il est alors apparu que la période de montée de crue était marquée par une plus faible proportion en kaolinite (9.76 % au lieu de 17.56 % en période de crue) et par une plus forte teneur en smectite de type 1 (24.29 % au lieu de 9.44 % en période de crue), au détriment de la teneur en smectite de type 2 (8.61 % au lieu de 16.97 % en période de crue). Cette singularité du fleuve Madeira parmi l'ensemble des échantillons analysés semble exprimer un apport différent en MES selon la période hydrologique considérée pour ce sous-bassin versant. Cette variabilité de minéralogie au sein du même sous-bassin vient alors s'ajouter à une variabilité attendue entre les différents bassins du fait des origines géologiques

variées des MES analysées. Comme une confirmation à cette variabilité inter-bassins observée entre les stations amazoniennes et les stations du lac de Bagré, deux échantillons guyanais échantillonnés sur le fleuve Maroni ont également été analysés en fin de thèse et ont montré une composition minéralogique encore différente de celles observées jusqu'alors. Les teneurs moyennes en kaolinite ont alors atteint 68.80 %, en illite 8.69 %, en chlorite 7.21 %, en smectite 5.63 %, en quartz 4.13 %, en oxyde de Fer 2.90 %, en rutile 1.75 %, en orthoclase 0.52 %, et en albite 0.37 %. Dans cette zone d'étude, la présence importante de kaolinite a été rapportée par de précédentes études (Jouanneau & Pujos, 1988 ; Guyot et al., 2007 ; Sondag et al., 2010). Aussi, bien que les travaux de thèse n'aient pas spécialement portés sur l'étude de ce bassin versant, l'obtention de résultats comparables à ceux trouvés dans la littérature permet de préjuger de la qualité du processus de détermination minéralogique utilisé dans mes travaux. Par conséquent, entre la répétabilité des résultats obtenus sur le fleuve Solimões et sur le lac de Bagré, et la confirmation des minéralogies obtenues sur le fleuve Maroni par la littérature malgré un faible échantillonnage, la robustesse de la méthode employée semble être avérée et les résultats concernant le fleuve Madeira paraissent d'autant plus consistants.

3. Radiométrie et concentrations

Les figures 40 à 45 illustrent les résultats de mesures des propriétés optiques (dont R_{rs} , K_d et a_{NAP}) de toutes les campagnes effectuées avant et pendant ce doctorat. La première observation que l'on peut faire à partir de ces figures repose dans la réalisation de l'objectif premier de ces campagnes, à savoir la collecte de données contrastées aussi bien en termes de physico-chimie des eaux échantillonnées mais aussi en termes de réponses optiques. Ainsi, les gammes de valeurs de concentrations s'échelonnent sur plusieurs ordres de grandeur jusqu'à des niveaux supérieurs à 1 g de MES par litre d'eau collecté. On remarque une apparente stabilité des relations qui lient les propriétés optiques des eaux et les concentrations en MES, de sorte qu'il est raisonnable d'espérer développer des algorithmes d'inversion robuste. Le coefficient d'atténuation diffuse K_d représente la propriété optique qui exprime le plus de stabilité dans sa relation avec les concentrations en MES, et ce pour l'ensemble de la large gamme de valeurs de concentrations observées (Figure 41). Cependant, il est important de remarquer que les mesures de R_{rs} montrent une dispersion significative (en comparaison de K_d et a_{NAP}), en particulier lorsque l'on considère de fortes concentrations. Ainsi dans le bassin amazonien, on perçoit nettement le contraste dans la relation R_{rs} -

concentration en MES, issu des prélèvements réalisés en Décembre 2014 et les autres campagnes, où pour des niveaux de concentrations équivalents on observe des niveaux de réflectances supérieurs (Figure 40). Ce contraste est également fortement exprimé par les données issues de la campagne réalisée au Burkina Faso. Les valeurs de R_{rs} du bassin de la Volta sont en effet systématiquement supérieures à celles mesurées sur les cours d'eau amazoniens, à concentrations égales. Inversement, les mesures d'absorption spécifique $a_{NAP}(550)$ (Figure 42) réalisées sur le lac de Bagré sont systématiquement inférieures à celles des autres campagnes ($1.28 \times 10^{-2} \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$ en moyenne). Le calcul des valeurs de $a_{NAP}^*(550)$ permettent également de marquer les contrastes optiques entre les « eaux noires » et « les eaux blanches » amazoniennes dont les valeurs moyennes sont de 1.64×10^{-1} et de $1.68 \times 10^{-2} \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$, respectivement. Ainsi, les eaux des cours Rio Negro, Rio Aripuanã ou encore Rio Jutai expriment un pouvoir absorbant 10 fois supérieur à celui des eaux blanches plus réfléchissantes, ce qui leur confère une couleur noire même en présence de concentrations en MES très faibles.

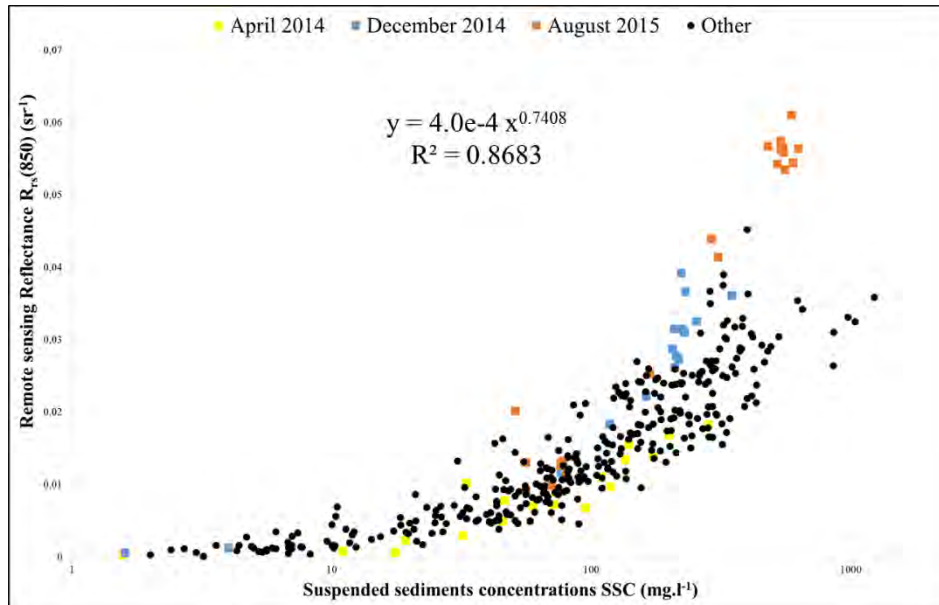


Figure 40. Réflectances télédétectées R_{rs} à 850 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (388 mesures).

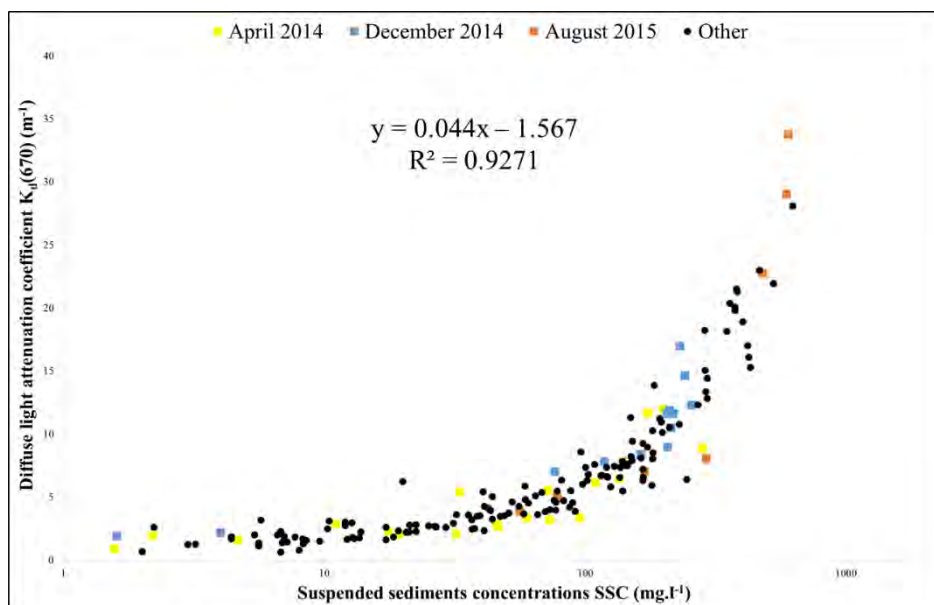


Figure 41. Coefficients d'atténuation diffuse de la lumière descendante K_d à 670 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (187 mesures).

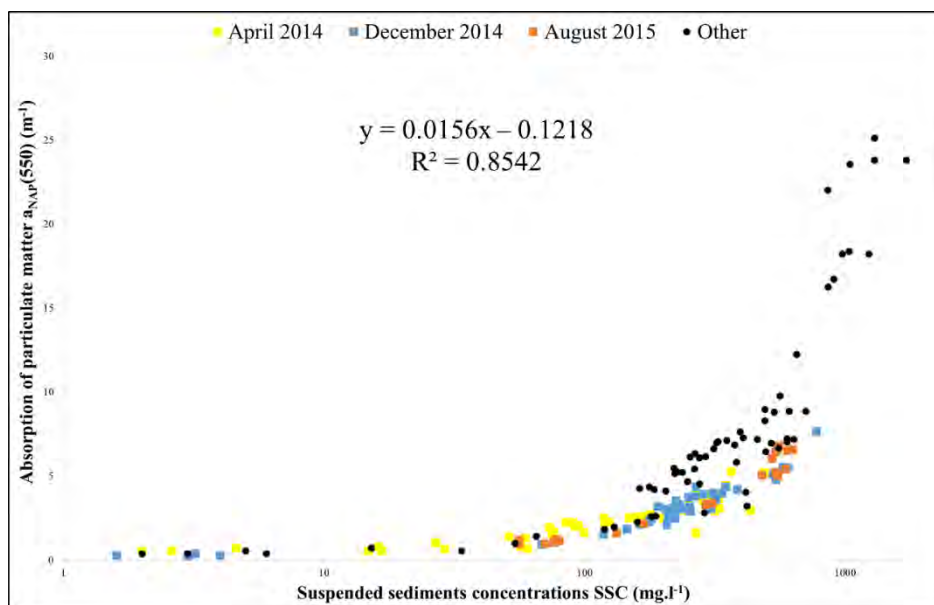


Figure 42. Coefficients d'absorption de la matière particulaire $a_{NAP}(\lambda)$ à 550 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (174 mesures). Les mesures intègrent des prélèvements dans la colonne d'eau dans le cas de l'Amazone et du Madeira (profondeur supérieure à 30 mètres).

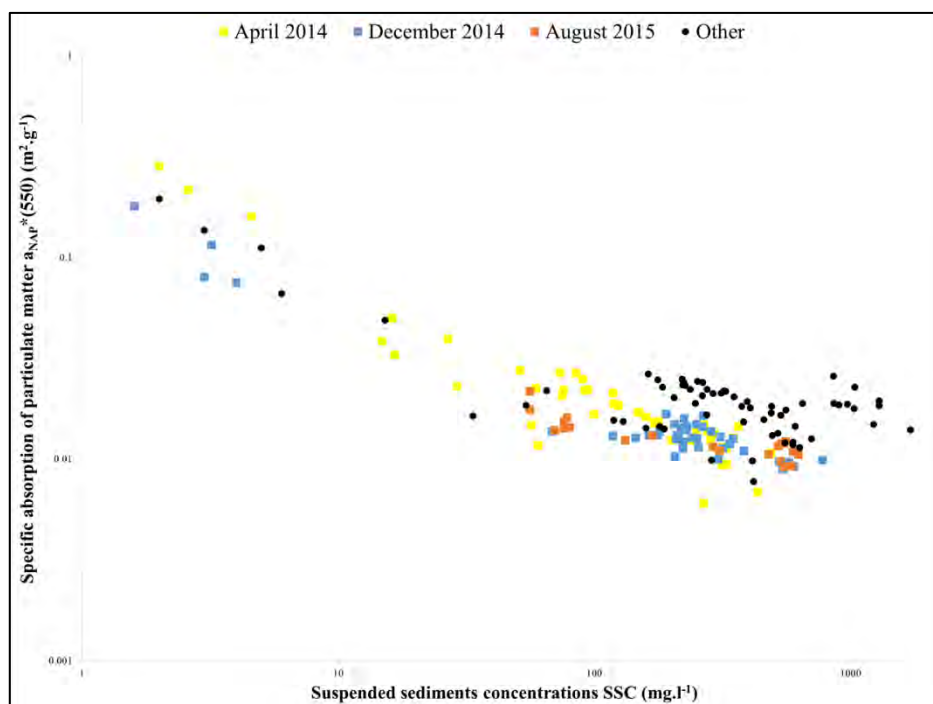


Figure 43. Coefficients d'absorption spécifique de la matière particulaire $a_{NAP}^*(\lambda)$ à 550 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (174 mesures). Les mesures intègrent des prélèvements dans la colonne d'eau dans le cas de l'Amazone et du Madeira (profondeur supérieure à 30 mètres).

De plus, les mesures d'absorption spécifiques montrent également une décroissance avec une augmentation de la profondeur sur une même station. Sur des verticales échantillonnées sur les fleuves amazoniens, nous avons observé une augmentation attendue des concentrations entre la surface et les niveaux plus profonds, qui se traduit également par une diminution systématique des valeurs de $a_{NAP}^*(550)$. A titre d'exemples sur le fleuve Solimões, entre 0, 10, 30 et 35 m de profondeurs, les valeurs de $a_{NAP}^*(550)$ calculées sont égales à 2.24×10^{-2} , 1.71×10^{-2} , 1.48×10^{-2} et $1.38 \times 10^{-2} \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$, respectivement ; sur le fleuve Madeira, entre 0, 10 et 16 m de profondeur, l'absorption spécifique chute à 1.37×10^{-2} , 1.22×10^{-2} et $9.65 \times 10^{-3} \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$, respectivement ; et sur le fleuve Amazone, entre 0, 30 et 39 m de profondeur l'absorption spécifique décroît de 1.30×10^{-2} , 1.10×10^{-2} , et $9.71 \times 10^{-3} \text{ m}^2.\text{g}^{-1}$, respectivement. Cette décroissance peut être expliquée par l'augmentation de la présence de particules grossières (sables) avec des tailles supérieures à $63 \mu\text{m}$, et dont l'efficacité d'absorption est plus faible à volume égale que celle des particules fines.

Nous avons cherché à comprendre l'influence du matériel organique particulaire sur $a_{NAP}(\lambda)$. Les résultats présentés en figure 44 n'intègrent pas les données du lac de Bagré, où les concentrations en POC n'ont pas été mesurées.

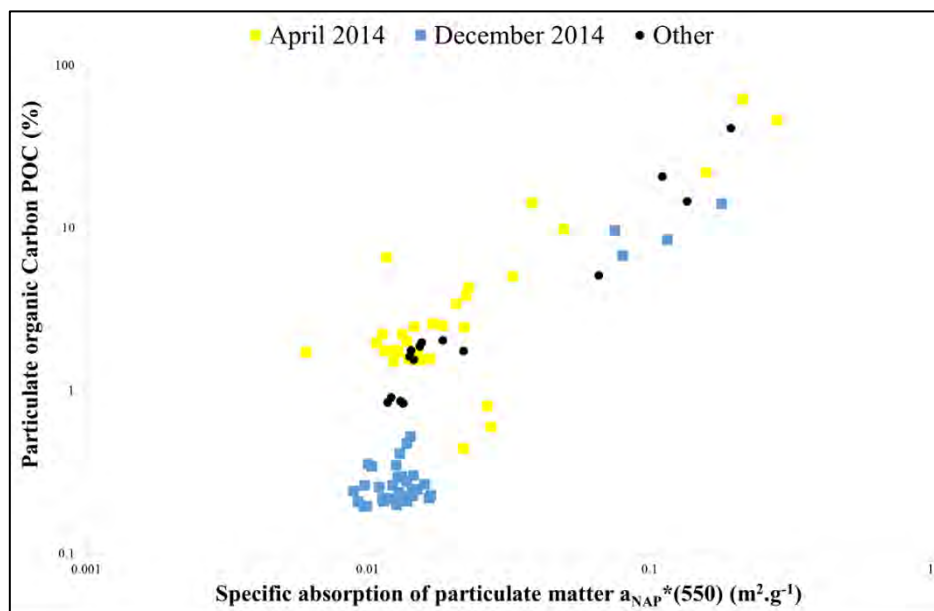


Figure 44. Pourcentage de Carbone organique particulaire (POC) en fonction du coefficient d'absorption spécifique de la matière particulaire $a_{NAP}(\lambda)$ à 550 nm.

On remarque un net gradient entre le pourcentage de POC et $a_{NAP}^*(550)$, mais qui est en grande partie causé par le fort contraste entre les eaux blanches dont les propriétés optiques sont dominées par les MES minérales, et les eaux noires (avec une teneur en POC $> 10\%$) dont les propriétés optiques sont dominées par le CDOM et les MES de nature organique détritique (Moreira-Turcq et al., 2003). Parmi les eaux blanches (avec une teneur en POC $< 4\%$), on remarque une variabilité de $a_{NAP}^*(550)$ beaucoup plus réduite. En particulier, on remarque qu'une proportion plus faible de POC sur le fleuve Madeira n'implique pas de changement significatif en termes d'absorption spécifique.

Toutes les stations échantillonnées lors des campagnes réalisées pendant cette thèse ont également fourni des mesures d'absorption du matériel dissous associées au CDOM (Figure 45). Les résultats montrent des niveaux d'absorption faibles à 550 nm par rapport à ceux associés à la matière particulaire (inférieurs à 3 m^{-1}). Les eaux noires sont marquées par des valeurs de $a_{CDOM}(550)$ légèrement plus importantes, et compte tenu des concentrations en MES très faibles sur ces cours d'eau, la part de l'absorption totale attribuée au CDOM peut atteindre jusqu'à 90 %. Inversement, pour les eaux blanches des fleuves Solimões, Madeira et

Amazone, l'absorption par le matériel dissous à 550 nm représente seulement 23, 27 et 25 % de l'absorption totale en moyenne, respectivement. Les mesures démontrent en outre une grande stabilité lorsque l'on considère les résultats acquis sur une même section (peu de variabilité en fonction de la profondeur).

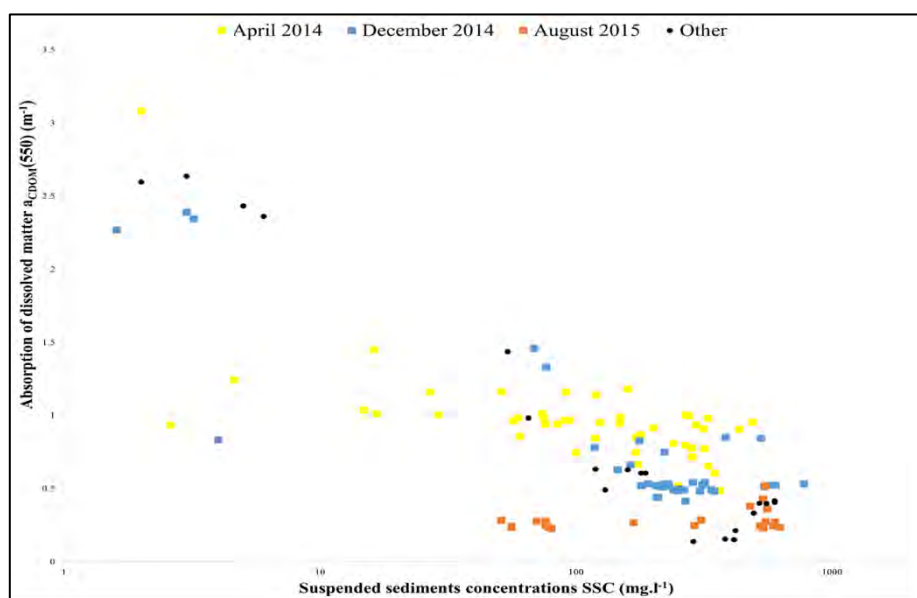


Figure 45. Coefficients d'absorption de la matière dissoute $a_{CDOM}(\lambda)$ à 550 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (174 mesures). Les mesures intègrent des prélèvements dans la colonne d'eau dans le cas de l'Amazone et du Madeira (profondeur supérieure à 30 mètres).

Parmi l'ensemble des mesures de $a_{CDOM}(\lambda)$, les résultats correspondant au bassin de la Volta marquent là encore une singularité par rapport au bassin amazonien, avec des valeurs parmi les plus faibles, y compris pour des concentrations en MES inférieures à 100 mg.l⁻¹. En moyenne, la contribution du CDOM sur l'absorption totale n'excède pas 11 % sur les stations du lac de Bagré à 550 nm.

Ces observations des données de terrain confortent notre hypothèse de départ que les concentrations en MES minérales contrôlent la réponse spectrale des eaux turbides. La stabilité des relations observées *in situ* entre AOPs (notamment le coefficient K_d) et les concentrations en MES démontre donc la robustesse des propriétés optiques comme indicateur de la présence de matières sédimentaires en suspension en milieu fluvial. Il n'en demeure pas moins qu'une partie de la relation qui lie les propriétés optiques de ces eaux et les MES ne peut pas être expliquée uniquement à partir de la variable « concentration », et que, dans un second ordre, la nature ou la granulométrie des MES présentes dans le milieu considéré semble jouer un rôle significatif (illustré par exemple par la diminution

de a_{NAP}^* en fonction de la profondeur). Les sites d'études présentent en effet des singularités fortes, notamment en termes de capacités d'absorption spécifiques par le matériel particulaire. Cette variabilité intra et inter-bassins induit des différences significatives de niveaux de réflectances R_{rs} , qu'une analyse des composants optiquement actifs (OAC) des MES pourrait permettre d'expliquer.

Au cours des deux campagnes amazoniennes, nous avons également réalisé des mesures dans l'eau de réflectance irradiance R et du facteur Q . Ces paramètres impliquent pour leur calcul l'utilisation de capteurs dirigés vers le fond de la colonne d'eau mesurant des rayonnements lumineux montants vers l'interface air-eau. Or, ce type de mesures nécessite une étape de correction des radiances et irradiances montantes, du fait de l'ombre portée par les spectroradiomètres eux-mêmes (Figure 46). Ce *self-shading effect* a été étudié en milieu océanique (Gordon & Ding, 1992 ; Zibordi & Ferrari, 1995 ; Leathers et al., 2001 ; Leathers et al., 2004), mais les milieux continentaux sont là encore peu documentés. Les résultats de corrections des mesures du *self-shading effect* que nous avons obtenus en milieu turbides n'ont pas été concluants, et ne seront pas développés ici.

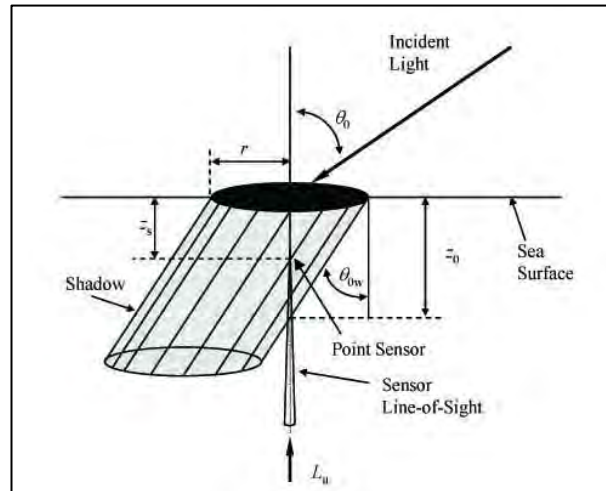


Figure 46. Représentation schématique du self-shading effect intervenant lors de prises de mesures radiométriques dans l'eau (source : Leathers et al., 2004).

4. Granulométrie

La mesure des distributions granulométriques des MES a été réalisée suivant une mesure directe par granulométrie laser, qui met en évidence une ou plusieurs

courbes gaussiennes centrées autour d'une valeur médiane, qui renvoient chacune à un mode granulométrique. Ces mesures ont été réalisées sur 188 stations entre les mois de Novembre 2009 et de Décembre 2015, majoritairement en surface. 93 d'entre elles appartiennent aux campagnes auxquelles j'ai participé. Le diamètre médian, appelé D_{50} , est un paramètre caractéristique d'une distribution granulométrique qui permet de les comparer entre elles. Il s'agit dans mes travaux de thèse d'un D_{50} déterminé à partir de distributions granulométriques cumulées en volume, et non en masse. Les D_{50} mesurés pour l'ensemble des stations sont représentés sur la figure 47. Les valeurs minimales et maximales de D_{50} concernant les campagnes réalisées en marge de cette thèse sont de 3.68 et 45.28 μm , respectivement. Les mêmes valeurs attachées aux campagnes dont j'ai eu partiellement la charge sont de 0.24 et 55.37 μm , respectivement.

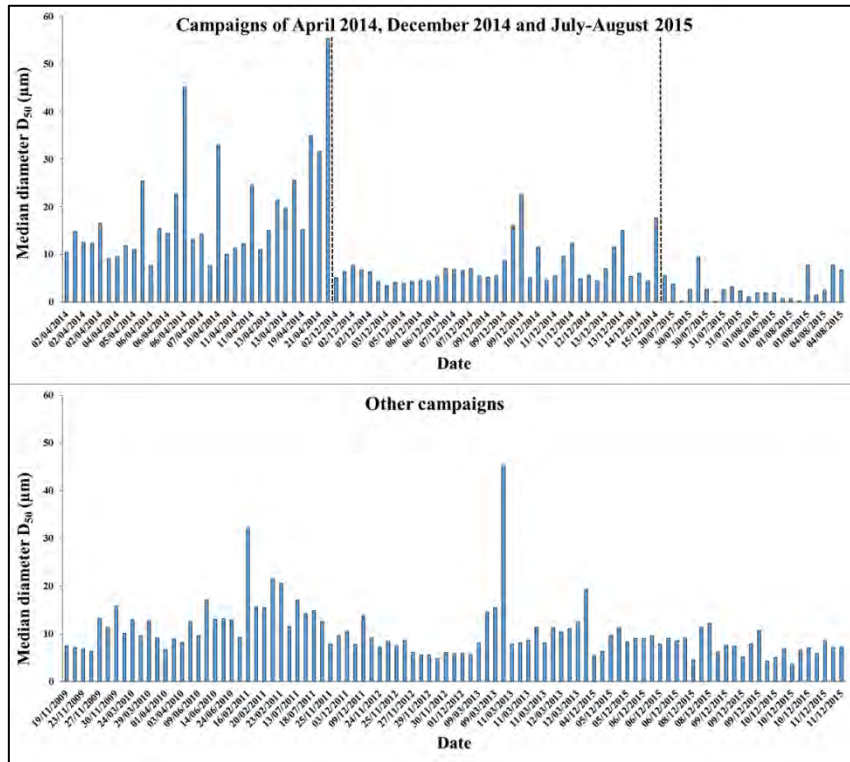


Figure 47. Ensemble des valeurs de D_{50} obtenues par granulométrie laser.

Parmi l'ensemble de ces campagnes, la valeur moyenne de D_{50} est de 10.30 μm , mais lorsqu'on les distingue les unes des autres, on constate certaines singularités. Tout d'abord, il existe une différence marquée entre les campagnes amazoniennes et la campagne réalisée sur le lac de Bagré au Burkina Faso, avec pour l'ensemble des stations confondues dans le bassin de l'Amazone, une valeur moyenne de D_{50} atteignant 11.22 μm , là où les stations du bassin de la Volta montrent un D_{50} moyen égal à 3.01 μm . Cette différence induit la présence de matériel sédimentaire

bien plus fin dans ce dernier cas, en comparaison avec les MES que l'on peut échantillonner sur l'Amazonie et ses affluents. Ensuite au sein du bassin amazonien, on peut distinguer le fleuve Madeira du reste du bassin, puisqu'en moyenne, toutes périodes de l'année confondues, on obtient une valeur de D_{50} égale à $8.44 \mu\text{m}$ pour cet affluent, alors que le D_{50} vaut $15.17 \mu\text{m}$ en moyenne sur le reste du bassin. Il semblerait donc que, bien que restant dans les mêmes gammes de classes de tailles, le fleuve Madeira transporte une charge sédimentaire significativement plus fine que celle que l'on peut observer dans le reste du bassin. Enfin, une dernière observation peut être faite concernant les diamètres médians du fleuve Madeira. On peut en effet constater une différence significative de valeurs de D_{50} au sein de ce sous-bassin amazonien selon la période hydrologique considérée. Cette observation, reportée pour la première fois par Villar et al. (2013), a été confirmée par les mesures réalisées au cours de cette thèse et tend à montrer qu'en période de montée de crue (à savoir entre les mois d'Octobre/Novembre à Janvier/Février, selon les années), les valeurs de D_{50} sont en moyenne plus faibles que pour le reste de l'année : 7.33 et $13.36 \mu\text{m}$, respectivement.

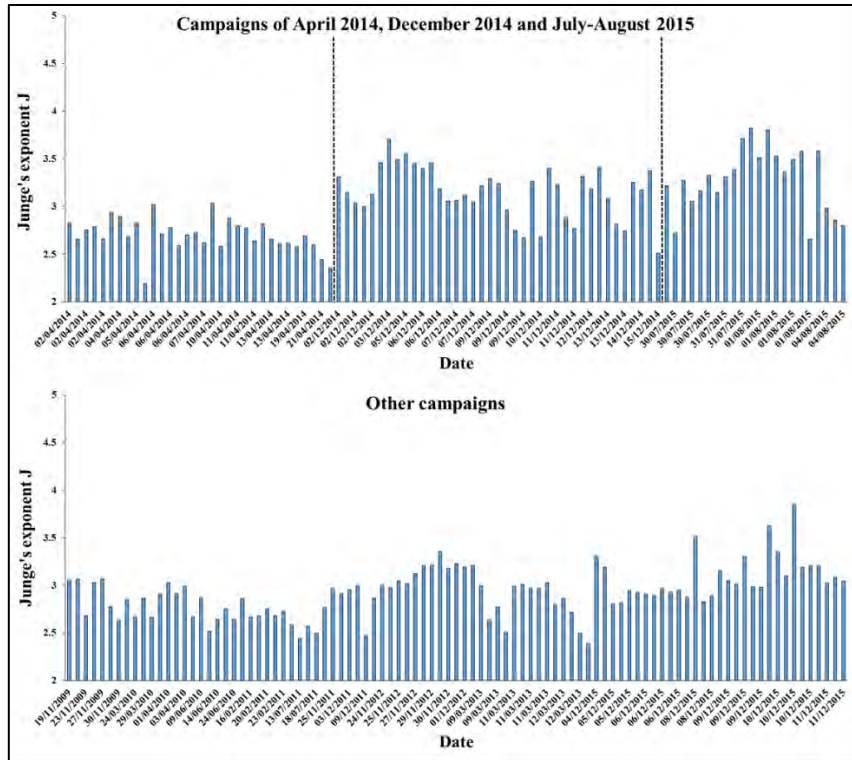


Figure 48. Pentes de Jungé J pour les particules de diamètre supérieur à $1 \mu\text{m}$.

Le passage des distributions volumétriques en distributions en nombre de particules par classe de taille nous a permis par la suite de déterminer un second

paramètre d'intérêt pour caractériser les populations de MES présentes dans chaque échantillon : le coefficient J de pente de Junge. Ainsi, la proportion de particules fines sera d'autant plus importante que cet exposant de Junge sera élevé. La figure 48 représente l'ensemble des pentes de Junge calculées pour les particules de diamètre supérieur à 1 μm .

Les valeurs minimales et maximales des pentes de Junge sont respectivement égales à 2.19 et 3.85, toutes stations confondues. On remarque sur la figure 48 que les tendances constatées au niveau des valeurs de D_{50} ont été ré-observées de manière modérée au niveau des valeurs de J : les pentes les plus fortes sont associées aux stations échantillonnées sur le lac de Bagré avec en moyenne $J = 3.29$, alors que les valeurs les plus faibles sont associées au bassin amazonien, sous-bassin du fleuve Madeira exclu, avec $J = 2.77$. Enfin le fleuve Madeira montre des valeurs de J intermédiaires ($J = 3.07$, en moyenne), mais au sein desquelles on peut distinguer des valeurs élevées en périodes de crues ($J = 3.13$ en moyenne), en comparaison de celles observées pendant les autres périodes du cycle hydrologique ($J = 2.80$ en moyenne).

Afin de mieux évaluer les distinctions entre les différents ensembles hydrologiques dans le temps et dans l'espace, nous avons dans un premier temps réparti les classes de tailles de particules en deux catégories. Ceci nous a conduits à calculer deux coefficients de Junge J_1 et J_2 , correspondant respectivement aux classes de tailles comprises entre 1 et 10 μm pour J_1 , et entre 10 et 100 μm pour J_2 . Le choix du seuil de 10 μm a été adopté après une analyse des résidus issus de régressions en loi de puissance sur l'ensemble des classes de tailles, qui a montré que les plus fortes disparités entre valeurs mesurées et régressions étaient situées autour de 10 μm . Les résultats obtenus sur les fleuves amazoniens font l'objet d'une analyse approfondie dans le chapitre V. On remarquera seulement ici que ces résultats vont dans le sens de ceux précédemment obtenus, c'est-à-dire l'observation d'un matériel plus fin sur le fleuve Madeira par rapport au reste du bassin de l'Amazone, et ce en particulier lors des épisodes de montée de crues.

Sur le lac de Bagré, nous avons obtenus des valeurs moyennes de $J_1 = 2.26$ et $J_2 = 3.67$. Pour compléter cette information et mieux rendre compte de la distribution granulométrique, nous avons calculé une pente J_0 sur une troisième gamme de classes de tailles de particules de 0.1 et 1 μm . Cette distinction n'a été réalisée que sur les échantillons collectés au Burkina Faso, compte-tenu de la très (trop) faible proportion de particules sub-micrométriques au sein du bassin amazonien. Les résultats obtenus ont montré des pentes de Junge plus importantes avec des valeurs de J_0 minimales, moyennes et maximales de 3.77,

5.24 et 7.97, respectivement. De plus, les échantillons du lac de Bagré représentant un transect amont-aval marqué par un fort gradient en termes de concentrations en MES, nous avons cherché à savoir comment évoluaient les valeurs des différents coefficients de Junge le long de ce transect. Les résultats sont représentés sur la figure 49. On peut constater une tendance marquée à la décroissance de J_0 et à l'inverse une augmentation de J_1 avec les concentrations en MES. Les valeurs de J_2 diminuent légèrement avec les concentrations.

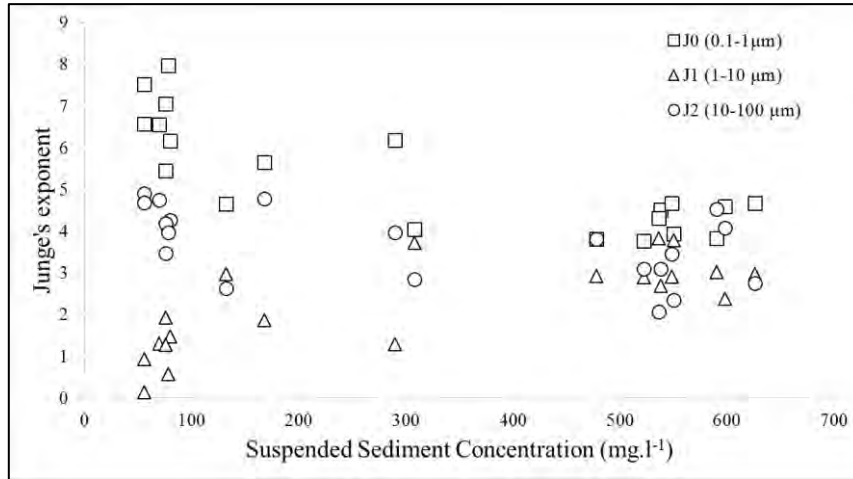


Figure 49. Pentas de Junge pour différentes gammes de classes de tailles de particules (J_0 , J_1 et J_2) en fonction des concentrations en MES sur les échantillons de surface prélevés sur le lac de Bagré en Juillet-Août 2015.

5. Modélisation

Les objectifs de cette étape de modélisation sont multiples. On cherche tout d'abord à fermer le bilan optique des eaux échantillonnées en estimant ponctuellement les propriétés optiques qui leur sont associées (inhérentes dans un premier temps, puis apparentes à partir de ces dernières). Notamment, nous avons cherché à déterminer les capacités de diffusion et de rétrodiffusion de nos sites d'études puisqu'il s'agit de paramètres sur lesquelles aucune mesure n'est réalisée durant les campagnes d'échantillonnages. Dans un second temps, le but était de formuler des hypothèses à partir des simulations permettant d'expliquer les comportements spectraux singuliers observés, en particulier le phénomène saisonnier qui conduit à une hystérésis au sein de la relation entre R_{rs} et concentrations en MES sur le fleuve Madeira. Ce dernier point a revêtu une

importance particulière puisque l'étude de la variabilité de cette réponse spectrale a impliqué une étude de sensibilité des paramètres d'entrée du modèle, et nous a permis d'évaluer la réponse optique à une large gamme de conditions environnementales théoriques. Enfin, la modélisation nous a permis de confronter nos résultats de mesures *in situ* et des simulations théoriques réalistes dans le but de proposer des algorithmes d'inversion des concentrations en MES à partir de données de réflectances.

Afin de déterminer comment les coefficients d'absorption, de diffusion et de rétrodiffusion de la lumière par les eaux se comportent vis-à-vis de changements au sein des composantes optiquement actives, des séries de simulations ont été réalisées. J'ai utilisé un programme qui permet de calculer les propriétés d'atténuation et de diffusion d'une population de particules sphériques dont certaines propriétés physiques et/ou optiques sont connues, à partir de la théorie de Mie. Il s'agit du *Meerhoff Mie Program* MMP (Dolman, 1989) développé aux Pays-Bas au sein de l'Astronomy Department of the Free University of Amsterdam, et utilisé au Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences de Wimereux (LOG, Pas-de-Calais, France), notamment par Lucille Duforêt-Gaurier. C'est un code écrit en langage FORTRAN, qui peut réaliser 1 à 4 simulations de transfert radiatif en parallèle.

INPUT FOR THE MEERHOFF MIE PROGRAM VERSION 2.1				
-----e-----				
number of different particles (max = 4) :	001			
expansion in GSF (yes = 1, no = 0) :	000			
-----e-----				
truncation of Mie sum :	001.0000000e-12			
cutoff value of the size distribution :	001.0000000e-12			
minimum scattering angle in degrees :	000.0000000e-00			
maximum scattering angle in degrees :	180.0000000e-00			
step in scattering angle in degrees :	000.0400000e+00			
-----e-----				
Definitions of size distributions are given below.				
	PAR1	PAR2	PAR3	

0 no distribution	r	-	-	
1 two parameter gamma	alpha	b	-	
2 two parameter gamma	reff	veff	-	
3 bimodal gamma	reff1	reff2	veff	
4 log normal	rg	sigma	-	
5 log normal	reff	veff	-	
6 power law	alpha	rmin	rmax	
7 modified gamma	alpha	rc	gamma	
8 modified gamma	alpha	b	gamma	

PARTICLE NR.:	1	2	3	4

wavelength	000.6700000	000.0000000	000.0000000	000.0000000
Re(m)	001.4500000	000.0000000	000.0000000	000.0000000
abs(Im(m))	000.0100000	000.0000000	000.0000000	000.0000000
index size distribution	004.0000000	000.0000000	000.0000000	000.0000000
number of subintervals for r	010.0000000	000.0000000	000.0000000	000.0000000
number of Gauss points in sub	200.0000000	000.0000000	000.0000000	000.0000000
PAR1	001.0000000	000.0000000	000.0000000	000.0000000
PAR2	001.0500000	000.0000000	000.0000000	000.0000000
PAR3	000.0000000	000.0000000	000.0000000	000.0000000

Figure 50. Les paramètres d'entrées du modèle MMP tels que fournis à l'utilisateur (source : Dolman, 1989).

Les paramètres d'entrées du modèle sont relativement peu nombreux, et sont répartis en deux groupes distincts. Le premier de ces deux groupes vise à paramétrer les calculs. On y trouve le nombre de simulations à réaliser, une possibilité d'utiliser les résultats d'une simulation comme entrée d'une autre dans le cas où on cherche à simuler des processus de diffusion multiples, des seuils à partir desquels la simulation doit s'arrêter, et la structure angulaire (comprenant les bornes minimales et maximales, ainsi que l'incrément) au sein de laquelle les calculs de diffusion seront effectués. Le second groupe de paramètres d'entrée permet de définir la longueur d'onde, le type de sphères diffusantes par un indice de réfraction découpé en une partie réelle et une partie imaginaire, la distribution en classes de tailles définies par un code allant de 0 à 8 (0 représentant une taille unique), ainsi que le nombre de sous-intervalles utilisés lors de l'intégration de cette distribution. On ajoutera qu'en fonction de la distribution en classes de tailles choisie par l'utilisateur, 1 à 3 paramètres définissant cette distribution sont également susceptibles d'être spécifiés. L'ensemble de ces paramètres d'entrées du modèle MMP est représenté en figure 50.

Une fois les simulations terminées, on obtient un fichier de sortie comprenant les résultats « standards » de la simulation et un fichier contenant les coefficients

d'extension pour l'utilisation en diffusion multiples. Cet aspect n'ayant pas été abordé dans cette thèse, il n'en sera plus fait mention. Les résultats « standards » correspondent tout d'abord à un rappel des paramètres d'entrées sélectionnés pour les simulations, puis au calcul du transfert radiatif à travers certains paramètres d'intérêts comme les sections efficaces d'atténuation et de diffusion, ainsi que les coefficients de la matrice de diffusion pour chacun des angles considérés. Ces paramètres d'intérêt, combinés à l'intégration des coefficients de la matrice de diffusion permettent le calcul des coefficients d'atténuation $c(\lambda)$, de diffusion $b(\lambda)$, de rétrodiffusion $b_b(\lambda)$ et d'absorption $a(\lambda)$ pour chacune des simulations.

Afin de se familiariser avec l'utilisation de ce modèle, et en se basant sur les travaux de Stramski & Kiefer (1991), nous avons tout d'abord cherché à simuler une population théorique de particules non-absorbantes (c'est-à-dire dont la partie imaginaire de l'indice de réfraction est nulle), caractérisée par une distribution en classes de tailles de Junge ($J = 4$), dont les diamètres minimaux et maximaux sont proches de ce que les granulomètres laser peuvent mesurer de 0.01 à 500 μm , respectivement. Les simulations ont été réalisées pour différentes longueurs d'onde comprises entre 350 et 900 nm, et pour différentes valeurs de partie réelle n d'indices de réfraction, comprises entre 1.05 et 1.25. Ces valeurs de n correspondent d'une part aux gammes de valeurs utilisées par Stramski & Kiefer, et d'autre part aux valeurs rencontrées en milieux naturels, qu'il s'agisse de matière organique ou de matière terrigène (Morel & Ahn, 1990 ; Aas, 1996 ; Lide, 1997 ; Morel & Maritorena, 2001 ; Babin et al., 2003 ; Doxaran et al., 2009). Ces simulations nous ont permis d'évaluer les contributions relatives de chaque classe de tailles de particules aux phénomènes de diffusion et de rétrodiffusion. Ces contributions sont représentées sur les figures 51 et 52, et les efficacités de diffusion et de rétrodiffusion alors obtenues sont représentées sur la figure 53.

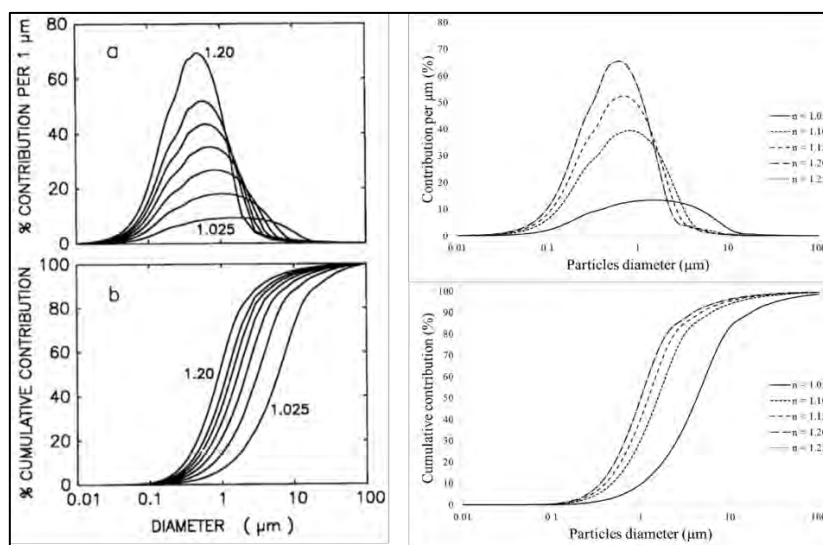


Figure 51. Comparaison des résultats de Stramski & Kiefer (1991) (à gauche) avec nos simulations (à droite) en termes de contributions des classes de tailles de particules à la diffusion.

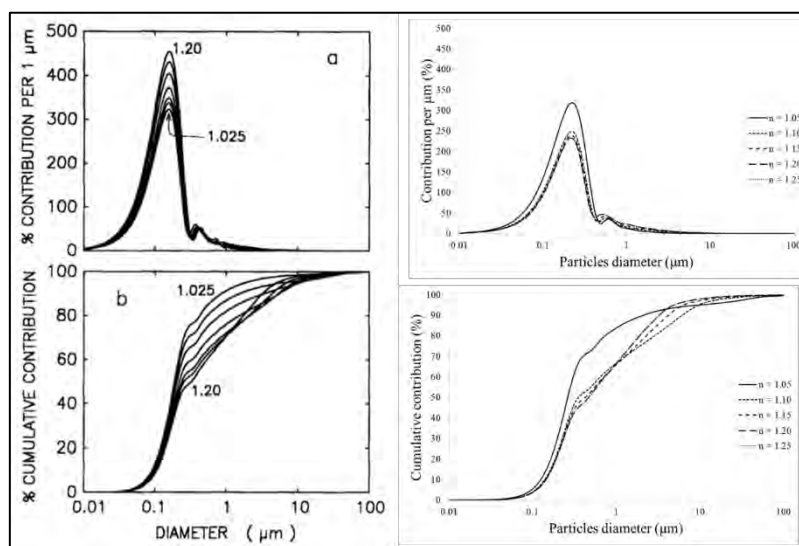


Figure 52. Comparaison des résultats de Stramski & Kiefer (1991) (à gauche) avec nos simulations (à droite) en termes de contributions des classes de tailles de particules à la rétrodiffusion.

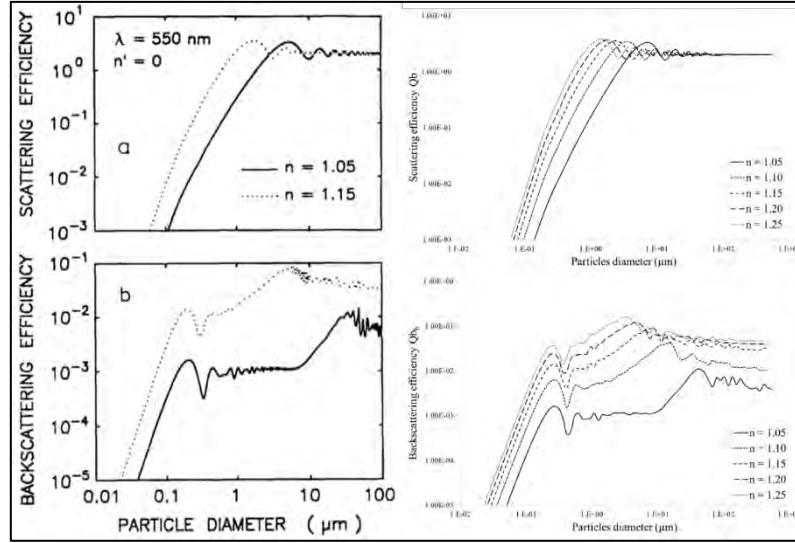


Figure 53. Comparaison des résultats de Stramski & Kiefer (1991) (à gauche) avec nos simulations (à droite) en termes de facteurs d'efficacité de diffusion Q_b et de rétrodiffusion Q_{b_b} .

Les légères différences observables sur les figures 51 et 52 entre littérature et nos simulations sont principalement dues à une définition de classes de tailles de particules différentes, notamment parce que celle que nous utilisons recouvrent une plus grande gamme de diamètres. Nous faisons l'hypothèse dans la suite, que la grande similarité entre les résultats de la littérature et nos simulations sur des configurations « océaniques » (Figures 51 à 53) valide le modèle de *Meerhoff* que nous utilisons, nous permettant désormais d'étudier l'effet d'une caractérisation réaliste des eaux de rivières avec des paramètres d'entrée issus des campagnes d'échantillonnages sur le terrain. Différents tests ont été réalisés visant à faire varier les valeurs du coefficient de Junge J et des bornes minimum et maximum des distributions en classes de tailles des particules. Les résultats ont mis en avant l'importance significative de ces paramètres, du fait notamment des contributions des petites classes de tailles. Nous avons également ajouté des propriétés d'absorption aux particules, en incluant une valeur positive à la partie imaginaire n' de l'indice de réfraction. De précédentes études ont montré que les valeurs de n' dépendaient fortement de la longueur d'onde considérée, notamment dans la région du spectre visible (Zolotarev & Demin, 1977 ; Mobley, 1994 ; Babin et al., 2003 ; Wozniak & Stramski, 2004 ; Stramski et al., 2007 ; Doxaran et al., 2009 ; Kobayashi et al., 2011 ; Matciak & Wojtasiewicz, 2011 ; Peng & Effler, 2013). Les variations de n' qu'elles montrent diffèrent de façon importante, que ce soit en termes de formes spectrales à adopter ou en termes d'intensités des valeurs de n' à utiliser, mais la majorité des études concordait cependant sur une décroissance exponentielle des valeurs de n' avec la longueur d'onde, avec dans certains cas des valeurs nulles dans l'infra-rouge. Nous avons alors choisi comme références les

valeurs de n' fournies par Kobayashi et al. (2011), qui sont estimées à partir de mesures directes des coefficients d'absorption et sur des eaux turbides côtières.

Les résultats des simulations des propriétés optiques apparentes et inhérentes intégrant à la fois les processus d'absorption et de diffusion (et donc également de rétrodiffusion) sont détaillés dans la publication située au chapitre V, où les contributions de 10 différentes classes de tailles comprises entre 0 et 100 μm sont analysées. Nos travaux démontrent que les classes de tailles correspondant aux particules les plus fines sont les contributeurs majeurs des processus d'absorption et de diffusion. En outre, les processus de diffusion et la rétrodiffusion sont d'autant plus assujettis à ces classes de tailles de particules, que la valeur de la partie réelle n de l'indice de réfraction est importante. De manière similaire mais dans une moindre mesure, le processus d'absorption dépend de la proportion de particules fines et ce, d'autant plus que la valeur de la partie imaginaire n' de l'indice de réfraction est importante. Ces comportements, bien qu'attendus du fait de la définition même des parties réelles et imaginaires des indices de réfraction, ont pu être quantifiés dans le cas des eaux continentales et la sensibilité des IOPs aux propriétés granulométriques et aux indices de réfraction n et de n' a pu être estimée.

Suite à cette étude théorique portant sur la sensibilité du modèle MMP aux différents paramètres d'entrée, nous avons cherché à simuler et à expliquer les variabilités naturelles observées au sein des différents bassins versants en termes de réponses spectrales face aux caractéristiques physiques et optiques. Ces simulations ont fait appel aux paramètres d'entrée suivants : i) les coefficients de Junge ont été extraits des mesures réalisées grâce aux granulomètres laser ; ii) les parties réelles n de l'indice de réfraction ont été calculées à partir des minéralogies obtenues grâce au MEB et aux apprentissages automatisés ; iii) les parties imaginaires n' de l'indice de réfraction ont été estimées à partir des coefficients d'absorptions mesurées entre 360 et 750 nm ; iv) les concentrations utilisées sont celles issues des filtrations des échantillons d'eau collectés sur le terrain ; et v) les longueurs d'onde correspondant à 360, 400, 440, 500, 550, 600, 670, 700, 750, 800, 850 et 900 nm ont été considérées. Les résultats associés aux bassins de l'Amazone, dont le fleuve Madeira, et ceux associés au bassin de la Volta sont détaillés dans les chapitres V et VI.

Les valeurs de la partie réelle n de l'indice de réfraction ont été calculées à partir des pourcentages de présence des différentes minéralogies observées et de leur indice de réfraction respectif (Lide, 1997 ; Lorthiois, 2012). La dépendance spatiale des variations spectrales de n' a été analysée à l'échelle des bassins

versants étudiés (Figure 54). Pour le fleuve Solimões, nous avons mis en évidence une stabilité remarquable des valeurs de n' obtenues pour des stations distantes de plusieurs centaines de kilomètres, échantillonnées à plusieurs mois d'écart et pendant des périodes distinctes du cycle hydrologique ont montré homogénéité importante. A l'inverse, les calculs de n' concernant le fleuve Madeira ont montré des différences significatives en fonction de la période de l'année. En période de pic de crue, les valeurs de n' du fleuve Madeira s'approchent de celles du fleuve. En revanche, pendant la période de montée de crue comprise entre Octobre et Février, les variations spectrales de n' sont marquées par une pente plus importante qu'en période de pic de crue, ce qui aboutit à une diminution plus importante des valeurs de n' , notamment dans l'infra-rouge. Cette baisse des valeurs de n' induit une capacité d'absorption du milieu plus faible des eaux du fleuve Madeira pendant la période de montée de crue, et par conséquent une réflectance plus élevée expliquant l'hystérésis observée sur cet affluent de l'Amazone (cf. chapitre V). En ce qui concerne le lac de Bagré, les variations de la partie imaginaire de l'indice de réfraction ont été caractérisées par la présence d'un gradient marqué entre les stations situées en amont et en aval du lac. Schématiquement, plus les stations d'échantillonnages considérées sont situées proches du barrage, plus la pente de décroissance spectrale de n' est importante, et plus les valeurs obtenues dans le rouge et l'infra-rouge sont faibles. En moyenne pour les stations situées en amont, cette pente calculée est égale à $9.8 \times 10^{-3} \text{ nm}^{-1}$, alors qu'elle est égale à $1.11 \times 10^{-2} \text{ nm}^{-1}$ en moyenne pour les stations les plus proches du barrage. De la même façon que pour le fleuve Madeira, cette distinction entre les stations confère des capacités d'absorption de la lumière moins importante pour les stations aval, et ce d'autant plus que l'on considère des longueurs d'onde élevées. Dans les deux cas, néanmoins les pentes associées à la décroissance spectrale exponentielle du paramètre n' sont supérieures dans le cas du bassin de la Volta par rapport à celles calculées pour les différents cours d'eau du bassin amazonien (Figure 54). Le cas du lac de Bagré est très instructif car la minéralogie du matériel particulaire est homogène sur tout le lac et seule la granulométrie varie nettement. Cette observation démontre le lien fort entre distribution granulométrique et n' . Les variations spectrales de l'indice n' déterminées au cours de cette thèse sont en adéquation avec celles déjà établies dans la littérature, aussi bien quantitativement avec des valeurs comprises majoritairement entre 10^{-4} et 10^{-2} , que qualitativement avec une décroissance exponentielle en fonction de la longueur d'onde (Babin et al., 2003 ; Doxaran et al., 2009 ; Kobayashi et al., 2011 ; Peng & Effler, 2013).

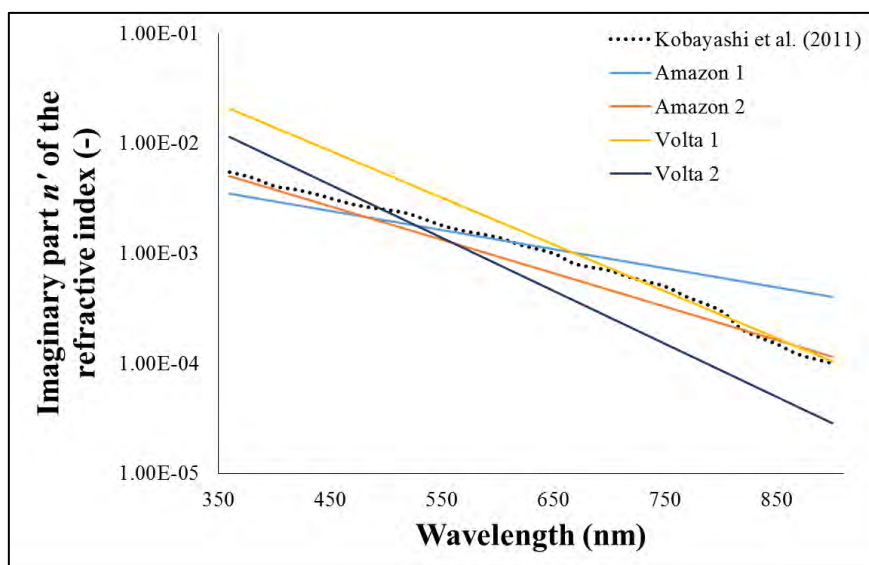


Figure 54. Variations spectrales moyennes de la partie imaginaire n' de l'indice de réfraction. La courbe 'Amazon 1' représente les valeurs obtenues pour le fleuve Solimões et le fleuve Madeira en période de pic de crue ; 'Amazon 2' représente le fleuve Madeira en période de montée de crue ; 'Volta 1' représente les stations amont du lac de Bagré ; 'Volta 2' représente les stations aval du lac de Bagré.

6. Algorithmes d'inversion

L'ensemble des mesures de réflectances R_{rs} effectuées lors des campagnes d'échantillonnages sont directement comparables avec les données issues d'images satellites, une fois celle-ci corrigées des effets atmosphériques. A partir d'échantillonnages intensifs et couvrant de nombreuses régions du globe, les spécialistes de la « couleur de l'eau » des cas 1 et 2 ont proposé des algorithmes d'inversion variés, souvent basés sur le principe d'un rapport entre plusieurs bandes dans le bleu et le vert. Les rapports de bandes spectrales permettent de normaliser les artefacts de mesures et de diminuer la variabilité des relations entre R_{rs} et les paramètres biogéochimiques comme la concentration en Chl-a ou en CDOM. Ces algorithmes ont été majoritairement développés de manière empirique, et sont souvent associés à un certain type de capteur satellitaire tels que SeaWiFS, MODIS ou MERIS (Garver & Siegel, 1997 ; O'Reilly et al., 1998 ; Lee et al., 2002 ; Morel et al., 2007 ; Morel & Gentili, 2009). Néanmoins, les eaux turbides à hyperturbides fortement chargées en MES peuvent présenter une dispersion forte en termes de niveau de réflectances comme nous l'avons vu pour

le cas du Rio Madeira. Afin de réduire cette variabilité qui perturbe l'estimation précise des charges sédimentaires des estuaires, des cours d'eau et des lacs, des algorithmes adaptés aux surfaces continentales ont été mis au point pour les milieux turbides (Figure 55). Ils font là aussi intervenir le plus souvent des rapports de bandes spectrales afin de réduire en la sensibilité de la réflectance aux caractéristiques des particules inorganiques (Topliss et al., 1990 ; Froidefond et al., 2002 ; Villar et al., 2013). Ces indices reposent sur des expressions plus ou moins complexes, et impliquent des mesures de réflectances à des longueurs d'onde variées. Cependant, les algorithmes proposés ont été peu testés sur des eaux continentales et présentant des gammes de concentrations en MES extrêmes telles que celles du bassin Amazonien. En effet, le fleuve Amazone présente également des affluents pouvant être très peu turbides, où les concentrations en MES ne dépassent pas 10 mg.l⁻¹. La prise en compte de cette variabilité extrême correspond à un des enjeux de la thèse.

J'ai utilisé la modélisation en appui aux mesures directes effectuées sur le terrain, dans le but de proposer des modèles d'inversion robuste pour les eaux des grands bassins versants. A l'instar des travaux conduits par Han et al. (2016), nous avons testé 11 algorithmes différents issus de la littérature pour estimer les concentrations en MES, ainsi qu'un algorithme que nous avons sélectionné et qui est basé sur nos propres mesures au sein des bassins versants de l'Amazone et de la Volta (Figure 55). Cet algorithme est basé sur le rapport entre les réflectances mesurées à 850 et 670 nm ($R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$). Nous avons estimé la précision de chacun de ces algorithmes pour l'ensemble des mesures de concentrations et de réflectances réalisées sur le terrain, puis pour les eaux à concentrations en MES inférieures à 100 mg.l⁻¹, pour les eaux turbides dont les concentrations excèdent 100 mg.l⁻¹, et enfin pour les eaux que l'on qualifiera d'« hyperturbides », marquées par des concentrations en MES supérieures à 200 mg.l⁻¹. Dans un second temps, une comparaison des mêmes algorithmes a été réalisée à partir cette fois-ci de données simulées de réflectances, issues de l'intégration des paramètres physico-chimiques, de granulométrie et de minéralogie au sein du modèle MMP. Ces données simulées correspondent à des stations des fleuves Solimões, Amazone et Madeira ainsi qu'à des stations échantillonnées sur le lac de Bagré. Lorsque nous ne disposons pas des données simulées à la longueur d'onde exacte mentionnée dans la publication de référence, nous avons utilisé les données simulées aux longueurs d'onde disponibles les plus proches (e.g., 650 au lieu de 645 nm proposé par Shen et al., 2014).

References	Wavelength used	Measured reflectance Rrs (N = 388)				Simulated reflectance Rrs (N = 17)			
		All stations	Stations with SSC < 100	Stations with SSC > 100	Stations with SSC > 200	All stations	Stations with SSC < 100	Stations with SSC > 100	Stations with SSC > 200
Tang et al., 2013	490; 560	0.0042	0.0027	0.0143	0.0001	0.0161	0.1411	0.0495	0.0052
Binding et al., 2005	555; 665	0.1228	0.1523	0.051	0.0287	0.0708	0.446	0.0892	0.0014
Tang et al., 2013	560; 681	0.0873	0.1331	0.2247	0.0692	0.079	0.6683	0.0963	0.0032
Doxaran et al., 2015	555; 748	0.7779	0.3947	0.8309	0.6038	0.4374	0.3649	0.2976	0.0743
Nechad et al., 2010	670	0.3612	0.4882	0.0585	0.0373	0.4336	0.4315	0.297	0.0226
Martinez et al., 2015	680; 805	0.8053	0.0939	0.6373	0.6671	0.8762	0.1001	0.8601	0.7245
Doxaran et al., 2002	550; 850	0.8062	0.2854	0.8664	0.6477	0.4992	0.0451	0.3542	0.116
Pinet et al., 2017	670; 850	0.8065	0.076	0.7982	0.6432	0.914	0.2822	0.9591	0.9258
Shen et al., 2014	645; 858	0.795	0.1213	0.8325	0.6359	0.8796	0.2268	0.8444	0.6825
Doxaran et al., 2009	650; 858	0.7953	0.1253	0.8364	0.6364	0.8796	0.2268	0.8444	0.6825
Doxaran et al., 2003	555; 865	0.8059	0.2402	0.8635	0.6483	0.5083	0.0571	0.3675	0.1281
Moore et al., 1999	775; 865	0.6686	0.0103	0.4985	0.4938	0.7613	0.2128	0.8853	0.9181

Figure 55. Comparaison des coefficients de détermination R^2 obtenus pour 12 algorithmes d'inversion entre réflectances (mesurées ou simulées) et concentrations en MES (SSC, en mg.l^{-1}). Les résultats en gras correspondent aux modèles d'inversion les plus performants.

Les résultats présentés sur la figure 55 montrent en premier lieu, que notre algorithme est le plus performant autant pour nos données de réflectances mesurées que simulées. Il fait intervenir le rapport entre les valeurs spectrales obtenues dans l'infra-rouge à 850 nm et celles obtenues dans le rouge à 670 nm (Pinet et al., 2017). Cet indice est particulièrement performant pour les réflectances simulées au niveau de stations présentant des concentrations en MES supérieures à 100 mg.l^{-1} ($R^2 = 0.9591$). Les algorithmes présentés par Doxaran et al. (2002), et Martinez et al. (2015) permettent d'obtenir de bons résultats ($R^2 = 0.8664$ et 0.6671 , respectivement) en milieux turbides et hyperturbides. Ces deux indices sont également basés sur des rapports de bandes infra-rouge/vert pour Doxaran et al. (2002) et infra-rouge/rouge pour Martinez et al. (2015). En ce qui concerne les milieux moins chargés en MES dont la concentration est inférieure à 100 mg.l^{-1} , les algorithmes de Nechad et al. (2010) et de Tang et al. (2013) se distinguent des autres algorithmes évalués au cours de cette thèse. Néanmoins, leurs performances respectives en termes de détermination des concentrations en MES pour les stations turbides (au cœur de cette étude et majoritaires au sein des bassins versants de l'Amazone et de la Volta) les rendent inappropriés pour l'étude des eaux de surfaces continentales.

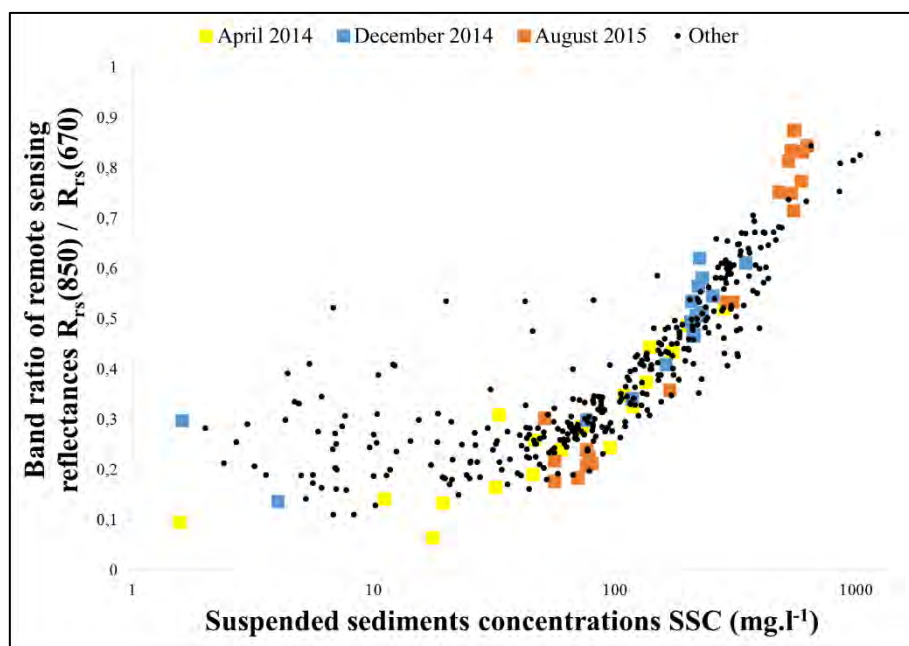


Figure 56. Rapport de bandes entre les réflectances télédéteectées R_{rs} à 850 et 670 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (388 mesures).

Les résultats obtenus après l'évaluation de chacun des algorithmes présentés dans la figure 55 a conforté d'une part l'hypothèse d'une utilisation d'un rapport de bandes pour réduire la dispersion entre réflectances et concentrations en MES, notamment pour les eaux très turbides, et d'autre part a conforté le choix d'un ratio entre des réflectances dans les domaines infra-rouge et rouge. La figure 56 présente la relation obtenue entre ce rapport de bandes spectrales et les concentrations en MES. En la comparant avec la figure 40, on constate que la forte dispersion pour les stations d'intérêt fortement chargées en MES a été drastiquement réduite, permettant une estimation plus fine des charges sédimentaires. Cependant, on peut déplorer l'apparition également d'une variabilité au sein de cette relation pour les eaux les moins chargées en MES. Ces stations de mesures sont minoritaires au sein des bassins versants considérés. Néanmoins, notre objectif étant bien de travailler sur l'inversion des réflectances R_{rs} pour l'ensemble de la gamme de concentrations observées, nous avons calibré un modèle d'inversion spécifique pour ces eaux moins chargées. Ouillon et al. (2008) recommandent pour des eaux peu à moyennement turbides l'utilisation d'une réflectance unique centrée à 681 nm, ce qui correspond à une des bandes spectrales du capteur MERIS. La figure 57 présente l'inversion en termes de concentrations de MES issues de l'utilisation conjointe du rapport de bandes $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ pour les concentrations supérieures à 100 mg.l⁻¹, et de la bande $R_{rs}(681)$ seule pour les concentrations inférieures à 100 mg.l⁻¹.

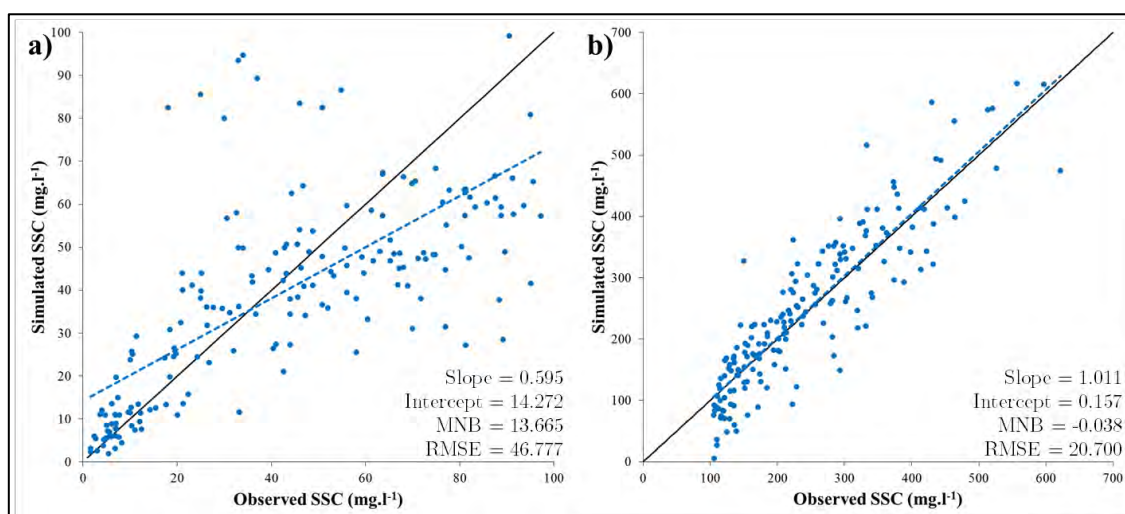


Figure 57. Comparaison entre concentrations en MES observées in situ et estimées à partir de l'inversion de $R_{rs}(681)$ pour les concentrations inférieures à 100 mg.l^{-1} (a), ou à partir du rapport $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ pour les concentrations supérieures à 100 mg.l^{-1} (b).

Pour les concentrations inférieures à 100 mg.l^{-1} (figure 57a), les résultats d'inversion sont peu satisfaisants ($\text{RMSE} = 46.7 \text{ mg.l}^{-1}$). Pour les concentrations supérieures à 100 mg.l^{-1} (figure 57b), les résultats d'inversion sont bien meilleurs ($\text{RMSE} = 0.7 \text{ mg.l}^{-1}$). Les pentes et ordonnées à l'origine de la droite de régression du nuage de points de MES estimées/MES mesurées pour les classes de concentrations respectivement inférieures et supérieures à 100 mg.l^{-1} sont égales à 0.595 et 14.272 pour l'algorithme à simple bande, et 1.011 et 0.157 pour le rapport de bandes. Les biais moyens normalisés (MNB) et les erreurs quadratiques moyennes (RMSE) ont aussi été calculés. Ces deux indices montrent également la meilleure performance dans l'inversion du rapport $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$, avec notamment un biais quasiment nul.

L'estimation des concentrations en MES à partir de ce rapport simple entre les bandes infra-rouge à 850 nm et rouge à 670 nm a donc semblé bien adaptée aux milieux aquatiques continentaux très turbides étudiés. De plus, ces deux domaines spectraux sont fréquemment mesurés par les capteurs satellitaires rendant très accessibles leur l'acquisition et leur utilisation. A titre d'exemple, les données du capteur MODIS présentant des bandes spectrales appartenant à ces domaines ont été exploitées avec succès au-dessus du lac de Bagré. Les résultats de cette étude ont fait l'objet d'une publication scientifique et se trouvent en annexe (Annexe B). La forte dispersion résiduelle pour les concentrations inférieures à 100 mg.l^{-1} démontre la plus grande complexité optique des eaux moyennement turbides et la

nécessité d'exploiter des algorithmes plus complexes, comme ceux proposés par Nechad et al. (2010) et Tang et al. (2013).

Ce chapitre a présenté les différents résultats obtenus au cours de cette thèse, aux diverses échelles considérées. Il a exposé majoritairement des résultats acquis pendant le doctorat, mais qui n'ont pas fait l'objet de publication. Il a été notamment question de faire un bilan de l'ensemble des mesures réalisées au cours des différentes campagnes auxquelles j'ai participé. Ces résultats ont été mis en perspective avec ceux issus de campagnes d'échantillonnages réalisées ultérieurement. Il en est ressorti qu'une grande diversité de stations avait été échantillonnée dans les bassins de l'Amazonie et de la Volta, en termes de concentrations en MES et de réponses spectrales associées. Cette richesse de données a permis à la fois d'alimenter une modélisation visant à mieux comprendre la variabilité observée intra et inter bassins, mais aussi de déterminer des algorithmes d'inversion des réflectances R_{rs} . Ces algorithmes ont été comparés avec ceux de la littérature et il est ressorti qu'un rapport des bandes $R_{rs}(850)$ et $R_{rs}(670)$ permettait le mieux d'estimer les concentrations en MES au sein des milieux turbides. D'autres résultats plus détaillés concernant les procédures de détermination minéralogique, d'évaluation de la variabilité des propriétés optiques et de télédétection des flux sédimentaires dans les bassins amazoniens et de la Volta sont présentés dans les chapitres IV, V et VI suivants.

Chapitre IV

Minéralogie des particules en suspension

A SEM-based method to determine the mineralogical composition and the particle size distribution of suspended sediments

Résumé

Cette étude présente une nouvelle procédure permettant la détermination des assemblages minéralogiques de matières en suspension (MES), notamment au sein des eaux de surfaces continentales. Cette méthode implique trois étapes distinctes : la filtration de quelques millilitres d'eau (collectés lors de campagnes d'échantillonnages sur le terrain dans notre cas), la mesure des spectres d'énergie dispersive (EDS) associés à chacune des particules récoltées sur le filtre par microscopie électronique à balayage (MEB), et une classification robuste grâce à des outils d'apprentissages automatisés.

Nous avons exploité cette méthode sur des échantillons récoltés dans différents cours d'eau du bassin amazonien, au sein desquels 15 groupes minéralogiques ont été distingués. Un total de plus de 204 000 particules ont été analysées par SEM-EDXS, ce qui représente environ 15 700 particules par station d'échantillonnages en moyenne. L'analyse microscopique a permis également l'obtention des distributions en tailles des particules (PSD). Les résultats montrent une grande robustesse entre eux et sont cohérents avec les minéralogies mises en évidence par de précédentes études.

La détermination des principaux groupes minéralogiques qui composent la matière sédimentaire des cours d'eau amazoniens, associée aux paramètres physiques tels que la PSD ou les coefficients de sphéricité des particules, permet une caractérisation précise de la charge terrigène des rivières et des lacs. La méthode nous a ainsi permis une description de l'évolution de la PSD au sein de la colonne d'eau, depuis les particules fines, jusqu'au matériel le plus grossier. Enfin, une discussion est apportée également sur les implications de ces résultats sur la répartition hydrodynamique des particules au sein de la colonne d'eau. Cette méthode est parfaitement adaptée à un suivi à long termes de la charge en sédiments en suspension dans les bassins versants, notamment pour des échantillonnages fréquents.

Authors

Sylvain Pinet, Bruno Lartiges, Jean-Michel Martinez, & Sylvain Ouillon.

Keywords

Mineralogy; SEM; suspended sediments; machine learning; particle size distribution.

Abstract

A robust method for characterizing the mineralogy of suspended sediments in continental rivers is introduced. It encompasses 3 steps: the filtration of few milliliters of water, measurements of energy dispersive spectra using Scanning Electron Microscopy (SEM), and robust machine learning tools of classification. We apply the method to suspended particles collected from various Amazonian rivers where 15 groups of distinct mineralogy were distinguished. A total of more than 204 000 particles were analyzed by SEM-EDXS, i.e. about 15 700 particles per sampling station. The size distribution of particles collected on the filters can also be derived from the SEM micrographs. The results show a great consistency in mineralogy with previous studies and as well as among the different samples. The determination of the main mineralogical groups composing the bulk sediments associated to physical parameters such as particle size distribution or aspect ratio allows a precise characterization of the load of the terrigenous particles in rivers or in lakes. The method enabled us to describe the evolution of grain size distribution from fine to coarse material in the water column. Implications about hydrodynamic sorting of mineral particles in the water column were discussed. This method appears well suited for intensive routine monitoring of suspended sediment in river systems.

1. Introduction

Understanding and quantifying the processes controlling the production, transportation and deposition of sediments in watersheds is a major issue for both river geomorphology and river management. Considering that sediments, and especially clay minerals, are key indicators of various environmental processes (Moriarty, 1977; Naidu & Mowatt, 1983; Petschick et al., 1996; Washner et al., 1999; Roddaz et al., 2005), knowledge of suspended sediment composition temporal and spatial variability in rivers bring significant insights on the evolution of watersheds. Conventional analytical procedure for water analysis such as photometry, chromatography, or spectrometry (ICP-AES, ICP-MS) involve heavy protocol of samples preparations and data analysis. The development of simple and efficient tools to characterize the bulk of suspended sediments in rivers is thus particularly needed by the water agencies and the scientific community to identify any change in the distribution and in the nature of the material transported within the catchment during the hydrological cycle.

Such a need is particularly relevant in large river basins, such as the Amazon basin, where the amount and the nature of suspended sediments may impact the environment at various scales, from global (Gibbs, 1977; Milliman & Meade, 1983; Ludwig & Probst, 1998; Syvitski et al., 2003) to local (Meade et al., 1985; Guyot et al., 2005; Armijos et al., 2013). Most often, high frequency monitoring is associated with a rough characterization of suspended sediment. The solid discharge of the Amazon is now systematically monitored every 10 days at various sampling stations by the National Observation Service program HYBAM, providing both estimates of Andean erosion rates and of the total amount of sediments transported through the Amazon basin to the Atlantic Ocean (Guyot et al., 1988; Molinier et al., 1996; Filizola et al., 1999; Filizola, 2003; Laraque et al., 2004; Safran et al., 2005; Martinez et al., 2009). On the other hand, there is a significant body of literature reporting punctual detailed chemical characterizations of the particulate or dissolved load in the Amazon basin on a one time basis only (Irion, 1983; Stallard & Edmond, 1983; Johnsson & Meade, 1990; Martinelli et al., 1993; Guyot et al., 1996; Gaillardet et al., 1997; Tardy et al., 2005; Guyot et al., 2007; Sondag et al., 2010; Moquet et al., 2011; Bouchez et al., 2011), and it is now envisaged to perform a large analysis of their variations amongst the different sub-basins, using a unique simple and robust method.

Scanning Electron Microscopy coupled with automated Energy Dispersive X-ray Spectroscopy (SEM-EDXS) and image analysis, simultaneously provide both the size characteristics and the chemical analysis of thousands of particles. Such method has previously been used to characterize the occurrence of heavy metal bearing mineral phases in polluted soils and sediments (de Boer & Crosby 1995; El Samrani et al., 2004) or to support the analysis of light-scattering features of particles in water bodies (Peng et al., 2009; Pinet et al., 2017).

The aim of this paper is to introduce a method to determine the mineralogical composition of suspended sediments in continental waters. This method involves a simple sampling protocol combined to the robustness of powerful statistical technics, making it an ideal tool for processing a significant amount of water samples collected across a watershed. The main purpose is to take advantage of the expertise in mineralogical determination, then to reinforce it by the ability of machine learning tools to identify statistical patterns in large dataset, and finally to supply an efficient tool to characterize suspended sediments in lakes or rivers. In the present paper, the method is fully illustrated on suspended sediments sampled in the Amazon basin, where many punctual analyses are already available in the literature.

2. Materials and methods

2.1. Sampling

Three sampling campaigns were conducted between March 2013 and December 2014 by the SNO HYBAM network and its national partners. Water samples were taken from the surface [0-30 cm] and at various depths in rivers. Eight liters of water were sampled at each station, using a bucket for the surface samples and a specific depth sampler (Callède, 1994) in the water column. Turbidity was measured with a turbidity meter (Hach 2100Q) giving for each sample a proxy of the sediment load. Depending on the turbidity values, from 1 ml of water (for the samples with the highest turbidity) to 6 ml (for the samples with the lowest turbidity) were collected with a micropipette (Eppendorf), and filtered through 0.4 μm pore sized polycarbonate membrane filters (GE Osmonics). The filters were then dried and kept in PetriSlides (Millipore) until further processing in the laboratory.

2.2. Scanning Electron Microscopy (SEM)

After preliminary examination with a binocular microscope, a piece of membrane filter was selected, mounted on an aluminum stub using carbon double-sided conductive tape, and coated with carbon. SEM observations were conducted with a Jeol JSM 6363LV microscope equipped with a Silicon Drift Detector (SDD) PGT operating at 20 kV for chemical analysis. The backscattered electron imaging mode was used to identify the mineral particles from the membrane filter (Figure 58). A series of SEM images was randomly collected at 400x magnification, taking care not to superimpose successive images. Each identified particle was analyzed by Energy Dispersive X-ray Spectroscopy (EDXS) to determine its elemental composition. To obtain the mineralogical composition of classified groups, the stoichiometric ratios were calculated from the atomic percentages given by the EDXS analysis, and were then compared with known mineralogical compositions.

SEM images were also used to determine the size distribution of the suspended solids using the ImageJ freeware (National Institutes of Health, Bethesda, MD, USA) in order to compare the size distribution of the samples. Projected area, perimeter and shape descriptors were automatically determined for each particle with ImageJ, while excluding any particle touching the edge of the image. The equivalent diameter D_{eq} of each particle was calculated according to Saleh & Guigon (2009, after Allen, 1975) as:

$$D_{eq} = (S / \pi)^{1/2} ,$$

Equation 28.

where S is the projected area of the particle in μm . The particle size distribution (PSD) was then determined both for each sampling station and for each mineral phase identified, using Junge’s power-law distribution (Junge, 1963):

$$N(D) = K \times D^{-J}, \quad \text{Equation 29.}$$

where $N(D)$ represents the number of particles of diameter D , K is the concentration of particles and the exponent J is the slope of the distribution. The size bins range from 0.14 to 550 μm . However, because of the low magnification used to acquire the SEM images, only the size classes greater than 1 μm were taken into account for the calculation of the exponent J . An aspect ratio (AR) was also obtained from the ratio between the major axis and the minor axis of the best-fit ellipse around each particle. An AR equal to 1 is a circle, whereas an AR greater than 1 indicates elongated particles.

2.3. Machine learning

The particles were partitioned into homogeneous groups based on their elemental composition using the Partitioning Around Medoids (PAM) unsupervised classification (Kaufman & Rousseeuw, 1987). The PAM method is based on a k-medoids algorithm, simple to use, that performs robust classifications (Breitkreutz & Casey, 2008). The elemental content of particles representing 99 % of the total of elements detected by the EDXS analysis was considered to derive the mineralogical groups. These elements are Sodium (Na, 2.2 %), Magnesium (Mg, 2.7 %), Aluminum (Al, 25.7 %), Silicon (Si, 57.7 %), Potassium (K, 2.8 %), Calcium (Ca, 0.7 %), Titanium (Ti, 1.2 %), and Iron (Fe, 6.9 %).

The randomForest supervised learning classification algorithm (Breiman, 2001) was applied on the same training dataset to test the robustness of the groups and to be compared with the classification resulting from the PAM method. The randomForest classification was then used on all the remaining sampling stations to extend the mineralogical determination. The randomForest classification computes hundreds of classification trees, selecting randomly m variables (i.e., elements) that lead to the split of the dataset at each tree node. A ‘vote’ is assigned to each tree built during the classification process, and then the majority vote over the set of trees built in the process designates the most consistent and recurrent classification as the final result. In our study, we used the package “randomForest” ported in R by Liaw & Wiener (2002) from the original FORTRAN program by Leo Breiman & Adele Cutler. The sampling

stations used for the training and the validation of the two classifications are described in figure 60 by their dates, locations, depth, and the corresponding numbers of SEM images and particles analyzed.

Building only two mineralogical groups would determine a minimum error rate in the classification, since if one particle does not fit in a group, it necessarily belongs to the other group. However, in that case the consistency within each group is likely to be quite poor, e.g. the intra-group variability of the particle types will be much too high to identify the resultant dominant mineralogy. In contrast, a very high number of groups would correctly classify the particles according to their chemical analysis, but the similarity between those groups would be too important, the mineralogy difficult to assess and misclassification would be frequent. Therefore, the optimal number of groups achieved by the classification was investigated in order to obtain the best consistency (i.e., a single mineralogy) for each group while keeping a reasonable number of groups and minimizing the possible randomForest misclassifications. Such tests required an expertise in earth sciences as a support of the statistical analysis of the classification results and were accomplished with the collaboration of mineralogists. In order to reach the best agreement between PAM and randomForest classifications, various parameterizations for the randomForest classification were tested on the training dataset.

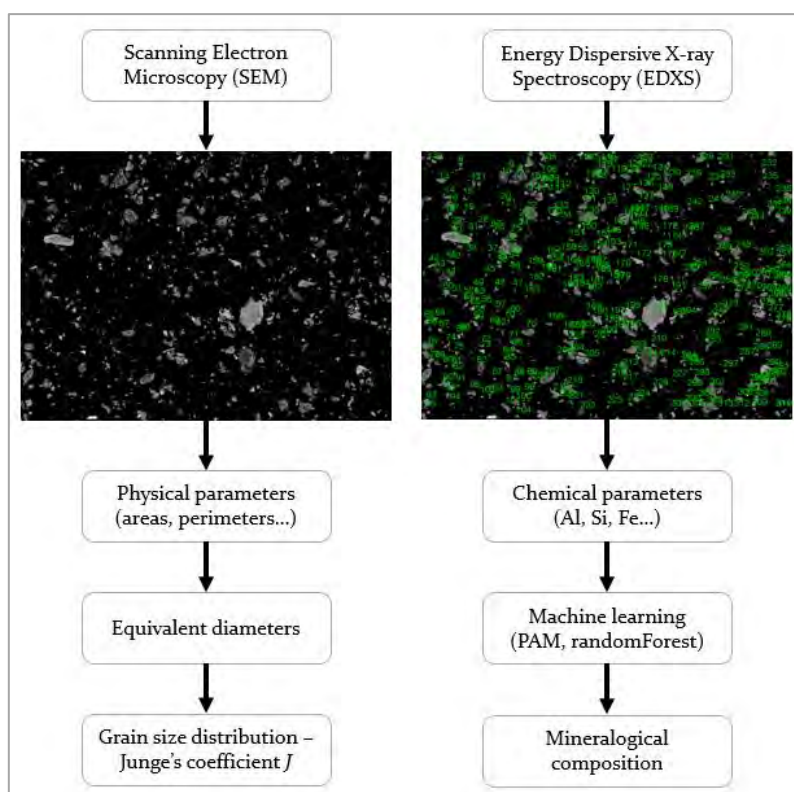


Figure 58. Imaging procedure and data processing from SEM micrographs of suspended particles: (left) image used in grain size analysis and (right) the same image with the particles analyzed by EDXS and manually tagged using green numbers.

2.4. Study area

The Amazon Basin is the most important watershed of the world, both in terms of drainage area ($6.1 \times 10^6 \text{ km}^2$, Goulding et al., 2003) spreading from the Andes to the Atlantic Ocean through a major part of South America, and in terms of water discharge (in average $208 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, Callède et al., 2010) (Figure 2). The region is characterized by a humid tropical climate (in average $2015 \pm 112 \text{ mm yr}^{-1}$, Espinoza Villar et al., 2009) and contrasted seasonal rainfall pattern depending on the latitude. The Amazon River main stream is known as the Solimões River from the border between Peru and Brazil until downstream of the Rio Negro confluence near Manaus. The Madeira River is the third main tributary of the Amazon River, 200 km downstream the confluence between Negro River and Solimões River, and drain the southeast part of the Amazon basin (Figure 59).



Figure 59. Location of the sampling stations in the Amazon River Basin (source : *Google Earth*).

Most sediment transported by the Amazon River originates from the Andean mountains which are composed of highly erodible rocks (Dunne et al., 1998; Filizola & Guyot, 2009). Such hydro-morphological characteristics induce massive erosion processes at a large scale in Ecuador, Peru and Bolivia (Guyot, 1993; Masek et al., 1994; Aalto et al., 2006); as a result, the Amazonian basin is one of the most important contributor in the world in terms of sediment input to the ocean (in average $800 \times 10^6 \text{ t yr}^{-1}$, Martinez et al., 2009). The Solimões, Madeira and Amazon Rivers are classified as white rivers (Sioli, 1957; Gibbs, 1967) because of their high sediment load, originating mainly from the erosion of the Andes, but also coming from tributaries, river bank erosion and remobilization of the older sediments trapped in the floodplains (Dunne et al., 1998). These sediments correspond mainly to quartz and assemblages of various clays.

Dates	Stations	Depth (m)	N _i	N _p
March 9th 2013	Manacapuru	0	13	1141 *
-	Foz do Madeira	0	10	1971 *
-	Amazonas	0	14	1525 *
-	Manacapuru	10	21	1729 *
April 3rd 2014	Belem	0	13	1481
April 6th 2014	Fonte Boa	0	16	1154
-	-	10	12	1478
-	-	20	8	1603
-	-	30	14	1236
April 11th 2014	Itapeua	0	14	1390
-	-	25	12	1787
-	-	35	8	1720
April 13th 2014	Manacapuru	0	16	1874
-	Manacapuru	30	14	1902
December 15th 2014	Careiro	0	16	2291

Figure 60. Description of the sampling stations analyzed in this study – Ni stands for the number of SEM images, and Np for the number of particles analyzed by the machine learning process – Samples used for the PAM classification and the randomForest training are marked with *.

3. Results

3.1. Unsupervised PAM classification

The training of the classifications was performed using samples from the Solimões, Madeira and Amazon Rivers during the March 2013 sampling campaign (Figure 59), representing various water types and various terrigenous origins of suspended particles. The unsupervised PAM and the supervised randomForest were both built from the chemical analyses of 6366 particles sampled during this campaign. The resulting randomForest classification was then used on the stations of the Solimões River sampled during the other field sampling trips (Figure 58). The sampling campaigns corresponding to the period of April and December 2014 were not used in the PAM classification procedure. The classification process involved a trial-and-error phase in

the choice of the number of groups. The consistency of each group was evaluated through the dispersion of the elementary contents (in percent).

		Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe
Group 1	<i>Mean</i>	0.04	0.01	0.06	99.79	0.00	0.00	0.01	0.07
	<i>St. dev.</i>	0.33	0.14	0.35	0.59	0.03	0.05	0.11	0.30
Group 2	<i>Mean</i>	1.34	11.21	26.35	35.00	1.08	0.59	0.47	21.48
	<i>St. dev.</i>	2.32	7.21	5.75	6.31	1.85	1.23	2.35	7.47
Group 3	<i>Mean</i>	1.60	2.30	36.02	49.23	8.01	0.06	0.09	2.64
	<i>St. dev.</i>	1.80	1.29	2.49	2.67	2.04	0.23	0.47	1.41
Group 4	<i>Mean</i>	1.38	3.34	30.34	54.39	3.22	0.98	0.18	5.47
	<i>St. dev.</i>	2.27	1.91	2.85	2.24	2.11	1.48	0.62	2.09
Group 5	<i>Mean</i>	2.39	0.45	20.90	60.18	14.16	0.09	0.04	0.76
	<i>St. dev.</i>	3.10	1.09	3.42	3.33	4.40	0.40	0.22	1.75
Group 6	<i>Mean</i>	18.94	0.36	21.45	56.35	0.75	1.38	0.03	0.54
	<i>St. dev.</i>	4.02	0.85	3.14	3.33	1.60	2.13	0.26	1.10
Group 7	<i>Mean</i>	0.82	2.26	25.39	63.65	1.73	0.62	0.16	4.75
	<i>St. dev.</i>	1.68	2.55	4.40	4.28	1.96	1.26	1.02	4.10
Group 8	<i>Mean</i>	2.06	5.36	29.71	47.13	2.62	1.39	0.90	9.73
	<i>St. dev.</i>	2.40	3.45	3.66	3.55	2.11	3.90	3.86	3.87
Group 9	<i>Mean</i>	1.31	118	40.90	50.22	0.96	0.17	0.13	2.74
	<i>St. dev.</i>	2.27	1.40	6.04	6.66	1.36	0.47	0.70	1.91
Group 10	<i>Mean</i>	2.08	14.88	10.00	43.35	0.52	11.47	2.03	8.92
	<i>St. dev.</i>	2.63	11.57	7.46	11.24	1.00	13.53	6.16	7.34
Group 11	<i>Mean</i>	1.16	1.40	15.20	76.31	1.61	0.28	0.47	2.96
	<i>St. dev.</i>	2.32	1.54	4.85	4.23	1.65	1.89	3.21	3.77
Group 12	<i>Mean</i>	1.30	2.28	11.34	18.22	0.77	1.27	2.26	57.64
	<i>St. dev.</i>	3.19	4.41	6.59	9.66	2.02	2.55	5.85	15.27
Group 13	<i>Mean</i>	0.64	0.65	8.11	87.61	0.83	0.07	0.17	1.71
	<i>St. dev.</i>	1.25	1.04	2.17	2.72	0.80	0.47	1.07	1.84
Group 14	<i>Mean</i>	0.48	0.97	9.61	13.32	0.33	0.21	69.75	4.28
	<i>St. dev.</i>	1.58	1.79	5.22	7.57	0.65	0.69	16.59	5.96
Group 15	<i>Mean</i>	0.19	0.05	4.02	94.93	0.16	0.00	0.04	0.55
	<i>St. dev.</i>	0.69	0.28	1.20	1.79	0.41	0.07	0.26	0.80

Figure 61. Mean values and standard deviations of the elementary contents (in %) of each group representing 99% of the bulk particle composition and built from the unsupervised PAM classification of 6366 suspended particles.

The average standard deviation of the total classification was thus calculated and compared to classifications built with a number of groups ranging from 2 to 20. A value of less than 3 % expressing a great consistency within the different groups built by the PAM classification was first reached for a minimum of 15 groups. Figure 2 presents the mean elementary composition of the 15 groups obtained after the PAM classification based on the 6366 particles sampled in March 2013. This statistical consistency of the classification was confirmed by the analysis of a mineralogist and enabled the association of a unique mineralogy to each group. These 15 groups were thus kept as the reference on which the rest of the statistical procedure was applied (i.e. the training

of the randomForest classification). The classification reveals an increase in the Al/Si ratio from group 1 (defined as pure quartz with Al/Si close to 0) to the most developed and mature sediments of group 9 (defined as kaolinite with Al/Si close to 1). The classification also detected two poorly represented groups and very distinct from the others, with major contents in Iron or Titanium (respectively, Iron oxides and Titanium dioxides). Except for these two groups representing less than 3 % of the dataset, the classification distinguished 8 groups of clays (represented by chlorite, smectite, illite and kaolinite) corresponding to 65 % of the classified particles, 3 groups of quartz (22 % of the dataset) and 2 groups of feldspars (orthoclase and albite, 3 % and 7 % of the dataset, respectively). The same mineralogies were established for different groups expressing either a chemical variability within a group of minerals (e.g., the 3 groups of smectite), or the mixing of different particles signatures by the SEM-EDXS measurements (e.g., the 3 groups of silica particles).

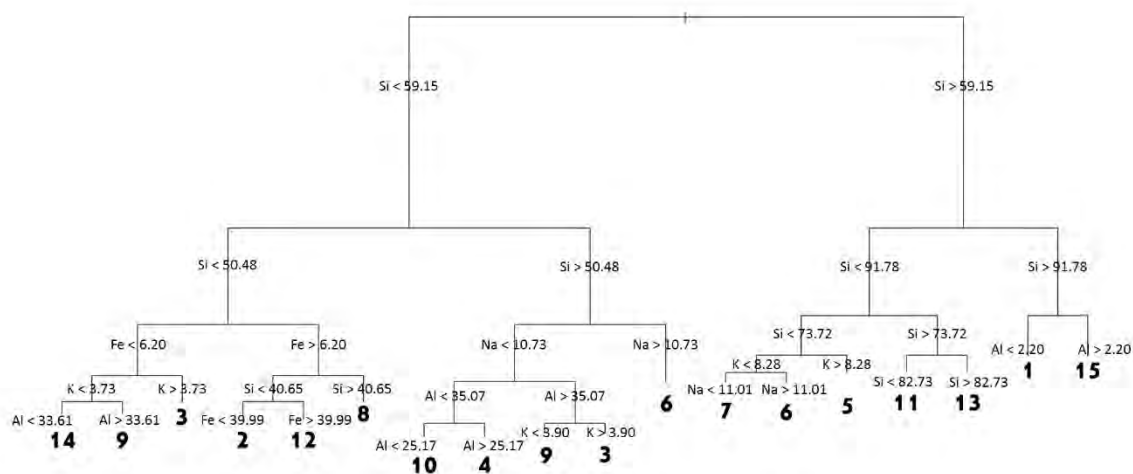


Figure 62. The classification tree resulting of the randomForest process and the splitting criterion used to separate the dataset at each node of the tree. Bold numbers on the terminal nodes represent the corresponding classification group.

3.2. Supervised randomForest classification

By varying the number of trees N_{tree} built during the classification and the number of variables N_{var} sampled at each split, the minimum error rate was obtained for $N_{\text{tree}} = 500$ and $N_{\text{var}} = 2$. The most representative tree of the forest having the majority ‘votes’ and corresponding to the best split of the dataset is presented in figure 62. Such tree highlights the importance of Si, Al, K, Fe and Na contents in the classification process.

On the other hand, the 3 remaining elements (Mg, Ti, and Ca) did not significantly contribute to the repartition of chemical analyses in distinct groups. These results were confirmed by the internal calculations of variables importance of randomForest called *MeanDecreaseAccuracy* and *MeanDecreaseGini* (Breiman, 2002), which assigned the lowest values (i.e., the minimum contribution) to Mg, Ti and Ca, and the highest values to the Si content.

3.3. Comparison of the classifications

		SUPERVISED RANDOMFOREST CLASSIFICATION																
UNSUPERVISED PAM CLASSIFICATION		Group 1	Group 2	Group 3	Group 4	Group 5	Group 6	Group 7	Group 8	Group 9	Group 10	Group 11	Group 12	Group 13	Group 14	Group 15	class_error	
	Group 1	662	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0.001508296	
	Group 2	0	399	1	0	0	0	1	12	3	2	0	2	0	0	0	0.050000000	
	Group 3	0	0	596	17	0	0	0	8	9	0	0	0	0	0	0	0.053968254	
	Group 4	0	0	5	1120	0	5	11	13	7	0	0	0	0	0	0	0.035314384	
	Group 5	0	0	0	1	174	1	3	0	0	3	1	0	0	0	0	0.049180328	
	Group 6	0	0	0	0	2	436	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0.009090909	
	Group 7	0	0	0	20	0	0	400	1	0	0	4	0	0	0	0	0.058823529	
	Group 8	0	4	4	16	0	0	0	588	7	1	0	0	0	0	0	0.051612903	
	Group 9	0	0	6	6	0	0	0	7	467	0	0	0	0	0	0	0.039094650	
	Group 10	0	4	0	0	0	1	0	4	0	109	1	0	0	0	0	0.084033613	
	Group 11	0	0	0	0	1	3	8	0	0	4	234	0	3	0	0	0.075098814	
	Group 12	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	163	0	0	0	0.018072289	
	Group 13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	7	0	301	0	4	0.038338658	
	Group 14	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	60	0	0.032258065	
	Group 15	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	0	415	0.023529412	

Figure 63. Example of a confusion matrix between the different groups classified by the PAM and the randomForest machine learning.

The resulting tree and the corresponding supervised randomForest classification were compared to the PAM partitioning. Figure 63 shows a confusion matrix where the misclassification between PAM and randomForest are detailed and quantified via the classification error rate. The entire process was repeated because of the random aspect of the variables used during the classification. All the confusion matrices thus obtained showed similar results, and the classification error rate between both classification methods was always lower than 4 % using the combined ($N_{\text{tree}} = 500$ and $N_{\text{var}} = 2$) parametrization. The randomForest classification was used on the remaining dataset, which included stations sampled during the campaigns of April and December 2014 (i.e., 17916 particles). The mineralogical contents of each Solimões River station were then determined from the percentage of particles in number associated with the different groups (Figure 64).

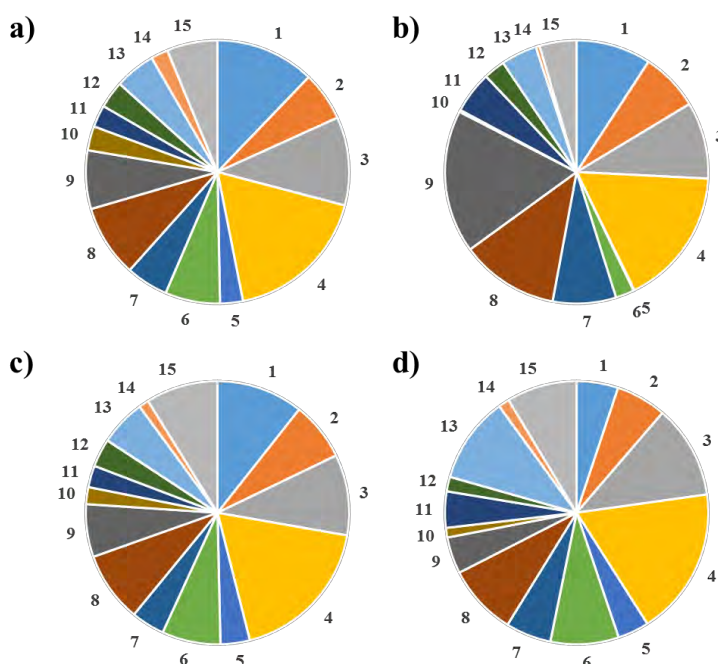


Figure 64. Distribution of the mineralogical groups from 1 to 15 at 3 different stations on the Solimões River sampled in a) March 2013, c) April 2014 and d) December 2014, and a Madeira River station b) also sampled in March 2013.

As illustrated in figure 64, Solimões River samples exhibit a very similar pattern in mineralogical composition, with a maximum standard deviation of $\sigma = 2.5$ %. The comparison between Solimões River and Madeira River stations exhibits contrastingly great dissimilarities, highlighting the differences in mineralogical composition of the suspended sediments collected during the March 2013 sampling trip and used for the training of the randomForest classification. For all the Solimões River stations, the smectite content (sum of groups 3, 4 and 10) represents the main component of the mineralogical assemblage (33.01 % in average). Group 4 is especially dominant representing on average 19.12 % of all particles analyzed by SEM. The rest of the particles occurs as other clay minerals (illite, chlorite and kaolinite, on average 19.74 %, 7.38 % and 6.78 %, respectively), quartz (on average 19.17 %) and feldspars (orthoclase and albite, on average 3.03 % and 6.87 %, respectively). Finally, the less frequent types of particles are Iron oxides and Titanium dioxides (on average 2.90 % and 1.12 %, respectively). The average Pearson's correlation coefficients between Solimões River sampling stations taken two by two raised up to 0.90, but reached only 0.73 when comparing Madeira River and Solimões River stations. After combining the groups showing analogous mineralogies (e.g. groups 1, 13, and 15 representing quartz), the correlation coefficients are even higher, increasing to 0.97 on average for the Solimões River stations. The mineralogical similarities evidenced in figure 64 between Solimões

River sampling stations were confirmed by variance analysis, which showed no statistical difference between the randomForest classifications of the Solimões River stations (mean adjusted p-value = 0.96), but established a statistical distinction between the Madeira and the Solimões sampling stations (mean adjusted p-value = 0.48).

3.4. Particle Size Distribution

A total of more than 204 000 particles were scanned by SEM to analyze their size, which represents more than 15 700 particles per station on average. Contrasted types of particles were examined with projected areas ranging between 0.062 and 25204 μm^2 (5.78 μm^2 on average) and perimeters ranging between 0.70 and 1874 μm (6.02 μm in average). The resulting equivalent diameters were calculated and ranged between 0.14 and 69.57 μm (0.76 μm on average) (Figure 65a), which led to the calculation of the grain size distribution of the particles for each station (Figure 65b), following the least-square fitting method. The smallest value of the slope exponent was obtained for the suspended particles taken at a 30 m depth at Manacapuru ($J = 2.54$) and the highest for the surface sample of Fonte Boa station ($J = 3.36$). As expected, a decrease of J was observed with sampling depth in the water column, thus showing an increase of the coarser fraction of the particles (Figure 65c). As an example, at the Itapeua station, J is 3.14 at surface level, 2.96 at a 25 m depth, and is only 2.62 at a 35 m depth. On average, J value for surface samples is about 3.15, but only reached 2.84 for the other samples collected at depth. The particle size distribution of each mineralogical group was examined. J values ranging from 2.48 for group 14 to 3.43 for group 4 were obtained. Similar J values (3.31) characterized the smectite groups (including groups 3, 4 and 11), the lowest J values were obtained to iron oxides (2.60, group 12) and to Titanium dioxides (2.48, group 14), whereas the other groups (quartz, chlorite, illite, orthoclase, albite and kaolinite) exhibited a Junge's exponent close to 3 (3.01 on average).

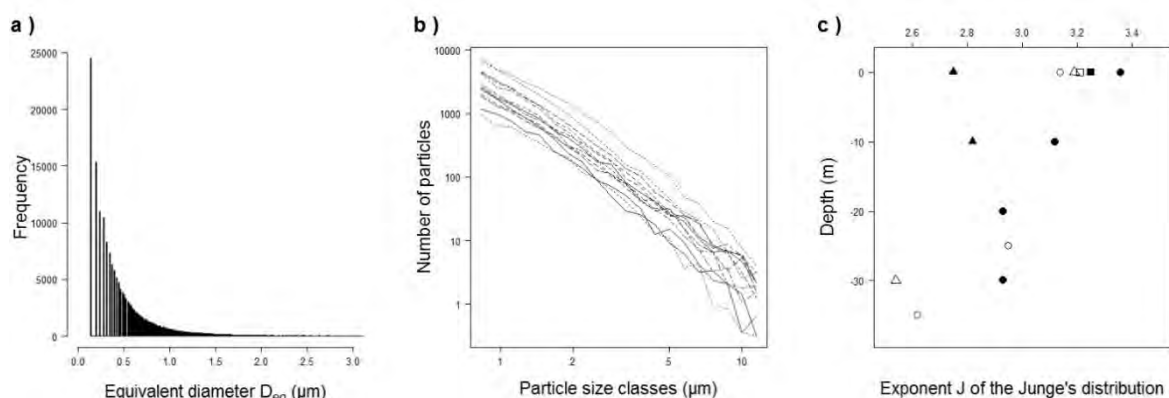


Figure 65. Grain size distribution of the particles analyzed by SEM: a) histogram of the calculated equivalent diameters; b) particle number/size distribution at each sampling station (for $D > 1 \mu\text{m}$); c) corresponding J Junge's distribution exponent values at various depth (black and white triangles represent Manacapuru station sampled in 2013 and 2014, respectively. Black and white circles represent Fonte Boa station and Itapeua station, respectively. Black and white squares represent Belem station and Careiro station, respectively).

The majority of particles showed aspect ratios in the $[1 - 2]$ range, which reveals that most of the particles were significantly rounded. Such a result was confirmed by the calculation of the circularity coefficient C (included in the $[0 - 1]$ range) that corresponds to the ratio between the projected area S and the squared value of perimeter P of each particle ($C = 4\pi \times S / P^2$): more than 45 % of the particles showed a C value equal to 1, thus indicating a spherical particle, and it increased to more than 59 % for C values higher than 0.9. Those quasi-spherical particles showing an AR value of 1 were characterized by small dimensions with a maximum area of $2 \mu\text{m}^2$ ($0.11 \mu\text{m}^2$ in average) and a maximum perimeter of $4.83 \mu\text{m}$ ($0.90 \mu\text{m}$ in average). The levels of turbulence (and thus of vertical mixing) were likely different in stations sampled by Bouchez et al. (2011) and in the present study. Such a parameter may be estimated in future sampling to support the analysis of vertical profiles (e.g., Lefebvre et al., 2012).

4. Discussion

With more than 96 % of correct assignment (Figure 63), the supervised randomForest classification ensures great consistency with the groups built by the unsupervised PAM method. The relative importance of the mineralogical groups thus obtained compares favorably with those inferred by X-ray diffraction in Guyot et al. (2007), at similar

locations in the Amazon basin (including the Solimões River). These authors used a semi-quantitative method to manually identify the clay minerals present in each sample collected from the bank of the different rivers. In the Brazilian floodplain, Guyot et al. found approximatively 25 wt. % for the illite/chlorite assemblage, 10 wt. % for kaolinite, and 65 wt. % for the smectite/mixed layers assemblage for the Solimões River. In our case, excluding quartz from the analysis, the composition of the same assemblages is on average 33.55 %, 8.39 % and 58.06 % (percent in number), respectively. The clay contents in the Solimões River retrieved by the two methods are very close, the smectite content being predominant, and the amount of kaolinite, which indicates the presence of mature sediments, being significant.

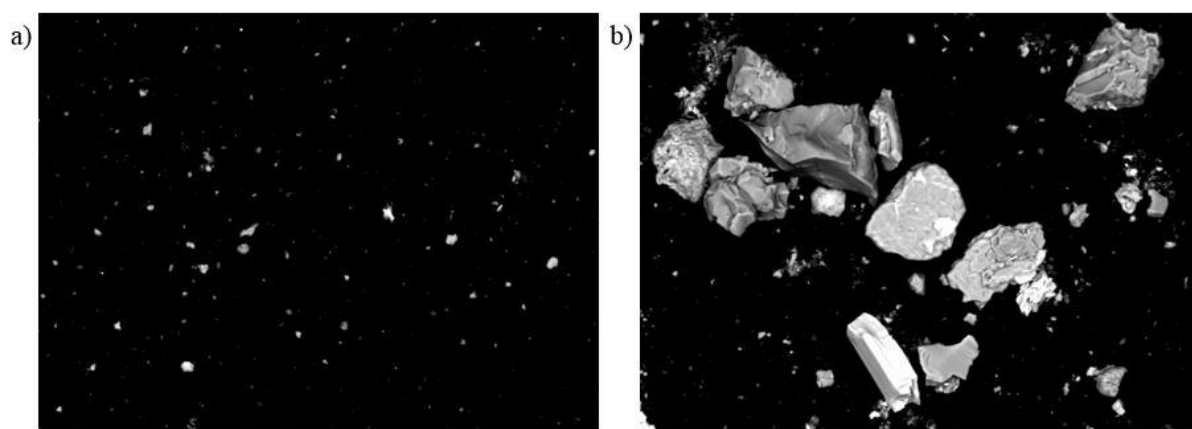


Figure 66. Two SEM images (x400 magnification) corresponding to the Manacapuru station sampled at the same scale in April 2014, a) at the water surface and b) at 30 m deep.

Despite the analysis of more than 200 000 particles, the initial sampling protocol and the magnification used for the SEM observations preclude the consideration of large particles in the size distribution. Indeed, very few particles larger than $10\ \mu\text{m}^2$ and almost none larger than $20\ \mu\text{m}^2$ were collected, thus leading to an overestimation of the J exponent of the Junge's law which describes the particle size distribution. The absence of the coarse size classes may smooth the differences in PSD between samples collected at different depths within the water column. Nevertheless, such underestimation of large particles does not conceal the decrease in the Junge's parameter J with increasing depth at given sampling site, either considering every size classes greater than $1\ \mu\text{m}$, or just taking into account size classes between 1 and $10\ \mu\text{m}$. In other terms, an increasing proportion of coarse sedimentary materials is observed with increasing depth, as illustrated in figure 66.

On the other hand, the analysis of the PSD of the various mineralogical groups was more contrasted. Indeed, Iron oxides and Titanium dioxides are characterized by coarse

material, whereas smectites, and especially those associated with group 4, are mainly composed of small particles. Such result is consistent with Chipera & Bish (2001), who showed that, among various types of clays, smectite represented the finest size fraction. However, there was no significant difference between the other groups in terms of particle size distribution. Slight variations were observed, but the general pattern led to a J value of approximately 3. Regarding the aspect ratio analysis, Li et al. (2016) have revealed that particles from deep rivers are generally characterized by a regular shape, with slight roughness. Our results in terms of sediments shape, with more than 59 % of particles characterized by roundness coefficient typical of a quasi-spherical shape, are consistent with that study.

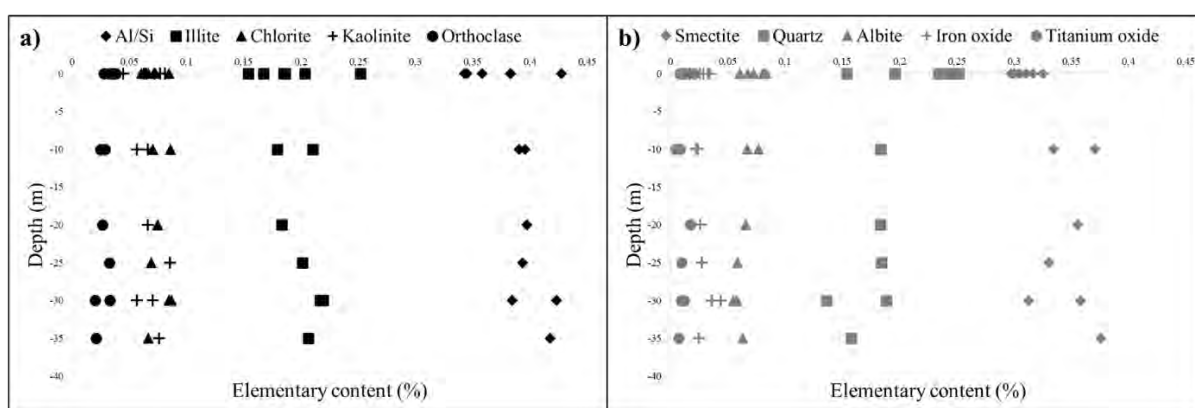


Figure 67. Mineralogical composition of suspended sediments of the Solimões River stations at various depths: a) the Al/Si ratio, illite, chorite, kaolinite and orthoclase contents; b) the smectite, quartz, albite, Iron oxide and Titanium oxide contents.

It is worth noting that the sphericity index of particles is inferred from projected surfaces and not from direct volume measurements. Thus, taking into account that clays occur as flake-shaped particles, it is expected that clay minerals present a less spherical shape compared with that of other silicates such as quartz or feldspar. These differences in minerals shape are likely to increase with coarser materials, since quartz particles become flatter with decreasing size classes (Kransley & Smalley, 1973). It will induce *de facto* an increasing dissociability of number of particles and associated volume between clays and quartz sediments when considering deeper samples in the water column. It then becomes obvious that the absolute mass of Si will increase with depth even if the relative number percentage of quartz particles remains unchanged. On the contrary, the volume percent occupied by clays will decrease with depth, considering that quartz minerals occupy more volume than clay minerals. Thus, using the Al/Si ratio, Bouchez et al. (2011) showed profiles describing a direct relationship between depth and mineralogical composition, and suggested that coarser materials are

Si enriched. Our results indicate that, considering the composition of single particles instead of the bulk composition of suspended sediment, there is no significant pattern between Al/Si ratio and depth (Figure 67a). In addition, no specific trend allows the description of a split between the different mineralogies based on sampling depth (Figure 67a and 67b). The Si content is then truly higher and the Al content is indeed lower as the sampling depth increases, but this should not be related to an increased proportion of quartz or feldspar particles compared with clay minerals. Obviously, the latter result is somehow related to the range of particle size explored in our study by SEM, and should be confirmed by extending the investigation to both finer and coarser materials.

5. Conclusion

The new PAM-randomForest procedure presented in this paper shows robust results and offers an easy method to characterized suspended sediments. The determination technique of the mineralogical assemblages in rivers is highly representative of the total sediment, even though just few milliliters of water were sampled. It remains powerful even in presence of a large dataset, which is essential in a spirit of maximum representability of the measurements. It allows also a more precise characterization of the suspended sediments sampled compared to an estimate of the total mass of the bulk particles. This method is particularly interesting for intensive sampling programs, where series of samplings are made and where it is easier to keep filters instead of several liters of water or kilograms of sediments. Complementary analyses have to be made to confirm the distribution of the different mineralogies within the water column for larger grain size distribution. However, as part of a long-term monitoring program, this technique could be routinely used and would provide important information on the sediment content of large river basins and its variability.

Acknowledgements

The authors are grateful for the French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and the French company *Noveltis* for co-funding the first author's PhD. This work was also supported by the Brazilian Agência Nacional de Águas (ANA) for funding the field campaigns. The authors thank also Thierry Aigouy of the French laboratory Géosciences Environnement Toulouse (UMR 5563), Sophie Gouy from the French Centre de MicroCaractérisation Raimond Castaing (UMS 3623), and Jacques Yvon

from the French laboratory GeoRessources (UMR 7359) for technical and scientific support.

References

- Aalto, R., Dunne, T., & Guyot, J. L. (2006). Geomorphic controls on Andean denudation rates. *The Journal of Geology*, 114(1), 85-99.
- Allen, T. (1975). *Particle size measurement*. Springer, 1-4899-3063-9.
- Armijos, E., Laraque, A., Barba, S., Bourrel, L., Ceron, C., Lagane, C., Magat, P., Moquet, J.S., Pombosa, R., Sondag, F., Vauchel, P., Vera A. & Guyot J. L. (2013). Yields of suspended sediment and dissolved solids from the Andean basins of Ecuador. *Hydrological Sciences Journal*, 58(7), 1478-1494.
- Bouchez, J., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., & Dutra-Maia, P. (2011). Grain size control of river suspended sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(3).
- Breiman, L. (2001). Random forests. *Machine learning*, 45(1), 5-32.
- Breiman, L. (2002). Manual on setting up, using, and understanding random forests v3.1. Statistics Department University of California Berkeley, CA, USA.
- Breitkreutz, D., & Casey, K. (2008). Clusterers: a comparison of partitioning and density based algorithms and a discussion of optimisations. Technical Report 11999, James Cook University, Townsville, Australia, 14 p.
- Callède J. (1994). Coletor de amostra d'água. *Publ. HiBAm*, Brasília, 16 p.
- Callède, J., Cochonneau, G., Alves, F. V., Guyot, J. L., Guimarães, V. S., & De Oliveira, E. (2010). Les apports en eau de l'Amazonie à l'Océan Atlantique. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 23(3), 247-273.
- Chipera, S. J., & Bish, D. L. (2001). Baseline studies of the clay minerals society source clays: powder X-ray diffraction analyses. *Clays and Clay Minerals*, 49(5), 398-409.
- De Boer, D.H., & Crosby, G. (1995). Evaluating the potential of SEM/EDS analysis for fingerprinting suspended sediment derived from two contrasting topsoils. *Catena* 24, 243-258.
- Dunne, T., Mertes, L. A., Meade, R. H., Richey, J. E., & Forsberg, B. R. (1998). Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 110(4), 450-467.
- Eberhart, J. P. (1989). Analyse structurale et chimique des matériaux. Dunod.
- El Samrani, A.G., Lartiges, B.S., Ghanbaja, J., Yvon, J., Kohler, A. (2004). Trace element carriers in combined sewer during dry and wet weather: an electron microscope investigation. *Water Research* 38, 2063-2076.
- Espinoza Villar, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Filizola, N., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., Vauchel, P. (2009). Spatio-temporal rainfall

- variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology* 29, 1574–1594. doi:10.1002/joc.1791
- Filizola, N., Guyot, J. L., & Boaventura, G. (1999). Fluxo de sedimentos em suspensão na Amazônia – a análise a partir da base de dados da ANEEL. *Proceedings of the Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, Manaus, 99.
- Filizola, N. (2003). Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens. . PhD thesis, Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, France.
- Filizola, N., & Guyot, J. L. (2009). Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set. *Hydrological Processes*, 23(22), 3207–3215.
- Gaillardet, J., Dupre, B., Allegre, C. J., & Négrel, P. (1997). Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical geology*, 142(3), 141–173.
- Gibbs, R.J., (1967). Amazon rivers: Environmental factors that control its dissolved and suspended load. *Science* 156, 1734–1737.
- Gibbs, R. J. (1977). Clay mineral segregation in the marine environment. *Journal of Sedimentary Research*, 47(1), 237–243.
- Goulding, M., Barthem, R., & Ferreira, E. (2003). *The Smithsonian atlas of the Amazon*. Smithsonian books, Washington DC, USA, 256 pp.
- Guyot, J. L., Bourges, J., Hoorelbecke, R., Roche, M. A., Calle, H., Cortes, J., & Guzman, M. C. B. (1988). Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Rio Béni, Bolivie, *IAHS Publication*, 174.
- Guyot, J. L. (1993). Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. PhD thesis, Editions de l'ORSTOM, Collection Etudes et Thèses, Paris, France.
- Guyot, J. L., Filizola, N., Quintanilla, J., & Cortez, J. (1996). Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. *IAHS Publication*, 236, 55–634.
- Guyot, J. L., Filizola, N., & Laraque, A. (2005). Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazone à Óbidos (Pará, Brésil) de 1995 à 2003. Sediments Budgets 1. *IAHS Publication*, (291), 347–354.
- Guyot, J. L., Jouanneau, J. M., Soares, L., Boaventura, G. R., Maillet, N., & Lagane, C. (2007). Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. *Catena*, 71(2), 340–356.
- Irion, G. (1983). Clay mineralogy of the suspended load of the Amazon and of rivers in the Papua-New Guinea mainland. *Transport of carbon and minerals in major world rivers*, 2, 482–504.
- Johnsson, M. J., & Meade, R. H. (1990). Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: The Macuapanim Island point bar, Solimoes River, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, 60(6), 827–842.

- Junge, C. E. (1963). *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York, 382 pp., 382.
- Kaufman, L., & Rousseeuw, P. (1987). *Clustering by means of medoids*. In: Statistical Data Analysis Based on the L1 Norm and Related Methods North-Holland, Amsterdam, 405-416.
- Krinsley, D. T., & Smalley, I. J. (1973). Shape and nature of small sedimentary quartz particles. *Science*, 180(4092), 1277-1279.
- Laraque, A., Ceron, C., Armijos, E., Pombosa, R., Magat, P., & Guyot, J. L. (2004). Sediment yields and erosion rates in the Napo River Basin: an Ecuadorian Andean Amazon tributary. *IAHS Publication*, 288, 220-225.
- Lefebvre J.P., Ouillon S., Vu Duy Vinh, Arfi R., Panche J.Y., Mari X., Chu Van Thuoc, Torreton J.P., (2012). Seasonal variability of cohesive sediment aggregation in the Bach Dang Cam Estuary, Haiphong (Vietnam). *Geo-Marine Letters*, 32 (2), 103-121.
- Li, D., Li, Y., Wang, Z., Wang, X., & Li, Y. (2016). Quantitative, SEM-based shape analysis of sediment particles in the Yellow River. *International Journal of Sediment Research*, in press.
- Liaw, A., & Wiener, M. (2002). Classification and regression by randomForest. *R news* 2, 18-22.
- Ludwig, W., & Probst, J. L. (1998). River sediment discharge to the oceans; present-day controls and global budgets. *American Journal of Science*, 298(4), 265-295.
- Martinelli, L. A., Victoria, R. L., Dematte, J. L. I., Richey, J. E., & Devol, A. H. (1993). Chemical and mineralogical composition of Amazon River floodplain sediments, Brazil. *Applied Geochemistry*, 8(4), 391-402.
- Martinez, J. M., Guyot, J. L., Filizola, N., & Sondag, F. (2009). Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79(3), 257-264.
- Masek, J. G., Isacks, B. L., Gubbels, T. L., & Fielding, E. J. (1994). Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research-All Series*, 99, 13-941.
- Meade, R. H., Dunne, T., Richey, J. E., Santos, U. D. M., & Salati, E. (1985). Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, 228(4698), 488-490.
- Milliman, J. D., & Meade, R. H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 1-21.
- Molinier, M., Guyot, J. L., De Oliveira, E., & Guimarães, V. (1996). Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. *IAHS Publication*, 209-222.
- Moquet, J. S., Crave, A., Viers, J., Seyler, P., Armijos, E., Bourrel, L., Chavarri E., Lagane C., Laraque A., Casimiro W.S.L., Pombosa R., Noriega L., Vera A. &

- Guyot J. L. (2011). Chemical weathering and atmospheric/soil CO₂ uptake in the Andean and Foreland Amazon basins. *Chemical Geology*, 287(1), 1-26.
- Moriarty, K. C. (1977). Clay minerals in Southeast Indian Ocean sediments, transport mechanisms and depositional environments. *Marine Geology*, 25(1-3), 149-174.
- Naidu, A. S., & Mowatt, T. C. (1983). Sources and dispersal patterns of clay minerals in surface sediments from the continental-shelf areas off Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, 94(7), 841-854.
- Peng, F., Effler, S.W., Pierson, D.C., & Smith, D.G. (2009). Light-scattering features of turbidity causing particles in interconnected reservoir basins and a connecting stream. *Water Research* 43, 2280-292.
- Petschick, R., Kuhn, G., & Gingele, F. (1996). Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. *Marine Geology*, 130(3), 203-229.
- Pinet S., Martinez J. M., Ouillon S. Lartiges B., & Villar R. E. (2017). Variability of apparent and inherent optical properties of sediment-laden 1 waters in large river basins – lessons from *in situ* measurements and bio-optical modeling. Accepted in *Optics Express*.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., & Hérail, G. (2005). Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 239(1), 57-78.
- Safran, E. B., Bierman, P. R., Aalto, R., Dunne, T., Whipple, K. X., & Caffee, M. (2005). Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(8), 1007-1024.
- Saleh, K., & Guigon, P. (2009). Caractérisation et analyse des poudres : Propriétés physiques des solides divisés. *Techniques de l'ingénieur*. Génie des procédés, (J2251).
- Sioli, H. (1957). Sedimentation im amazonasgebiet. *Geologische Rundschau*, 45(3), 608 633.
- Sondag, F., Guyot, J. L., Moquet, J. S., Laraque, A., Adele, G., Cochonneau, G., Doudou J. C., Lagane C., & Vauchel, P. (2010). Suspended sediment and dissolved load budgets of two Amazonian rivers from the Guiana Shield: Maroni River at Langa Tabiki and Oyapock River at Saut Maripa (French Guiana). *Hydrological processes*, 24(11), 1433-1445.
- Stallard, R. F., & Edmond, J. M. (1983). Geochemistry of the Amazon: 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 88(C14), 9671-9688.
- Syvitski, J. P., Peckham, S. D., Hilberman, R., & Mulder, T. (2003). Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology*, 162(1), 5-24.

- Tardy, Y., Bustillo, V., Roquin, C., Mortatti, J., & Victoria, R. (2005). The Amazon. Bio geochemistry applied to river basin management: part I. Hydro-climatology, hydrograph separation, mass transfer balances, stable isotopes, and modelling. *Applied Geochemistry*, 20(9), 1746-1829.
- Washner, M., Müller, C., Stein, R., Ivanov, G., Levitan, M., Shelekhova, E., & Tarasov, G. (1999). Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways – a synthesis. *Boreas*, 28(1), 215-233.

Chapitre V

Variabilité des propriétés optiques

Article accepté dans *Optics Express*, sous presse

Variability of apparent and inherent optical properties of sediment-laden waters in large river basins – lessons from *in situ* measurements and bio-optical modeling

Résumé

Le suivi des concentrations en matières en suspension (MES) en eaux de surfaces continentales (rivières, lacs, estuaires) est depuis plusieurs années une question d'intérêt pour la communauté scientifique étudiant les ressources en eau, la géomorphologie, la limnologie et les environnements côtiers. Le développement d'outils fourni par la télédétection a permis l'augmentation des capacités de suivi, rendant ainsi possible une meilleure compréhension des transferts de masses sédimentaires au sein des bassins versants, depuis les régions montagneuses jusqu'aux océans. La communauté « couleur de l'eau » a ainsi développé de nombreux algorithmes pour estimer les concentrations en MES à partir des propriétés optiques des océans (eaux du « cas I ») et des côtes (eaux du « cas II »).

Cependant, malgré ces améliorations, une caractérisation optique précise des MES reste manquante, particulièrement au sein des plus grands bassins versants du monde, comme le bassin amazonien. Aussi, plusieurs campagnes d'échantillonnages sur le terrain ont été conduites au Brésil le long des fleuves Amazone et São Francisco et au Burkina Faso dans le bassin de la Volta, sur le lac de barrage de Bagré. Ces grands bassins recouvrent une large diversité d'écosystèmes et de pédologies, offrant ainsi l'opportunité de couvrir une gamme étendue de réponses radiométriques et de caractéristiques physico-chimiques de MES. Les campagnes de terrain conduites dans le bassin amazonien ont été dédiées au fleuve Amazone et à ses principaux affluents tels que le fleuve Solimões, le fleuve Rio Negro, et le fleuve Madeira. Les propriétés optiques apparentes (AOPs) de ces eaux ont été déterminées, comprenant des mesures de réflectances télédétectées (R_{rs}), de réflectances irradiances (R), de coefficients d'atténuation diffuse de la lumière (K_d et K_u) et du facteur d'anisotropie (Q factor). Parallèlement, des échantillons d'eau ont été collectés dans le but de mesurer les concentrations en MES, les teneurs en Carbone organique particulaire et dissous (en anglais Particulate et Dissolved Organic Carbon POC et DOC, respectivement), les distributions en classes de tailles de particules par diffraction laser, ainsi que les assemblages minéralogiques déterminés par microscopie électronique à balayage (MEB). Simultanément, les propriétés optiques inhérentes (IOPs) incluant les coefficients d'absorption totale et du matériel dissous (a_{TOT} et a_{CDOM} , respectivement) et

permettant d'estimer les coefficients d'absorption du matériel particulaire (a_{NAP}) ont été mesurées grâce à l'utilisation d'un spectrophotomètre TriOS-OSCAR.

Les données collectées ont rendu possible la mise en place de relations empiriques entre les AOPs/IOPs et les concentrations en MES, dans le but de mieux évaluer les réponses optiques des eaux continentales. En particulier, la variabilité intra et inter bassins a ainsi pu être mise en évidence. Par ailleurs, un modèle basé sur la théorie du transfert radiatif de Lorenz-Mie (Meerhoff Mie Program, MMP) a été utilisé pour appuyer l'interprétation des données mesurées sur le terrain. Le modèle a été paramétré en utilisant les mesures de terrains des composantes optiquement actives (OAC), telles que la granulométrie des particules en suspension, leur minéralogie et le pourcentage de matière organique. Cette procédure a ainsi permis une série de simulations réalistes des propriétés optiques des eaux de rivières.

Une analyse de sensibilité a été effectuée en utilisant ce même modèle MMP, de façon à étudier la variabilité des AOPs et IOPs entre les différents bassins versants, en fonction des OACs. Notamment, l'importance relative de la partie imaginaire $n'(\lambda)$ de l'indice de réfraction des particules, ainsi que la teneur en particules fines (définie par le facteur de pente J appelé coefficient de Junge et décrivant la distribution en tailles des particules) a été mise en évidence.

Nos résultats rendent ainsi possible une meilleure connaissance de la variabilité des AOPs et IOPs entre les différents bassins versants étudiés. La méthodologie développée à travers ces travaux, basée sur les campagnes d'échantillonnages au sein de différents grands bassins versants, représente la première étape d'une compréhension généralisée des propriétés optiques des eaux continentales. Cette approche apporte les bases du développement d'algorithmes d'inversion robustes qui pourront être exploités conjointement avec de nouveaux produits satellites, tels que Sentinel-2 ou Sentinel-3.

Authors

Sylvain Pinet, Jean-Michel Martinez, Sylvain Ouillon, Bruno Lartiges, & Raul Espinoza Villar.

Keywords

Sediment transport; Amazon River; Ocean color; Optical modeling; Water optical properties; Mineralogy; Particle size distribution.

Abstract

We investigated the relationships between inherent and apparent optical properties (IOP and AOP, respectively) and suspended sediment concentrations (SSC) in the main Amazonian river waters. In situ measurements of SSC, remote sensing reflectance

(R_{rs}), the diffuse light attenuation coefficient (K_d) and the total and non-algal particle (NAP) absorption coefficients (a_{TOT} and a_{NAP} , respectively) were conducted during three sampling trips along different streams of the Amazon River catchment (104 stations). The size distribution and chemical characteristics of the suspended sediment were also determined for 85 stations. We show that the particle size distribution (PSD) in the river water is best described by a segmented Junge power law distribution with a smaller slope value for the smallest particles ($J_1 = 2.4$) and a larger slope value ($J_2 = 4.1$) for the largest particles ($> 10 \mu\text{m}$). A strong relationship was found between AOPs and IOPs and SSC when the entire dataset was considered. However, for the Madeira River, the primary Amazon River tributary in terms of suspended sediment discharge, a significant dispersion was detected for the R_{rs} – SSC relationship but not for the K_d – SSC relationship. This dispersion has been shown by a previous study, using MODIS data, to display a seasonal pattern, which we investigated in this study using Mie modeling calibrated with suspended sediment characteristics. In the Madeira River, suspended sediment had a finer distribution size and a different mineralogy (e.g., a greater smectite content and a lower kaolinite content) during the rising water stage. Spectral variations of the imaginary part $n'(\lambda)$ of the refraction index also showed significant differences during the rising water stage. In contrast, other streams of the Amazon basin had very stable properties with respect to granulometry and mineralogy. Model simulations made possible to reproduce both field and satellite observations, showing that the R_{rs} hysteresis observed in the Madeira River in the near infra-red was mainly due to $n'(\lambda)$ seasonal variations, leading to a decrease of absorption during the rising water stage. K_d was shown to remain stable because of its strong dependency on scattering processes. The model was used to further understand how suspended sediment size distribution and refraction index drive the IOPs in large rivers: $n'(\lambda)$ variations were shown to control primarily the reflectance variability; $R_{rs}(850)$ presented limited variations as a function of PSD in the range typical of large rivers ($J_1 < 3$) although it remained sensitive to particle mineralogical composition; $R_{rs}(670)$ showed the opposite behavior with a higher sensitivity to PSD variation for coarser PSD. Finally, we demonstrate that the use of the R_{rs} ratio between the red and infra-red channels allowed a reduction of the R_{rs} sensitivity in all cases, by an average of 50% with respect to changes in the mineral composition or size distribution of suspended sediment. In particular, the R_{rs} ratio varied by less than 5% for PSD representative of surface river waters.

1. Introduction

The monitoring of erosion, sediment transport and deposition processes in a catchment is crucial for addressing a large variety of topics such as geomorphology [1], the

dissemination of nutrients and contaminants in the environment [2], river navigability and river bank and coastal erosion in the context of land use and climate change [3]. In large river basins, the issue of sediment transport is of particular relevance both at a regional and global scale because these systems represent the major source of most of lithogenic and anthropogenic elements in the ocean [4,5]. Paradoxically, these basins are often poorly equipped with hydrological stations in comparison with their surface of drainage [6]. Overcoming this problem could be accomplished by in an increase in the use of spaceborne remote sensing. In recent years, an increasing number of studies have mapped suspended sediment concentrations (SSC – see the acronyms in Figure 68) using satellite ‘water color’ data [7-15]. Although some works investigated water quality in lakes [16-19], wetlands [20] or estuaries [21-24], most applications of remote sensing have been dedicated to coastal waters (i.e., case 2 waters [25]). Retrieval algorithms for SSC, the diffuse attenuation coefficient K_d and the Secchi disk depth from reflectance data have been developed and applied in studies of the inherent optical properties of waters, mainly for case 2 waters, either experimentally or via modeling [26-31].

Conversely, there is an important lack of knowledge on the optical properties of river waters. More specifically, little is known about how the physical characteristics of the suspended sediment in continental waters drive their optical properties. Thus, concurrent measurements of suspended sediment optical properties and physical characteristics including particle size distribution (PSD) and mineralogy are needed. However, experimental data acquired in river waters are scarce and previous modeling efforts have been based upon parameters suited to oceanic conditions, such as the fine particle distribution (e.g., considering a Junge size distribution of slope 4) and have used a generic suspended sediment mineral composition that was not representative of any specific catchments. There is a need to measure and jointly interpret suspended sediment optical properties and their physical characteristics, including PSD and mineralogy, to understand how remote sensing reflectance can be robustly linked to suspended sediment concentration in rivers. Such a full characterization would support realistic modeling studies and pave the way for the development of robust retrieval algorithms for river sediment discharge monitoring.

In this study, we present a detailed water color study for river waters that encompasses field measurements of the apparent optical properties (AOPs) and inherent optical properties (IOPs), and a characterization of both the mineralogy and PSD of the suspended particles. The study was performed in the Amazon River basin and focused on the Madeira River, benefitting from previous studies that showed the relative stability of optical properties of the Amazon Basin river waters, except for the Madeira River. In this sub-catchment, Villar et al. [32] used field spectroradiometry and MODIS images to show that reflectance had a hysteretic relationship with SSC during the annual hydrological cycle. They showed that the seasonal variability of the reflectance

could be efficiently accounted for by using a band ratio between the red and infra-red wavelengths. New data were collected along the Madeira River to support the detailed modeling of the seasonal variation of the IOPs and to understand how the physical and chemical characteristics control the optical properties. Optical modeling was further used to understand the contribution of the different particle size classes and the sensitivity of the IOPs/AOPs to the sediment type and size distribution. Finally, the use of the band ratio to reduce the impact of the characteristics of the suspended sediment on the reflectance was investigated to understand its advantages when using satellite data to map the SSC over rivers.

Chapitre V – Variabilité des propriétés optiques

Acronym/Symbol	Definition	Unit
a _{CDOM}	absorption coefficient by CDOM	m ⁻¹
a _{NAP} *	mass-specific absorption coefficient	m ² mg ⁻¹
a _{NAP}	absorption coefficient by non-algal particles	m ⁻¹
AOP	apparent optical property	-
a _{PHY}	absorption coefficient by phytoplankton	m ⁻¹
a _{TOT}	total absorption coefficient	m ⁻¹
a _W	absorption coefficient by water molecules	m ⁻¹
b _{bNAP} *	mass-specific backscattering coefficient	m ² mg ⁻¹
b _{bNAP}	backscattering coefficient by non-algal particles	m ⁻¹
b _{bPHY}	backscattering coefficient by phytoplankton	m ⁻¹
b _{bTOT}	total backscattering coefficient	m ⁻¹
b _{bW}	backscattering coefficient by water molecules	m ⁻¹
b _{NAP} *	mass-specific scattering coefficient	m ² mg ⁻¹
b _{NAP}	scattering coefficient by non-algal particles	m ⁻¹
b _{PHY}	scattering coefficient by phytoplankton	m ⁻¹
b _{TOT}	total scattering coefficient	m ⁻¹
b _W	scattering coefficient by water molecules	m ⁻¹
C _a	average cross section absorption	m ²
C _{bb}	average cross section backscattering	m ²
C _b	average cross section scattering	m ²
CDOM	colored dissolved organic matter	-
D	diameter of particles	μm
D ₅₀	median particle size distribution	μm
DOC	dissolved organic carbon	-
E _d	downwelling irradiance	W m ⁻²
E _u	upwelling irradiance	W m ⁻²
f	factor of environmental conditions	dimensionless
G	average geometrical cross-section	m ²
G'	coefficient of relative contribution of scattering to attenuation	dimensionless
IOP	inherent optical property	-
J	Junge's parameter as the slope of the PSD in log-log representation	dimensionless
J ₁	for size classes lower than 10 μm	dimensionless
J ₂	for size classes greater than 10 μm	dimensionless
J _{TOT}	for all size classes	dimensionless
K	coefficient of PSD	-
K _d	diffuse light attenuation coefficient	m ⁻¹
L _d	downwelling radiance	W m ⁻² sr ⁻¹
L _u	upwelling radiance	W m ⁻² sr ⁻¹
L _w	water leaving radiance	W m ⁻² sr ⁻¹
λ	wavelengths	nm
MMP	MeerhofMie program	-
n	real part of the refraction index	dimensionless
n _{water}	refraction index of the water	dimensionless
n'	imaginary part of the refraction index	dimensionless
N	number of particles	-
NAP	non-algal particle	-
PAM	partitioning around medoids	-
POC	particular organic carbon	-
PSD	particle size distribution	-
Q	anisotropy factor	-
Q _a	absorption efficiency factor (individual particle)	-
Q _a	absorption efficiency factor (entire particle population)	dimensionless
Q _{bb}	backscattering efficiency factor (individual particle)	dimensionless
Q _{bb}	backscattering efficiency factor (entire particle population)	dimensionless
Q _b	scattering efficiency factor (individual particle)	dimensionless
Q _b	scattering efficiency factor (entire particle population)	dimensionless
R	irradiance reflectance under the water surface	dimensionless
R _{rs}	remote sensing reflectance above the water surface	sr ⁻¹
R _s	surface reflectance	sr ⁻¹
RMSE	root mean squared error	-
ρ	skyglint correction factor	dimensionless
ρ'	density of mineral particles	dimensionless
SSC	suspended sediment concentration	-
SEM	scanning electron microscopy	-
σ	standard deviation	-
t	radiance transmittance at the air-water interface	dimensionless
θ	zenithal angle from the nadir	rad
z, z ₁ , z ₂	depth under the water surface	m

Figure 68. List of acronyms and symbols.

2. Materials and methods

2.1. Study area

The Amazon River basin encompasses $6.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ [33], representing the largest watershed in the world with respect to water discharge (on average, $208 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ [34]), and is a major contributor of sediments input to the ocean, with a mean inter-annual sediment discharge of $800 \times 10^6 \text{ t yr}^{-1}$ as assessed at the Óbidos gauging station [35]. Most of the Amazon River basin experiences a dry season from April to September and a rainy season from November to March. Accordingly, the main Amazonian rivers draining the Andes have a unique low-flow period from September to December, a rising water period from December to March, and a flood peak from February to June, depending on their position within the catchment [36-39]. Among the dense and complex network of streams and lakes that form the Amazon basin, the Solimões and the Madeira Rivers each contribute almost 50% to the total Amazon River sediment discharge to the ocean [40]. The Solimões River is the main stream of the upper Amazon River flowing from the Central Andes in Peru and Ecuador (Figure 69). The Madeira River drains the southern Andes, mainly in Bolivia. The confluence of the Madeira River with the Amazon River occurs approximately 1000 km upstream from the Atlantic Ocean. The Madeira River drains an area of more than $1.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ and has a mean annual water discharge of $32,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ [41]. The sediments transported by the Madeira River mainly originate from erosion in the Andes and are principally composed of clays [42].

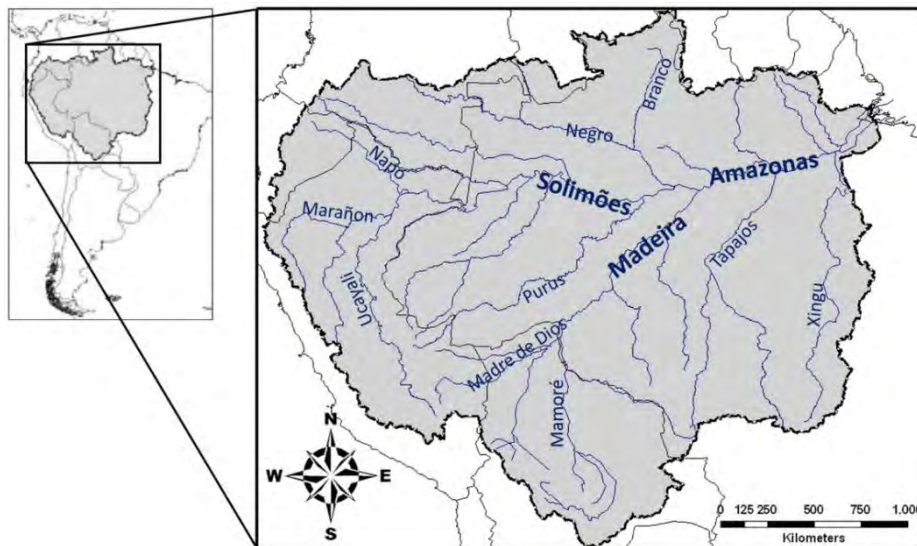


Figure 69. Map of the Amazon River basin and of the Solimões and Madeira River tributaries (after Villar et al. [32]).

2.2. Sampling

Three different sampling trips were organized to collect data along the Solimões, Madeira and Amazon Rivers and their main tributaries in March 2013, April 2014 and December 2014. During all these sampling trips, the optical, physical and biogeochemical variables were measured and the contrasting water types exhibited a large variability in the different parameters sampled (Figure 70).

Dates	Stations	Turbidity range (NTU)	SSC range (mg l ⁻¹)	R _{rs} (850) range (sr ⁻¹ x1000)	K _d (670) range (m ⁻¹)	a _{NAP} (550) range (m ⁻¹)	POC range (%)
09-12 Mar 2013	16	3.85 / 756	10.3 / 535.4	1.58 / 30.40	2.51 / 21.95	0.39 / 7.20	0.84 / 41.20
02-23 Apr 2014	47	3.37 / 320	1.6 / 303.8	0.25 / 18.25	3.19 / 14.62	0.50 / 5.26	0.44 / 62.11
02-15 Dec 2014	41	6.82 / 760	3.2 / 774.8	0.59 / 39.21	3.56 / 20.22	0.24 / 7.66	0.20 / 14.12

Figure 70. Ranges of the parameters measured at the 104 stations during the three sampling campaigns.

Water samples were collected at each station from a boat on the river water surface [0-30 cm] and at different depths. At the water surface, the parameters measured included SSC, POC, PSD, mineralogy, R_{rs} , K_d , a_{NAP} , and a_{CDOM} . Within the water column, the parameters measured included SSC, POC, PSD, mineralogy, a_{NAP} , and a_{CDOM} .

PSDs were determined at the Brazilian Geological Service (CPRM) with a Malvern Mastersizer 2000 Laser Diffraction grain size meter for materials ranging in size from 0.95 μm to 500 μm . The general shape of the PSD is often described by a power-law function, also called a Junge size distribution [43,44], as follows:

$$N(D) = K \times D^{-J}, \quad \text{Equation 30.}$$

where N corresponds to the number of particles of diameter D , K is the concentration of particles and J is the slope of the distribution, also called Junge's exponent. For oceanic waters, J is often considered to vary around a mean value of 4 [45] and may also vary in coastal waters [46]. However, for continental waters, J values around 4 may be inappropriate to describe the full PSD [47,48], and other values must be used depending on the aggregation state, in particular towards larger size particles, thus requiring lower values of J . Following a proposal by Mobley [49] and Martinez et al.

[50], we also considered two distinct Junge coefficients (J_1 and J_2) in two different particle size ranges to better fit the observed PSDs.

Water samples were filtered using a 0.45 μm cellulose acetate filter (Millipore) that had been previously dried for 24 h at 60°C and weighed. After filtration, the filters were dried for 24 h at 60°C and weighed again to determine the SSC. The POC values were assessed from water samples that were filtered under low vacuum on a 0.7 μm Millipore membrane using an all-glass filtering device. The POC was analyzed in the laboratory according to the protocol described in Moreira-Turcq et al. [51].

Suspended sediment results from the mineralogical assemblage driven by the catchment pedology, erosion processes and hydraulic transport within the stream channel. As determined by the refraction index, the mineralogy is the principal determinant of the sediment optical properties, along with their size distribution [52]. For a suspended sediment mineralogical determination, at some stations, a volume of water was sampled (from 1 ml for highly turbid waters up to 10 ml for clearest waters), deposited on a 0.4 μm polycarbonate membrane, then analyzed using Scanning Electron Microscopy (SEM) in the backscattered imaging mode coupled with Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy. SEM generates a beam of electrons that scans the filter sample surface allowing each individual particle to be resolved, and the emitted X-ray spectra depend on the chemical nature of the sample, making it possible to determine each chemical element present on a particle surface [53]. For the mineralogical determination, the elementary contents in sodium (Na), magnesium (Mg), aluminum (Al), silicon (Si), potassium (K), calcium (Ca), titanium (Ti), and iron (Fe) were computed and analyzed by the use of an unsupervised classification known as Partitioning Around Medoids (PAM) [54]. The PAM method partitions a dataset into k clusters around medoids, where k is specified in advance. The group classification was also investigated in order to obtain the best coherence for each group while maintaining a reasonable number of groups. To obtain a statistically robust classification, we also used the supervised learning Random Forest classification algorithm [55] and compared the results of the two methods. These classification processes allowed us to estimate the mineralogical assemblage of a test sample, and to test the robustness of the classification by comparing the two techniques [56]. The confusion matrix showed an error rate lower than 4% between the two classifications schemes for every test (>20 times).

The POC and SPM concentration values are means of 2 and 3 replicates, respectively. The PSD measurements are means of 5 replicates for each particle size class. The protocol of mineralogical determination involves an analysis of 15 000 individual particles on average per station using Scanning Electron Microscopy.

2.3. Radiometric data

AOPs measurements were made at each station with TriOS RAMSES hyperspectral radiance and irradiance sensors (TriOS Mess- und Datentechnik GmbH, Rastede, Germany), allowing measurements ranging from 320 nm up to 950 nm with a 2.5 nm spectral resolution.

The above-water surface remote sensing reflectance, R_{rs} , is defined as the ratio between the water-leaving radiance $L_w(0^+, \theta, \phi, \lambda)$ and the downwelling irradiance $E_d(0^+, \phi, \lambda)$ [57]:

Equation 31.

$$R_{rs}(0^+, \theta, \phi, \lambda) = \frac{L_w(0^+, \theta, \phi, \lambda)}{E_d(0^+, \phi, \lambda)},$$

where 0^+ indicates above water; θ and ϕ define the polar and azimuthal directions, respectively; and λ is the wavelength. Hereafter, for simplification, the dependence of radiometric parameters to 0^+ , θ and ϕ has been omitted. Because the upwelling radiance, L_u , is the sum of the leaving-water radiance $L_w(0^+)$ and of the sky-reflected radiance at the water surface, R_{rs} is evaluated using the following equation:

Equation 32.

$$R_{rs} = \frac{L_u(\lambda) - \rho \times L_d(\lambda)}{E_d(\lambda)},$$

where the proportionality coefficient ρ is the skyglint correction factor. A value of $\rho = 0.028$ is commonly used for surfaces presenting low rugosity [57]. The radiance sensors were pointing the sky and the water surface for $L_d(0^+)$ and $L_u(0^+)$, respectively, with an angle $\theta = 40^\circ$ from the nadir and with an azimuth angle $\phi = 135^\circ$ relatively to the sun, while the irradiance sensor was fixed vertically, as suggested by Mobley [57]. The measurements were taken for a minimum of 10 minutes when the sky conditions were as clear as possible, then the median spectrum was selected to avoid the influence of possible passing clouds.

A series of in-water downwelling irradiances (E_d) vertical profiles were acquired at discrete depths in rapid succession within the euphotic layer at the river surface, usually after the R_{rs} measurement. The diffuse attenuation coefficients for the downward irradiance K_d were calculated from the slope of the semi-log plot of the downwelling irradiance versus depth. The depth over which the attenuation coefficient is calculated has been defined as the lowest depth where downwelling irradiance in the blue and NIR wavelengths (e.g., the region of the spectrum where light absorption is the strongest) show significant values. Thus, the K_d was always assessed over layer depths varying between 50 cm (strongest SPM level) and 3 m. $\log(E_d)$ was then found to vary linearly with depth.

The Online hyperSpectral integrating Cavity Absorption meter (OSCAR) spectrophotometer was used to determine the dissolved and the total absorption coefficients (a_{CDOM} and a_{TOT} , respectively) from 360 to 750 nm. This spectrophotometer includes a system based on a Point Source Integrating Cavity Absorption Meter (PSICAM) [58-64], with a spherical cavity of 8 cm diameter. The OSCAR sensor is equipped with inlets and outlets, allowing a water flow in the sensor cavity. The sensor corresponds to a miniature spectrometer, as it has been used by Wollschläger et al. [62,63]. During the field sampling campaigns, OSCAR calibration was performed daily using a reference solution of nigrosine. The spectral absorption coefficient of the nigrosine solution was previously measured in laboratory against purified water as a reference using a spectrophotometer (Secoman Uvi light XT5, 10 cm pathlength). The water sample was first passed through the sensor cavity using a peristaltic pump and a_{TOTAL} was calculated by averaging absorption spectra recorded during 5 minutes. The Oscar sensor was rinsed after each measurement with Milli-Q water. For a_{CDOM} , 500 ml of the water sample were filtered through 0.7 μm Millipore glass-fiber filter. Sensitivity of a_{CDOM} to membrane porosity have been tested using filters from 0.2 to 0.7 μm , showing that the results varies less than 5% on average at all wavelengths. Most of the organic matter in river water is in the finest fraction range, which is much smaller than the 0.45 μm filter porosity [65,66]. For both a_{TOTAL} and a_{CDOM} , after the suppression of every air bubbles in the sensor, we launched the acquisition for 5 mn (about 20 measurements). Results were then post-treated: the median spectrum was kept as the final value of the sample absorption.

Because the phytoplankton concentration is weak in relation to the mineral particle concentration in the Amazonian rivers [50], the Non-Algal Particle (NAP) absorption coefficients (a_{NAP}) were simply calculated as follows:

Equation 33.

$$a_{NAP} = a_{TOT} - a_{CDOM}.$$

The absorption spectra a_{NAP} and a_{CDOM} originally incremented with a 1.7 nm step were interpolated linearly at a 1 nm wavelength resolution. The shape and intensity of the absorption spectra are absolutely unchanged. Then, we extrapolated the absorption spectra up to 850 nm using regressions following an exponential relationship and calculated on the range [400-700 nm].

2.4. Modeling

2.4.1. Theoretical background

The inherent and apparent optical properties of turbid waters were computed using the Meerhoff Mie Program (MMP) [67], based on the Mie scattering theory developed for

homogenous spherical particles (usually called Mie scattering) [68]. Despite the natural diversity of particle shapes, the permanent turbulence of the riverine waters during the sampling campaigns leads to randomly oriented particles in the water and allowed us to accept the hypothesis of spherical particles, assuming that gains and losses compensate for each other. The MMP was used to calculate the optical properties either for single particles of radius r or for populations of particles with log-normal or power-law PSDs. We first computed the optical properties for single particles with a diameter corresponding to all size classes considered by the grain size meter. We then calculated the optical properties for the entire population with the corresponding PSD using the following formulations [68,69]:

Equation 34.

$$C_b = \frac{\int_{D_{min}}^{D_{max}} Q_b(\lambda, D, n) \left(\frac{\pi D^2}{4} \right) N(D) dD}{\int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D) dD},$$

Equation 35.

$$C_{bb} = \frac{\int_{D_{min}}^{D_{max}} Q_{bb}(\lambda, D, n) \left(\frac{\pi D^2}{4} \right) N(D) dD}{\int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D) dD},$$

Equation 36.

$$C_a = \frac{\int_{D_{min}}^{D_{max}} Q_a(\lambda, D, n) \left(\frac{\pi D^2}{4} \right) N(D) dD}{\int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D) dD},$$

Equation 37.

$$G = \frac{\pi}{4} \frac{\int_{D_{min}}^{D_{max}} D^2 N(D) dD}{\int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D) dD},$$

Equation 38.

$$\bar{Q}_b = \frac{C_b}{G},$$

Equation 39.

$$\bar{Q}_{bb} = \frac{C_{bb}}{G},$$

Equation 40.

$$\bar{Q}_a = \frac{C_a}{G},$$

where $\bar{Q}_b$ is the scattering efficiency factor of the population of particles, C_b the average scattering cross section and G is the average geometrical cross section. These efficiency factors enabled us to retrieve the mass-specific scattering, backscattering and absorption coefficients (a_{NAP}^* , b_{NAP}^* and b_{NAP}^* respectively, in $m^2 g^{-1}$) [45]:

Equation 41.

$$b_{NAP}^* = \frac{3\bar{Q}_b}{2\rho'} \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D)D^2 dD \left(\int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D)D^3 dD \right)^{-1},$$

Equation 42.

$$b_{bNAP}^* = \frac{3\bar{Q}_{bb}}{2\rho'} \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D)D^2 dD \left(\int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D)D^3 dD \right)^{-1},$$

Equation 43.

$$a_{NAP}^* = \frac{3\bar{Q}_a}{2\rho'} \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D)D^2 dD \left(\int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D)D^3 dD \right)^{-1},$$

where ρ' is the density of the mineral particles and specific b_{NAP}^* , b_{bNAP}^* , a_{NAP}^* are equal to the ratio between b_{NAP} , b_{bNAP} , a_{NAP} , respectively and SSC.

These coefficients allowed us to calculate the apparent optical properties $R(0^-)$, K_d , and R_{rs} via the equations of Jerlov [70], Kirk [71] and Gordon et al. [72] yielding, respectively:

Equation 44.

$$R(0^-) = f' \times \frac{b_{bTOT}}{a_{TOT} + b_{bTOT}},$$

Equation 45.

$$K_d = \sqrt{a_{TOT}^2 + (G' \times a_{TOT} \times b_{TOT})},$$

Equation 46.

$$R_{rs} = \frac{t}{n_{water}^2} \times \frac{f'}{Q} \times \frac{b_{bTOT}}{a_{TOT} + b_{bTOT}},$$

where f' is a factor that depends on the light conditions and the water type, and is typically equal to 0.33 [25]; G' is a coefficient that has been shown to vary from 0.233 to 0.264 and that can be defined as the relative contribution of the scattering to the vertical attenuation of the irradiance [73]; the ratio t/n_{water}^2 is equal to 0.546 and stands for the air-water Fresnel reflection and refraction effects [74]; the ratio f'/Q can be estimated to be equal to 0.13 in turbid waters, Q representing the anisotropy factor [75]; the b_{TOT} , a_{TOT} and b_{bTOT} coefficients represent the total scattering, absorption and backscattering coefficients, respectively, defined as follows:

Equation 47.

$$b_{TOT} = b_W + b_{NAP} + b_{CDOM} + b_{PHY},$$

Equation 48.

$$b_{bTOT} = b_{bW} + b_{bNAP} + b_{bCDOM} + b_{bPHY},$$

Equation 49.

$$a_{TOT} = a_W + a_{NAP} + a_{CDOM} + a_{PHY},$$

where subscripts W stands for water and PHY for phytoplankton.

It is possible to reduce these expressions for the turbid waters of the Amazonian basin because of the low concentrations of phytoplankton [51], and the spectral domination of scattering by terrigenous particles and backscattering coefficients compared to those for water and CDOM. Thus, we obtain the following:

Equation 50.

$$R(0^-) = f' \times \frac{b_{bNAP}}{a_W + a_{NAP} + a_{CDOM} + b_{bNAP}},$$

Equation 51.

$$K_d = \sqrt{(a_W + a_{NAP} + a_{CDOM})^2 + G' \times (a_W + a_{NAP} + a_{CDOM}) \times b_{NAP}},$$

Equation 52.

$$R_{rs} = \frac{t}{n_{water}^2} \times \frac{f'}{Q} \times \frac{b_{bNAP}}{a_W + a_{NAP} + a_{CDOM} + b_{bNAP}}.$$

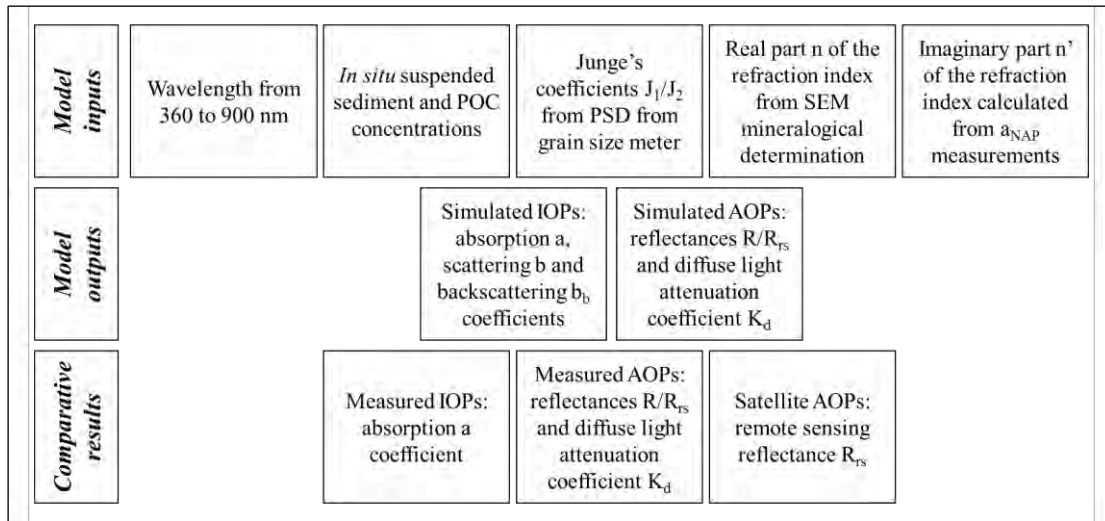


Figure 71. Data involved in the modeling process (inputs and outputs), or used to compared the simulated optical properties with in situ measurements and satellite data. Model calibration was based on field samplings (PSD, mineralogy and light absorption coefficient). Satellite data were retrieved from MODIS image time series following Villar et al. [32] in order to display the R_{rs} seasonal hysteresis as a function of SPM concentration, and to compare the reflectance estimates with the modeling outputs. They were not used for modeling calibration.

2.4.2. Model parametrization

Optical modeling was used to understand the seasonal variability of the AOPs and IOPs as a function of the SSC on the Madeira River. Inputs were determined from field measurements or from realistic ranges of values for continental waters. At each station, the real part of the refraction index was calculated as the integration of the percentage of each mineral with the corresponding refraction indices given by Kerr [76] and of the POC with a typical mean value of $n = 1.05$ for organic matter [30,48,77]. For the imaginary part $n'(\lambda)$ of the refraction index, very little data are available in the literature. In this study, we calculated $n'(\lambda)$ such that the modeled a_{NAP} fits to the measured a_{NAP} following the methodology proposed by Kobayashi et al. [11]. At every wavelength, values of $n'(\lambda)$ ranging from 0 to 0.05 by steps of 5×10^{-5} were tested and the associated errors between the measured and simulated a_{NAP} were calculated to assess the best $n'(\lambda)$ parameterization. We then performed a series of simulations with n ranges that encompassed the values measured in the field. The spectral variations of the imaginary part of the refraction index $n'(\lambda)$, strongly related to a_{NAP} [78], were estimated at visible and infra-red wavelengths by scanning a large range of values. The retained value was the one that produced the smallest difference between the simulated and measured a_{NAP} . The Malvern grain size meter provided the total volume distribution of the particles, allowing us to calculate a relative number of particles for each size class between $0.27 \mu\text{m}$ and $240 \mu\text{m}$ (i.e., $D_{\min}$ and $D_{\max}$, respectively), then to generate Junge's exponent (J) for each station.

	Particle size distribution						R_{rs}	K_d	$a_{TOT}/a_{CDOM}/a_{NAP}$
	N_s	$D_{50} (\mu\text{m})$	$D_{90} (\mu\text{m})$	J_{TOT}	J_1	J_2	N_s	N_s	N_s
Rio Solimoes	32	14.55	68.31	2.777	2.105	3.517	11	12	31
Rio Madeira	35	6.68	32.51	3.290	2.443	4.054	15	11	43
Rio Amazonas	11	10.47	45.28	2.995	2.271	3.893	5	5	14
Tributaries	7	11.90	50.08	2.838	1.883	3.862	10	11	16
Total	85	10.61	45.28	3.006	2.180	3.856	41	39	104

Figure 72. Number (N_s) of optical and PSD measurements for each stream and average values of D_{50} , D_{90} (in μm), and slopes of the PSDs (see Figure 68 for symbols).

3. Results

3.1. Grain size distribution

Figure 73 shows the 85 PSDs measured during our three surveys in the Solimões River, Madeira River, Amazon River and their main tributaries (Figure 72). Power-law regressions were fitted to the entire particle size range measured [0.95 – 500 μm] and for all of the samples. The residuals between the regressions and the measurements were the highest between 10 μm and 15 μm , exposing a gap between the field data and the power-law regressions for these size classes. We then calculated the Junge coefficients for particles smaller and larger than 10 μm to better fit the observed PSDs. The determination coefficients (r^2) used to derive the segmented linear regressions were higher than 0.99, demonstrating a good fit of the observed PSDs for all size classes.

Considering the entire dataset, the average slope J_1 of the fine grain size range (from 1 to 10 μm) was 2.180 ± 0.056 and the average slope J_2 for the coarse range (J_2 from 10 to 104 μm) was $3.856 \pm 3 \times 10^{-4}$, instead of $J = 3.006 \pm 0.455$ representing a single regression. These results are in agreement with Martinez et al. [50] who found a slope of 2.22 for the fine material (from 1 to 15 μm) and of 4.56 for the coarser material (from 15 to 104 μm) for 39 water surface samples from different rivers across the Amazon River watershed.

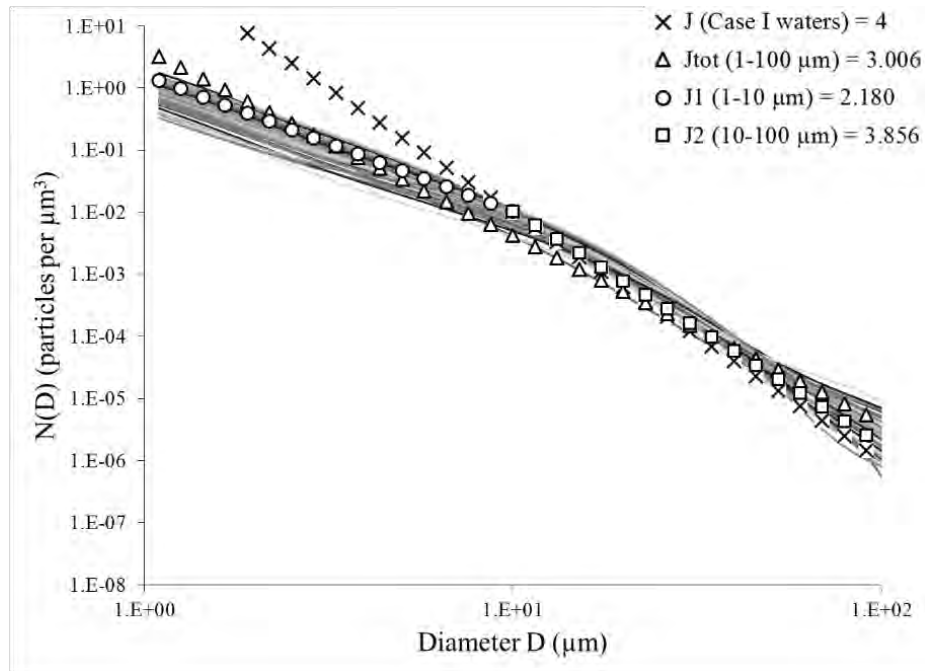


Figure 73. Measured particle size distributions of 85 samples (grey curves): number of particles per μm^3 . The crosses represent a theoretical power law, the triangles represent a power-law regression on the entire dataset, and the black lines represent power-law regressions for size ranges lower and greater than $10 \mu\text{m}$.

Separately considering the PSDs for each river (Figure 72), the Madeira River had average slopes of 2.443 and 4.054, respectively, for the finer and coarser size ranges ($\sigma = 0.093$) and a median diameter of the suspended sediment ($D_{50} = 6.68 \mu\text{m}$) significantly lower than in other tributaries. Furthermore, D_{50} showed strong annual variation in the Madeira River, with a mean value of $8.16 \mu\text{m}$ during the high water stage (March 2013) and a value of $5.57 \mu\text{m}$ during the rising water period (December 2014), indicating a shift towards smaller sizes during the rising stage. These values are consistent with those estimated by Villar et al. [32] on a limited set of samples, who found D_{50} values close to $5 \mu\text{m}$ for rising waters (November 2009) and $7\text{--}9 \mu\text{m}$ at flood peak (April 2010) in the Madeira River.

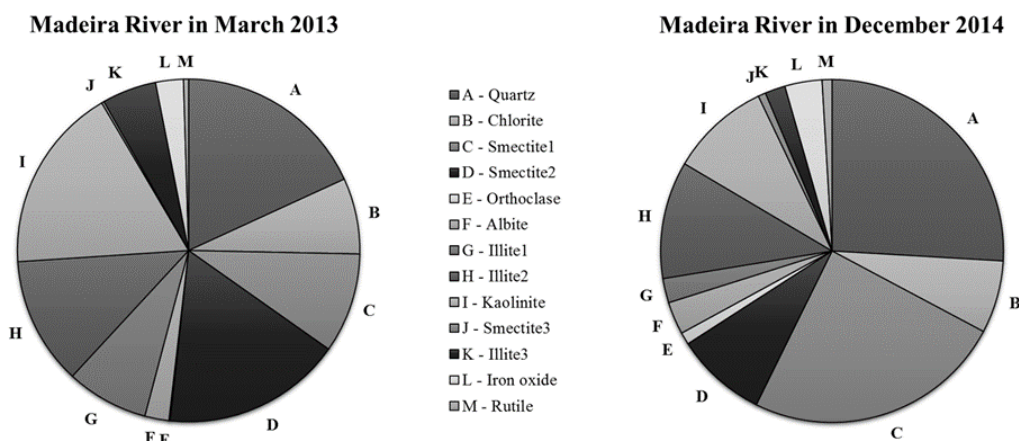


Figure 74. Mineralogy determined after SEM analysis for the Madeira River in March 2013 (left), and in December 2014 (right).

3.2 Mineralogy

SEM analyses were conducted on 17 water samples from the Solimões, Amazon and Madeira Rivers, and were based on 306 SEM images and more than 25,000 individually analyzed particles. A PAM classification was completed for 6366 particles from the field campaign of March 2013, resulting in the differentiation of 15 groups. Each of these groups was associated with a mineralogy based on the proportion of the main chemical elements. The mean correlation coefficient was greater than 92% for samples collected at the Solimões River stations taken two by two, and greater than 96% for samples collected at the Amazon River stations with a 1-year interval, demonstrating the stability of the mineralogical composition of the suspended sediment in those two rivers. For the Madeira River stations, the mineralogy retrieved from the SEM analysis of the samples collected in December 2014 had a correlation coefficient of 97%, but the samples were poorly correlated with those collected in March 2013 on the same river (55%). We detected a much higher kaolinite content in March 2013 (18%) than in all other stations analyzed by SEM (7% on average), while the smectite content was up to 24% for the Madeira River stations sampled in December 2014 (11% on average for other stations) (Figure 74). In all cases, iron oxides did not contribute over 2.5 %.

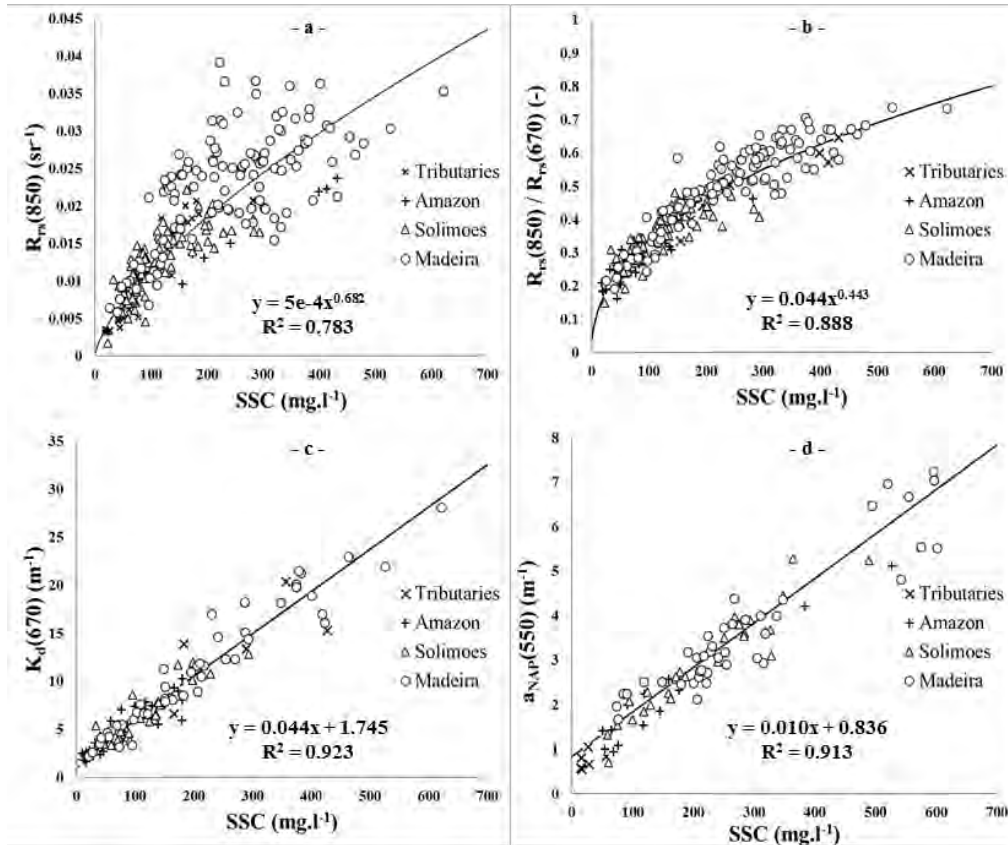


Figure 75. Relationships between SSCs and optical properties: a) in situ $R_{rs}(850)$; b) band ratio between $R_{rs}(850)$ and $R_{rs}(670)$; c) in situ diffuse light attenuation coefficient $K_d(670)$; d) in situ non-algal particulate matter absorption coefficient $a_{NAP}(550)$.

3.3. Radiometry

Figure 75 shows the variation of $R_{rs}(850)$, the ratio $R(850)/R(670)$, $K_d(670)$ and $a_{NAP}(550)$ as a function of the SSC at the 104 sampled stations. The measured AOPs and IOPs generally show good correlations with the SSC, with K_d showing the highest correlation, exhibiting a linear relationship (Figure 75c). For the Madeira River stations, a significant dispersion was detected for $R_{rs}(850)$ (Figure 75a) that did not appear with $K_d(670)$ or $a_{NAP}(550)$ (Figure 75c and 75d). Such a high dispersion between the surface reflectance $R_s(850)$ and the SSC on the Madeira River was described by Villar et al. [32] based on field radiometric measurements and MODIS data (Figure 76). This dispersion resulted from a seasonal dependence that led to high $R_{rs}(850)$ values during the rising water period (November to January) despite medium SSCs. For the rest of the hydrological cycle, a near linear trend was found between $R_{rs}(850)$ and the SSCs. Villar et al. [32] showed that this seasonal hysteresis could be attenuated by the use of a band ratio between the infra-red and red band channels. For our dataset, we found that the $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ band ratio significantly improved the

regression accuracy ($r^2 = 0.89$ vs. 0.79) (Figure 75b vs. 75a). K_d and a_{NAP} do not show seasonal dependence, however the mean specific absorption coefficients for non-algal particles, a_{NAP}^* , calculated from OSCAR measurements show differences between the rising water stage and the rest of the year on the Madeira River.

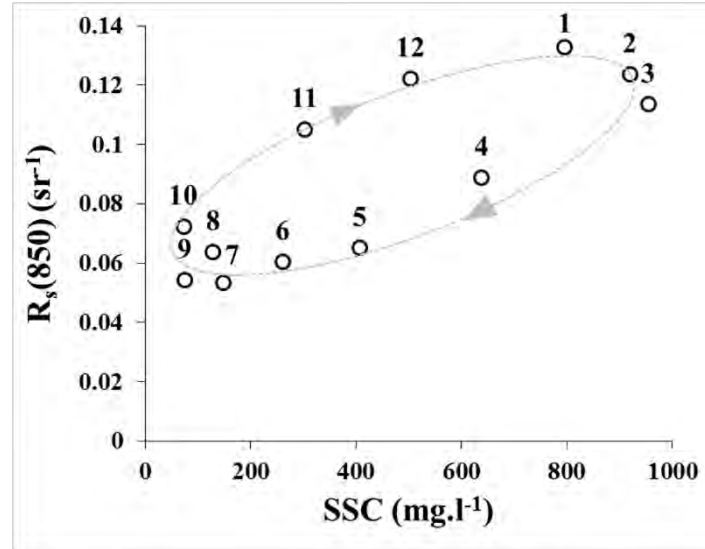


Figure 76. Average monthly MODIS surface reflectances $R_s(850)$ for 2000-2011 as a function of SSC on the Madeira River at the Porto Velho gauging station as retrieved by Villar et al. [32]. The numbers indicate the month from January (1) to December (12).

At 620 nm, a_{NAP}^* was slightly higher in March 2013 ($0.0081 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$) than in December 2014 ($0.0072 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$). At 850 nm, the differences were greater: a_{NAP}^* at the high water stage reached $1.81 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, while its mean value for the rising water period was $7.8 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$. Variations of a_{NAP}^* at 440 nm, from $0.021 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ (Solimões River) to $0.031 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ (Madeira river during rising stage) are towards the lower end of the range documented by Babin et al. [26] for non-algal particles in European coastal waters ($0.033 - 0.067$) or by Peng & Effler [79] ($0.04 - 0.13$). Our values are all also close to the one reported over various turbid waters such as in an alpine lake [80] with $a_{NAP}^*(440) = 0.08 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ or for the Gironde River estuary [30] with $a_{NAP}^*(440) = 0.042 \pm 0.017 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$. Ma et al. [81] reported for highly turbid inland waters of a tropical lake in China that $a_{NAP}^*(440)$ shows decreasing values with increasing SSC within the $[0-150] \text{ g m}^{-3}$ range, from 0.169 down to $0.043 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$. At 700 nm, a_{NAP}^* varied from 0.0046 to $0.006 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$, which is also in the range reported by Doxaran et al. [30] ($0.008 \pm 0.004 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$). The spectral variations of a_{NAP}^* fitted the pattern observed by Babin & Stramski [78], highlighting that a_{NAP}^* at near infra-red (NIR) is less than 10 % of $a_{NAP}^*(400)$.

3.4. Modeling

3.4.1. IOP variability during the hydrological cycle

Despite the differences in the mineralogy observed for the Madeira River between the rising water stage and the high water stage, the real part (n) of the refraction index varied within a very limited range, from 1.167 to 1.183. Spectral variations of $n'(\lambda)$ were retrieved for the Madeira River at the high water stage ($N = 4$) and the rising water stage ($N = 3$) and for the Solimões River ($N = 11$), and compared to those obtained by Kobayashi et al. [11] in the Bangpangkong River estuary (Figure 77).

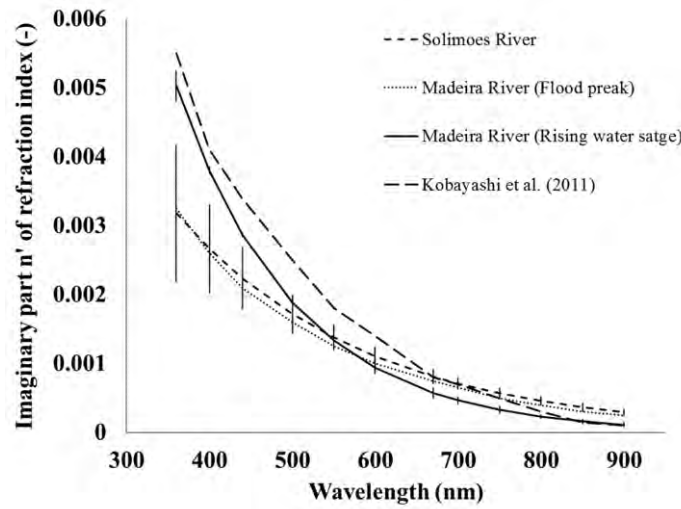


Figure 77. Spectral variations of the imaginary part n' of the refraction index of the suspended particles. Data corresponding to Solimões River and Madeira River are mean values (standard deviations are represented by the error bars) obtained by mineralogical determination by SEM. Values extracted from Kobayashi et al. [11] and corresponding to the Bangpangkong River estuary stand for the reference.

Overall, the spectral variations of $n'(\lambda)$ showed a negative exponential pattern, as found by Babin et al. [26], Kobayashi et al. [11], and Peng & Effler [79]. The $n'(\lambda)$ values were very similar for the Madeira River at the high water stage ($n'(440) = 0.0022$) and for the Solimões River for all hydrological periods ($n'(440) = 0.0021$), with a spectral slope of $-0.004 \pm 0.0005 \text{ nm}^{-1}$ (Figure 77). However, the $n'(\lambda)$ values ($n'(440) = 0.0028$) and the spectral slope were higher for the Madeira River at the rising water stage of the flood ($-0.0075 \pm 0.0007 \text{ nm}^{-1}$). Kobayashi et al. [11] reported $n'(\lambda)$ values ($n'(440) = 0.0034$) and a spectral slope (0.007 nm^{-1}) in the Gulf of Thailand close to our results, in particular for the Madeira River during rising water. Stramski et al. [82] reported $n'(\lambda)$ for various minerals assessing a large variability from 0.002 to 0.023 at 440 nm. Studying Lake Erie, Peng & Effler [79] assessed a significant variability on 14 samples (0.0012 – 0.0055 at 400 nm). Our results showed that $n'(\lambda)$ displays a seasonal

variability during the hydrological cycle on the Madeira River but in a much more limited range ($0.0026 - 0.0038$ at 400 nm) than the work presented by Stramski et al. [82], or Peng & Effler [79] for other environments / mineralogical assemblages although our samples points represent locations separated by more than 2000 km . As registered for the real part of the refraction index, this is consistent with the hydrology of large river catchments that integrate a large variety of sedimentary sources converging to an average mineralogical composition in the suspended sediment that does not vary much across the hydrological cycle. Our results show that $n'(700)$ varies between 4.7×10^{-4} and 7.1×10^{-4} , which is slightly lower than the values of 2.2×10^{-3} reported by Stramski et al. (2007) and of 1.3×10^{-3} reported by Dubovik et al. [83] on desert dust samples. At 850 nm , n' varies from 1.6×10^{-4} to 3.7×10^{-4} , showing a relative percent change much stronger in relation to the values retrieved in the visible part of the spectrum. Based on these results, we considered two different $n'(\lambda)$ values in the numerical simulations of the IOPs and AOPs for the Madeira River for the rising stage and for the other periods.

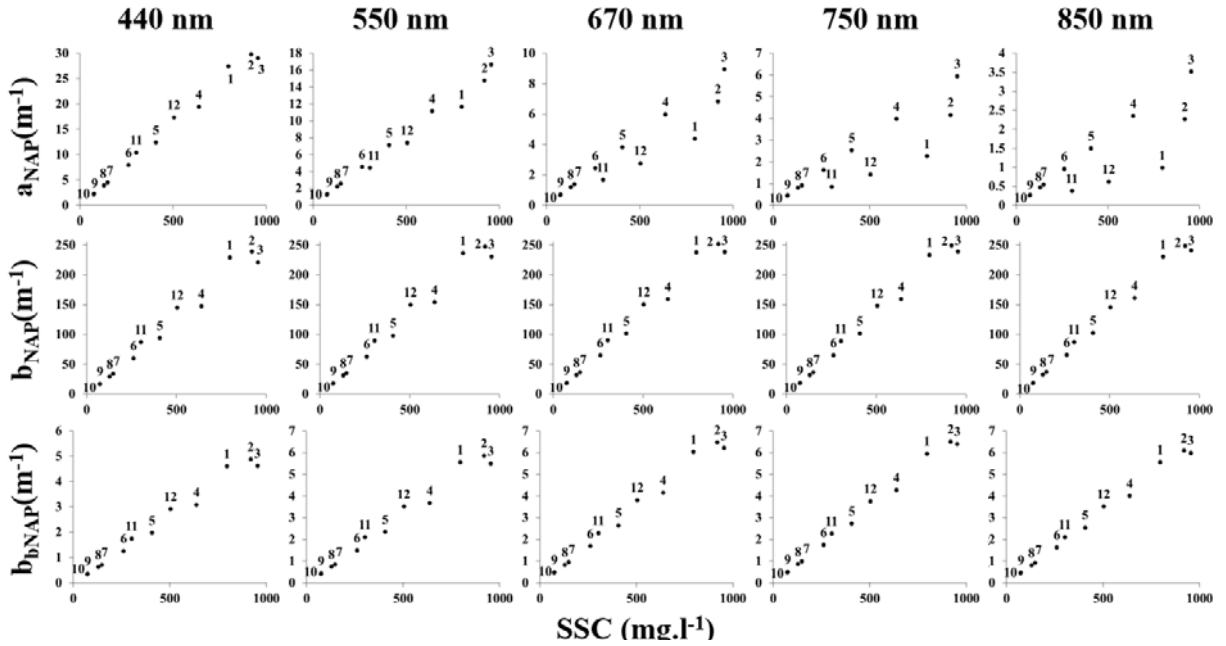


Figure 78. Monthly variations of a_{NAP} , b_{NAP} , b^*_{NAP} at 5 wavelengths on the Madeira River. Annotations represent months from January (1) to December (12).

To assess the variability in the IOP during the Madeira River hydrological cycle, we computed the mass-specific absorption, the scattering and the backscattering coefficients (a^*_{NAP} , b^*_{NAP} and $b^*_{b\text{NAP}}$) for each month of the year. The average monthly SSC values at the Porto Velho station from 12 years of MODIS data (2000 – 2013), as calculated by Villar et al. [32], were considered in the simulations. For the period from March to October, the refraction indices (both the real and imaginary parts) and the

PSD were determined from the flood peak measurements ($n = 1.173$, $n'(\lambda) = 0.015\lambda^{-0.004}$, $J_1 = 2.25$, $J_2 = 4.23$). For the period between November and January, the refraction index and the grain size distribution were determined from the rising stage measurements ($n = 1.175$, $n'(\lambda) = 0.063\lambda^{-0.007}$, $J_1 = 2.65$, $J_2 = 4.72$). Finally, for the transition regime in February, the refraction index and the grain size distribution were calculated as averaged values between both the high water and the rising stages.

The scattering and backscattering coefficients exhibited less contrasted spectral dependence than a_{NAP} (Figure 78), and b_{NAP} and b_{bNAP} showed strong linear variations with the SSCs, with their values slightly increasing with increasing wavelengths. The variability of a_{NAP} on a monthly scale was different: from November to February, the a_{NAP} values were much lower than during the period from March to October at equivalent SSCs, thus introducing a hysteresis effect in the a_{NAP} – SSC monthly variation. This hysteresis was extremely low at 440 nm and low at 550 nm, and the effect increased with the wavelengths and was the highest at 850 nm (Figure 78). As expected, the a_{NAP} values decreased with an increase in λ (e.g., from 27.43 m^{-1} at 440 nm to 0.99 m^{-1} at 850 nm in January) and differed from the behavior of b_{NAP} and b_{bNAP} , which varied little with wavelength. Both the a_{NAP} and b_{bNAP} values showed relatively low values at all wavelengths in comparison to b_{NAP} , (e.g., with mean values of $1.18 \pm 0.82 \text{ m}^{-1}$, $2.85 \pm 1.82 \text{ m}^{-1}$, and $115.90 \pm 74.60 \text{ m}^{-1}$ at 850 nm, respectively).

3.4.2. Seasonal variations in the AOP

The monthly values of K_d and R_{rs} in the Madeira River were calculated using the simulated IOPs and Eq. 51 and 52. Figure 79 shows the monthly variations of $R_{rs}(850)$, $K_d(670)$ and $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$. The simulated $R_{rs}(850)$ shows a seasonal dependence with a higher reflectance during the rising water stage than for the rest of the year (Figure 79a). The simulated $K_d(670)$ varied almost linearly with the SSC, although slightly lower K_d values were found during the rising water stage than for the rest of the year at equivalent SSC values (Figure 79b). The use of the ratio $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ tended to reduce the dispersion in the reflectance – SSC relationship, and showed a near linear trend compared to a one-band relationship (Figure 79c and 76). The simulations thus made it possible to reproduce the different behaviors observed for R_{rs} , K_d and a_{NAP} , and IOPs simulations, which implied a seasonal dependence of R_{rs} .

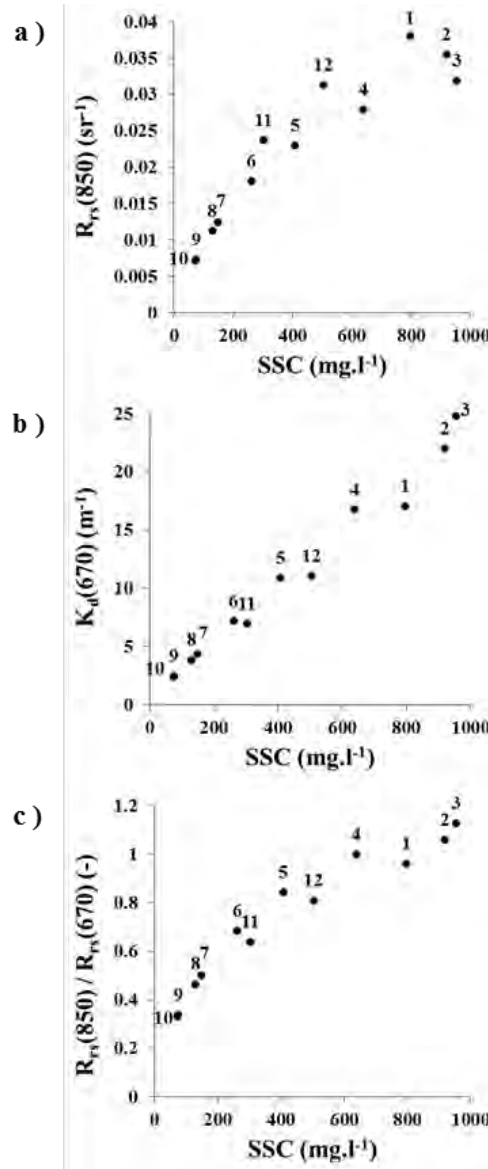


Figure 79. Variations between monthly means of the AOPs and the SSCs: a) $R_{rs}(850)$; b) $K_d(670)$; c) reflectances band ratio between 850 and 670 nm.

R and R_{rs} [Eq. 50 and 52] are controlled by a_{TOT} and b_{TOT} and depend on a_{NAP} , whose value is more sensitive to seasonal variations with increasing wavelength (Figure 78). During the early rising water stage (from November to February), lower a_{NAP} values (Figure 78) caused a higher reflectance than during the rest of the year. Unlike for reflectance, the model predicted a very limited seasonal effect on K_d , as this AOP is controlled by b_{NAP} [Eq. 50], which varied linearly with the SSCs throughout the year (Figure 78), causing a monotonic increase of K_d values with an increasing SSC.

b_{bNAP} showed very small spectral differences from 670 nm to 850 nm (Figure 78). In contrast, $a_{NAP}(670)$ had much higher values than $a_{NAP}(850)$, especially during the rising water stage. The former was responsible for a partial correction in the seasonal disparity in the reflectance – SSC relationship when using the band ratio

$R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ (Figure 79, thus showing a more linear trend in the relationship than if a single band such as $R_{rs}(850)$ was considered. Comparing these simulations to the seasonal hysteresis determined by remote sensing revealed an agreement between the physically based simulations and the satellite estimations (Figure 80). Despite a general underestimation of the observed R_{rs} (23% on average), bio-optical modeling allowed us to reproduce the seasonal variation of $R_{rs}(850)$, especially for the rising water and the high water stages. The lack of a_{NAP} measurements and $n'(\lambda)$ determinations during the low water stage (from July to October) may explain the higher deviation observed between simulations and remote sensing estimates for this period. Furthermore, the ratio f'/Q used to calculate $R_{rs}(850)$ may vary spectrally around the value of 0.13, increasing jointly with the ratio $b_{TOT} / (a_{TOT} + b_{TOT})$ [84].

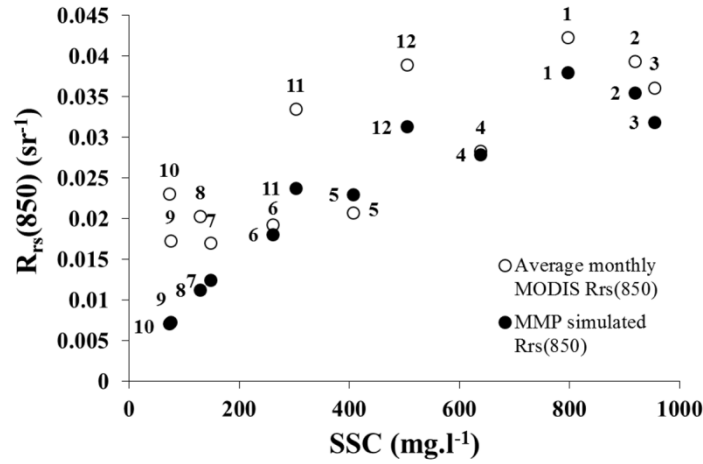


Figure 80. Comparison between the average monthly $R_{rs}(850)$ retrieved from the MODIS data [32] and the simulations from the MMP integrating in situ measurements as inputs.

4. Discussion

4.1. PSDs

In situ measurements of particle size characteristics of fluvial suspended sediment, unlike bed sediments, are scarce for many environments upstream the estuarine zone [85]. Existing information on suspended sediment shows significant variability in the grain size distribution at the global scale [86], but some common features can be identified. Most large rivers (Amazon, Nile, Mississippi, Brahmaputra, Parana etc.) have been shown to display reduced grain size range in the bed load and suspended sediment mainly because they flow across vast plains for a major part of their course with very low topographic gradient (lower than 10 cm km⁻¹, on average) causing strong

sedimentation in the foothills and floodplains [87]. Furthermore, sediment transport dynamics in a turbulent flow system implies a relatively constant distribution of the fine-grain size fraction in the water column in which the coarse-grain size fraction increases from the surface to the river bottom [88], resulting in an almost pure fine sediment composition at the river surface. In oceanic waters, the slope of the PSD is mostly centered on 4 with a suspension mostly composed by fine planktonic cells [89]. In coastal waters, lower slope values are registered, down to 3.4, owing to the presence of particles of terrestrial origin and larger planktonic species [30,90], or even less around coral reefs [46]. In continental waters dominated by non-living particles such as in river waters, J values are centered towards higher values. Peng et al. [91] reported values of J ranging from 2.5 to 3.2 for different lakes and rivers presenting a suspension dominated by inorganic particles in New York State. Boller & Kaegi [92] reported values up to 2.7 for some alpine waters, while Buffle & Leppard [93] showed that colloidal submicron fraction in rivers usually present a J value of about 3. In our dataset, values of J varied between 2.7 and 3.3, when considering a single power law function over the whole grain size range, confirming the fact that inland inorganic suspensions present lower Junge exponent than in oceanic waters. As observed by Peng et al. [91] and Reynolds et al. [90], the use of a single Junge function fitting PSD over the whole grain size range may be inappropriate, especially for sediment-laden waters, as it may result in an overestimation of the smaller and larger particles. In this article, we proposed to use two Junge distributions for fine and coarse fraction, allowing to reduce the overestimation problems pointed out by Peng et al. [91]. Our slope estimates for Amazonian river waters vary within a rather narrow range for the fine size fraction [1.8-2.4] as well as for the largest fraction [3.5-4.0].

4.2. Hysteresis of the R_{rs} – SSC relationship

The seasonal dependence in the $R_{rs}(850)$ – SSC relationship first described by Villar et al. [32] was deeply investigated using optical modeling and field measurements (Figure 75). We showed that R_{rs} hysteresis was mainly driven by changes in the specific absorption from red to near infra-red which in turn was caused by variations in n' . Our interpretation is that PSD seasonal variability are responsible for the imaginary part of the refraction index variation. The mineralogy of particles from the Madeira River indicated a greater amount of smectite and a lower percentage of kaolinite during the early rising water period, which extends from November to February. These significant seasonal changes in the clays composition did not result in a large variation in the real part n of the refraction index because clays have a limited n range [94,95]. Furthermore, the organic particulate fraction remained very low in these sediment-laden waters, from 0.5 to 4% [51], leading to a negligible contribution of organic matter to the resulting n . The particle size distributions was segmented in two parts as

proposed by Martinez et al. [50] to better fit the observed distribution. The measured PSDs indicated that particles smaller than 10 μm were more abundant during the rising water stage in the Madeira River. Such a variation of the PSD is consistent with Chipera & Bish [96], who showed that the finest fraction in a mixture of clays was mostly pure smectite. Combined variations of PSD towards finer range and clay composition in the Madeira River seemed to have affected more significantly the imaginary part of the refraction index than the real part. However, it remains important to assess which parameter (n , n' , PSD) is the determinant that drives the reflectance in the Amazon River basin and how is this relevant for large rivers around the world.

4.3. On the relative importance of n and PSD over the IOPs

In this section, we used a parameterization of the PSD and mineralogy representative to large river waters to analyze the sensitivity of reflectance to changes in the suspended sediment characteristics. Red and NIR wavelengths have been shown to be strongly correlated with SSC in inland and coastal waters although reflectance in the red spectrum may saturate with increasing SSC [13,50]. We focus on 670 and 850 nm wavelengths as most current spaceborne sensors suited for the study of inland waters (LANDSAT 8, SENTINEL-2) offer spectral bands at those wavelengths. We paid special attention to the sensitivity of the resulting spectral ratio that several studies have indicated as an efficient method to limit the reflectance sensitivity to the suspended sediment characteristics [21,50,97]. We also evaluated the contributions of the particle size classes on the IOPs values by following the modeling protocol described in Stramski & Kiefer [69] for different PSDs, and by including absorption processes using $n'(\lambda)$ values retrieved from Kobayashi et al. [11].

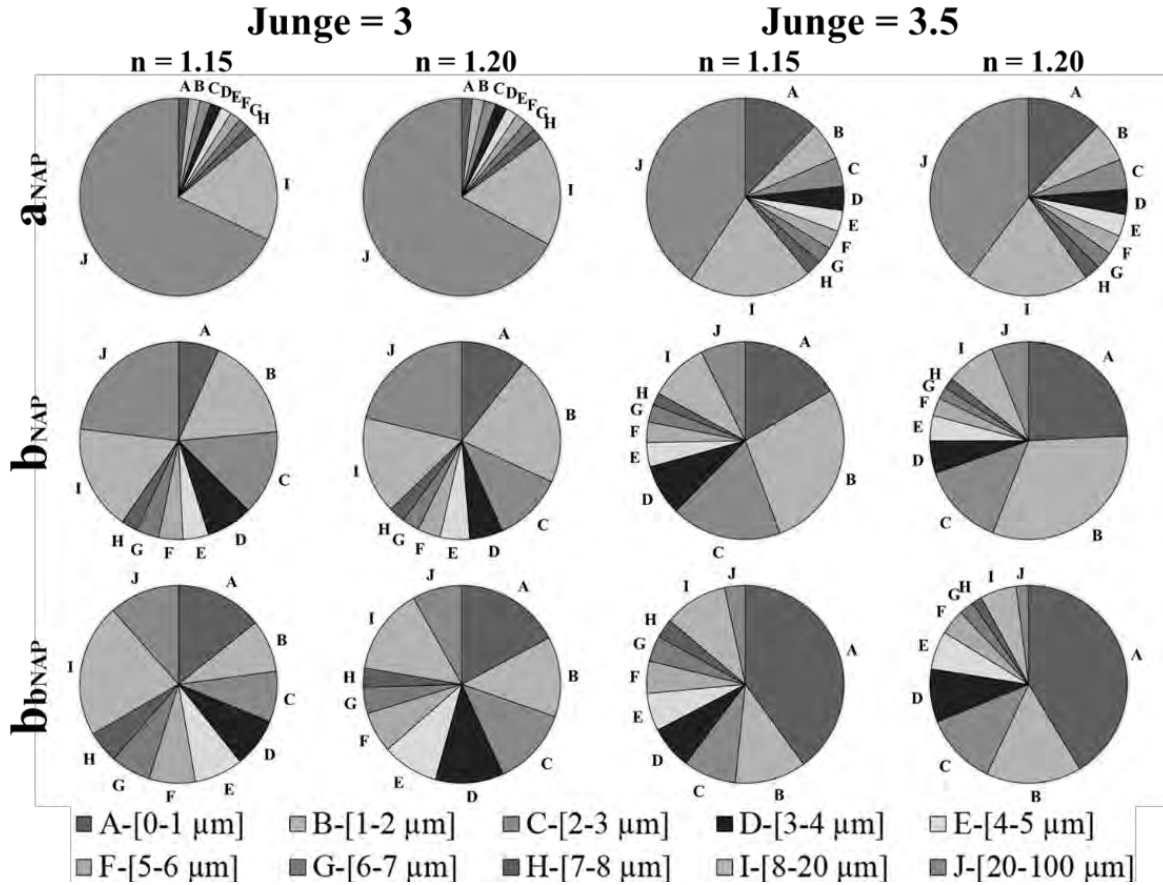


Figure 81. Contributions of 10 different particle size classes (in μm) to the absorption, scattering and backscattering processes (from the top line to the bottom, respectively) for two refraction indices n and two PSDs. The size classes were extracted from Stramski & Kiefer [69].

Figure 81 shows the relative contributions of 10 suspended sediment size classes [0 - 100 μm] for two refraction index values and two PSDs to absorption, scattering and backscattering. As expected, smaller particles have a higher contribution to the IOPs with increasing values of J (i.e., with more fine material). Small particles ($D < 8 \mu\text{m}$) were responsible for the majority of the scattering and backscattering processes from 60 % to 63 % with $J = 3$ and from 67 % to 78 % with $J = 3.5$ for b_{NAP} , and from 83 % to 86 % with $J = 3$ and from 86 % to 92 % with $J = 3.5$ for b_{bNAP} . These estimates are consistent with the results by Peng et al. [91] who assessed that 50 % of the total scattering and backscattering processes were resulting from particles with diameter less than 5 μm in suspension from inland waters dominated by inorganic matter. Variations in the n values between 1.15 and 1.20 had a very small effect on the absorption coefficient but strongly impacted the scattering and backscattering coefficients: an increasing n value increased the importance of the smallest fraction in the particles population on the scattering and backscattering effect. These results are of special significance for large rivers where fine particles are predicted to dominate the inorganic suspension at the river surface as coarser suspension sediments increase in

concentration toward the bottom of the water column. Walling and Moorehead [86] compared particle size distribution in the water column, in terms of mass, for several rivers across the world showing that suspended sediment smaller than 20 μm represent 50 to 100 % of the total mass in all cases. More recent results acquired either on the Amazon River [98], the Parana River [99] or on temperate rivers [100] confirm the fact that water samples acquired at river surface usually display a unique size mode centered on fine sizes (e.g., $< 20 \mu\text{m}$). Suspended sediment loads of rivers can be transported in composite particles but it is far from straightforward to quantify the relative importance of discrete and composite particles in river suspended sediment loads [85]. The importance of fine particles on the scattering and backscattering processes suggests that knowledges of their size distribution need to be improved, and particularly in composites particles, to better characterize the optical properties of inland waters.

4.4. On the relative importance of n , n' and PSD over the AOPs

We analyzed the theoretical sensitivity of R_{rs} to PSD and mineralogy using modeling. For PSD, we stepped the J_1 values between 1.5 and 3.0 by increments of 0.5 while setting J_2 to 4. For mineralogy, the $n'(\lambda)$ values were stepped between 0 and 0.001 by increments of 0.0005 and n varied from 1.165 to 1.185 (Figure 82). Each of these new simulations corresponded to a single combination of these parameters at 670 nm and 850 nm. $R_{rs}(850)$ showed moderated sensitivity to n' , with a relative variation of 20 % when n' varies from 0 to 10^{-3} . $R_{rs}(850)$ showed also moderated sensitivity to n , with a relative variation of 25 % when n varies from 1.165 to 1.185. $R_{rs}(670)$ showed much stronger sensitivity to n' with a relative variation of 50% when n' varies from 0 to 10^{-3} . On the contrary, $R_{rs}(670)$ showed little variability as a function of n with a relative variation of 5 %. At both wavelengths, R_{rs} showed low to moderate sensitivity (7 to 17 %) to the PSD (when J_1 varied from 1.5 to 3) with a relative variation increasing with increasing n' and n . Therefore, it appears on figure 82 that n' variations play a major role in R_{rs} sensitivity to suspended sediment characteristics and that this variability is stronger at red wavelength where a_{NAP} is stronger. However, n' is itself a function of suspended sediment mineralogy and grain size distribution in a complex way. We further analyzed the role of PSD and mineralogy by setting n' to a constant value.

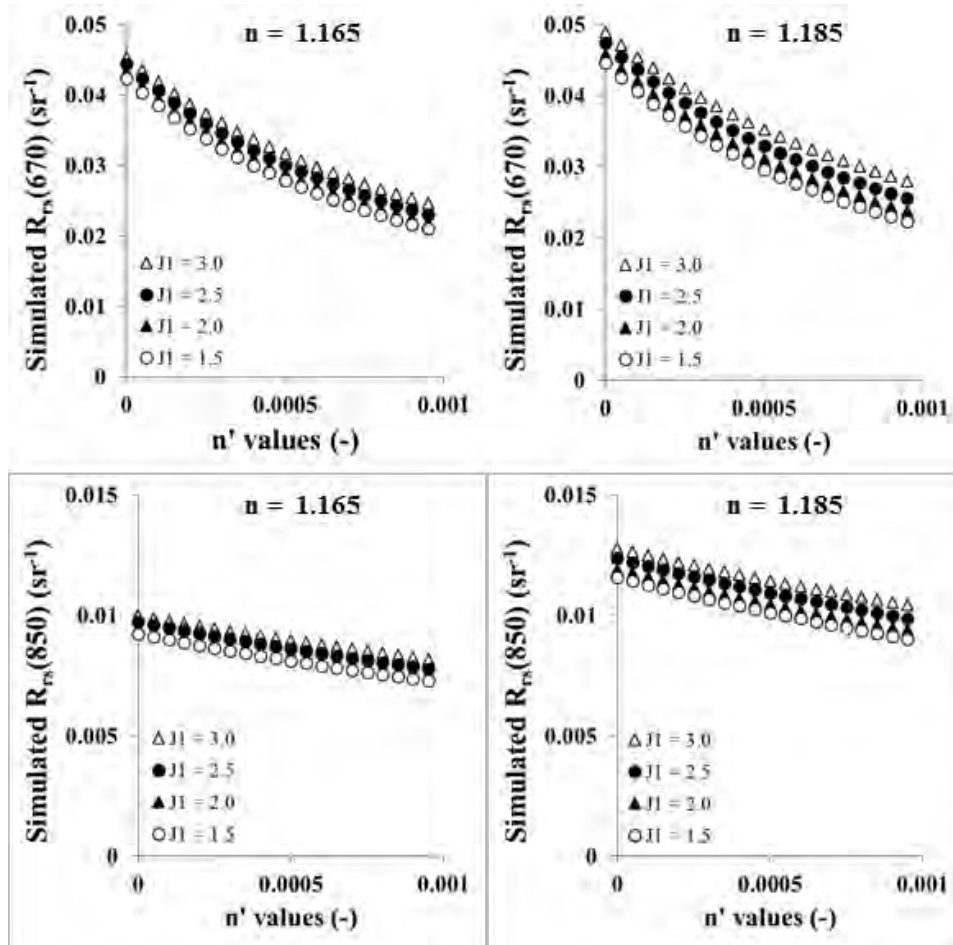


Figure 82. Evolution of $R_{rs}(850)$ and $R_{rs}(670)$ as a function of the imaginary part n' of the refractive index for different J_1 values (c.f. legend of each graphic) and two n values.

Figure 83 shows the variation in $R_{rs}(850)$, $R_{rs}(670)$ and $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ as a function of J_1 and n , with n values typical of most clay particles. For PSD, we tested increasing J_1 values with the J_2 value set to 4. For distribution towards coarser particles (i.e., with lower slopes), the reflectance varied smoothly as a function of PSD. When J_1 varied from 2 to 3, reflectance varied by 18% at infra-red wavelength (Figure 83a) and by 24% in the red (Figure 83b). For the same size distribution variation, the $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ ratio varied by only 5% (Figure 83c). For finer distributions (i.e., those with higher slopes), the reflectance varied rapidly as a function of J_1 . As J_1 varied from 3.75 to 4.5, the reflectance varied by 70% in the infra-red (Figure 83a) and by 55% in the red (Figure 83b). For the same size distribution variation, the $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ ratio varied by 33% (Figure 83c). The reflectance showed maximum value for J_1 varying from 3.5 to 3.75 probably under the influence of backscattering processes that has been shown to increase from $J = 3$ to 4 [30] and then to decrease from 4 to 5 (considering a unique slope J parameter). The impact of the mineralogical variations changed according to the particle size distribution and wavelength. $R_{rs}(850)$ variations as a function of mineralogical variations were rather stable, from 24 to 28 %

when n varied from 1.165 to 1.185, and for any value of J_1 . For a high value of J_1 , n appeared to have moderated effect on reflectance at red wavelength (e.g., when n varied from 1.165 to 1.185 and for $J_1 = 4.25$, $R_{rs}(670)$ varied by 17%). In contrast, for low values of J_1 , $R_{rs}(670)$ variations were small as a function of the n values (e.g., for $J_1 = 2.5$, when n varied from 1.165 to 1.185, $R_{rs}(670)$ varied by 9%). Accordingly, $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ showed limited sensitivity to mineralogical variations from 8 to 18 % when n varied from 1.165 to 1.185.

These simulations confirmed that the use of the band ratio makes the reduction of the reflectance sensitivity to suspended sediment characteristics possible in most cases. The impact of the variability in the particle size distribution and the mineralogy on reflectance showed a rather complex pattern with a significant sensitivity of the reflectance ratio on mineralogy for a coarser distribution. When J_1 varied from 1.5 to 3, the reflectance ratio was almost unaffected by PSD variations (e.g., relative variation lower than 5%) showing much greater stability in relation to reflectance. For the same size distribution variation, $R_{rs}(850)$ and $R_{rs}(670)$ varied by 22% and 29%, respectively. In contrast, mineralogy has little effect on the reflectance ratio for distributions of finer size. For the PSD corresponding to sediment-laden waters in large river basins ($J_1 < 3$), $R_{rs}(850)$ and reflectance ratio vary weakly. However, for $J_1 < 3.5$, R_{rs} at red and infra-red appears to be significantly sensitive to changes in sediment mineralogy, either through n or n' . It is expected that for a river catchment showing rather stable sediment sources during the hydrological cycle, the R_{rs} – SSC relationship may be robust as PSD variations induce limited impact on $R_{rs}(850)$ and $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$. On the contrary, $R_{rs}(670)$ shows stronger sensitivity to PSD and may experience significant changes as a function of PSD and thus local hydraulic conditions from foothills to the estuary.

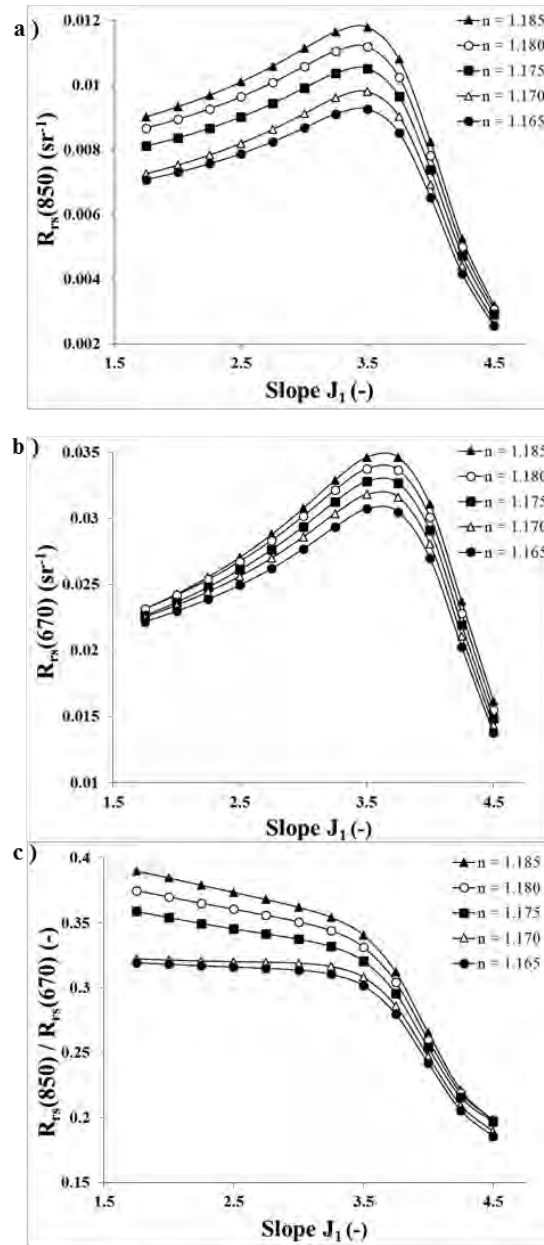


Figure 83. Variations in the simulated a) $R_{rs}(850)$, b) $R_{rs}(670)$ and c) $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ for various PSDs (through the slope J_1 of the PSD for their finer particles) and for different values of n (the real part of the sediment refraction index).

5. Conclusion

We investigated the AOPs and the IOPs of the river waters of the Amazon basin catchment using field measurements and modeling. The field campaigns provided a large dataset of radiometric, physico-chemical, sedimentological (PSD and mineralogy)

parameters for the two main tributaries of the Amazon catchment (the Solimões and Madeira Rivers) with respect to sediment discharge. This experimental database allowed us to improve our knowledge of the relationships between the inherent or apparent optical properties and the suspended sediment concentrations. The optical properties of the Madeira River were shown to be significantly different from the rest of the catchment. Indeed, its geographical origin, drainage area, and hydrological cycle confer a seasonal behavior different from that of the Solimões River on this large tributary.

The presence of a seasonal hysteresis in the $R_{rs}(850)$ – SSC relationship for the Madeira River was caused by seasonal changes in the mineralogy and PSD, showing that variability of the AOPs and IOPS in response to changes in the suspended load characteristics during the hydrological cycle may limit the accuracy of the SSC retrieval based on remote sensing data.

Our results showed that the imaginary part of the refraction index was the main origin of the hysteresis in the $R_{rs}(850)$ – SSC relationship of the sediment-laden Madeira River via a strong effect on the absorption by the suspended particles in the infra-red wavelengths. The spectral slope of $n'(\lambda)$ from the blue region of the visible spectrum to the infra-red region decisively drove the different absorption levels during the annual hydrological cycle. The dispersion of the $R_{rs}(850)$ – SSC relationship could be overcome to some extent using of a ratio between the infra-red and the red spectral bands $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$. Temporal changes in the mineralogy had less effects on the scattering and backscattering coefficients for increasing wavelengths. Those properties were very sensitive to changes in the PSD and particularly to the number of particles with diameter of less than 10 μm . Backscattering was extremely dependent on the percentage of small particle size classes. This high sensitivity caused maximum reflectance values for average PSD and minimum reflectance values for sediment mixtures dominated by fine or large particles. Finally, the real part of the refraction index played a slight role in the development of the hysteresis, which was the lowest for the PSD dominated by fine particles. However, through an accentuation of the previously cited relationships between the optical properties and the characteristics of the optically active components, the role of the real part of the refraction index remained non-negligible. Therefore, particular attention must be paid to the characterization of these properties in continental waters to retrieve the SSC from water color measurements.

Finally, extending the dataset to other large river basins and applying the combined use of measured, simulated and remotely sensed data seems to be a way to overcome uncertainties and to provide concrete solutions for water management agencies, especially for large basins with sediment-laden waters.

Funding

Institut de Recherche pour le Développement (IRD, France); Agência Nacional de Águas (ANA, Brésil); Centre National d'Etudes Spatiales (CNES, France); Noveltis (France).

This work has been supported by the French Institut de Recherche pour le Développement (IRD) as a major partner of the Service National d'Observations HYBAM since 2003, the Brazilian Agência Nacional de Águas (ANA) for funding the sampling trips, and the French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) and Noveltis that cofinanced the first author PhD thesis.

Acknowledgments

The authors thank Elisa Armijos, Pascal Fraizy, Thierry Aigouy and Sophie Gouy for the technical support. The authors are also grateful to the Universidade Federal Fluminense (UFF), the Geological Survey of Brazil (CPRM) for their help during measurements. We notably thank Lucile Duforêt-Gaurier and William Moutier of the French Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences for their support in the modeling processes, and Frédéric Julien of the French laboratoire d'Ecologie Fonctionnelle et Environnement Ecolab for his help with the absorption meter calibration.

References and links

1. P. A. Allen, "From landscapes into geological history," *Nature* **451**, 274–276 (2008).
2. A. J. Horowitz, "Determining annual suspended sediment and sediment-associated trace element and nutrient fluxes," *Science of the Total Environment* **400**, 315–343 (2008).
3. J. P. M. Syvitski, C. J. Vörösmarty, A. J. Kettner, and P. Green, "Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean," *Science* **308**, 376–380 (2005).
4. J. D. Milliman and R. H. Meade, "World-wide delivery of river sediment to the oceans," *The Journal of Geology* 1–21 (1983).
5. S. R. Gislason, E. H. Oelkers, and Á. Snorrason, "Role of river-suspended material in the global carbon cycle," *Geology* **34**, 49–52 (2006).
6. B. M. Fekete and C. J. Vörösmarty, "The current status of global river discharge monitoring and potential new technologies complementing traditional discharge measurements," in *Predictions in Ungauged Basins: PUB Kick-off (Proceedings of the PUB Kick-off Meeting Held in Brasilia, 20–22 November 2002)*. IAHS Publication (2002), Vol. 349.

7. J. C. Ritchie and C. M. Cooper, "Comparison of measured suspended sediment concentrations with suspended sediment concentrations estimated from Landsat MSS data," *International Journal of Remote Sensing* **9**, 379–387 (1988).
8. P. Forget and S. Ouillon, "Surface suspended matter off the Rhône river mouth from visible satellite imagery," *Oceanologica acta* **21**, 739–749 (1998).
9. P. Härmä, J. Vepsäläinen, T. Hannonen, T. Pyhälähti, J. Kämäri, K. Kallio, K. Eloheimo, and S. Koponen, "Detection of water quality using simulated satellite data and semi-empirical algorithms in Finland," *Science of the Total Environment* **268**, 107–121 (2001).
10. V. E. Brando and A. G. Dekker, "Satellite hyperspectral remote sensing for estimating estuarine and coastal water quality," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **41**, 1378–1387 (2003).
11. H. Kobayashi, M. Toratani, S. Matsumura, A. Siripong, T. Lirdwitayaprasit, and P. Jintasaeranee, "Optical properties of inorganic suspended solids and their influence on ocean colour remote sensing in highly turbid coastal waters," *International Journal of Remote Sensing* **32**, 8393–8420 (2011).
12. L. Cai, D. Tang, and C. Li, "An investigation of spatial variation of suspended sediment concentration induced by a bay bridge based on Landsat TM and OLI data," *Advances in Space Research* **56**, 293–303 (2015).
13. S. Chen, L. Han, X. Chen, D. Li, L. Sun, and Y. Li, "Estimating wide range Total Suspended Solids concentrations from MODIS 250-m imageries: An improved method," *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **99**, 58–69 (2015).
14. A. I. Dogliotti, K. G. Ruddick, B. Nechad, D. Doxaran, and E. Knaeps, "A single algorithm to retrieve turbidity from remotely-sensed data in all coastal and estuarine waters," *Remote Sensing of Environment* **156**, 157–168 (2015).
15. B. Han, H. Loisel, V. Vantrepotte, X. Mériaux, P. Bryère, S. Ouillon, D. Dessailly, Q. Xing, and J. Zhu, "Development of a Semi-Analytical Algorithm for the Retrieval of Suspended Particulate Matter from Remote Sensing over Clear to Very Turbid Waters," *Remote Sensing* **8**, 211 (2016).
16. J. A. Harrington, F. R. Schiebe, and J. F. Nix, "Remote sensing of Lake Chicot, Arkansas: Monitoring suspended sediments, turbidity, and Secchi depth with Landsat MSS data," *Remote Sensing of Environment* **39**, 15–27 (1992).
17. K. Kallio, J. Pulliainen, and P. Ylöstalo, "MERIS, MODIS and ETM+ channel configurations in the estimation of lake water quality from subsurface reflectance using semianalytical and empirical algorithms," *Geophysica* **41**, 31–55 (2005).
18. R. Ma, X. Ma, and J. Dai, "Hyperspectral feature analysis of chlorophyll *a* and suspended solids using field measurements from Taihu Lake, eastern China," *Hydrological Sciences Journal* **52**, 808–824 (2007).

19. J. R. Stroud, B. M. Lesht, D. J. Schwab, D. Beletsky, and M. L. Stein, "Assimilation of satellite images into a sediment transport model of Lake Michigan," *Water Resources Research* **45**, W02419 (2009).
20. H. Vinciková, J. Hanuš, and L. Pechar, "Spectral reflectance is a reliable water-quality estimator for small, highly turbid wetlands," *Wetlands Ecology and Management* **23**, 933–946 (2015).
21. D. Doxaran, J.-M. Froidefond, S. Lavender, and P. Castaing, "Spectral signature of highly turbid waters: Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter concentrations," *Remote sensing of Environment* **81**, 149–161 (2002).
22. C. Hu, Z. Chen, T. D. Clayton, P. Swarzenski, J. C. Brock, and F. E. Muller-Karger, "Assessment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium resolution bands: Initial results from Tampa Bay, FL," *Remote Sensing of Environment* **93**, 423–441 (2004).
23. Z. Han, Y. -Q. Jin, and C. -X. Yun, "Suspended sediment concentrations in the Yangtze River estuary retrieved from the CMODIS data," *International Journal of Remote Sensing* **27**, 4329–4336 (2006).
24. J. Chen, E. D'Sa, T. Cui, and X. Zhang, "A semi-analytical total suspended sediment retrieval model in turbid coastal waters A case study in Changjiang River Estuary," *Limnology and oceanography* **22**, 709–722 (2013).
25. A. Morel and L. Prieur, "Analysis of variations in ocean color," *Limnology and oceanography* **22**, 709–722 (1977).
26. M. Babin, D. Stramski, G. M. Ferrari, H. Claustre, A. Bricaud, G. Obolensky, and N. Hoepffner, "Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe," *Journal of Geophysical Research* **108**, C73211 (2003).
27. D. Stramski, E. Boss, D. Bogucki, and K. J. Voss, "The role of seawater constituents in light backscattering in the ocean," *Progress in Oceanography* **61**, 27–56 (2004).
28. E. Boss, W. S. Pegau, M. Lee, M. Twardowski, E. Shybanov, G. Korotaev, and F. Baratang, "Particulate backscattering ratio at LEO 15 and its use to study particle composition and distribution," *Journal of Geophysical Research* **109**, C01014 (2004).
29. H. Loisel, X. Mériaux, J.-F. Berthon, and A. Poteau, "Investigation of the optical backscattering to scattering 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 (2007).
30. D. Doxaran, K. Ruddick, D. McKee, B. Gentili, D. Tailliez, M. Chami, and M. Babin, "Spectral variations of light scattering by marine particles in coastal waters, from visible to near infrared," *Limnology and Oceanography* **54**, 1257 (2009).

31. S. Budhiman, M. Suhyb Salama, Z. Vekerdy, and W. Verhoef, "Deriving optical properties of Mahakam Delta coastal waters, Indonesia using in situ measurements and ocean color model inversion," *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **68**, 157–169 (2012).
32. R. E. Villar, J.-M. Martinez, M. Le Texier, J.-L. Guyot, P. Fraizy, P. R. Meneses, and E. de Oliveira, "A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images," *Journal of South American Earth Sciences* **44**, 45–54 (2013).
33. M. Goulding, R. Barthem, and E. Ferreira, "The Smithsonian atlas of the Amazon," Smithsonian Books, Washington and London, USA and UK. (2003).
34. J. Callède, G. Cochonneau, F. V. Alves, J.-L. Guyot, V. S. Guimarães, and E. De Oliveira, "Les apports en eau de l'Amazonie à l'Océan Atlantique," *Revue des sciences de l'eau* **23**, 247 (2010).
35. J. M. Martinez, J. L. Guyot, N. Filizola, and F. Sondag, "Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data," *Catena* **79**, 257–264 (2009).
36. J. E. Richey, C. Nobre, and C. Deser, "Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985," *Science* **246**, 101–103 (1989).
37. J. A. Marengo, "Variations and change in South American streamflow," *Climatic Change* **31**, 99–117 (1995).
38. J. Callède, J. L. Guyot, J. Ronchail, Y. L'Hôte, H. Niel, and E. de Oliveira, "Evolution du débit de l'Amazonie à Óbidos de 1903 à 1999/Evolution of the River Amazon's discharge at Óbidos from 1903 to 1999," *Hydrological Sciences Journal* **49**, 85–97 (2004).
39. J. C. Espinoza Villar, J. Ronchail, J. L. Guyot, G. Cochonneau, N. Filizola, W. Lavado, E. De Oliveira, R. Pombosa, and P. Vauchel, "Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador)," *International Journal of Climatology* **29**, 1574–1594 (2009).
40. N. Filizola and J. L. Guyot, "Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set," *Hydrological Processes* **23**, 3207–3215 (2009).
41. M. Molinier, J. L. Guyot, J. Callède, E. De Oliveira, V. S. Guimarães, K. J. Cudo, and M. C. De Aquino, "Hidrologia de la cuenca amazonica Brasileira: HIBAM primeros resultados sobre la cuenca del rio Madeira - términos del balance hídrico. Metodologia," 155-164 (1993).
42. J. L. Guyot, J. M. Jouanneau, L. Soares, G. R. Boaventura, N. Maillet, and C. Lagane, "Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin," *Catena* **71**, 340–356 (2007).
43. H. Bader, "The hyperbolic distribution of particle sizes," *Journal of Geophysical Research* **75**, 2822–2830 (1970).
44. C. E. Junge, "Air chemistry and radioactivity," 1963 382 (1963).

45. S. B. Woźniak and D. Stramski, "Modeling the optical properties of mineral particles suspended in seawater and their influence on ocean reflectance and chlorophyll estimation from remote sensing algorithms," *Applied Optics* **43**, 3489–3503 (2004).
46. A. Jouon, S. Ouillon, P. Douillet, J. P. Lefebvre, J. M. Fernandez, X. Mari, and J. M. Froidefond, "Spatio-temporal variability in suspended particulate matter concentration and the role of aggregation on size distribution in a coral reef lagoon," *Marine Geology* **256**, 36–48 (2008).
47. J. E. Harris, "Characterization of suspended matter in the Gulf of Mexico—II Particle size analysis of suspended matter from deep water," *Deep Sea Research* **24**, 1055–1061 (1977).
48. A. Morel and Y.-H. Ahn, "Optics of heterotrophic nanoflagellates and ciliates: A tentative assessment of their scattering role in oceanic waters compared to those of bacterial and algal cells," *Journal of Marine Research* **49**, 177–202 (1991).
49. C. D. Mobley, *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters* (Academic press, 1994).
50. J.-M. Martinez, R. Espinoza-Villar, E. Armijos, and L. Silva Moreira, "The optical properties of river and floodplain waters in the Amazon River Basin: Implications for satellite-based measurements of suspended particulate matter," *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **120**, 1274–1287 (2015).
51. P. Moreira-Turcq, P. Seyler, J. L. Guyot, and H. Etcheber, "Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries," *Hydrological Processes* **17**, 1329–1344 (2003).
52. P. Forget, S. Ouillon, F. Lahet, and P. Broche, "Inversion of reflectance spectra of nonchlorophyllous turbid coastal waters," *Remote Sensing of Environment* **68**, 264–272 (1999).
53. J.-P. Eberhart, *Analyse Structurale et Chimique Des Matériaux* (Dunod, 1989).
54. L. Kaufman and P. Rousseeuw, *Clustering by Means of Medoids* (North-Holland, 1987).
55. L. Breiman, "Random forests," *Machine learning* **45**, 5–32 (2001).
56. S. Pinet, B. Lartiges, J.-M. Martinez, S. Ouillon, "From SEM analysis to the mineralogical composition of suspended sediments in large river basin," submitted in *International Journal of Sediment Research*.
57. C. D. Mobley, "Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements," *Applied Optics* **38**, 7442 (1999).
58. J. T. Kirk, "Point-source integrating-cavity absorption meter: theoretical principles and numerical modeling," *Applied optics* **36**, 6123–6128 (1997).
59. R. A. Leathers, T. V. Downes, and C. O. Davis, "Analysis of a point-source integrating-cavity absorption meter," *Applied optics* **39**, 6118–6127 (2000).

60. R. Röttgers, W. Schönfeld, P.-R. Kipp, and R. Doerffer, "Practical test of a point source integrating cavity absorption meter: the performance of different collector assemblies," *Applied optics* **44**, 5549–5560 (2005).
61. D. McKee, J. Piskozub, R. Röttgers, and R. A. Reynolds, "Evaluation and Improvement of an Iterative Scattering Correction Scheme for in situ Absorption and Attenuation Measurements," *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **30**, 1527–1541 (2013).
62. J. Wollschläger, M. Grunwald, R. Röttgers, and W. Petersen, "Flow-through PSICAM: a new approach for determining water constituents absorption continuously," *Ocean Dynamics* **63**, 761–775 (2013).
63. J. Wollschläger, R. Röttgers, W. Petersen, and K. H. Wiltshire, "Performance of absorption coefficient measurements for the in situ determination of chlorophyll a and total suspended matter," *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* **453**, 138–147 (2014).
64. R. Röttgers, D. McKee, and C. Utschig, "Temperature and salinity correction coefficients for light absorption by water in the visible to infrared spectral region," *Optics express* **22**, 25093–25108 (2014).
65. F. Eyrolle, M. F. Benedetti, J. Y. Benaim, and D. Fevrier, "The distributions of colloidal and dissolved organic carbon, major elements, and trace elements in small tropical catchments," *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 3643–3656 (1996).
66. O. S. Pokrovsky, and J. Schott, "Iron colloids/organic matter associated transport of major and trace elements in small boreal rivers and their estuaries (NW Russia)," *Chemical Geology* **190**, 141–179 (2002).
67. W. De Rooij and C. Van der Stap, "Expansion of Mie scattering matrices in generalized spherical functions," *Astronomy and Astrophysics* **131**, 237–248 (1984).
68. H. C. Van de Hulst, *Light Scattering by Small Particles* (Courier Corporation, 1957).
69. D. Stramski and D. A. Kiefer, "Light scattering by microorganisms in the open ocean," *Progress in Oceanography* **28**, 343–383 (1991).
70. N. G. Jerlov, *Marine Optics* (Elsevier, 1976), Vol. 14.
71. J. T. Kirk, "Volume scattering function, average cosines, and the underwater light field," *Limnology and Oceanography* **36**, 455–467 (1991).
72. H. R. Gordon, O. B. Brown, and M. M. Jacobs, "Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean," *Applied optics* **14**, 417–427 (1975).
73. J. T. Kirk, *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems* (Cambridge University, 1994).

74. J.-M. Froidefond and S. Ouillon, "Introducing a mini-catamaran to perform reflectance measurements above and below the water surface," *Optics Express* **13**, 926–936 (2005).
75. H. Loisel and A. Morel, "Non-isotropy of the upward radiance field in typical coastal (Case 2) waters," *International Journal of Remote Sensing* **22**, 275–295 (2001).
76. P. Kerr, "Optical mineralogy, 492 pp," (1977).
77. E. Aas, "Refractive index of phytoplankton derived from its metabolite composition," *Journal of Plankton Research* **18**, 2223–2249 (1996).
78. M. Babin and D. Stramski, "Variations in the mass-specific absorption coefficient of mineral particles suspended in water," *Limnology and Oceanography* **49**, 756–767 (2004).
79. F. Peng and S. W. Effler, "Spectral absorption properties of mineral particles in western Lake Erie: Insights from individual particle analysis," *Limnology and Oceanography* **58**, 1775–1789 (2013).
80. C. Giardino, V. E. Brando, A. G. Dekker, N. Strömbeck, and G. Candiani, "Assessment of water quality in Lake Garda (Italy) using Hyperion," *Remote Sensing of Environment* **109**, 183–195 (2007).
81. R. Ma, J. Tang, J. Dai, Y. Zhang, and Q. Song, "Absorption and scattering properties of water body in Taihu Lake, China: absorption," *International Journal of Remote Sensing* **27**, 4277–4304 (2006).
82. D. Stramski, M. Babin, and S. B. Wozniak, "Variations in the optical properties of terrigenous mineral-rich particulate matter suspended in seawater," *Limnology and Oceanography* **52**, 2418–2433 (2007).
83. O. Dubovik, B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, and I. Slutsker, "Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations," *Journal of the atmospheric sciences* **59**, 590–608 (2002).
84. Z. Lee, S. Shang, G. Lin, J. Chen, and D. Doxaran, "On the modeling of hyperspectral remote-sensing reflectance of high-sediment-load waters in the visible to shortwave-infrared domain," *Applied Optics* **55**, 1738 (2016).
85. J. Woodward and D. Walling, "Composite suspended sediment particles in river systems: their incidence, dynamics and physical characteristics," *Hydrological processes* **21**, 3601–3614 (2007).
86. D. Walling and P. Moorehead, "The particle size characteristics of fluvial suspended sediment: an overview," in *Sediment/Water Interactions* (Springer, 1989), pp. 125–149.
87. E. M. Latrubesse, "Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers," *Geomorphology* **101**, 130–145 (2008).
88. H. Rouse, "Fluid mechanics for hydraulic engineers, chap. XI," (1938).

89. T. S. Kostadinov, D. A. Siegel, and S. Maritorena, "Retrieval of the particle size distribution from satellite ocean color observations," *Journal of Geophysical Research* **114**, C09015 (2009).
90. R. A. Reynolds, D. Stramski, V. M. Wright, and S. B. Woźniak, "Measurements and characterization of particle size distributions in coastal waters," *Journal of Geophysical Research* **115**, C08024 (2010).
91. F. Peng, S. W. Effler, D. O'Donnell, M. G. Perkins, and A. Weidemann, "Role of minerogenic particles in light scattering in lakes and a river in central New York," *Applied optics* **46**, 6577–6594 (2007).
92. M. Boller and R. Kaegi, *Characterization of Aquatic Particles* (IWA Publishing, London, UK, 2011).
93. J. Buffle and G. G. Leppard, "Characterization of aquatic colloids and macromolecules. 1. Structure and behavior of colloidal material," *Environmental science & technology* **29**, 2169–2175 (1995).
94. D. Lide, "1997 Handbook of Chemistry and Physics," (1996).
95. M. S. Twardowski, E. Boss, J. B. Macdonald, W. S. Pegau, A. H. Barnard, and J. R. V. Zaneveld, "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 (2001).
96. S. J. Chipera and D. L. Bish, "Baseline studies of the clay minerals society source clays: powder X-ray diffraction analyses," *Clays and Clay Minerals* **49**, 398–409 (2001).
97. G. F. Moore, J. Aiken, and S. J. Lavender, "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 (1999).
98. J. Bouchez, J. Gaillardet, C. France-Lanord, L. Maurice, and P. Dutra-Maia, "Grain size control of river suspended sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles," *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **12**, Q03008 (2011).
99. M. Guerrero, N. Rüther, R. Szupiany, S. Haun, S. Baranya, and F. Latosinski, "The Acoustic Properties of Suspended Sediment in Large Rivers: Consequences on ADCP Methods Applicability," *Water* **8**, 13 (2016).
100. D. E. Walling, P. N. Owens, B. D. Waterfall, G. J. Leeks, and P. D. Wass, "The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK," *Science of the Total Environment* **251**, 205–222 (2000).

Chapitre VI

Téledétection des flux sédimentaires

Monitoring suspended particulate matter concentrations using Sentinel-2, Landsat-8 and SPOT-5 data over extremely turbid waters of the Bagré reservoir (Burkina Faso)

Résumé

La précision dans l'estimation des concentrations en matières en suspension (MES) par l'utilisation de capteurs haute résolution a été évaluée au-dessus des eaux turbides du lac de barrage de Bagré, au Burkina Faso. Trois jeux de données indépendants de réflectances, basés respectivement sur des mesures de radiométrie de terrain, une modélisation optique et des séries temporelles d'images satellite, ont été considérés. Ces données ont permis une évaluation des erreurs d'estimations des concentrations en MES associées à 3 processus principaux : i) la variabilité des propriétés optiques en relation avec les caractéristiques des MES ; ii) les performances des algorithmes d'inversion de différentes bandes spectrales satellitaires pour l'estimation des concentrations en MES ; iii) la variabilité des réflectances de surface R_s pour différentes procédures de corrections atmosphériques. Trois séries temporelles satellitaires acquises entre 2013 et 2016 ont été analysées : SPOT-5 (26 images acquises lors de l'expérience Take-Five), Landsat-8 (67 images) et Sentinel-2 (20 images). Une campagne de mesures sur le terrain a été réalisée permettant la collecte d'échantillons d'eau, afin de déterminer les concentrations en MES, les distributions en classe de taille (PSD) et les différents assemblages minéralogiques. Les concentrations en MES sont comprises entre 18 et 626 mg.l^{-1} . Des mesures radiométriques de réflectances télédétectées R_{rs} , de coefficients d'absorption du matériel particulaire non-algal (NAP) et de la matière organique colorée dissoute (CDOM) ont été réalisées. Les données de terrain ont été utilisées pour calibrer un modèle optique dans le but de simuler les variations spectrales de R_{rs} ainsi que sa variabilité spatio-temporelle.

La variabilité de R_s a été évaluée à partir d'images acquises à un jour d'intervalle. Les correspondances entre les images Sentinel-2 et Landsat-8 montrent de faibles erreurs quadratiques moyennes (RMSE), variant entre 6.2 et 5.4 %, ainsi que des biais moins importants pour les domaines du rouge que pour ceux du proche infra-rouge (NIR). Les correspondances entre les images Landsat-8 et SPOT-5 montrent des valeurs plus importantes de RMSE comprises entre 16.3 et 24.8 % pour les domaines rouge et NIR, respectivement, mais sont marquées par un biais plus faible dans le rouge que dans le NIR. Un jeu de données virtuel a été construit pour simuler la variabilité de R_{rs} en

fonction des caractéristiques minéralogiques et granulométriques observées sur le lac de Bagré. La variabilité de R_{rs} montré une décroissance depuis le vert vers le domaine du rouge, traduisant des déviations standards de 6, 25 et 22 % respectivement, en termes de valeurs d'indices de réfraction (parties réelle et imaginaire) et de PSD. Les jeux de données de R_{rs} mesurées *in situ* et simulées ont été utilisés pour évaluer différentes estimations de concentrations en MES, illustrant que les canaux spectraux centrés autour de 865 nm et que les rapports de réflectances entre les domaines du NIR et du rouge fournissent les meilleurs résultats, présentant des valeurs de RMSE comprises entre 13 et 16 %. Enfin, nous avons comparé les capacités de cartographie des concentrations en MES des trois capteurs satellitaires. Cette erreur calculée entre les cartes produites à partir d'images Landsat-8 et SPOT5 variait entre 47 et 29 % en utilisant $R_s(865)$ et $R_s(865)/R_s(665)$, respectivement. De la même façon, les valeurs de RMSE calculées entre les cartes produites à partir d'images Landsat-8 et Sentinel-2 variait entre 69 et 36 % en utilisant $R_s(865)$ et $R_s(865)/R_s(665)$, respectivement. Etant donné que les satellites L'utilisation de rapport de réflectance a montré une amélioration des performances à la fois dans la précision des estimations de concentrations en MES, et dans une limitation de la variabilité résiduelle des corrections atmosphériques. Landsat-8 et Sentinel-2 présentent des bandes spectrales très proches dans le spectre visible et infra-rouge de la lumière, il est attendu que ces deux produits satellites soit intégrés efficacement à des chaînes de traitements visant à estimer les concentrations en MES au-dessus des rivières et des lacs à des résolutions temporelles renforcées.

Authors

Jean-Michel Martinez, Sylvain Pinet, Cindy Gosset, Manuela Grippa, Sylvain Ouillon, Elodie Robert & Laurent Kergoat.

Keywords

Suspended sediment concentration; Surface reflectance; Optical modeling; Inland waters; West Africa.

Abstract

The accuracy of suspended particulate matter (SPM) concentration retrieval using high-resolution sensors has been evaluated over highly turbid waters in the Bagré reservoir, Burkina Faso. Three independent reflectance datasets were considered based on field radiometry, optical modeling and satellite image time series. These data allowed the examination of errors in the retrieved SPM concentrations depending on three main processes: i) variability of the optical properties in relation to suspended

sediment characteristics; ii) performance of SPM concentration retrieval algorithms for different satellite spectral band configurations; iii) surface reflectance (R_s) variability for different atmospheric correction processing schemes. Three satellite time series acquired from 2013 to 2016 were considered: SPOT-5 (26 images acquired during the Take-Five experiment), Landsat-8 (67 images) and Sentinel-2 (20 images). A field-sampling trip allowed to collect water samples for SPM concentration determination, particle size distribution (PSD) and particle mineralogy assessment. The SPM concentration covered a large range of values: 18-626 mg.l⁻¹. Radiometric measurements were realized for determination of remote sensing reflectance (R_{rs}), non-algal particulate (NAP) absorption coefficient and colored dissolved organic matter (CDOM) absorption coefficient. Field measurements were used to calibrate an optical model to simulate spectral variation of R_{rs} and its variability.

Variability of satellite-derived R_s was evaluated on images acquired within a 1-day interval. Matchups between Sentinel-2 and Landsat-8 images showed low relative root mean square error (RMSE) varying from 6.2 to 5.4 % and lower biases for red channel than for near-infrared (NIR) channel respectively. Matchups between Landsat-8 and SPOT-5 images showed larger relative RMSE of 16.3 and 24.8 % for red and NIR channels respectively, but lower biases at red than at NIR.

A virtual data set was built to simulate R_{rs} variability as a function of PSD and mineralogy characteristics retrieved over the Bagré Lake. The R_{rs} variability decreased from green to red channel showing relative standard deviation of 6, 25 and 22 % for real and imaginary refraction indices and PSD. Both simulated and measured R_{rs} values were used to evaluate different SPM algorithm and showed that the 865 nm central bandwidth channel and reflectance ratio between NIR and red channels provide the best estimates with RMSE varying from 13 to 16 %. Finally, we compared the SPM mapping capacity of the three remote sensing sensors. The RMSE between SPM maps derived from Landsat-8 and SPOT5 within a 1-day delay varied from 47 % to 29 % using $R_s(865)$ and $R_s(865)/R_s(665)$ respectively. The RMSE between SPM maps derived from Landsat-8 and Sentinel-2 within a 3-days delay varied on average from 69 % to 36 % using $R_s(865)$ and $R_s(865)/R_s(665)$ respectively. The use of reflectance ratio showed improve SPM performance for both algorithm accuracy and for limitation of atmospheric correction residual variability. As Landsat-8 and Sentinel-2 present very close spectral bandwidths in the visible and NIR spectrum, it is expected that both satellite surface reflectance products may be efficiently integrated to derive SPM concentration products over river and lakes with enhanced temporal resolution.

1. Introduction

Continental surface waters (e.g, rivers, lakes and reservoirs) represent the main resource for many water uses including irrigation (Kenny et al., 2009), drinking water, fishing, aquaculture or recreation and offer a large variety of environmental services (Weng et al., 2003). Furthermore, surface water quality allows monitoring a large range of natural processes occurring at the watershed scale, from soil erosion (Kasai et al., 2005) to primary production of aquatic ecosystems (Junk et al., 1989) and anthropogenic-induced effects such as pollution (Wauchope, 1978; Mayer et al., 1998) or silting (Verstraeten & Poesen, 2000). There has been an increasing interest in the recent years for the monitoring of inland waters using visible satellite data (Martinez et al., 2009; Binding et al., 2010; Villar et al., 2012; Potes et al., 2012; Mangiarotti et al., 2013; Torbick et al., 2013; Kaba et al., 2014; Majozi et al., 2014; Robert et al., 2016). The development of water color techniques over continental waters, once restricted to oceanic and coastal waters, is now developing fast for application such as lake eutrophication (Huang et al., 2015a; Palmer et al., 2015), water classification (Sun et al., 2011) or turbidity monitoring (Huang et al., 2015b; Hou et al., 2017).

The interest in the use of satellite data for inland water studies relies on the facts that large areas of the world suffer from a significant monitoring deficiency (Kundzewicz, 1997) and that this situation is deteriorating (Vörösmarty et al., 2001). Indeed, developed countries suffer from a decreasing number of monitoring stations for water quality (Kundzewicz, 1997; Covault et al., 2013) while many rivers, especially in the tropics, are ungauged or poorly gauged (Villar et al., 2012). Water quality monitoring is also complicated by the fact that it exists a large variety of protocols being used including sensor type, sampling frequency or parameters measured. A simple parameter such as water turbidity involves significant maintenance cost to achieve robust results (Minella et al., 2008). Consequently, knowledge of sedimentary fluxes in rivers is restricted to a few hundreds rivers in the world (Syvitski et al., 2003) which is far from being sufficient when the scientific community and stakeholders deal with fast changing environment.

It exists now a significant body of literature for water quality monitoring, especially regarding phytoplankton dynamic. Two major challenges lie for global applications of satellite for water monitoring: a better understanding of the variability of the inland water optical properties and increased monitoring capacity towards better revisit frequency and spatial resolution. The first challenge is related to the recent development of water color over inland water calling for measurements of water apparent and inherent optical properties in rivers and lakes across the world (Martinez et al., 2015). The second challenge deals with the operational use of remote sensing sensors in hydrology. In most river basins, 90 % of the sedimentation occurs during less

than 10 % of the hydrological cycle (Walling & Webb, 1988), meaning that the ability of monitoring rivers and lakes all year long (Williams, 1989), especially during the rainy season is relevant for environmental managers and stakeholders in their strategy. Even if less visible satellite images are available in rainy season than in dry conditions because of cloud coverage, data are generally available every month everywhere, enabling to set up a regional climatology (Loisel et al., 2014). In this way, the foregoing availability of Sentinel-2 constellation constitute a potentially breakthrough for hydrological application with its 5-days revisit capacity.

In this work, we investigate the performance of recent platforms for monitoring suspended particulate matter (SPM) concentrations over a large reservoir in West Africa, analyzing their radiometric accuracy and the potential of their spectral bands for SPM retrieval. This region is almost completely ungauged and remote sensing represent a powerful tool to understand the current state of the water resources in the region and help to predict its future. We considered water sampling, field radiometry for apparent and inherent optical properties determination, optical modeling and satellite image time series analysis. We analyzed in particular the experimental and theoretical dependency of reflectance to SPM in order to understand how satellite can monitor efficiently turbidity.

2. Methods

2.1. Study site

The Bagré reservoir, second in size in Burkina Faso, was built in 1992 on the Nakambé River, a tributary of the Volta River. The Bagré reservoir covers 200 km² on average and stores nearly 14 % of the freshwater resources of the country. The area is characterized by a North-Soudanese climate (Robert et al., 2016) with average annual rainfall from 800 to 900 mm. The rainy season occurs from May to September while the dry season lasts the rest of the year. Following the rainfall pattern, the Nakambé River experiments rising flood and peak flood from June to September, closely correlated to the intensity of the precipitation. Most rivers of the region are temporary including the Nakambé River although the Bagré reservoir never dries out. The watershed is marked by poor soils, mainly ferruginous, and slightly developed soils.

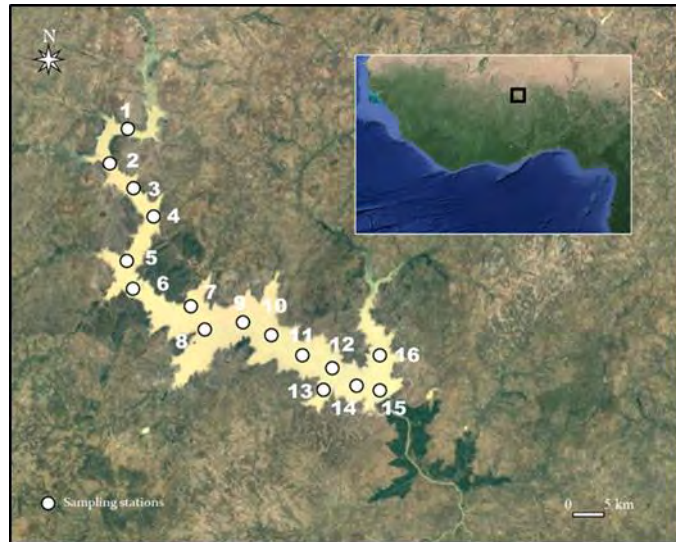


Figure 84. Map of the Bagré reservoir in West Africa, and locations of the stations visited during the July-August 2015 sampling trip.

2.2. Water sampling

Water samples were routinely collected every five days from April to September 2015, and every week since then (October 2015 to September 2016). The 500 ml bottles were processed for turbidity and SPM concentration using an infra-red turbidimeter (turbidimeter TN-10, Eutech Instruments, 0-1000 NTU) and GF/F glassfiber filters (0.7 μm pore size). The filters were pre-weighed after being dried at 105°C during 1h30. After water filtration, they were dried again and weighted to determine the SPM concentration.

A field sampling trip was carried out from 20 July to 6 August 2015, during SPOT-5 (Take 5) experiment to collect water samples all along the lake from upstream to downstream. 70 turbidity measurements and 53 SPM measurements were performed with similar protocols but additional equipment. Turbidity was measured using a turbidimeter Hach 2100Q (Hach Company, Loveland, Colorado, USA). The SPM concentration was calculated from the mean of three water sample replicates filtered using 0.45 μm cellulose acetate filters (Millipore). The filters were previously dried 24h at 60°C.

22 samples were also analyzed for particle size distribution (PSD) and mineralogy distribution. The particle size distribution (PSD) was measured with a laser grain size meter Horiba LA950-V2 (Horiba Instruments, Inc., Kyoto, Japan) which provides volume concentrations of particles for each size class of diameter ranging between 10 nm and 3 mm. It is often assumed that PSD follows the Junge distribution as a function of increasing particle size following:

Equation 53. (1)

$$N(D) = K * D^{-J},$$

where N corresponds to the number of particles of diameter D , K determines the scale and J is the slope of the distribution. While J values are assumed to vary around 4 over oceanic waters, J values for coastal and continental waters are centered towards lower values around 3 (i.e., proportionally with more coarser particles than in the ocean). The value of this coefficient has been shown to be determinant because when J decreases the relative contribution of the small particles to the total particle volume concentration decreases, and therefore, the contribution of small particles to the total light scattering decreases (Babin et al., 2003). Many authors have proposed to use several Junge distribution to better fit the different size fractions (Mobley, 1994; Peng et al., 2007; Reynolds et al., 2010; Martinez et al., 2015), instead using a single Junge function over the whole grain size range. In this work we use three different J values in order to fit the following size fractions: $J_1 [0.1 - 1 \mu\text{m}]$, $J_2 [1 - 10 \mu\text{m}]$ and $J_3 [10 - 100 \mu\text{m}]$.

The mineralogical composition was determined from surface water samples using Scanning Electron Microscopy (SEM) in the backscattered imaging mode coupled with Energy Dispersive X-ray Spectroscopy. SPM was deposited on a $0.4 \mu\text{m}$ polycarbonate filter that was later scanned by SEM making possible to retrieve each chemical element for all particles. The elementary contents were grouped in mineralogical groups using a partitioning around medoids unsupervised classification technique described in detail by Pinet et al. (2017, submitted). The mineralogical composition was determined at three stations, at points 1, 10 and 15 (Figure 84), corresponding to the upstream part, the center part, and the downstream part of the reservoir, respectively.

During the field survey, radiometric measurements were performed for determining both Apparent and Inherent Optical Properties (AOPs and IOPs, respectively). 28 reflectance measurements were realized using TriOS-RAMSES radiometers operating in the $[350 - 900 \text{ nm}]$ spectral range. Measurements were made following the protocol recommended by Mobley (1999): two radiance sensors measured the upwelling water leaving radiance and sky diffuse radiance while a cosine irradiance sensor was measuring the downwelling solar irradiance. For comparison with satellite data, the correction for sky diffuse radiance at the water surface was removed. Light absorption by CDOM was measured using a portable spectrophotometer TriOS-VIPER (TriOS GmbH, Rastede, Germany) and a 1-cm cuvette. The coefficient a_{CDOM} was calculated from the median value of 20 consecutive spectra measurements on filtered water samples. Total light absorption coefficient a_{TOT} was determined using the Online hyperspectral integrating Cavity Absorption meter (OSCAR) based on the PSICAM principle (Kirk, 1997). Both spectrophotometers TriOS-VIPER and TriOS-OSCAR

provided absorption spectra between 360 and 750 nm every 1.7 nm. Finally, we retrieved absorption spectra of the non-algal particulate (NAP) matter, as follows:

Equation 54. (2)

$$a_{NAP} = a_{TOT} - a_{CDOM} - a_{PHY}$$

where a_{PHY} stands for the absorption of light by the phytoplankton, and which is considered as negligible in these sediment-laden waters.

2.3. Modeling

The inherent optical properties of the Bagré Lake were computed using the Meerhoff Mie program (MMP, Dolman, 1989), based on the Mie scattering theory developed for homogeneous spherical particles (van de Hulst, 1957). Particles are described by their diameter D , and the real and imaginary parts of their refraction index (n and n' , respectively). The real part n of the refractive index was computed from the mineralogical composition determined by the SEM-machine learning procedure. The imaginary part n' of the refractive index was retrieved from series of simulations whose absorption results were compared to the a_{NAP} measurements. We first computed the optical properties for single particles with a diameter corresponding to every size classes considered by their median size. We then calculated the optical properties for the entire population with the corresponding PSD using the equations presented by van de Hulst (1957) and Stramski & Kiefer (1991). We calculated the absorption, scattering and backscattering coefficients by non-algal particles (a_{NAP} , b_{NAP} and b_{bNAP} respectively, in m^{-1}). These coefficients allowed us to calculate the remote sensing reflectance following Gordon et al. (1975):

Equation 55. (3)

$$R_{rs} = \frac{t}{n_{water}^2} \times \frac{f'}{Q} \times \frac{b_{bTOT}}{a_{TOT} + b_{bTOT}},$$

where f' is a factor that depends on the light conditions and the water type, and is typically equal to 0.33 (Morel & Prieur, 1977); the ratio t/n_{water}^2 is equal to 0.546 and stands for the air-water Fresnel reflection and refraction effects (Froidefond & Ouillon, 2005); the ratio f'/Q can be estimated to be equal to 0.13 in turbid waters, Q representing the anisotropy factor (Loisel & Morel, 2001); the a_{TOT} , b_{TOT} and b_{bTOT} coefficients represent the total absorption, scattering and backscattering coefficients, respectively, defined as follows:

Equation 56. (4a)

$$a_{TOT} = a_W + a_{NAP} + a_{CDOM} + a_{PHY},$$

Equation 57. (4b)

$$b_{TOT} = b_W + b_{NAP} + b_{CDOM} + b_{PHY},$$

Equation 58. (4c)

Equation 58. (4c)

$$b_{bTOT} = b_{bW} + b_{bNAP} + b_{bCDOM} + b_{bPHY},$$

where subscripts W stands for water and PHY for phytoplankton.

It is possible to reduce these expressions for highly turbid waters for which absorption by phytoplankton can be neglected, as well as backscattering by other components than non-algal suspended matter. Thus, we obtain the following:

Equation 59. (5)

$$R_{rs} = \frac{t}{n_{water}^2} \times \frac{f'}{Q} \times \frac{b_{bNAP}}{a_W + a_{NAP} + a_{CDOM} + b_{bNAP}}.$$

Inputs to the model were determined from field measurements including refraction indices and PSD. At each station, the real part of the refraction index was calculated as the integration of the percentage of each mineral with the corresponding refraction indices given by Kerr (1977) and of the POC with a typical mean value of $n = 1.05$ for organic matter (Aas, 1996). For the imaginary part $n'(\lambda)$ of the refraction index, very little data are available in the literature. In this study, we calculated $n'(\lambda)$ such that the modeled a_{NAP} fits to the measured a_{NAP} following the methodology proposed by Kobayashi et al. (2011) and Pinet et al. (2017). At every wavelength, values of $n'(\lambda)$ ranging from 0 to 0.05 by steps of 5×10^{-5} were tested and the associated errors between the measured and simulated a_{NAP} were calculated to assess the best $n'(\lambda)$ parameterization. We then performed a series of simulations with n ranges that encompassed the values measured in the field. The spectral variations of the imaginary part of the refraction index $n'(\lambda)$, strongly related to a_{NAP} (Babin & Stramski, 2004), were estimated at visible and infra-red wavelengths by scanning a large range of values. The retained value was the one that produced the smallest difference between the simulated and measured a_{NAP} . The Horiba grain size meter provided the distribution of volume concentrations of suspended particles, allowing us to calculate a relative number of particles for each size class between 0.27 μm and 240 μm (i.e., D_{min} and D_{max} , respectively), then to generate Junge's exponent (J) for each station.

2.4. Satellite image processing

We analyzed three different calibrated surface reflectance time series originating from SPOT-5, Landsat-8 and Sentinel-2A satellite images. Figure 85 summarizes the different characteristics of these satellite products. A total of 26 SPOT-5 images were collected and processed during the Take-5 experiment from April to September 2015. It included 4 radiometric bands of 10 m resolution from green [500 – 590 nm] to Short Wavelength Infra-Red (SWIR) [1580 – 1750 nm], and one panchromatic band [480 – 710 nm] at 5 m resolution acquired on a 60-kilometer wide swath. This experiment was realized in order to simulate the 5-days revisit frequency provided by the forthcoming Sentinel-2A/2B constellation. Images were processed using the Muscate algorithm developed by CNES and CESBIO within Theia land data center. For this study, we analyzed Level-2A images processed by the Multi Mission Atmospheric Corrections and Cloud Screening tool (MACCS) (Petrucchi et al., 2015) that takes into account the multi-temporal variability of the reflectance (Hagolle et al., 2010) to correct for all atmospheric artifacts. The correction of adjacency and slope (variation of the illuminance caused by relief) are delivered in 2 different image products that are generated in cartographic projection (UTM WGS84) with several ancillary masks for cloud, shadow, and snow detection (Hagolle et al., 2010).

We considered 67 Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) images that are acquired with a time step of 16 days on a 185 km swath wide. We considered the products processed with the Landsat Surface Reflectance Code LaSRC (Vermote et al., 2016) delivered by the United States Geological Survey (USGS). This image collection provided radiometric data with a spatial resolution of 30 m over 9 spectral bands from [433 – 453 nm] for aerosol and water vapor retrieval, until the SWIR part of the light spectrum at [2100-2300 nm]. LaSRC performs aerosol inversion tests with the new OLI Landsat-8 coastal aerosol band [433 – 450 nm], and it uses several characteristic climate data from MODIS products and the Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum Vectorial (6SV) radiative transfer model (Vermote et al., 2016). The Sentinel-2 Multi Spectral Imager (MSI) delivers radiometric data on 13 spectral bands from 443 nm for water vapor and aerosol detection, to 2190 nm in the SWIR part of the light spectrum. The Sentinel-2 images provide three spatial resolutions, 10, 20 and 60 m, depending on the spectral band considered. We downloaded the Level 1-C Top-Of-Atmosphere Products and processed the image for atmospheric correction to derive level-2A surface reflectance using the Sen2Cor package (Muller-Wilm et al., 2013; Louis et al., 2016) available in the Sentinel Application Platform SNAP.

Satellite/Sensor	Temporal resolution	Band name	Band center (nm)	Band width (nm)	Spatial resolution (m)
SPOT-5	5 days	B1 - Panchromatic band	595	230	5
		B2 - Green band	545	90	10
		B3 - Red band	645	70	10
		B4 - NIR band	835	110	10
		B5 - SWIR band	1665	170	10
Landsat 8 OLI	16 days	B1 - Ultra Blue	443	20	30
		B2 - Blue band	482	65	30
		B3 - Green band	562	75	30
		B4 - Red band	655	50	30
		B5 - NIR band	865	40	30
		B6 - SWIR band (1)	1610	100	30
		B7 - SWIR band (2)	2200	200	30
		B8 - Panchromatic band	590	180	15
		B9 - SWIR band (3) *	1370	20	30
Sentinel-2 MSI	10 days	B1 - Aerosol/Water vapor	443	20	60
		B2 - Blue band	490	65	10
		B3 - Green band	560	35	10
		B4 - Red band	665	30	10
		B5 - NIR band (1)	705	15	20
		B6 - NIR band (2)	740	15	20
		B7 - NIR band (3)	775	20	20
		B8 - NIR band (4)	842	115	10
		B8a - NIR band (5)	865	20	20
		B9 - NIR band (6)	945	20	60
		B10 - SWIR band (1) *	1375	30	60
		B11 - SWIR band (2)	1610	90	20
		B12 - SWIR band (3)	2190	180	20

Figure 85. Main characteristics of the three remote sensing sensors used in this study. SPOT-5 images were collected during the Take-5 experiment that offered a 5-day revisit frequency in 2015. (*) The Landsat-8 B9 and Sentinel-2 B10 channels do not contain surface information and are used for cirrus detection.

The Bagré reservoir was divided into distinct polygons from upstream to downstream (mean size of 246 hectares) to assess the R_s time series for all sensors. The cloud masks delivered with the Level 2-A products were used to exclude cloud and could shadow pixel. The surface reflectance was calculated for each polygon as the mean value.

3. Analysis

3.1. Water optical properties

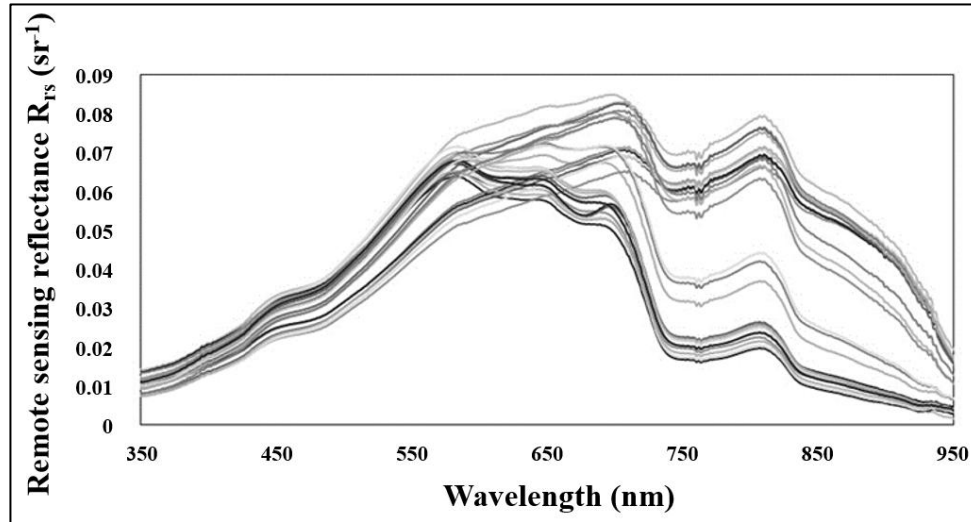


Figure 86. Remote sensing reflectance spectra measured during the sampling trip of July-August 2015 along the Bagré reservoir.

The field sampling trip revealed a large range of SPM concentration from 18 to 597 mg.l^{-1} with a mean value of 271 mg.l^{-1} ($N = 21$). Figure 91 summarizes the range of values assessed for the different parameters measured for both water optical properties and SPM physical characteristics determination. Figure 86 displays the variability of the remote sensing reflectance measured during the 2015 field sampling trip. The analysis of the data showed that the Bagré reservoir was in a transition phase from low water stage to rising water period during the sampling. The upstream half of the reservoir was characterized by high SPM concentration (mean SPM of 529 mg.l^{-1}) while the downstream part was marked by much lower SPM concentration (mean SPM of 108 mg.l^{-1}). Accordingly, the reflectance show higher values in the upstream part of the reservoir than in the downstream part. Figure 86 shows that the reflectance exhibits a reduced variability from blue to green wavelengths and a much larger dynamics from red to NIR channels.

Results of the PSD reflects this marked contrast between upstream and downstream parts of the reservoir. In the upstream part, the PSD showed mean values for J_1 , J_2 and J_3 of 4.13, 2.82 and 3.79 respectively. In the downstream part, the PSD mean values for J_1 , J_2 and J_3 of 6.45, 1.33 and 4.26. Lower J values in the upstream part of the reservoir indicate higher proportion of coarse particles than downstream, which is consistent with a decrease in water velocity and turbulence as a function of distance within the reservoir, enhancing sedimentation of the fast-settling coarser particles.

Unlike PSD variability, SPM mineralogy showed very similar pattern across the reservoir with a 99 % correlation between the three samples analyzed. The particles mineralogy is mainly composed by kaolinite, illite and smectite with 46, 24 and 14 %, respectively. Minor mineralogical groups included quartz (6 %) or Iron oxides (0.8 %). This global homogeneity of the SPM mineralogy is likely induced by the dominant sediment input from the Nakambé River to the reservoir implying a homogeneity of the suspended sediment type in the reservoir. Unlike PSD variability, SPM mineralogy showed very similar pattern across the lake with a 99 % correlation coefficient between the three samples analyzed. The particles mineralogy is mainly composed by kaolinite, illite and smectite with 46, 24 and 14 %, respectively. Minor mineralogical groups included quartz (6 %) or Iron oxides (0.8 %). This global homogeneity of the SPM mineralogy is likely induced by the dominant sediment input from the Nakambé River to the lake, implying a homogeneity of the suspended sediment type in the reservoir.

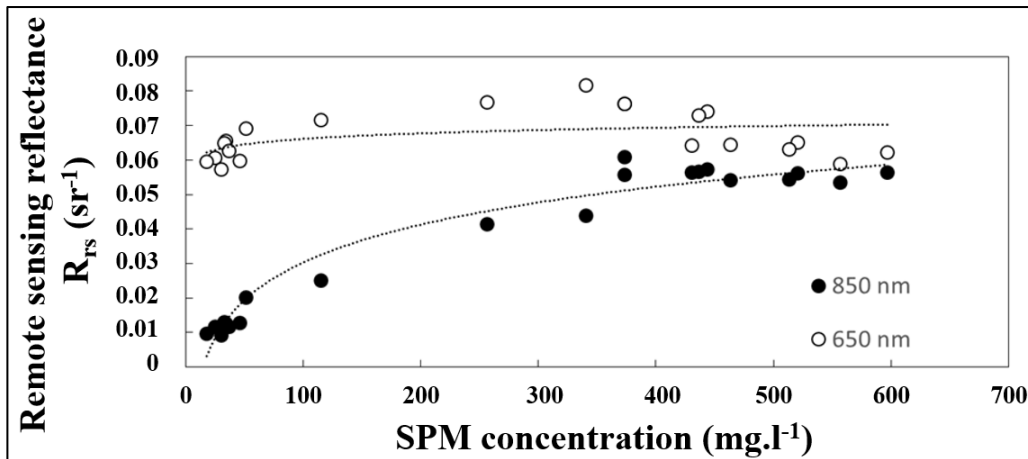


Figure 87. Variations of $R_{rs}(850)$ and $R_{rs}(650)$ as a function of SPM concentration (from field measurements collected in July-August 2015).

Reflectance at NIR was well correlated with SPM ($r^2 = 0.96$) although the red channel showed almost constant saturation as a function of increasing SPM. Notwithstanding, for high SPM concentration $R_{rs}(650)$ (e.g. beyond 450 mg.l⁻¹) seemed to decrease slightly.

Figure 87 shows the variation of $R_{rs}(850)$ and $R_{rs}(650)$ as a function of SPM concentration measured during the field sampling trip. Reflectance at NIR was well correlated with SPM ($r^2 = 0.96$) although the red channel showed almost constant saturation as a function of increasing SPM. Notwithstanding, for high SPM concentration $R_{rs}(650)$ (e.g., beyond 450 mg.l⁻¹) seemed to decrease slightly.

Absorption coefficients were also determined on 21 water samples with SPM concentrations between 56 and 626 mg.l⁻¹ (Figure 91). Across the reservoir, a_{CDOM} showed very stable values with a mean value of 0.3 ± 0.02 m⁻¹. Following the SPM concentration downstream decrease, a_{NAP} showed decreasing values as a function of distance in the reservoir and a very good relationship with SPM ($r^2 = 0.93$ at 440nm). At 440 nm, a_{NAP} varied from 16.4 down to 3.3 m⁻¹ (mean value of 9.4 ± 5.25 m⁻¹) and at 670 nm a_{NAP} varied from 3.5 down to 0.3 m⁻¹ (mean value of 1.7 ± 1.3 m⁻¹). The mass-specific particulate absorption coefficient ($a_{NAP}^*(\lambda)$ in m².g⁻¹) is defined as the particulate absorption coefficient per unit of SPM and can be compared straightforwardly with SPM optical properties derived from other studies. At 555 nm, $a_{NAP}^* = 0.022 \pm 0.014$ m².g⁻¹ showed values that match other studies of turbid coastal waters, such as Doxaran et al. (2009), who reported a mean value of 0.026 m².g⁻¹ in European coastal and estuarine waters with strong variations between 0.013 and 0.051 m².g⁻¹. At 440 nm, $a_{NAP}^* = 0.064 \pm 0.051$ m².g⁻¹ which is close to values reported over different turbid waters such as in an alpine lake with $a_{NAP}^*(440) = 0.08$ m².g⁻¹ (Giardino et al., 2007) or in coastal and estuarine waters with $a_{NAP}^*(440) = 0.071 \pm 0.038$ m².g⁻¹ (Doxaran et al., 2009).

However, we noted a clear difference between the downstream part of the reservoir with low SPM concentrations (< 50 mg.l⁻¹) and $a_{NAP}^*(440) = 0.12 \pm 0.039$ m².g⁻¹, and the upstream part with high SPM concentrations (> 200 mg.l⁻¹) with $a_{NAP}^*(440) = 0.03 \pm 0.004$ m².g⁻¹. Such a behavior has been previously reported for highly turbid inland waters of a tropical lake in China (Ma et al., 2006), with $a_{NAP}^*(440)$ varying between 0.043 and 0.169 m².g⁻¹ and a mean of 0.080 ± 0.030 m².g⁻¹, showing decreasing values with increasing SPM within the $[0 - 150$ mg.l⁻¹] range. Over the Bagré reservoir, the range of $a_{NAP}^*(440)$ values measured (i.e., $[0.023 - 0.180$ m².g⁻¹]) is also consistent with $a_{NAP}^*(440)$ estimated by Babin & Stramski (2004) for two samples on the Rhône and Thames Rivers of 0.044 and 0.103 m².g⁻¹, respectively. The increase of $a_{NAP}^*(\lambda)$ within the Bagré reservoir is likely attributed to the downstream PSD shift towards finer particles, which are stronger light absorber for a given SPM concentration than coarser particles, because of their larger projected areas.

The spectral variations of $n'(\lambda)$ were retrieved showing a decreasing negative exponential pattern. The $n'(\lambda)$ values were systematically stronger ($n'(440) = 0.0094$) in the upstream part of the reservoir, than in its downstream part ($n'(440) = 0.0047$). Kobayashi et al. (2011) reported $n'(440) = 0.0034$ in waters dominated by terrigenous sediments in the Gulf of Thailand, while Pinet et al. (2017) reported $n'(440)$ varying from 0.0021 to 0.0028 for Amazonian rivers. The spectral slope was lower for the upstream reservoir (0.0098 nm⁻¹) than for the downstream reservoir (0.011 nm⁻¹), close to the values reports by Kobayahsi et al. (2011) (0.007 nm⁻¹) or by Pinet et al. (2017) ($[0.0040 - 0.0075$ nm⁻¹]). Our results show that $n'(700)$ varies between 2.6×10^{-4} and 7.3

$\times 10^{-4}$, for the downstream and upstream parts of the reservoir, respectively. These $n'(700)$ values are mostly within the range measured by Pinet et al. (2017) ranging between 4.7×10^{-4} and 7.1×10^{-4} in rivers, and lower than the values of 2.2×10^{-3} reported by Stramski et al. (2007) in coastal waters. At 850 nm, n' varies from 4.95×10^{-5} to 1.7×10^{-4} , which is lower than the values retrieved over the Amazon River basin from 1.6×10^{-4} to 3.7×10^{-4} (Pinet et al., 2017).

3.2. Satellite time series

Figure 88 shows the variations of surface reflectance R_s as a function of time for SPOT-5, Landsat-8 and Sentinel-2 red and NIR channels for the most upstream region of the reservoir (e.g., sampling point #1). The larger archive from Landsat-8 allows the monitoring of four consecutive hydrological cycles since 2013. NIR channel displays a clear pattern with regular R_s reflectance peaks from July to September during the rising water and flood peaks. These peaks may be related to strong SPM inputs from the river into the reservoir during the rainy season. For the rest of the hydrological year, from October to May, R_s values are rather low and stable. Although each sensor presents different NIR band characteristics (i.e., central wavelength and bandwidth), the three R_s time series show consistent behaviour. R_s at red channel shows a more complex pattern with less defined peaks. Stronger discrepancies in the different time series are found, in particular for Sentinel-2 and Landsat-8 in the last part of the series. Field radiometric sampling showed rapid saturation of R_{rs} as a function of SPM concentration and a part of the reflectance variability may be related to the presence of different sediment types during the hydrological cycle.

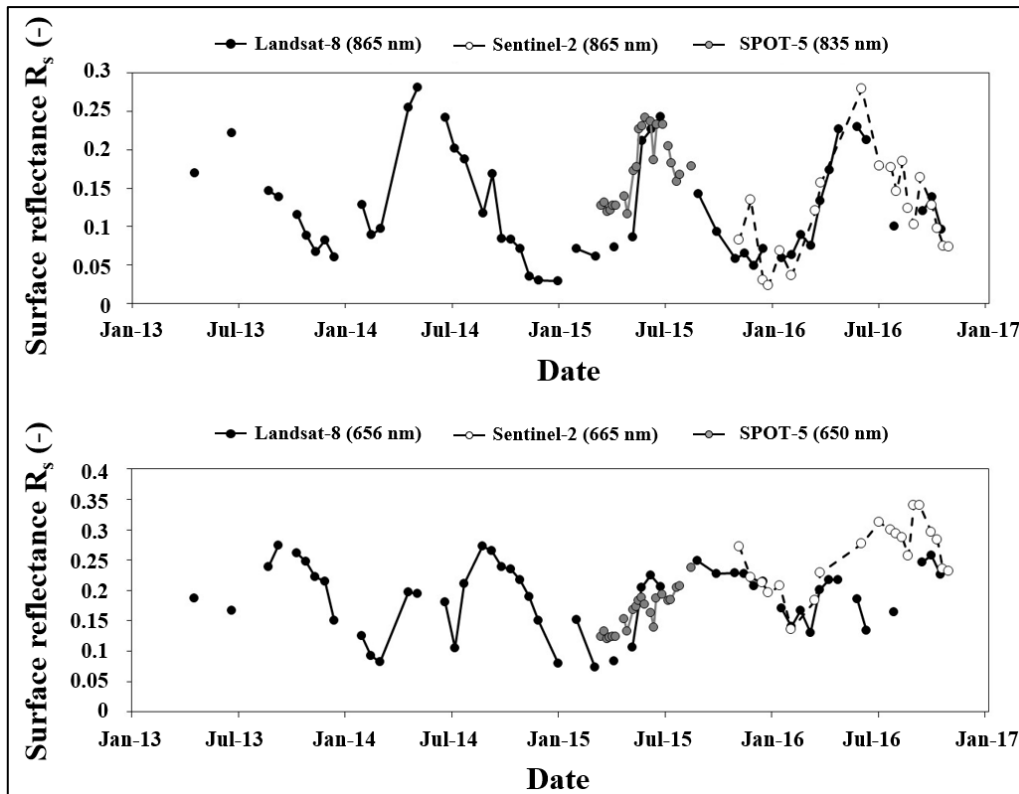


Figure 88. Temporal variation of the surface reflectance for the upstream part of the Bagré reservoir retrieved for Landsat-8, SPOT-5 and Sentinel-2 satellites at NIR channel (top) and red channel (bottom).

Images from the three satellite sensors acquired within a one-day delay were selected and the variability of the surface reflectance over the reservoir from upstream to downstream was analyzed. Excluding images presenting significant cloud cover, three matchups were selected for 2016 and Landsat-8 / Sentinel-2 images: 13 – 14 January 2016, 2 – 3 March 2015, 28 – 29 October 2015 (Figure 89a and 89b). Three other matchups were selected for 2015 and Landsat-8 / SPOT-5 images for the following dates: 17 – 18 April 2015, 20 June 2015 and 6 – 7 July 2015 (Figure 89c and 89d). Landsat-8 and Sentinel-2 channels showed rather good agreement with a mean relative RMSE for the three dates of 6.2 % and 5.4 % for red and NIR channels respectively. In the red channel, R_s level is very similar for both sensors with an average bias of -7.6 %. In the NIR channel, R_s is systematically higher with Landsat-8 than in Sentinel-2 (average bias of 15.7 %). For individual date, the bias varied from 12.1 to 22.1 % at NIR and from -12 to -4.6 % at red. Analysis of Landsat-8 / SPOT-5 matchups revealed larger discrepancies than previous matchups with a relative RMSE for the three dates of 16.3 and 24.8 % for red and NIR channels, respectively. The bias at red and NIR channels was of 9.6 % and -5.9 %, respectively.

Images from the three platforms acquired within a one-day delay were selected and the variability of the surface reflectance over the reservoir from upstream to downstream

was analyzed. Excluding images presenting significant cloud cover, three matchups were selected for 2016 and Landsat-8 / Sentinel-2 images: 13–14 January 2016, 2–3 March 2015, and 28–29 October 2015. Three other matchups were selected for 2015 and Landsat-8 / SPOT-5 images for the following dates: 17–18 April 2015, 19–20 June 2015, and 6–7 July 2015. Figure 89a and 89b displays the matchups Landsat-8 / SPOT5 at NIR and red channels while figure 89c and 89d shows the matchups between Landsat-8 and Sentinel-2. Landsat-8 and Sentinel-2 channels show rather good agreement with a mean relative RMSE for the three dates of 6.2 % and 5.4 % for red and NIR channels, respectively. At red channel, the surface reflectance level is very similar, but Landsat-8 reflectance is stronger at NIR than in Sentinel-2. For individual date, the bias can be relatively elevated from 0.36 to 1.5 showing significant variability. The analysis of Landsat 8 / SPOT-5 matchups reveals larger discrepancies than previous matchups with a relative RMSE for the three dates of 16.3 and 24.8 % for red and NIR channels, respectively. For each individual matchup, the bias shows rather stronger variability at red channel (from 0.4 to 1.3) than at NIR channel (from 0.96 to 1.12).

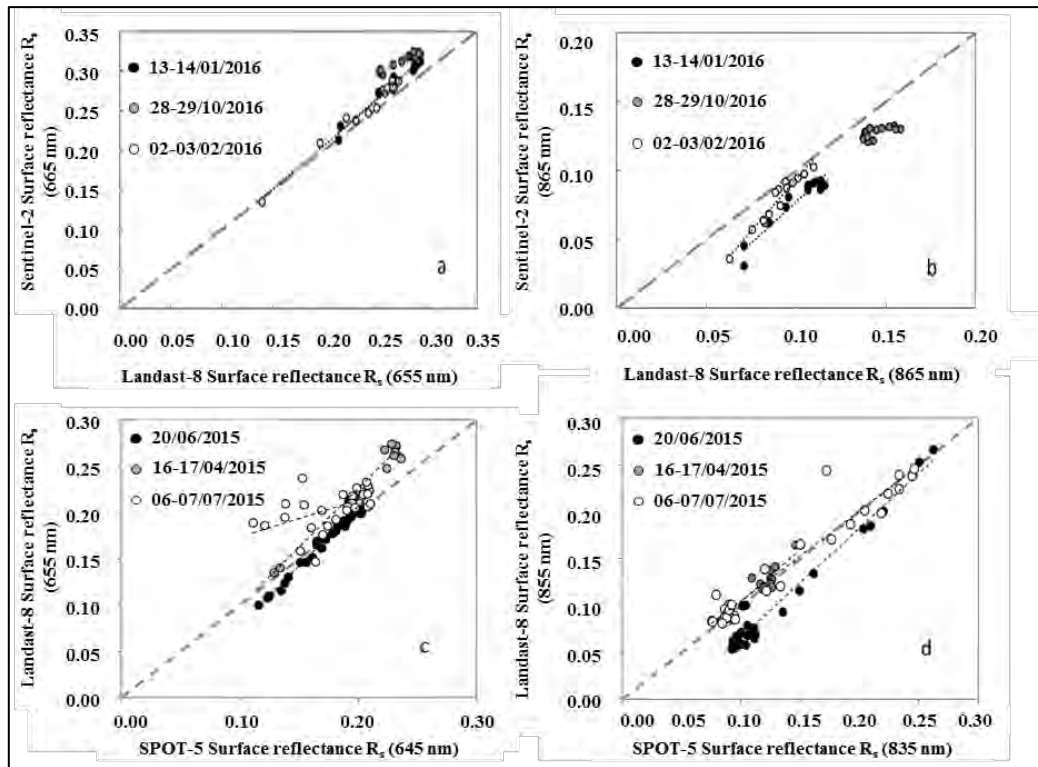


Figure 89. Comparisons of the surface reflectance for different regions of the Bagré reservoir and for images acquired with a 1-day interval. (Top) matchups between Sentinel-2 and Landsat-8 images for red (a) and NIR (b) channels. (Bottom) Matchups between Landsat-8 and SPOT-5 images for Red (c) and NIR (d) channels.

3.3. Water optical properties modeling

Optical modeling has been used to simulate both AOPs and IOPs to understand the sensitivity of the optical properties to the particles characteristics and to preview the performance of different SPM retrieval algorithms. Inputs to the model were determined from field measurements including n' , n and PSD. Figure 91 shows the range of the different parameters used for modeling and of their observed variations during the field sampling trip. We analyzed the theoretical sensitivity of R_{rs} to n' , n and J_2 . At every wavelength, values of one parameter were stepped within the observed range while the two other parameters were fixed at an average value. For PSD, we stepped the J_2 values between 0.5 and 4, while setting n to 1.175. For n , we stepped the values from 1.16 to 1.19 while setting J_2 to 2.5. The n' values were incremented by 0.0005 while setting J_2 to 2.5 and n to 1.175. For all simulations, the SPM concentration was fixed to 200 mg.l⁻¹. The R_{rs} variability was assessed computing the relative standard deviation over the set of R_{rs} simulated at each wavelength and for each parameter. Figure 90 shows the relative standard deviation of R_{rs} as a function of wavelength and for the three parameters n' , n and J_2 . It can be seen that R_{rs} sensitivity to n' was much larger than for PSD or n at all wavelength except for the green part of the spectrum. For both J_2 and n , R_{rs} variability decreased with wavelength while R_{rs} sensitivity to n increased slightly. The use of R_{rs} ratio proved to reduce significantly the variability related to refraction values as the relative standard deviation for $R_{rs}(865)/R_{rs}(665)$ and $R_{rs}(865)/R_{rs}(560)$ showed low values for n' , n with 6.9, 5.7 % and 8.0, 4.1 %, respectively. However, the use of R_{rs} ratio did not reduce the variability to PSD as the relative standard deviation for $R_{rs}(865)/R_{rs}(705)$, $R_{rs}(865)/R_{rs}(665)$, and $R_{rs}(865)/R_{rs}(560)$ were 12.1 %, 16.2 % and 29.2 %, respectively.

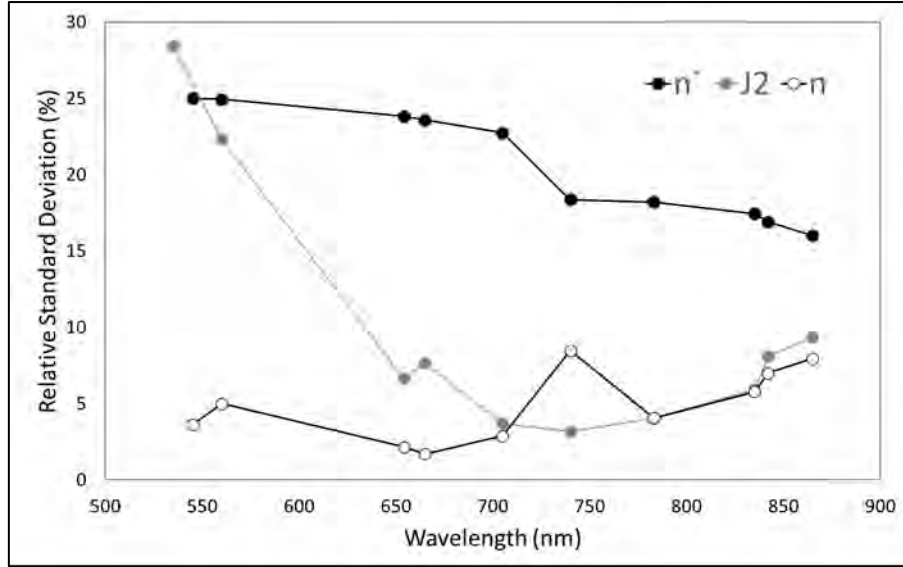


Figure 90. Relative standard deviation of $R_{rs}(\lambda)$ as a function of wavelength for n' , n and J_2 . Each parameter was successively incremented, over the intervals defined in figure 91, while the two other parameters were in order to compute a relative standard deviation at each wavelength and for each parameter.

A virtual dataset was built in order to simulate the variability of the SPM physical characteristics in the Bagré reservoir and to quantify the performance of different retrieval algorithms. To create this dataset, we generated random values for the following parameters: n , n' , J_1 , J_2 and J_3 . To increase the variability of the virtual dataset, we generated these parameters using a uniform distribution rather than a normal distribution, ensuring a higher number of subjects at the extremes of the possible ranges. We restricted the randomly generated parameters to the measured intervals during the field sampling trip (Figure 91). R_{rs} was simulated for 2500 points and for the central wavelengths of spectral bands of Sentinel-2 (560, 665, 705, 740, 783, 842 and 865 nm) and of Landsat-8 (545, 654 and 835 nm) from green to NIR. We analyzed as well different R_{rs} ratios at two wavelengths that have been proved to reduce the dependence of the AOPs on the SPM type (Moore et al., 1999; Doxaran et al., 2003; Martinez et al., 2015; Pinet et al., 2017).

	Diameter D (μm)	Refraction index (real part n) (-)	Refraction index (imaginary part n') (-)	Junge's coefficient J ₁ [0.1-1 μm] (-)	Junge's coefficient J ₂ [1-10 μm] (-)	Junge's coefficient J ₃ [10-100 μm] (-)	SSC (mg.l-1)
Measurements from <i>in situ</i> sampling	[0.05 - 174]	[1.174 - 1.177]	[2.5e10 ⁻⁴ - 3.6e10 ⁻³]* [2.0e10 ⁻⁵ - 4.5e10 ⁻⁴]**	[3.767 - 7.974]	[0.575 - 3.828]	[2.067 - 4.907]	[18 - 597]
Simulations from MMP modeling	[0.01 - 300]	[1.165 - 1.185]	[2e10 ⁻⁴ - 4e10 ⁻³]* [2e10 ⁻⁵ - 5e10 ⁻⁴]**	[3 - 8]	[0 - 4]	[2 - 5]	[1 - 1000]

Figure 91. Ranges of values obtained for the different parameters from water samplings compared to the ranges used in the modeling process of the optical properties. (*) Range of n' values extracted from the a_{NAP} measurements from 500 to 700 nm and (**) between 700 and 900 nm.

The best R_{rs} /SPM retrieval model were also assessed from the field radiometric measurements using bootstrap resampling method. The general bootstrap approach involves resampling of the dataset with repeated replacements (Wehrens et al., 2000) to generate an empirical estimate of the sampling distribution. Accordingly, a large number of 'bootstrap samples' is generated, each with the same size as the original dataset. By performing this resampling scheme many times, a good estimate can be obtained of the distribution of the model parameters. A power law model $\text{SPM} = a * R_{\text{rs}}(\lambda_1)^b$ (or $\text{SPM} = a * (R_{\text{rs}}(\lambda_1) / R_{\text{rs}}(\lambda_2))^b$) was tested for each spectral or band ratio using 1000 bootstrap samples. The performance of each relationship assessed from the modeling or from the radiometric dataset was evaluated using the relative root mean square error (RMSE), which is the sum of the model residuals normalized by the average SPM concentration of the original dataset.

Figure 92 shows the performance of the different retrieval algorithms for both the virtual data set used for modeling and for the field dataset. Both datasets showed rather similar behavior as the retrieval performance improved towards larger wavelengths from green to NIR. The use of the R_{rs} ratio from the various NIR and Red/green bands showed different performances with a general improvement when compared to single bands. However, all the R_{rs} ratio did not perform better than the 865 nm band in the virtual dataset. For the field radiometric dataset, the R_{rs} ratio showed better performance (from 13 to 19 %) in relation to the use of the single $R_{\text{rs}}(865)$ channel. Differences between virtual and field radiometric datasets might have involved the better representation of the SPM characteristics variability than in the limited field sampling.

	$R_{rs}(560)$	$R_{rs}(665)$	$R_{rs}(705)$	$R_{rs}(783)$	$R_{rs}(865)$	$R_{rs}(865) / R_{rs}(705)$	$R_{rs}(865) / R_{rs}(740)$	$R_{rs}(865) / R_{rs}(665)$	$R_{rs}(865) / R_{rs}(560)$
Field data	58.8	84	73.2	31.9	22.5	16.4	19.7	15.8	13.9
Model	53.1	50	43.2	19	16.6	20.7	32.9	31.4	37.6

Figure 92. Performance of various retrieval models tested on the radiometric field dataset and using the virtual dataset in the optical modeling. The performance is evaluated through the use of relative RMSE (%).

4. SPM concentration retrieval

Spectral Response Functions (SRF) of each sensor were used to weight $R_{rs}(\lambda)$ in order to simulate the surface reflectance R_s per channel for the main spectral bands of SPOT-5, Landsat-8 and Sentinel-2 satellites (Ouillon et al., 2007). This step is important as these sensors present large spectral bandwidths from 10 up to 115 nm, especially for the NIR spectral region, where SRF usually covers a larger bandwidth. Figure 93 presents the model parameters calculated from bootstrap resampling. For each satellite sensor we assessed the performance of three algorithm types based on a unique NIR band (NIR_1), a NIR/Red band ratio (NIR_R) and a NIR/green band ratio (NIR_G). For Sentinel-2, we analyzed three more retrievals taking benefit from the additional NIR channels (i.e., 842 and 705 nm channels). For all sensors, NIR_1 models performed well with a relative RMSE varying from 22.6 to 26.7 %. The use of reflectance ratio improved significantly the retrieval performance, although there were no important differences using either NIR_R (relative RMSE from 14 to 16.3 %) or NIR_G (relative RMSE from 14 to 15.6 %) models.

	SPOT-5			SENTINEL-2					LANDSAT-8		
Algorithm	$R_{rs}(865)$	$R_{rs}(865) / R_{rs}(665)$	$R_{rs}(865) / R_{rs}(560)$	$R_{rs}(842)$	$R_{rs}(865)$	$R_{rs}(865) / R_{rs}(665)$	$R_{rs}(865) / R_{rs}(560)$	$R_{rs}(865) / R_{rs}(705)$	$R_{rs}(850)$	$R_{rs}(850) / R_{rs}(650)$	$R_{rs}(850) / R_{rs}(560)$
a	11700	623	392	12200	8780	774	478	950	8800	458	747
IC											
b	1.965	2.211	1.934	2.0047	1.656	1.854	1.519	2.106	1.657	1.516	1.808
IC											
RMSE (%)	26.1	15	14	26.7	22.6	15.7	14.1	16.3	22.6	14	15.6

Figure 93. Retrieval model parameters and model performance for different surface reflectance spectral bands or R_s ratio. The R_{rs} considered are the spectral values measured in the field sampling trip and weighted by the sensor spectral response functions.

Figure 94 presents the variation of the SPM concentration across the reservoir as mapped by Landsat-8 and SPOT-5 images from upstream to downstream for June 20th

2015 and July 5-6th 2015 and using the NIR_1 and NIR_R models. For both sensors, the SPM concentration showed consistent assessment with a relative RMSE of 22.7 and 32.0 % for June and July acquisitions, respectively. For the 3 dates where Landsat-8 and SPOT-5 were acquired within a 1-day interval, the overall relative RMSE was of 50 and 29 % for NIR_1 and NIR_R models, respectively. When considering all Landsat-8/SPOT-5 images acquired within a 5-day interval the overall relative RMSE was of 70 and 33 % for NIR_1 and NIR_R models, respectively. For the 3 dates where Landsat-8 and Sentinel-2 were acquired within a 1-day interval, the overall relative RMSE was of 25 and 26 % for NIR_1 and NIR_R models, respectively. It can be concluded there exists a significant dispersion when comparing different satellite products, even when the images were acquired with a minimum time delay. However the use of R_s band ratio seemed to reduce the bias introduced by the different sensors and atmospheric correction pre-processing steps.

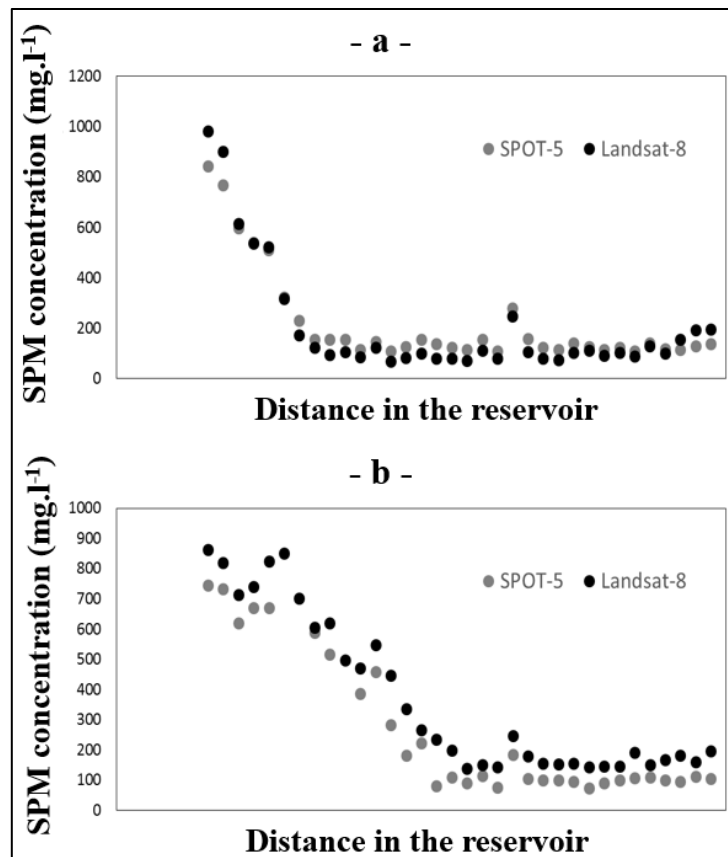


Figure 94. SPM concentration derived from SPOT-5 and Landsat-8 images for the June 20th 2015 (a) and for the July 5-6th 2015 (b) as a function of distance in the reservoir. The largest SPM concentrations are found in the upstream part of the lake.

Figure 95 presents SPM maps derived from Landsat-8 (April 19th 2016) and Sentinel-2 (April 22nd 2016) using a NIR_1 retrieval model. The map derived from each sensor showed consistent patterns representative of the end of the dry season. The maps show rather homogeneous SPM concentrations except for the upstream part of the lake, probably in relation to resuspension processes in the shallowest part of the lake. The performances of the SPM concentration retrieval models were calculated from each sensor showing global relative RMSE of 51.3, 30.6, and 36.9 % for NIR_1, NIR_R and NIR_G models, respectively.

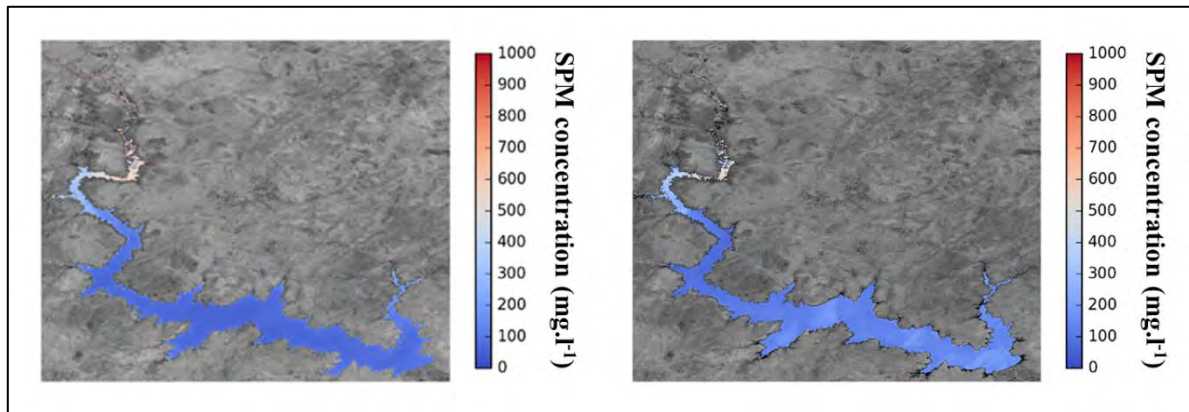


Figure 95. SPM concentration maps derived from Landsat-8 (left) and Sentinel-2 (right) images over the Bagré Reservoir acquired on April 19th 2016 (left) and April 22nd 2016, respectively, using $R_s(865)$ retrieval algorithm.

Figure 96 presents SPM maps derived from Landsat-8 and Sentinel-2 using a NIR_R SPM retrieval model for two dates: June 20th 2015 and July 5-6th 2015. These maps represent the SPM distribution shown in figure 94, and displays the longitudinal gradient in the lake. In particular, the progression of suspended sediment fluxes within the lake from the river appear clearly at the beginning of the flood.

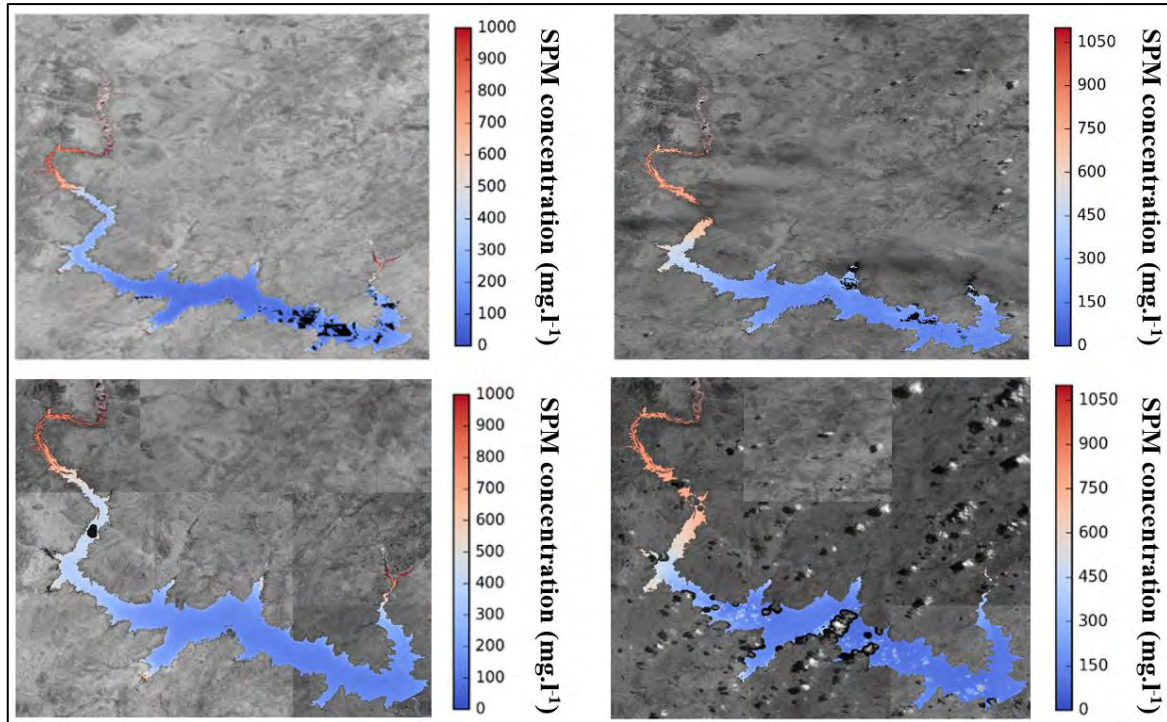


Figure 96. SPM concentration maps derived from Landsat-8 (top) and SPOT-5 (bottom) images over the Bagré reservoir acquired on June 20th 2015 (left) and July 05-06th 2015 (right) using $R_s(865)/R_s(665)$ retrieval algorithm. The increase of the SPM concentration upstream appears clearly between the two satellite acquisitions.

5. Discussion

The performance of SPM retrieval using remote sensing has been evaluated using three methods: field radiometry, optical modeling and satellite time series analysis. This complete approach made possible to analyze and assess the accuracy of various retrieval algorithms and the performance of the remote sensing sensors considered over highly turbid waters.

It exists a large literature on retrieval of SPM from remote sensing data, mostly over case 1 and case 2 waters (Chen et al., 2015). The R_{rs} saturation in the visible part of the spectrum over turbid waters is related to the equilibrium of backscattering and absorption processes. Most algorithms developed over moderately turbid waters make use of spectral bands in the blue, green or red bands (Ouillon et al., 2008; Nechad et al., 2010; Siswanto et al., 2011) as the SPM concentration rarely exceeds 100 mg.l⁻¹. For larger SPM concentrations, up to 1000 mg.l⁻¹ and beyond, algorithms based on NIR

channels were proposed (Doxaran et al., 2003; Chen et al., 2015; Martinez et al., 2015) as the total absorption predominates over backscattering in this region of the spectrum.

The comparisons between different retrieval algorithms evaluated on the virtual dataset and the field radiometric measurements confirmed that the use of NIR bands improves systematically the retrieval accuracy in relation to green and red bands. In particular, $R_{rs}(865)$ appears to be the best wavelength with an accuracy (relative RMSE) of 16.5 % and 22.5 % for both virtual and field datasets. All three remote sensing sensors offer spectral bands centered at or near 865 nm, as well as other sensors such as MODIS 250-meter product, showing that SPM concentration retrieval based on this wavelength may allow to reach homogeneous accuracies. The new Sentinel-2 bands in the 700-800 nm region improved the retrieval performance in relation to red channels but none of these bands (705, 740, 783) allowed reaching the accuracy level obtained with $R_{rs}(865)$ with 43 and 19 %, respectively. The use of band ratio has been proposed for highly turbid waters as it allows a reduction of the reflectance variability in relation to SPM, PSD and mineralogy (Moore et al., 1999). Our results show that the use of band ratio allows to reduce efficiently the reflectance sensitivity to n and n' , but not significantly for PSD. Accordingly, the R_{rs} ratio tested with the field radiometry dataset showed improved retrieval performance in relation to retrieval algorithms based on a unique wavelength. The best retrieval level was reached for $R_{rs}(865)/R_{rs}(665)$ and $R_{rs}(865)/R_{rs}(560)$ with retrieval accuracy of 15.8 and 13.9 %, respectively. Using the virtual dataset, the performance of R_{rs} ratio also improved the SPM retrieval accuracy down to 20%, with the ratio $R_{rs}(865)/R_{rs}(705)$ being the best retrieval algorithm (RMSE of 20 %). However, any R_{rs} ratio combination showed better accuracy than using the $R_{rs}(865)$ for the virtual dataset. The discrepancy between field and virtual data sets may be related to two main reasons: i) a larger variability simulated with the virtual data set allowing for a more robust assessment; 2) measurements inaccuracies that may results in an overestimation of the R_{rs} ratio performance as it allows diminishing the R_{rs} uncertainties associated with field measurement. Overall, our study shows that the SPM retrieval accuracy may reach between nearly 15 % of accuracy.

The comparison of surface reflectance estimates over the Bagré reservoir from Landsat-8 OLI, SPOT-5 and Sentinel-2 MSI showed consistent assessments with a relative RMSE varying from 5 to 6 % for Landsat-8/Sentinel-2 matchups and from 16 to 25 % for Landsat-8/SPOT-5 matchups at red and infrared, respectively. The remote sensing data were further compared by analyzing the SPM derived maps for satellite images acquired within a 5-day delay. The relative RMSE between SPM estimates along the Bagré reservoir varied from 70 to 33 %, when using a one-band NIR_1 and NIR_R retrieval algorithms on Landsat-8/SPOT-5 images acquired within a 5-day interval (7 matchups). The relative RMSE between SPM estimates varied from 25 to 26 % when using NIR_1 and NIR_R retrieval algorithms on Landsat-8/Sentinel-2 images acquired

within a 1-day interval (3 matchups). It can be concluded that image post-processing artifacts, including atmospheric correction residuals, introduce a significant dispersion in the SPM retrieval performance, in particular when using a unique NIR band. However, when using NIR_R algorithms retrieval models, the SPM concentration maps from different sensors show fine consistency (25 to 33 %). Errors related to water optical properties variability and to image post-processing may account for nearly 50 % each in the final SPM retrieval, when using band ratio based models. Indeed, the use of reflectance ratio allows to reduce both the SPM retrieval algorithm sensitivity to suspended particles characteristics and the surface reflectance variability in relation to atmospheric perturbations. However, the accuracy of models based on different ratios (NIR_R, NIR_G) show very similar results over highly turbid waters. The three atmospheric correction schemes show consistent results, but it was not possible to fully benchmark them as they were available for different period of times. The error budget shows that the surface reflectance variability is likely the dominant parameter controlling the SPM retrieval accuracy over highly turbid waters, even though the reflectance level is relatively high. Over clearer waters with lower albedo, it can be expected that the impact of surface reflectance pre-processing accuracy on the SPM retrieval may be much stronger.

6. Conclusion

The performance of retrieval algorithms was evaluated using field sampling radiometric data, modeling and remote sensing images. Field sampling allowed to fully assess the variability of the water optical properties, in particular the physical characteristics including particle size distribution and mineralogy. The variability of the SPM characteristics has been shown to clearly impact the SPM retrieval accuracy, but that this sensitivity decreases as a function of increasing wavelength. Analysis of R_s products from three remote sensing sensors demonstrated that the quality of the surface reflectance may dominates the SPM retrieval error budget. However, using simple band ratio SPM retrieval models, it was possible to significantly improve the monitoring accuracy by reducing the remote sensing product to both natural variability of the optical properties and atmospheric perturbation. We demonstrated that the principal spectral bands shared by Landsat-8, Sentinel-2A and Sentinel-2B at green, red and NIR can provide consistent SPM retrieval accuracy. It will be possible to take benefit from the simultaneous availability of the three sensors to improve the water quality monitoring capacity from space, enabling to set up regional climatology in poorly gauged catchments.

Acknowledgements

The field sampling trip has been funded by the Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS). The study has been supported by the French Centre National d'Études Spatiales (CNES – OBS2CO project) and Noveltis that cofinanced the second author PhD thesis. The authors thank Frederic Julien of the french laboratory Ecolab for his technical support to this study.

References and links

- Babin, M., Morel, A., Fournier-Sicre, V., Fell, F., & Stramski, D. (2003). 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., & Stramski, D. (2004). Variations in the mass-specific absorption coefficient of mineral particles suspended in water. *Limnology and Oceanography*, 49, 756-767.
- Binding, C.E., Jerome, J.H., Bukata, R.P., Booty, W.G., 2010. Suspended particulate matter in Lake Erie derived from MODIS aquatic colour imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 31 (19), 5239-5255.
- Chen, S., Han, L., Chen, X., Li, D., Sun, L., & Li, Y. (2015). Estimating wide range Total Suspended Solids concentrations from MODIS 250-m imageries: An improved method. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 99, 58-69.
- Covault, J.A., Craddock, W.H., Romans, B.W., Fildani, A., & Gosai, M. (2013). Spatial and temporal variations in landscape evolution: Historic and longer-term sediment flux through global catchments. *The Journal of Geology*, 121, 35-56.
- Doxaran, D., Froidefond, J.-M., & Castaing, P. (2003). Remote-sensing reflectance of turbid sediment-dominated waters. Reduction of sediment type variations and changing illumination conditions effects by use of reflectance ratios. *Applied Optics*, 42, 2623-2634.
- Doxaran, D., Ruddick, K., McKee, D., Gentili, B., Tailliez, D., Chami, M., & Babin, M. (2009). Spectral variations of light scattering by marine particles in coastal waters, from visible to near infrared. *Limnology and Oceanography*, 54, 1257.
- Froidefond, J.-M., & Ouillon, S. (2005). Introducing a mini-catamaran to perform reflectance measurements above and below the water surface. *Optics express*, 13, 926-936.
- Giardino, C., Brando, V.E., Dekker, A.G., Strambeck, N., & Candiani, G. (2007). Assessment of water quality in Lake Garda (Italy) using Hyperion. *Remote Sensing of Environment*, 109, 183-195.

- Gordon, H.R., Brown, O.B., & Jacobs, M.M. (1975). Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Applied Optics*, 14, 417-427.
- Hagolle, O., Huc, M., Pascual, D.V., & Dedieu, G. (2010). A multi-temporal method for cloud detection, applied to FORMOSAT-2, VEN μ S, LANDSAT and SENTINEL 2 images. *Remote Sensing of Environment*, 114, 1747-1755.
- Hou X., Feng L., Duan H., Chen X., Sun D., Shi K., 2017. Fifteen-year monitoring of the turbidity dynamics in large lakes and reservoirs in the middle and lower basin of the Yangtze River, China. *Remote Sensing of Environment*, 190, 107-121.
- Huang, C., Shi, K., Yang, H., Li, Y., Zhu, A.-x., Sun, D., Xu, L., Zou, J., & Chen, X. (2015a). Satellite observation of hourly dynamic characteristics of algae with Geostationary Ocean Color Imager (GOCI) data in Lake Taihu. *Remote Sensing of Environment*, 159, 278-287.
- Huang, C., Yang, H., Zhu, A.-X., Zhang, M., Lü, H., Huang, T., Zou, J., & Li, Y. (2015b). Evaluation of the Geostationary Ocean Color Imager (GOCI) to monitor the dynamic characteristics of suspension sediment in Taihu Lake. *International journal of remote sensing*, 36, 3859-3874.
- Junk, W.J., Bayley, P.B., & Sparks, R.E. (1989). The flood pulse concept in river-floodplain systems. *Canadian special publication of fisheries and aquatic sciences*, 106, 110-127.
- Kaba, E., Philpot, W., & Steenhuis, T. (2014). Evaluating suitability of MODIS-Terra images for reproducing historic sediment concentrations in water bodies: Lake Tana, Ethiopia. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 26, 286-297.
- Kasai, M., Brierley, G.J., Page, M.J., Marutani, T., & Trustrum, N.A. (2005). Impacts of land use change on patterns of sediment flux in Weraamaia catchment, New Zealand. *Catena*, 64, 27-60.
- Kenny, J.F., Barber, N.L., Hutson, S.S., Linsey, K.S., Lovelace, J.K., & Maupin, M.A. (2009). Estimated use of water in the United States in 2005. In: US Geological Survey.
- Kirk, J.T. (1997). Point-source integrating-cavity absorption meter: theoretical principles and numerical modeling. *Applied Optics*, 36, 6123-6128.
- Kobayashi, H., Toratani, M., Matsumura, S., Siripong, A., Lirdwitayaprasit, T., & Jintasaeranee, P. (2011). Optical properties of inorganic suspended solids and their influence on ocean colour remote sensing in highly turbid coastal waters. *International journal of remote sensing*, 32, 8393-8420.
- Loisel, H., & Morel, A. (2001). Non-isotropy of the upward radiance field in typical coastal (Case 2) waters. *International journal of remote sensing*, 22, 275-295.
- Louis, J., Debaecker, V., Pflug, B., Main-Knorn, M., Bieniarz, J., Mueller-Wilm, U., Cadau, E., & Gascon, F. (2016). Sentinel-2 Sen2Cor: L2A Processor for Users. In, *Proceedings Living Planet Symposium 2016* (pp. 1-8): Spacebooks Online.

- Ma, R., Tang, J., Dai, J., Zhang, Y., & Song, Q. (2006). Absorption and scattering properties of water body in Taihu Lake, China: absorption. *International journal of remote sensing*, 27, 4277-4304.
- Majozi, N.P., Salama, M.S., Bernard, S., Harper, D.M., & Habte, M.G. (2014). Remote sensing of euphotic depth in shallow tropical inland waters of Lake Naivasha using MERIS data. *Remote Sensing of Environment*, 148, 178-189.
- Mangiarotti, S., Martinez, J.M., Bonnet, M.P., Buarque, D.C., Filizola, N., & Mazzega, P. (2013). Discharge and suspended sediment flux estimated along the mainstream of the Amazon and the Madeira Rivers (from in situ and MODIS Satellite Data). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 21, 341-355.
- Martinez, J.M., Guyot, J.L., Filizola, N., & Sondag, F. (2009). Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79, 257-264.
- Martinez, J.M., Espinoza-Villar, R., Armijos, E., & Silva Moreira, L. (2015). The optical properties of river and floodplain waters in the Amazon River Basin: Implications for satellite-based measurements of suspended particulate matter. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120, 1274-1287.
- Mayer, L.M., Keil, R.G., Macko, S.A., Joye, S.B., Ruttenberg, K.C., & Aller, R.C. (1998). Importance of suspended particulates in riverine delivery of bioavailable nitrogen to coastal zones. *Global Biogeochemical Cycles*, 12, 573-579.
- Minella, J.P., Merten, G.H., Reichert, J.M., & Clarke, R.T. (2008). Estimating suspended sediment concentrations from turbidity measurements and the calibration problem. *Hydrological processes*, 22, 1819-1830.
- Mobley, C.D. (1994). *Light and water: Radiative transfer in natural waters*. Academic press San Diego.
- Mobley, C.D. (1999). Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Applied Optics*, 38, 7442-7455.
- Moore, G.F., Aiken, J., & Lavender, S.J. (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.
- Morel, A., & Prieur, L. (1977). Analysis of variation in ocean color. *Limnol. Oceanogr.*, 22, 709-722.
- Muller-Wilm, U., Louis, J., Richter, R., Gascon, F., & Niezette, M. (2013). Sentinel-2 level 2A prototype processor: Architecture, algorithms and first results. In, *Proceedings of the ESA Living Planet Symposium*, Edinburgh, UK (pp. 9-13).
- Nechad, B., Ruddick, K., & Park, Y. (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.

- Ouillon, S., Forget, P., Froidefond, J.-M., & Naudin, J.-J. (1997). Estimating suspended matter concentrations from SPOT data and from field measurements in the Rhone River plume. *Marine Technology Society. Marine Technology Society Journal*, 31, 15.
- Ouillon S., Douillet P., Petrenko A., Neveux J., Dupouy C., Froidefond J.M., Andréfouët S., Muñoz-Caravaca A., 2008. Optical algorithms at satellite wavelengths for Total Suspended Matter in tropical coastal waters. *Sensors*, 8, 4165-4185.
- Palmer, S.C., Hunter, P.D., Lankester, T., Hubbard, S., Spyarakos, E., Tyler, A.N., Presing, M., Horvath, H., Lamb, A., & Balzter, H. (2015). Validation of Envisat MERIS algorithms for chlorophyll retrieval in a large, turbid and optically-complex shallow lake. *Remote Sensing of Environment*, 157, 158-169.
- Peng, F., Effler, S.W., O'Donnell, D., Perkins, M.G., & Weidemann, A. (2007). Role of minerogenic particles in light scattering in lakes and a river in central New York. *Applied Optics*, 46, 6577-6594.
- Petrucci, B., Huc, M., Feuvrier, T., Ruffel, C., Hagolle, O., Lonjou, V., & Desjardins, C. (2015). MACCS: Multi-Mission Atmospheric Correction and Cloud Screening tool for high-frequency revisit data processing. In, *SPIE Remote Sensing* (pp. 964307 964307-964309): International Society for Optics and Photonics.
- Pinet, S., Lartiges, B., Martinez, J.-M., & Ouillon, S. (Submitted). From SEM analysis to the mineralogical composition of suspended sediments in large river basins. *International Journal of Sediment Research*.
- Pinet, S., Martinez, J.M., Ouillon, S., Lartiges, B., & Espinoza-Villar, R. (2017). Variability of apparent and inherent optical properties of sediment-laden waters in large river basins – lessons from in situ measurements and bio-optical modeling. *Optics express*.
- Potes, M.J., Costa, M.J., Salgado, R., 2012. Satellite remote sensing of water turbidity in Alqueva reservoir and implications on lake modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16 (6), 1623-1633, DOI: 10.5194/hess-16-1623-2012.
- Reynolds, R., Stramski, D., Wright, V., & Woźniak, S. (2010). Measurements and characterization of particle size distributions in coastal waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115.
- Robert, E., Grippa, M., Kergoat, L., Pinet, S., Gal, L., Cochonneau, G., & Martinez, J. M. (2016). Monitoring water turbidity and surface suspended sediment concentration of the Bagre Reservoir (Burkina Faso) using MODIS and field reflectance data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 52, 243-251.
- Siswanto, E., Tang, J., Yamaguchi, H., Ahn, Y.-H., Ishizaka, J., Yoo, S., Kim, S.-W., Kiyomoto, Y., Yamada, K., & Chiang, C. (2011). Empirical ocean-color algorithms to retrieve chlorophyll-a, total suspended matter, and colored dissolved

- organic matter absorption coefficient in the Yellow and East China Seas. *Journal of oceanography*, 67, 627.
- Stramski, D., Babin, M., & Wozniak, S.B. (2007). Variations in the optical properties of terrigenous mineral-rich particulate matter suspended in seawater. *Limnology and Oceanography*, 52, 2418-2433.
- Stramski, D., & Kiefer, D.A. (1991). Light scattering by microorganisms in the open ocean. *Progress in Oceanography*, 28, 343-383.
- Sun D.Y., Li Y.M., Wang Q., Le C.F., Huang C.C., Shi K., 2011. Development of optical criteria to discriminate various types of highly turbid lake waters. *Hydrobiologia*, 669, 83-104.
- Syvitski, J.P.M., Peckham, S.D., Hilberman, R., & Mulder, T. (2003). Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology*, 162, 5-24.
- Torbick, N., Hession, S., Hagen, S., Wiangwang, N., Becker, B., Qi, J., 2013. Mapping inland lake water quality across the Lower Peninsula of Michigan using Landsat TM imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 34 (21), 7607-7624.
- Van de Hulst, H.C. (1957). Light scattering by small particles. Courier Corporation.
- Vermote, E., Justice, C., Claverie, M., & Franch, B. (2016). Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product. *Remote Sensing of Environment*, 185, 46-56.
- Verstraeten, G., & Poesen, J. (2000). Estimating trap efficiency of small reservoirs and ponds: methods and implications for the assessment of sediment yield. *Progress In Physical Geography*, 24, 219-251.
- Villar, R. E., Martinez, J.-M., Guyot, J.-L., Fraizy, P., Armijos, E., Crave, A., Bazan, H., Vauchel, P., & Lavado, W. (2012). The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. *Journal of Hydrology*, 444, 221-228.
- Vörösmarty, C., Askew, A., Grabs, W., Barry, R., Birkett, C., Döll, P., Goodison, B., Hall, A., Jenne, R., & Kitaev, L. (2001). Global water data: A newly endangered species. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82, 54-58.
- Walling, D.E., & Webb, B.W. (1988). The reliability of rating curve estimates of suspended yield: some further comments. In M.P. Bordas, & D.E. Walling (Eds.) (pp. 337- Wauchope, R. (1978). The pesticide content of surface water draining from agricultural fields—a review. *Journal of environmental quality*, 7, 459-472.
- Wauchope, R., 1978. The pesticide content of surface water draining from agricultural fields—a review. *Journal of environmental quality* 7, 459–472.
- Weng, P., Sánchez-Pérez, J.-M., Sauvage, S., Vervier, P., & Giraud, F. (2003). Assessment of the quantitative and qualitative buffer function of an alluvial wetland: hydrological modelling of a large floodplain (Garonne River, France). *Hydrological processes*, 17, 2375-2392.

Williams, G.P. (1989). Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*, 111, 89-106350). Porto Alegre: IAHS.

Conclusion

& perspectives

1. Enjeux, contraintes et positionnement de la thèse

Le flux de masses d'eau et le transport de matières en suspension (MES) dans les bassins versants sont intimement liés l'un à l'autre et régulent de nombreux facteurs d'intérêt pour la communauté scientifique. Les processus d'érosion, de remise en suspension, de floculation et de sédimentation conditionnent la géomorphologie du cours d'eau principal et des zones d'inondation qui le bordent. Dans le cas des grands bassins versants du monde, leurs actions sur les milieux océaniques et côtiers qu'ils alimentent en eaux douces et en MES est également considérable. Les cycles biogéochimiques sont aussi au cœur des transferts d'eau et de MES en milieu continental, en permettant un transfert des nutriments contenus dans les roches et les sols des zones amont vers l'aval. Cette ressource en nutriments étant à la base du développement des premiers niveaux trophiques, la richesse écosystémique est fortement dépendante des capacités de transport hydrologique de MES par les fleuves. A l'opposé, ce transport de matériel terrigène est également un vecteur de transfert de contaminants au sein des milieux, ce qui impacte négativement les écosystèmes. Enfin, les impacts socio-économiques sont nombreux car les masses d'eau représentent naturellement une ressource vitale pour nos sociétés, mais permettent également une importante alimentation en énergie (notamment via les barrages hydro-électriques), et fournissent à l'agriculture et à l'industrie les moyens de se développer efficacement.

Ces aspects nécessitent de pouvoir quantifier les débits liquides et solides des grands bassins versants du monde, dans le souci d'une gestion durable des ressources en eau de surfaces continentales. Des enjeux environnementaux et socio-économiques considérables pèsent sur les gestionnaires de l'eau et la communauté scientifique, au-delà des aspects fondamentaux que représente l'étude des processus attenants aux bassins versants, doit fournir des outils robustes et permettre un suivi opérationnel de ces débits. C'est un des objectifs de la communauté « couleur de l'eau », qui vise à mettre en évidence les relations qui existent entre les substances particulières et dissoutes présentes et leur réponse spectrale, notamment au-dessus de l'interface air-eau. Ces études incluent une caractérisation des propriétés optiques inhérentes et apparentes des eaux de surface (IOPs et AOPs, respectivement), en vue d'une quantification des différentes composantes des milieux aquatiques.

La mise en place de stations de prélèvements systématiques d'échantillons d'eau et de campagnes d'échantillonnage plus ponctuelles est une nécessité pour confondre les estimations basées sur les mesures spectroradiométriques et la réalité terrain,

notamment en termes de concentration en MES. Cependant, les contraintes d'un suivi sur le long terme admettant une haute fréquence spatiale et temporelle de mesures sont d'autant plus importantes que l'on s'attache aux grands bassins versants. Il devient difficile d'intégrer l'ensemble d'un bassin au sein d'un programme de gestion uniquement basé sur des mesures in situ. La télédétection spatiale intervient alors comme un outil adapté aux grands écosystèmes continentaux. L'avènement de produits satellites de plus en plus performants permet d'obtenir des données spectroradiométriques sur de larges territoires, tout en fournissant des niveaux de résolutions spatiales, spectrales et temporelles toujours en progrès. Aussi, depuis plusieurs décennies, les scientifiques ont montré qu'une utilisation des produits satellites, et notamment des données de réflectances télédétectées R_{rs} , permet un suivi de paramètres d'intérêt tels que la turbidité, ainsi que les concentrations en MES d'origine organique (particulaire à travers la Chlorophylle ou dissoute à travers le CDOM) ou sédimentaires.

Malgré ces avancées d'importance en matière de télédétection appliquée aux milieux aquatiques, les écosystèmes continentaux ont été laissés relativement en marge des études « couleur de l'eau » par rapport aux milieux océaniques et côtiers. C'est pourquoi il existe aujourd'hui une forte nécessité de mieux caractériser les eaux de surface continentales en termes de réponse spectrale des différents composés présents dans l'eau. Néanmoins, des études pionnières ont mis en avant la possibilité opérationnelle d'utiliser la télédétection spatiale pour suivre les flux de MES, et ce même au sein d'un bassin versant aussi contrasté que peut l'être le bassin amazonien. Les relations alors mises en évidence permettent de couvrir des gammes de concentration en MES allant jusqu'à plusieurs centaines de mg.l^{-1} (e.g., Martinez et al., 2015). Malgré la stabilité de ces relations, il a cependant aussi été montré qu'une variabilité non-négligeable, notamment dans la relation entre R_{rs} et MES, conduisait dans le cas du fleuve Madeira (Brésil) à une hystérésis saisonnière de cette relation. Une meilleure compréhension du rapport entre propriétés optiques des eaux et caractérisation du matériel particulaire et dissous est donc nécessaire pour affiner l'inversion des données satellitaires via des algorithmes robustes, et permettre un meilleur suivi satellitaire des concentrations en MES au sein des grands bassins versants du monde.

2. Apports des travaux de thèse

Au cours de ce doctorat, il m'a été donné la possibilité d'aborder de nombreux aspects de l'étude des milieux aquatiques continentaux. Cette diversité des domaines d'investigation a été motivée par la construction initiale du projet, qui a impliqué trois grands chantiers d'études.

En premier lieu, la caractérisation physico-chimique et optique des eaux du bassin amazonien m'a conduit à participer à des campagnes d'échantillonnages sur le terrain. Les mesures ont impliqué des jaugeages solides et liquides, l'utilisation de spectroradiomètres pour estimer certaines AOPs (R_{rs} , K_d) et IOPs (a_{TOTAL} , a_{CDOM} , a_{NAP}) de ces eaux, ainsi que des prélèvements d'eau en surface et en profondeur pour déterminer les caractéristiques de concentrations du matériel particulaire et dissous, et des mesures de granulométrie et de minéralogie des MES. Notamment, ces campagnes de mesures ont vu l'utilisation d'un spectroradiomètre basé sur le principe des PSICAM, le capteur TriOS-OSCAR, mesurant l'absorption d'un échantillon au sein d'une cavité intégratrice. L'utilisation de tels appareils de mesure est encore peu répandue au sein de la communauté couleur de l'eau, notamment en France, et est à l'origine d'une partie de l'originalité de cette thèse. L'apprentissage de l'ensemble de ces protocoles de mesures a fait partie intégrante de ce doctorat, me conduisant à former ensuite à mon tour d'autres étudiants à ces techniques.

La détermination des assemblages minéralogiques a fait l'objet d'une attention poussée. En coopération avec les personnels techniques du laboratoire UMR GET et de la plateforme de micro-caractérisation UMS Raimond Castaing de Toulouse, une méthode de mesure de quantification des spectres d'énergies dispersives des particules minérales en suspension a été mise au point. Ce protocole de microscopie électronique à balayage a ensuite été associé à la puissance des outils statistiques d'apprentissages automatisés. Il a résulté de cette procédure une caractérisation de 15 groupes minéralogiques distincts, dont les assemblages au sein des différentes stations échantillonnées ont été quantifiés. Ce protocole a fait l'objet d'un article soumis pour publication à *International Journal of Sediment Research*. Les principaux résultats ont permis de mettre en avant d'une part la grande stabilité spatio-temporelle des minéralogies observées sur le fleuve Solimões (Brésil), et d'autre part la singularité du fleuve Madeira. Il a été montré que les mosaïques minéralogiques observées en période de montée de crue étaient différentes de celles observées en période de pic de crue sur le fleuve Madeira, notamment par une proportion plus importante de smectite et moins importante de kaolinite en phase montante. J'ai également participé à la mise en place d'un protocole de détermination de la nature et des distributions en classes de taille des colloïdes par microscopie électronique à transmission en coopération avec Bruno Lartiges de l'UMR GET.

Suite aux campagnes de mesures auxquelles j'ai participé, les bases de données existantes ont été enrichies de nombreuses mesures nouvelles qui ont confirmé par ailleurs la stabilité de certaines relations entre AOPs et concentrations en MES, ainsi que la variabilité intra-bassin observée sur le fleuve Madeira. Aussi, afin d'expliquer cette variabilité, les mesures caractérisant les propriétés physico-chimiques des MES ont

été utilisées pour alimenter une modélisation physique des propriétés optiques des eaux. Sur une gamme de longueurs d'onde allant de l'ultra-violet au proche infra-rouge, les granulométries (exprimées en pentes de Junge mesurées par diffraction laser), et les parties réelles et imaginaires des indices de réfraction (estimées à partir des compositions minéralogiques et des coefficients d'absorption a_{NAP} pour chaque station, respectivement) ont été inclus en tant que paramètres d'entrée d'une modélisation des AOPs et IOPs de populations de particules de diamètres compris entre 0.01 et 300 μm . La sensibilité du modèle à chacun de ces paramètres a ensuite été évaluée, et a permis de hiérarchiser les causes de la présence de l'hystérésis sur le fleuve Madeira. Les résultats de cette expérience de modélisation ont également fait l'objet d'une publication scientifique au cours de la thèse, actuellement sous presse dans le journal *Optics Express*. Ils ont permis de mettre en évidence l'importance des contributions de la partie imaginaire de l'indice de réfraction du milieu. Ce facteur impacte directement les capacités d'absorption de la lumière par les MES, et en période de montée de crue où ses niveaux sont les plus faibles, il induit une augmentation des niveaux de réflectance par rapport au reste de l'année à concentrations égales. Un second facteur déterminant dans la réponse spectrale des eaux de surface correspond à la proportion de particules fines (au diamètre inférieur à 10 μm) au sein du milieu. Les argiles majoritaires au sein du bassin amazonien possèdent des capacités de diffusion et de rétrodiffusion d'autant plus importantes qu'elles sont de diamètre réduit, et dans le cas de la rétrodiffusion, la contribution des particules de diamètre inférieur à 8 μm est de l'ordre de plus de 80 % du signal. Enfin, en dernier lieu, il a été montré dans cette étude que la partie réelle de l'indice de réfraction impactait le niveau de base de la réponse spectrale. Il ne s'agit cependant pas d'un facteur prépondérant, puisque les eaux amazoniennes majoritairement chargées en particules argileuses présentent peu de variations de ce facteur, malgré des assemblages minéralogiques variés.

Dans un troisième temps, mes travaux de thèse ont porté sur le bassin versant de la Volta, et en particulier sur le lac de barrage de Bagré au Burkina Faso. Ce lac présente des variations spatio-temporelles en turbidité et en concentrations en MES fortes, et j'y ai participé à une campagne d'échantillonnages in situ à l'été 2015. Une caractérisation fine du matériel en suspension a été réalisée, montrant des singularités minéralogiques et granulométriques fortes par rapport au bassin amazonien. Les données spectroradiométriques de terrain ont ensuite été confrontées d'une part aux mesures de concentrations en MES et de turbidité, et d'autre part avec des données satellites MODIS, SPOT-5, Landsat-8 et Sentinel-2. L'utilisation de ces trois derniers capteurs dans le suivi des flux sédimentaires sur le lac de Bagré fait également l'objet d'une publication scientifique en cours de rédaction, alors que l'utilisation de données MODIS a conduit à la publication d'un article dont je suis co-auteur. En parallèle, les procédures de modélisation bio-optiques validées sur le bassin amazonien ont été appliquées sur le bassin de la Volta. Cette modélisation nous a conduits à l'obtention

d'un jeu de données simulées, basé sur les gammes de valeurs des paramètres mesurés *in situ*. La base de données ainsi acquises a permis de tester différents algorithmes d'inversions historiques et d'en évaluer les performances. Ces résultats ont montré que les concentrations supérieures à 100 mg.l⁻¹ pouvaient être estimées de manière robuste à partir de rapport entre deux bandes spectrales, une bande infra-rouge centrée autour de 850-865 nm et une bande rouge centrée autour de 655-670 nm. Ces domaines spectraux sont couverts par de nombreux capteurs satellitaires tels que MODIS, SPOT-5, Landsat-8 OLI ou encore Sentinel-2 MSI, ce qui multiplie les possibilités d'un suivi des flux sédimentaires au sein des milieux aquatiques continentaux turbides. Sur les bases de données du bassin amazonien, nos résultats indiquent de meilleures estimations des MES en utilisant le rapport $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ à partir de réflectances de terrain, et pour le bassin de la Volta, le rapport $R_{rs}(865)/R_{rs}(705)$ à partir de jeux de données simulées de réflectances apparaît comme étant le plus robuste. D'autres algorithmes ont été testés pour les milieux peu à moyennement turbides ($MES < 100$ mg.l⁻¹), et l'utilisation d'une bande spectrale rouge (centrée autour de 670 nm) a permis de déterminer avec le plus de précision les concentrations en MES. En associant les données mesurées *in situ*, les données simulées à partir d'un modèle bio-optique, et les données issues de capteurs satellitaires variés, nous avons montré qu'un suivi opérationnel sur le long terme des concentrations en MES était possible. Le passage de la vérité terrain à la donnée optique satellitaire a permis d'attester ces capacités de suivi, tandis que la modélisation a permis de consolider nos connaissances des relations entre les caractéristiques des MES et les propriétés optiques des eaux. Les variabilités observées intra et inter bassins en termes de réflectances par rapport aux charges sédimentaires ont alors pu être expliquées, et les mesures satellitaires offrent désormais de nouvelles informations sur les caractéristiques des particules en suspension.

3. Performances des méthodes & perspectives

Les protocoles de mesures, les procédures de modélisation et les techniques liées à l'utilisation des images satellites ont tous été appliqués avec autant de soin que possible. Certains aspects ont néanmoins posé quelques limites à leur utilisation, et une série d'analyses complémentaires pourraient permettre de pallier ces limitations.

Ainsi, les protocoles de mesures lors des campagnes d'échantillonnages ont fait intervenir des mesures dans l'eau du facteur Q (représentant l'anisotropie du milieu) et de la réflectance irradiance R . Ces mesures font intervenir des processus de corrections du self-shading effect, qui fait lui-même appel à des constantes estimées en milieu marin et aux propriétés d'absorption du milieu. Cette étape de correction n'a pas été

concluante dans le cas des eaux hyper-turbides des bassins de l'Amazone et de la Volta. Ces mesures ont été réalisées avec une paire de capteurs fixés dans une cage entièrement immergée. L'impact de ce dispositif en termes d'ombre portée vers le fond de la colonne d'eau nécessiterait une évaluation pour adapter les facteurs intervenant dans la correction du self-shading effect. De la même façon, les propriétés optiques des eaux hyper-turbides se différencient fortement de celles associées aux eaux du cas I, et une révision des facteurs de corrections de sorte qu'ils soient adaptés aux milieux continentaux pourrait être envisagée.

Le protocole de détermination minéralogique par microscopie a été éprouvé statistiquement et sa robustesse est avérée. Les images du MEB alors obtenues ont été également utilisées pour déterminer les distributions en classes de tailles de particules, sans que les résultats obtenus soient significativement comparables à ceux obtenus par diffraction laser. Nous associons à cette divergence de résultats plusieurs aspects. Tout d'abord, les particules sont récoltées sur un filtre ce qui induit nécessairement une agrégation des particules les unes aux autres, de sorte que les classes de taille réduites sont sous-représentées. De la même façon, les particules les plus grossières sont amenées à masquer les particules les plus fines sur les images projetées issues du MEB. Enfin, le grossissement a été volontairement choisi intermédiaire afin de maximiser la représentativité de l'ensemble des classes de tailles en un seul passage sur l'échantillon. Néanmoins, les classes de tailles extrêmes (les plus fines comme les plus grossières) ont été directement impactées par ce choix, et une caractérisation parfaite de ces classes de tailles nécessiterait des augmentations et des diminutions de grossissement au microscope. Aujourd'hui, les granulométries peuvent également être estimées directement *in situ* à partir d'appareils submersibles basés également sur le principe de diffraction laser (de type LISST). Une étude comparative entre les résultats obtenus directement sur le terrain et ceux issus de travaux en laboratoire pourrait permettre une caractérisation encore plus fine des MES, et donc d'approximer de manière plus réaliste les IOPs du milieu.

L'utilisation du capteur TriOS-OSCAR encore peu répandue au sein de la communauté « couleur de l'eau » apporte une originalité certaine à cette thèse. Elle a permis de déterminer les capacités d'absorptions des phases particulières et dissoutes des échantillons d'eau, ce qui a conduit à une estimation de la partie imaginaire de l'indice de réfraction. Néanmoins, il est possible d'envisager deux nouvelles façons d'utiliser ce spectroradiomètre. La première consisterait en une utilisation directement sur le terrain. Le capteur TriOS-OSCAR dispose en effet en plus de la cavité intégratrice de deux entrées permettant d'y faire circuler un flux. Il est donc envisageable d'immerger directement le capteur TriOS-OSCAR dans l'eau grâce à une câble, et à la manière des mesures de K_d , de mesurer directement les propriétés d'absorption. La seconde possibilité consisterait en une utilisation en laboratoire, telle que nous l'avons réalisée

au cours de la thèse, mais appliquée non pas à des échantillons naturels d'eau, mais à des solutions préparées dont les caractéristiques granulométriques et minéralogiques des MES seraient connues et contrôlées. Il serait alors possible de déterminer précisément les coefficients $a_{\text{NAP}}(\lambda)$ de chacune des minéralogies rencontrées au sein des bassins versants en fonction de leur distribution en classe de taille. Une telle analyse pourrait alors être comparée aux assemblages minéralogiques et granulométriques déterminés à partir des échantillons collectés *in situ*.

La modélisation physique des AOPs et IOPs a permis une évaluation de l'impact de la nature physico-chimique des MES sur les réflectances notamment, et une interprétation de ces impacts a été formulée pour expliquer l'hystérésis saisonnière du fleuve Madeira. Néanmoins, les réflectances simulées présentent une sous-estimation systématique de l'ordre de 23 % en moyenne par rapport aux réflectances satellites. Cette erreur peut être attribuée à plusieurs facteurs, dont l'incertitude inhérente à la prise de mesures *in situ*. Il est également envisageable qu'une modélisation de processus de diffusions multiples participe à l'amélioration des résultats de simulations. Cet aspect n'a pas été abordé au cours de la thèse et il pourrait être important dans des études ultérieures de quantifier l'impact de ces diffusions multiples pour améliorer l'inversion des images sur des eaux continentales turbides.

Dans la continuité d'une analyse des propriétés de diffusion et de rétrodiffusion des milieux, nous ne possédons pas encore la capacité de fermer totalement le bilan optique. Cette caractérisation des IOPs passe par la mesure des coefficients $b(\lambda)$ et $b_b(\lambda)$, pour laquelle des diffusiomètres ont été développés. Cependant, ces capteurs sont surtout adaptés à des milieux peu ou pas absorbants (à l'opposé des eaux turbides continentales), et le signal sature rapidement dans des eaux fortement chargées en MES. En revanche, il est possible que des développements futurs autorisent une utilisation de tels diffusiomètres en milieu fluvial, et il s'agirait alors d'une opportunité remarquable pour la communauté « couleur de l'eau » continentale de compléter la caractérisation optique des grands bassins versants.

Enfin, les bassins de l'Amazonie et de la Volta ont montré une variabilité importante intra et inter-bassins sur différentes caractéristiques des MES. Il est donc attendu que d'autres grands bassins versants du monde présentent eux-aussi des aspects singuliers en termes de MES qui se répercutent sur leurs réponses spectrales. Une généralisation des conclusions apportées par cette thèse est attendue, et passera par la mise en place de protocoles d'échantillonnage et de mesures radiométriques fréquents et sur le long terme. Les bases de données ainsi acquises permettront une meilleure compréhension du fonctionnement optique des eaux de surfaces continentales, et offriront des moyens supplémentaires pour améliorer la gestion des ressources en eau et des bassins versants.

Liens & références bibliographiques

- Aalto, R., Dunne, T., Guyot, J.L., 2006. Geomorphic controls on Andean denudation rates. *The Journal of Geology* 114, 85–99.
- Aas, E., 1996. Refractive index of phytoplankton derived from its metabolite composition. *Journal of Plankton Research* 18, 2223–2249.
- Aas, E., 1987. Two-stream irradiance model for deep waters. *Applied Optics* 26, 2095–2101.
- Allen, P.A., 2008. From landscapes into geological history. *Nature* 451, 274–276. doi:10.1038/nature06586.
- Allen, T., 1975. Particle size measurement, Springer, 677 pp.
- Alqurashi, A., Kumar, L., Sinha, P., 2016. Urban Land Cover Change Modelling Using Time-Series Satellite Images: A Case Study of Urban Growth in Five Cities of Saudi Arabia. *Remote Sensing* 8, 838. doi:10.3390/rs8100838.
- Alsdorf, D.E., Rodriguez, E., Lettenmaier, D.P., 2007. Measuring surface water from space. *Reviews of Geophysics* 45, RG2002, <http://dx.doi.org/10.1029/2006RG000197>.
- Anthony, E.J., Gardel, A., Gratiot, N., Proisy, C., Allison, M.A., Dolique, F., Fromard, F., 2010. The Amazon-influenced muddy coast of South America: A review of mud-bank–shoreline interactions. *Earth-Science Reviews* 103, 99–121. doi:10.1016/j.earscirev.2010.09.008.
- Armijos, E., Laraque, A., Barba, S., Bourrel, L., Ceron, C., Lagane, C., Magat, P., Moquet, J.S., Pombosa, R., Sondag, F., Vauchel, P., Vera, A., Guyot, J.L., 2013. Yields of suspended sediment and dissolved solids from the Andean basins of Ecuador. *Hydrological Sciences Journal* 58, 1478–1494. doi:10.1080/02626667.2013.826359.
- Arvesen, J.C., Millard, J.P., Weaver, E.C., 1973. Remote sensing of chlorophyll and temperature in marine and fresh waters. *Astronautica Acta*, 18, 229–239.
- Ashley, L.E., Cobb, C.M., 1958. Single particle scattering functions for latex spheres in water. *JOSA* 48, 261–261.
- Ashworth, P.J., Lewin, J., 2012. How do big rivers come to be different? *Earth-Science Reviews* 114, 84–107.
- Austin, R., 1974. The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface. *Optical aspects of oceanography* 317–344.
- Babin, M., Morel, A., Fournier-Sicre, V., Fell, F., Stramski, D., 2003. Light scattering properties of marine particles in coastal and open ocean waters as related to the particle mass concentration. *Limnol. Oceanogr* 48, 843–859.

- Babin, M., Morel, A., Gentili, B., 1996. Remote sensing of sea surface sun-induced chlorophyll fluorescence: consequences of natural variations in the optical characteristics of phytoplankton and the quantum yield of chlorophyll a fluorescence. *International Journal of Remote Sensing* 17, 2417–2448.
- Babin, M., Stramski, D., 2004. Variations in the mass-specific absorption coefficient of mineral particles suspended in water. *Limnology and Oceanography* 49, 756–767.
- Babin, M., Stramski, D., Ferrari, G.M., Claustre, H., Bricaud, A., Obolensky, G., Hoepffner, N., 2003. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. *Journal of Geophysical Research* 108. doi:10.1029/2001JC000882.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25, 883. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0883:NSCTCT>2.3.CO;2.
- Bader, H., 1970. The hyperbolic distribution of particle sizes. *Journal of Geophysical Research* 75, 2822–2830.
- Baker, K.S., Smith, R.C., 1982. Bio-optical classification and model of natural waters. *Limnology and Oceanography* 27, 500–509.
- Barragan, R., Baby, P., Duncan, R., 2005. Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 670–690. doi:10.1016/j.epsl.2005.03.016.
- Barry, B., Obuobie, E., Andreini, M., Andah, W., Pluquet, M., 2005. The Volta river basin. Comparative study of river basin development and management. Rapport, IWMI, CAWMA.
- Batra, N., Islam, S., Venturini, V., Bisht, G., Jiang, L., 2006. Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment* 103, 1–15.
- Becker, B.L., Lusch, D.P., Qi, J., 2005. Identifying optimal spectral bands from in situ measurements of Great Lakes coastal wetlands using second-derivative analysis. *Remote Sensing of Environment* 97, 238–248. doi:10.1016/j.rse.2005.04.020.
- Binding, C.E., Bowers, D.G., Mitchelson-Jacob, E.G., 2005. Estimating suspended sediment concentrations from ocean colour measurements in moderately turbid waters; the impact of variable particle scattering properties. *Remote Sensing of Environment* 94, 373–383. doi:10.1016/j.rse.2004.11.002.

- Binding, C.E., Jerome, J.H., Bukata, R.P., Booty, W.G., 2010. Suspended particulate matter in Lake Erie derived from MODIS aquatic colour imagery. *International Journal of Remote Sensing* 31, 5239–5255. doi:10.1080/01431160903302973.
- Bjerklie, D.M., Moller, D., Smith, L.C., Dingman, S.L., 2005. Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information. *Journal of Hydrology* 309, 191–209. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.11.022.
- Blasco, F., Bellan, M.F., Chaudhury, M.U., 1992. Estimating the extent of floods in Bangladesh using SPOT data. *Remote Sensing of Environment* 39, 167–178.
- Boller, M., Kaegi, R., 2011. Characterization of aquatic particles. IWA Publishing, London, UK.
- Bordas, M.P., Braga, B., Fernandez-Jauregui, C., 1991. An outline of hydrosedimentological zones in the Brazilian Amazon basin. *Water Management Of The Amazon Basin*. Montevideo, Publ. Unesco-Rostlac 191–203.
- Boss, E., Pegau, W.S., Lee, M., Twardowski, M., Shybanov, E., Korotaev, G., Baratange, F., 2004. Particulate backscattering ratio at LEO 15 and its use to study particle composition and distribution. *Journal of Geophysical Research* 109. doi:10.1029/2002JC001514.
- Bouchez, J., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., Dutra-Maia, P., 2011. Grain size control of river suspended sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12 (3), Q03008. doi:10.1029/2010GC003380.
- Brakenridge, G.R., Knox, J.C., Paylor, E.D., Magilligan, F.J., 1994. Radar remote sensing aids study of the great flood of 1993. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 75, 521–527.
- Brando, V.E., Dekker, A.G., 2003. Satellite hyperspectral remote sensing for estimating estuarine and coastal water quality. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41, 1378–1387. doi:10.1109/TGRS.2003.812907.
- Breiman, L., 2001. Random forests. *Machine learning* 45, 5–32.
- Breiman, L., 2002. Manual on setting up, using, and understanding random forests v3.1. Statistics Department University of California Berkeley, CA, USA.
- Breitkreutz, D., Casey, K., 2008. Clusterers: a comparison of partitioning and density-based algorithms and a discussion of optimisations. James Cook University, Townsville, Australia.
- Brezonik, P., Menken, K.D., Bauer, M., 2005. Landsat-based Remote Sensing of Lake Water Quality Characteristics, Including Chlorophyll and Colored Dissolved

- Organic Matter (CDOM). *Lake and Reservoir Management* 21, 373–382. doi:10.1080/07438140509354442.
- Bricaud, A., Babin, M., Morel, A., Claustre, H., 1995. Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100, 13321–13332.
- Bricaud, A., Claustre, H., Ras, J., Oubelkeir, K., 2004. Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations. *Journal of Geophysical Research* 109. doi:10.1029/2004JC002419.
- Bricaud, A., Morel, A., 1986. Light attenuation and scattering by phytoplanktonic cells: a theoretical modeling. *Applied Optics* 25, 571–580.
- Brice, J., Blodgett, J., 1978. Countermeasure for Hydraulic Problems and Bridges, Volumes 1 and 2. Federal Highway Administration, US Dept. of Transportation, Washington, DC.
- Brock, J.C., Purkis, S.J., 2009. The Emerging Role of Lidar Remote Sensing in Coastal Research and Resource Management. *Journal of Coastal Research* 10053, 1–5. doi:10.2112/SI53-001.1.
- Bruijnzeel, L.A., 1990. Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review. *Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review*. UNESCO, IAHS.
- Budhiman, S., Suhyb Salama, M., Vekerdy, Z., Verhoef, W., 2012. Deriving optical properties of Mahakam Delta coastal waters, Indonesia using in situ measurements and ocean color model inversion. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 68, 157–169. doi:10.1016/j.isprsjprs.2012.01.008.
- Buffle, J., Leppard, G.G., 1995. Characterization of aquatic colloids and macromolecules. 1. Structure and behavior of colloidal material. *Environmental science & technology* 29, 2169–2175.
- Bukata, R.P., Jerome, J.H., Kondratyev, A.S., Pozdnyakov, D.V., 1995. Optical properties and remote sensing of inland and coastal waters. CRC press.
- Cai, L., Tang, D., Li, C., 2015. An investigation of spatial variation of suspended sediment concentration induced by a bay bridge based on Landsat TM and OLI data. *Advances in Space Research* 56, 293–303. doi:10.1016/j.asr.2015.04.015.
- Callède, J., 1994. Coletor de amostra d'água. Publication Hibam.

- Callède, J., Cochonneau, G., Alves, F.V., Guyot, J.-L., Guimarães, V.S., De Oliveira, E., 2010. Les apports en eau de l'Amazone à l'Océan Atlantique. *Revue des sciences de l'eau* 23, 247. doi:10.7202/044688ar.
- Callède, J., Guyot, J.L., Ronchail, J., L'Hôte, Y., Niel, H., de Oliveira, E., 2004. Evolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1903 à 1999/Evolution of the River Amazon's discharge at Óbidos from 1903 to 1999. *Hydrological Sciences Journal* 49, 85–97.
- Calmant, S., Seyler, F., Cretaux, J.F., 2008. Monitoring Continental Surface Waters by Satellite Altimetry. *Surveys in Geophysics* 29, 247–269. doi:10.1007/s10712-008-9051-1.
- Carder, K.L., Chen, F.R., Cannizzaro, J.P., Campbell, J.W., Mitchell, B.G., 2004. Performance of the MODIS semi-analytical ocean color algorithm for chlorophyll-a. *Advances in Space Research* 33, 1152–1159. doi:10.1016/S0273-1177(03)00365-X.
- Carder, K.L., Steward, R.G., 1985. A remote-sensing reflectance model of a red-tide dinoflagellate off West Florida. *Limnology and Oceanography* 30, 286–298.
- Carder, K.L., Steward, R.G., Paul, J., Vargo, G., 1986. Relationships between chlorophyll and ocean color constituents as they affect remote-sensing reflectance models. *Limnology and Oceanography* 31, 403–412.
- Cassé, C., Gosset, M., Peugeot, C., Pedinotti, V., Boone, A., Tanimoun, B.A., Decharme, B., 2015. Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey. *Atmospheric Research* 163, 162–176. doi:10.1016/j.atmosres.2015.01.010.
- Chen, J., D'Sa, E., Cui, T., Zhang, X., 2013. A semi-analytical total suspended sediment retrieval model in turbid coastal waters A case study in Changjiang River Estuary. *Limnology and oceanography* 22, 709–722.
- Chen, S., Han, L., Chen, X., Li, D., Sun, L., Li, Y., 2015. Estimating wide range Total Suspended Solids concentrations from MODIS 250-m imageries: An improved method. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 99, 58–69. doi:10.1016/j.isprsjprs.2014.10.006.
- Chipera, S.J., Bish, D.L., 2001. Baseline studies of the clay minerals society source clays: powder X-ray diffraction analyses. *Clays and Clay Minerals* 49, 398–409.
- Choudhury, B.J., 1991. Passive microwave remote sensing contribution to hydrological variables, in: *Land Surface—Atmosphere Interactions for Climate Modeling*. Springer, pp. 63–84.

- Ciotti, A.M., Bricaud, A., 2006. Retrievals of a size parameter for phytoplankton and spectral light absorption by colored detrital matter from water-leaving radiances at SeaWiFS channels in a continental shelf region off Brazil. *Limnology and Oceanography: Methods* 4, 237–253.
- Clarke, G.L., Ewing, G.C., Lorenzen, C.J., 1970. Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration. *Science* 167, 1119–1121.
- Costa, J.E., Spicer, K.R., Cheng, R.T., Haeni, F.P., Melcher, N.B., Thurman, E.M., Plant, W.J., Keller, W.C., 2000. measuring stream discharge by non-contact methods: A Proof-of-Concept Experiment. *Geophysical Research Letters* 27, 553–556.
- Covault, J.A., Craddock, W.H., Romans, B.W., Fildani, A., Gosai, M., 2013. Spatial and Temporal Variations in Landscape Evolution: Historic and Longer-Term Sediment Flux through Global Catchments. *The Journal of Geology* 121, 35–56. doi:10.1086/668680.
- Croke, B., 2005. Land Use Impacts on hydrologic Response in the Mae Chaem Catchment.
- Culbertson, D., Young, L., Brice, J., 1967. Scour and fill in alluvial channels with particular reference to bridge sites (No. 2331–1258). US Dept. of the Interior, Geological Survey.
- De Boer, D.H., Crosby, G., 1995. Evaluating the potential of SEM/EDS analysis for fingerprinting suspended sediment derived from two contrasting topsoils. *Catena* 24, 243–258.
- Delu, P., Gower, J., Shouren, L., 1989. A study of band selection for fluorescence remote sensing of ocean chlorophyll a. *Oceanologia et Limnologia Sinica* 6, 9.
- De Rooij, W., Van der Stap, C., 1984. Expansion of Mie scattering matrices in generalized spherical functions. *Astronomy and Astrophysics* 131, 237–248.
- Diaz, R.J., Rosenberg, R., 2008. Spreading Dead Zones and Consequences for Marine Ecosystems. *Science* 321, 926–929. doi:10.1126/science.1156401.
- Dogliotti, A.I., Ruddick, K.G., Nechad, B., Doxaran, D., Knaeps, E., 2015. A single algorithm to retrieve turbidity from remotely-sensed data in all coastal and estuarine waters. *Remote Sensing of Environment* 156, 157–168. doi:10.1016/j.rse.2014.09.020.
- Dolman, V.L., 1989. Meerhoff Mie Program User Guide. Free University of Amsterdam - Department of physics and astronomy.

- Doxaran, D., Cherukuru, N., Lavender, S.J., 2006. Apparent and inherent optical properties of turbid estuarine waters: measurements, empirical quantification relationships, and modeling. *Applied Optics* 45, 2310–2324.
- Doxaran, D., Devred, E., Babin, M., 2015. A 50 % increase in the mass of terrestrial particles delivered by the Mackenzie River into the Beaufort Sea (Canadian Arctic Ocean) over the last 10 years. *Biogeosciences* 12, 3551–3565. doi:10.5194/bg-12-3551-2015.
- Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Castaing, P., 2003. Remote-sensing reflectance of turbid sediment-dominated waters. Reduction of sediment type variations and changing illumination conditions effects by use of reflectance ratios. *Applied Optics* 42, 2623–2634.
- Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Castaing, P., 2002. A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal waters. *International Journal of Remote Sensing* 23, 5079–5085. doi:10.1080/0143116021000009912.
- Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Lavender, S., Castaing, P., 2002. 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., Ruddick, K., McKee, D., Gentili, B., Tailliez, D., Chami, M., Babin, M., 2009. Spectral variations of light scattering by marine particles in coastal waters, from visible to near infrared. *Limnology and Oceanography* 54, 1257.
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T.F., Smirnov, A., Kaufman, Y.J., King, M.D., Tanré, D., Slutsker, I., 2002. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Journal of the atmospheric sciences* 59, 590–608.
- Dunne, T., Mertes, L.A., Meade, R.H., Richey, J.E., Forsberg, B.R., 1998. Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 110, 450–467.
- Eberhart, J.-P., 1989. *Analyse structurale et chimique des matériaux*. Dunod.
- Eichinger, W.E., Cooper, D.I., Hipps, L.E., Kustas, W.P., Neale, C.M.U., Prueger, J.H., 2006. Spatial and temporal variation in evapotranspiration using Raman lidar. *Advances in Water Resources* 29, 369–381. doi:10.1016/j.advwatres.2005.03.023.
- El Samrani, A., Lartiges, B., Ghanbaja, J., Yvon, J., Kohler, A., 2004. Trace element carriers in combined sewer during dry and wet weather: an electron microscope investigation. *Water Research* 38, 2063–2076. doi:10.1016/j.watres.2004.01.029.

- Elterman, P., 1970. Integrating cavity spectroscopy. *Applied Optics* 9, 2140–2142.
- Elwell, H., Stocking, M., 1976. Vegetal cover to estimate soil erosion hazard in Rhodesia. *Geoderma* 15, 61–70.
- ESA, European Space Agency, <http://www.esa.int/>, Paris, France.
- Espinoza Villar, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cochonneau, G., Filizola, N., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., Vauchel, P., 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology* 29, 1574–1594. doi:10.1002/joc.1791.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Barbarand, J., 2010. The Nazca Ridge and uplift of the Fitzcarrald Arch: implications for regional geology in northern South America. In: *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*. Blackwell-Wiley, 89–100.
- Eude, A., 2014. La croissance des Andes centrales du nord du Pérou (5-9° S): Propagation d'un prisme orogénique dans un contexte d'héritage tectonique et de subduction plane. Université Toulouse III Paul Sabatier.
- Eyrolle, F., Benedetti, M.F., Benaim, J.Y., Fevrier, D., 1996. The distributions of colloidal and dissolved organic carbon, major elements, and trace elements in small tropical catchments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3643–3656.
- FAO UN, Food and Agriculture Organization of the United Nations, <http://www.fao.org/>, Rome, Italy.
- Fekete, B.M., Vörösmarty, C.J., 2002. The current status of global river discharge monitoring and potential new technologies complementing traditional discharge measurements, in: *Predictions in Ungauged Basins: PUB Kick-off* (Proceedings of the PUB Kick-off Meeting Held in Brasilia, 20–22 November 2002). IAHS Publication.
- Ferreira, T., Rasband, W., 2012. ImageJ user guide. ImageJ/Fiji 1.
- Filizola, N., 2003. Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens, Thèse de l'Université Paul-Sabatier, 292 pp.
- Filizola, N., Guyot, J.L., 2009. Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set. *Hydrological Processes* 23, 3207–3215. doi:10.1002/hyp.7394.
- Filizola, N., Guyot, J.L., 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon / L'utilisation des techniques Doppler pour la détermination du transport solide de l'Amazone. *Hydrological Sciences Journal* 49, 143–153. doi:10.1623/hysj.49.1.143.53990.

- Filizola, N., Guyot, J.L., Boaventura, G., 1999. Fluxo de sedimentos em suspensão na Amazônia—uma análise a partir da base de dados da ANEEL. *Proceedings of the Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, Manaus 99.
- Finer, M., Jenkins, C.N., 2012. Proliferation of Hydroelectric Dams in the Andean Amazon and Implications for Andes-Amazon Connectivity. *PLoS ONE* 7, e35126. doi:10.1371/journal.pone.0035126.
- Forget, P., Ouillon, S., 1998. Surface suspended matter off the Rhône river mouth from visible satellite imagery. *Oceanologica acta* 21, 739–749.
- Forget, P., Ouillon, S., Lahet, F., Broche, P., 1999. Inversion of reflectance spectra of nonchlorophyllous turbid coastal waters. *Remote Sensing of Environment* 68, 264–272.
- Francis, C., Thornes, J., 1990. Runoff hydrographs from three Mediterranean vegetation cover types. *Vegetation and erosion. Processes and environments*. 363–384.
- Froidefond, J.-M., Gardel, L., Guiral, D., Parra, M., TERNON, J.-F., 2002. Spectral remote sensing reflectances of coastal waters in French Guiana under the Amazon influence. *Remote Sensing of Environment* 80, 225–232.
- Froidefond, J.-M., Ouillon, S., 2005. Introducing a mini-catamaran to perform reflectance measurements above and below the water surface. *Optics Express* 13, 926–936.
- Fry, E.S., Kattawar, G.W., Pope, R.M., 1992. Integrating cavity absorption meter. *Applied Optics* 31, 2055–2065.
- Gaillardet, J., France-Lanord, C., 2009. Rivières et fleuves acteurs de la dynamique planétaire et du changement global, *Géosciences BRGM*, 9, 64–71.
- Gaillardet, J., Dupre, B., Allegre, C.J., Négrel, P., 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical geology* 142, 141–173.
- Garver, S.A., Siegel, D.A., 1997. Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation: 1. Time series from the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102, 18607–18625.
- Gensac, E., Gardel, A., Lesourd, S., Brutier, L., 2015. Morphodynamic evolution of an intertidal mudflat under the influence of Amazon sediment supply – Kourou mud bank, French Guiana, South America. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 158, 53–62. doi:10.1016/j.ecss.2015.03.017.
- Gensac, E., Martinez, J.-M., Vantrepotte, V., Anthony, E.J., 2016. Seasonal and inter-annual dynamics of suspended sediment at the mouth of the Amazon river: The role of continental and oceanic forcing, and implications for coastal

- geomorphology and mud bank formation. *Continental Shelf Research* 118, 49–62. doi:10.1016/j.csr.2016.02.009.
- Giardino, C., Brando, V.E., Dekker, A.G., Strömbeck, N., Candiani, G., 2007. Assessment of water quality in Lake Garda (Italy) using Hyperion. *Remote Sensing of Environment* 109, 183–195. doi:10.1016/j.rse.2006.12.017.
- Gibbs, R.J., 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. *Journal of Sedimentary Research* 47 (1), 237–243.
- Gibbs, R.J., 1967. Amazon River: Environmental factors that control its dissolved and suspended load. *Science* 156, 1734–1737.
- Gislason, S.R., Oelkers, E.H., Snorrason, Á., 2006. Role of river-suspended material in the global carbon cycle. *Geology* 34, 49–52.
- Gitelson, A.A., Dall’Olmo, G., Moses, W., Rundquist, D.C., Barrow, T., Fisher, T.R., Gurlin, D., Holz, J., 2008. A simple semi-analytical model for remote estimation of chlorophyll-a in turbid waters: Validation. *Remote Sensing of Environment* 112, 3582–3593. doi:10.1016/j.rse.2008.04.015.
- Gitelson, A., Garbuzov, G., Szilagyi, F., Mittenzwey, K., Karnieli, A., Kaiser, A., 1993. Quantitative remote sensing methods for real-time monitoring of inland waters quality. *International Journal of Remote Sensing* 14, 1269–1295.
- Google Earth, <https://www.google.com/earth/>, Mountain View, California, USA.
- Gordon, C., Nukpezah, D., Tweneboah-Lawson, E., Ofori, B.D., Yirenya-Tawiah, D., Pabi, O., Ayivor, J.S., Koranteng, S., Darko, D., Mensah, A.M., 2013. West Africa – Water Resources Vulnerability Using a Multidimensional Approach, in: *Climate Vulnerability*. Elsevier, pp. 283–309.
- Gordon, H.R., Brown, O.B., Jacobs, M.M., 1975. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Applied optics* 14, 417–427.
- Gordon, H.R., Ding, K., 1992. Self-shading of in-water optical instruments. *Limnol. Oceanogr* 37, 491–500.
- Goulding, M., Barthem, R., Ferreira, E., 2003. *The Smithsonian atlas of the Amazon*. Smithsonian Books, Washington and London, USA and UK.
- Govender, M., Chetty, K., Bulcock, H., 2007. A review of hyperspectral remote sensing and its application in vegetation and water resource studies. *Water SA* 33 (2), <http://dx.doi.org/10.4314/wsa.v33i2.49049>.
- Gratiot, N., Anthony, E.J., Gardel, A., Gauchere, C., Proisy, C., Wells, J., 2008. Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience* 1, 169–172.

- Guerrero, M., Rüther, N., Szupiany, R., Haun, S., Baranya, S., Latosinski, F., 2016. The Acoustic Properties of Suspended Sediment in Large Rivers: Consequences on ADCP Methods Applicability. *Water* 8, 13.
- Guha-Sapir, D., Vos, F., Below, R., Penserre, S., 2012. Annual disaster statistical review 2011: the numbers and trends, CRED, Bruxelles.
- Guilloteau, C., Roca, R., Gosset, M., 2016. A Multiscale Evaluation of the Detection Capabilities of High-Resolution Satellite Precipitation Products in West Africa. *Journal of Hydrometeorology* 17, 2041–2059. doi:10.1175/JHM-D-15-0148.1.
- Gupta, R., Banerji, S., 1985. Monitoring of reservoir volume using LANDSAT data. *Journal of Hydrology* 77, 159–170.
- Guyot, J., 1993. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne, Etudes et thèses, ORSTOM.
- Guyot, J.-L., Bourges, J., Hoorelbecke, R., Roche, M.-A., Calle, H., Cortes, J., Guzman, B., 1988. Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Rio Béni, Bolivie. In: *Sediment Budgets*, Editors: M.P. Bordas, D.E. Walling, IAHS Publ. 174, 443–451.
- Guyot, J.L., Filizola, N., Laraque, A., 2005. Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazone à Óbidos (Pará, Brésil) de 1995 à 2003. *Sediments Budgets 1*. IAHS Publ 291, 347–354.
- Guyot, J.L., Fillzola, N., Quintanilla, J., Cortez, J., 1996. Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. *IAHS Publ.* 236, 55–64.
- Guyot, J.L., Jouanneau, J.M., Soares, L., Boaventura, G.R., Maillet, N., Lagane, C., 2007. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. *Catena* 71, 340–356. doi:10.1016/j.catena.2007.02.002.
- Hagolle, O., Huc, M., Pascual, D.V., Dedieu, G., 2010. A multi-temporal method for cloud detection, applied to FORMOSAT-2, VENμS, LANDSAT and SENTINEL-2 images. *Remote Sensing of Environment* 114, 1747–1755.
- Hakvoort, H., De Haan, J., Jordans, R., Vos, R., Peters, S., Rijkeboer, M., 2002. Towards airborne remote sensing of water quality in The Netherlands—validation and error analysis. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 57, 171–183.
- Hamilton, S., Sippel, S., Melack, J., 1996. Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. *Archiv für Hydrobiologie* 137, 1–23.

- Han, B., Loisel, H., Vantrepotte, V., Mériaux, X., Bryère, P., Ouillon, S., Dessailly, D., Xing, Q., Zhu, J., 2016. Development of a Semi-Analytical Algorithm for the Retrieval of Suspended Particulate Matter from Remote Sensing over Clear to Very Turbid Waters. *Remote Sensing* 8, 211. doi:10.3390/rs8030211.
- Han, Z., Jin, Y. -Q., Yun, C. -X., 2006. Suspended sediment concentrations in the Yangtze River estuary retrieved from the CMODIS data. *International Journal of Remote Sensing* 27, 4329–4336. doi:10.1080/01431160600658164.
- Härmä, P., Vepsäläinen, J., Hannonen, T., Pyhälähti, T., Kämäri, J., Kallio, K., Eloheimo, K., Koponen, S., 2001. Detection of water quality using simulated satellite data and semi-empirical algorithms in Finland. *Science of the Total Environment* 268, 107–121.
- Harrington, J.A., Schiebe, F.R., Nix, J.F., 1992. Remote sensing of Lake Chicot, Arkansas: Monitoring suspended sediments, turbidity, and Secchi depth with Landsat MSS data. *Remote Sensing of Environment* 39, 15–27.
- Harris, J.E., 1977. Characterization of suspended matter in the Gulf of Mexico—II Particle size analysis of suspended matter from deep water. *Deep Sea Research* 24, 1055–1061.
- Haslett, S., 2008. Coastal systems. Routledge.
- Hellweger, F.L., Miller, W., Oshodi, K.S., 2007. Mapping turbidity in the Charles River, Boston using a high-resolution satellite. *Environmental monitoring and assessment* 132, 311–320.
- Hodkinson, J., Greenleaves, I., 1963. Computations of light-scattering and extinction by spheres according to diffraction and geometrical optics, and some comparisons with the Mie theory. *JOSA* 53, 577–588.
- Hoogenboom, H.J., Dekker, A.G., Althuis, I.A., 1998. Simulation of AVIRIS sensitivity for detecting chlorophyll over coastal and inland waters. *Remote Sensing of Environment* 65, 333–340.
- Hooker, S.B., McClain, C., Holmes, A., 1993. Ocean color imaging: CZCS to SeaWiFS. *Marine Technology Society Journal* 27, 3–15.
- Hooker, S.B., Morel, A., 2003. Platform and environmental effects on above-water determinations of water-leaving radiances. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 20, 187–205.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G.A., Lorente, M.A., 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology* 23, 237–240.
- Horiba Instruments Inc., <http://www.horiba.com/>, Kyoto, Japan.

- Horowitz, A.J., 2008. Determining annual suspended sediment and sediment-associated trace element and nutrient fluxes. *Science of the Total Environment* 400, 315–343. doi:10.1016/j.scitotenv.2008.04.022.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin* 56, 275. doi:10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2.
- Hou, X., Feng, L., Duan, H., Chen, X., Sun, D., Shi, K., 2017. Fifteen-year monitoring of the turbidity dynamics in large lakes and reservoirs in the middle and lower basin of the Yangtze River, China. *Remote Sensing of Environment* 190, 107–121. doi:10.1016/j.rse.2016.12.006.
- Hovis, W., Clark, D., Anderson, F., Austin, R., Wilson, W., Baker, E., Ball, D., Gordon, H., Mueller, J., El-Sayed, S., 1980. Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: system description and initial imagery. *Science* 210, 60–63.
- Hu, C., Chen, Z., Clayton, T.D., Swarzenski, P., Brock, J.C., Muller-Karger, F.E., 2004. Assessment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium-resolution bands: Initial results from Tampa Bay, FL. *Remote Sensing of Environment* 93, 423–441. doi:10.1016/j.rse.2004.08.007.
- Huang, C., Shi, K., Yang, H., Li, Y., Zhu, A., Sun, D., Xu, L., Zou, J., Chen, X., 2015a. Satellite observation of hourly dynamic characteristics of algae with Geostationary Ocean Color Imager (GOCI) data in Lake Taihu. *Remote Sensing of Environment* 159, 278–287. doi:10.1016/j.rse.2014.12.016.
- Huang, C., Yang, H., Zhu, A.-X., Zhang, M., Lü, H., Huang, T., Zou, J., Li, Y., 2015b. Evaluation of the Geostationary Ocean Color Imager (GOCI) to monitor the dynamic characteristics of suspension sediment in Taihu Lake. *International Journal of Remote Sensing* 36, 3859–3874. doi:10.1080/01431161.2015.1070323.
- Hybam, Service National d’Observation, <http://www.so-hybam.org/>, Toulouse, France.
- International Rivers, <https://www.internationalrivers.org/>, Berkeley, California, USA.
- IPCC, International Panel on Climate Change, <https://www.ipcc.ch/>, Geneva, Switzerland.
- Irion, G., 1983. Clay mineralogy of the suspended load of the Amazon and of rivers in the Papua-New Guinea mainland. *Transport of carbon and minerals in major world rivers* 2, 482–504.
- Iturriaga, R., Siegel, D.A., 1989. Microphotometric characterization of phytoplankton and detrital absorption properties in the Sargasso Sea. *Limnol. Oceanogr* 34, 1706–1726.

- Jensen, J.R., Hodgson, M.E., Christensen, E., Mackey Jr, H.E., Tinney, L.R., Sharitz, R., 1985. Remote sensing inland wetlands: a multispectral approach. South Carolina Univ., Columbia (USA). Dept. of Geography; Du Pont de Nemours (EI) and Co., Aiken, SC (USA). Savannah River Lab.; EG and G, Inc., Las Vegas, NV (USA). Energy Measurements Group; Savannah River Ecology Lab., Aiken, SC (USA).
- Jerlov, N.G., 1976. Marine optics. Elsevier.
- Jerlov, N.G., Fukuda, M., 1960. Radiance distribution in the upper layers of the sea. *Tellus* 12, 348–355.
- Johnsson, M.J., Meade, R.H., 1990. Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: The Macuapanim Island point bar, Solimoes River, Brazil. *Journal of Sedimentary Research* 60.
- Joshi, N., Baumann, M., Ehammer, A., Fensholt, R., Grogan, K., Hostert, P., Jepsen, M., Kuemmerle, T., Meyfroidt, P., Mitchard, E., Reiche, J., Ryan, C., Waske, B., 2016. A Review of the Application of Optical and Radar Remote Sensing Data Fusion to Land Use Mapping and Monitoring. *Remote Sensing* 8, 70. doi:10.3390/rs8010070.
- Jounneau, J.M., Pujos, M., 1988. Suspended matter and bottom deposits in the Maroni estuarine system (French Guiana). *Netherlands Journal of Sea Research* 22, 99–108.
- Jouon, A., Ouillon, S., Douillet, P., Lefebvre, J.P., Fernandez, J.M., Mari, X., Froidefond, J.-M., 2008. Spatio-temporal variability in suspended particulate matter concentration and the role of aggregation on size distribution in a coral reef lagoon. *Marine Geology* 256, 36–48. doi:10.1016/j.margeo.2008.09.008.
- Junge, C.E., 1963. Air chemistry and radioactivity. Wiley, 382 pp.
- Junk, W., 1989. Flood tolerance and tree distribution in central Amazonian floodplains. *Tropical forests: Botanical dynamics, speciation and diversity* 47–64.
- Kaba, E., Philpot, W., Steenhuis, T., 2014. Evaluating suitability of MODIS-Terra images for reproducing historic sediment concentrations in water bodies: Lake Tana, Ethiopia. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 26, 286–297. doi:10.1016/j.jag.2013.08.001.
- Kallio, K., Pulliainen, J., Ylöstalo, P., 2005. MERIS, MODIS and ETM+ channel configurations in the estimation of lake water quality from subsurface reflectance using semianalytical and empirical algorithms. *Geophysica* 41, 31–55.

- Kasai, M., Brierley, G.J., Page, M.J., Marutani, T., Trustrum, N.A., 2005. Impacts of land use change on patterns of sediment flux in Weraamaia catchment, New Zealand. *CATENA* 64, 27–60. doi:10.1016/j.catena.2005.06.014.
- Kaufman, L., Rousseeuw, P., 1987. Clustering by means of medoids. North-Holland.
- Kenny, J.F., Barber, N.L., Hutson, S.S., Linsey, K.S., Lovelace, J.K., Maupin, M.A., 2009. Estimated use of water in the United States in 2005 (No. 1411326008). US Geological Survey.
- Kerr, P., 1977. Optical mineralogy, McGraw-Hill, 492 pp.
- Khan, H.R., 1971. Laboratory study of alluvial river morphology, PhD thesis, Colorado State University, 189 pp.
- Kheireddine, M., 2014. Caractéristiques et origines de la variabilité diurne des propriétés optiques, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- Kim, S.-W., Hong, S.-H., Won, J.-S., 2005. An application of L-band synthetic aperture radar to tide height measurement. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 43, 1472–1478. doi:10.1109/TGRS.2005.846857.
- Kirk, J.T.O., 1997. Point-source integrating-cavity absorption meter: theoretical principles and numerical modeling. *Applied optics* 36, 6123–6128.
- Kirk, J.T.O., 1995. Modeling the performance of an integrating-cavity absorption meter: theory and calculations for a spherical cavity. *Applied optics* 34, 4397–4408.
- Kirk, J.T.O., 1994. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Cambridge university press.
- Kirk, J.T.O., 1991. Volume scattering function, average cosines, and the underwater light field. *Limnology and Oceanography* 36, 455–467.
- Kirk, J.T.O., 1976. A theoretical analysis of the contribution of algal cells to the attenuation of light within natural waters. *New Phytologist* 77, 341–358.
- Kite, G.W., Droogers, P., 2000. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *Journal of Hydrology* 229, 3–18.
- Kobayashi, H., Toratani, M., Matsumura, S., Siripong, A., Lirdwitayaprasit, T., Jintasaeranee, P., 2011. Optical properties of inorganic suspended solids and their influence on ocean colour remote sensing in highly turbid coastal waters. *International Journal of Remote Sensing* 32, 8393–8420. doi:10.1080/01431161.2010.542193.
- Koblinsky, C., Clarke, R., Brenner, A., Frey, H., 1993. Measurement of river level variations with satellite altimetry. *Water Resources Research* 29, 1839–1848.

- Koponen, S., Pulliainen, J., Kallio, K., Hallikainen, M., 2002. Lake water quality classification with airborne hyperspectral spectrometer and simulated MERIS data. *Remote Sensing of Environment* 79, 51–59.
- Kostadinov, T.S., Siegel, D.A., Maritorena, S., 2009. Retrieval of the particle size distribution from satellite ocean color observations. *Journal of Geophysical Research* 114. doi:10.1029/2009JC005303.
- Kozlyaninov, M., Pelevin, V., 1965. Sur l'Utilisation de l'Approximation Unidirectionnelle pour l'Étude de la propagation du Flux Lumineux en Mer. *Acad. Nauka SSR Tr. Oceanogr. Inst.* 77, 73.
- Krinsley, D. t, Smalley, I., 1973. Shape and nature of small sedimentary quartz particles. *Science* 180, 1277–1279.
- Lacombe, G., McCartney, M., 2016. Evaluating the flow regulating effects of ecosystems in the Mekong and Volta river basins. *IWMI Research Report 166*, International Water Management Institute (IWMI), 44 pp.
- Lacombe, G., McCartney, M., Forkuor, G., 2012. Drying climate in Ghana over the period 1960–2005: evidence from the resampling-based Mann-Kendall test at local and regional levels. *Hydrological Sciences Journal* 57, 1594–1609. doi:10.1080/02626667.2012.728291.
- Laraque, A., Ceron, C., Armijos, E., Pombosa, R., Magat, P., Guyot, J.-L., 2004. Sediment yields and erosion rates in the Napo River Basin: an Ecuadorian Andean Amazon tributary. *IAHS Pub.* 288, 220–225.
- Lartiges, B., Salameh, E., Pinet, S., Martinez, J.M., Soldan, V., 2017. Size-distribution of colloidal particles in the Amazon River. *soumis*.
- Latrubesse, E.M., 2015. Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who’s who” in the geological record. *Earth-Science Reviews* 146, 1–30. doi:10.1016/j.earscirev.2015.03.004.
- Latrubesse, E.M., 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology* 101, 130–145. doi:10.1016/j.geomorph.2008.05.035.
- Leathers, R.A., Downes, T.V., Davis, C.O., 2000. Analysis of a point-source integrating-cavity absorption meter. *Applied optics* 39, 6118–6127.
- Leathers, R., Downes, T., Mobley, C., 2004. Self-shading correction for oceanographic upwelling radiometers. *Optics express* 12, 4709–4718.
- Leathers, R., Downes, T.V., Mobley, C., 2001. Self-shading correction for upwelling sea-surface radiance measurements made with buoyed instruments. *Optics Express* 8, 561–570.

- Lee, C., Skogerboe, J., 1985. Quantification of erosion control by vegetation on problem soils, In: Al Swaify, W.C. Moldenhauer and A. Lo (Editors), *Soil Erosion and Conservation*. Soil Conservation Soc. of America, 437-444.
- Lee, Z., Carder, K.L., Arnone, R.A., 2002. Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied optics* 41, 5755–5772.
- Lee, Z., Shang, S., Lin, G., Chen, J., Doxaran, D., 2016. On the modeling of hyperspectral remote-sensing reflectance of high-sediment-load waters in the visible to shortwave-infrared domain. *Applied Optics* 55, 1738. doi:10.1364/AO.55.001738.
- Lefebvre, J.-P., Ouillon, S., Vinh, V.D., Arfi, R., Panché, J.-Y., Mari, X., Van Thuoc, C., Torréton, J.-P., 2012. Seasonal variability of cohesive sediment aggregation in the Bach Dang–Cam Estuary, Haiphong (Vietnam). *Geo-Marine Letters* 32, 103–121.
- Li, D., Li, Y., Wang, Z., Wang, X., Li, Y., 2016. Quantitative, SEM-based shape analysis of sediment particles in the Yellow River. *International Journal of Sediment Research*. doi:10.1016/j.ijsrc.2016.05.006
- Li, K.Y., Coe, M.T., Ramankutty, N., Jong, R.D., 2007. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. *Journal of Hydrology* 337, 258–268. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.01.038.
- Liaw, A., Wiener, M., 2002. Classification and regression by randomForest. *R news* 2, 18–22.
- Lide, D., 1997. Physical and optical properties of minerals. *CRC Handbook of Chemistry and Physics* 4–130.
- Liu, X., Zhang, S., Li, X., 1983. The application of Landsat image in the surveying of water resources of Dongting Lake. Presented at the 3rd Asian Conference on Remote Sensing, Dacca, Bangladesh.
- Loisel, H., Mériaux, X., Berthon, J.-F., Poteau, A., 2007. Investigation of the optical backscattering to scattering 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.
- Loisel, H., Mériaux, X., Poteau, A., Artigas, L.F., Lubac, B., Gardel, A., Caillaud, J., Lesourd, S., 2009. Analyze of the inherent optical properties of French Guiana coastal waters for remote sensing applications. *Journal of Coastal Research* 1532–1536.

- Loisel, H., Morel, A., 2001. Non-isotropy of the upward radiance field in typical coastal (Case 2) waters. *International Journal of Remote Sensing* 22, 275–295.
- Loisel, H., Nicolas, J.-M., Sciandra, A., Stramski, D., Poteau, A., 2006. Spectral dependency of optical backscattering by marine particles from satellite remote sensing of the global ocean. *Journal of Geophysical Research* 111. doi:10.1029/2005JC003367.
- Loisel, H., Vantrepotte, V., Dessailly, D., Steinmetz, F., Han, B., 2016. Remote Sensing of Suspended Particulate Matter Variability of The Global Coastal Waters Over The Last Decade. Presented at the Environmental Science and Sustainable Development: International Conference on Environmental Science and Sustainable Development (ICESSD 2015), World Scientific, pp. 118–123.
- Long, C.M., Pavelsky, T.M., 2013. Remote sensing of suspended sediment concentration and hydrologic connectivity in a complex wetland environment. *Remote Sensing of Environment* 129, 197–209. doi:10.1016/j.rse.2012.10.019.
- Lorthiois, T., 2012. Dynamique des matières en suspension dans le panache du Rhône (Méditerranée occidentale) par télédétection spatiale “couleur de l’océan.” Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- Louis, J., Debaecker, V., Pflug, B., Main-Knorn, M., Bieniarz, J., Mueller-Wilm, U., Cadau, E., Gascon, F., 2016. Sentinel-2 Sen2Cor: L2A Processor for Users, in: *Proceedings Living Planet Symposium 2016*. Spacebooks Online, pp. 1–8.
- Ludwig, W., Probst, J.-L., 1998. River sediment discharge to the oceans; present-day controls and global budgets. *American Journal of Science* 298, 265–295.
- Ma, R., Ma, X., Dai, J., 2007. Hyperspectral feature analysis of chlorophyll a and suspended solids using field measurements from Taihu Lake, eastern China. *Hydrological Sciences Journal* 52, 808–824. doi:10.1623/hysj.52.4.808.
- Ma, R., Pan, D., Duan, H., Song, Q., 2009. Absorption and scattering properties of water body in Taihu Lake, China: backscattering. *International Journal of Remote Sensing* 30, 2321–2335. doi:10.1080/01431160802549385.
- Ma, R., Tang, J., Dai, J., Zhang, Y., Song, Q., 2006. Absorption and scattering properties of water body in Taihu Lake, China: absorption. *International Journal of Remote Sensing* 27, 4277–4304. doi:10.1080/01431160600851835.
- Majozi, N.P., Salama, M.S., Bernard, S., Harper, D.M., Habte, M.G., 2014. Remote sensing of euphotic depth in shallow tropical inland waters of Lake Naivasha using MERIS data. *Remote Sensing of Environment* 148, 178–189. doi:10.1016/j.rse.2014.03.025.
- Malvern Instruments Ltd., <http://www.malvern.com/>, Worcester, United Kingdom.

- Mangiarotti, S., Martinez, J.-M., Bonnet, M.-P., Buarque, D.C., Filizola, N., Mazzega, P., 2013. Discharge and suspended sediment flux estimated along the mainstream of the Amazon and the Madeira Rivers (from in situ and MODIS Satellite Data). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 21, 341–355.
- Marengo, J.A., 1995. Variations and change in South American streamflow. *Climatic Change* 31, 99–117.
- Martinelli, L.A., Victoria, R.L., Dematte, J.L.I., Richey, J., Devol, A., 1993. Chemical and mineralogical composition of Amazon River floodplain sediments, Brazil. *Applied Geochemistry* 8, 391–402.
- Martinez, J.-M., Espinoza-Villar, R., Armijos, E., Silva Moreira, L., 2015. The optical properties of river and floodplain waters in the Amazon River Basin: Implications for satellite-based measurements of suspended particulate matter. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 120, 1274–1287. doi:10.1002/2014JF003404.
- Martinez, J.M., Guyot, J.L., Filizola, N., Sondag, F., 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena* 79, 257–264. doi:10.1016/j.catena.2009.05.011.
- Masek, J.G., Isacks, B.L., Gubbels, T.L., Fielding, E.J., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *Journal of Geophysical Research- Solid Earth* 99 B7, 13941–13956.
- Matciak, M., Wojtasiewicz, B., 2011. Anomalous diffraction approach to the visible spectra of absorption by marine particles with power-law size distributions. *Journal of Marine Research* 69, 79–103.
- Maul, G.A., Gordon, H.R., 1976. On the use of the earth resources technology satellite (LANDSAT-1) in optical oceanography. *Remote Sensing of Environment* 4, 95–128.
- Mayer, L.M., Keil, R.G., Macko, S.A., Joye, S.B., Ruttenberg, K.C., Aller, R.C., 1998. Importance of suspended particulates in riverine delivery of bioavailable nitrogen to coastal zones. *Global Biogeochemical Cycles* 12, 573–579.
- McClain, C.R., 2009. A decade of satellite ocean color observations. *Annual Review of Marine Science* 1, 19–42.
- McKee, D., Piskozub, J., Röttgers, R., Reynolds, R.A., 2013. Evaluation and Improvement of an Iterative Scattering Correction Scheme for in situ Absorption and Attenuation Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30, 1527–1541. doi:10.1175/JTECH-D-12-00150.1.

- Meade, R.H., Dunne, T., Richey, J.E., Santos, U. de M., Salati, E., 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science* 228, 488–490.
- Medina, J., Camacho, E., Reca, J., López, R., Roldán, J., 1998. Determinization and analysis of Regional Evapotranspiration in southern Spain based on remote sensing and GIS. *Physics and Chemistry of the Earth* 23, 427–432.
- Mégard, F., 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society* 141, 893–900.
- Melack, J.M., Hess, L.L., Sippel, S., 1994. Remote sensing of lakes and floodplains in the Amazon Basin. *Remote Sensing Reviews* 10, 127–142.
- Mertes, L.A., Dunne, T., Martinelli, L.A., 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon river, Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 108, 1089–1107.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology* 1–21.
- Minella, J.P., Merten, G.H., Reichert, J.M., Clarke, R.T., 2008. Estimating suspended sediment concentrations from turbidity measurements and the calibration problem. *Hydrological Processes* 22, 1819–1830.
- Mishchenko, M.I., Travis, L.D., 1994. T-matrix computations of light scattering by large spheroidal particles. *Optics Communications* 109, 16–21.
- Mishra, D.R., 2014. Coastal Remote Sensing. *GIScience & Remote Sensing* 51, 115–119.
- Mobley, C.D., 1999. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Applied Optics* 38, 7442. doi:10.1364/AO.38.007442.
- Mobley, C.D., 1994. *Light and water: radiative transfer in natural waters*. Academic press.
- Molinier, M., Guyot, J.L., Callède, J., De Oliveira, E., Guimarães, V.S., Cudo, K.J., De Aquino, M.C., 1993. Hidrologia de la cuenca amazonica Brasileira: HIBAM primeros resultados sobre la cuenca del rio Madeira - términos del balance hídrico. Metodologia.
- Molinier, M., Guyot, J.-L., De Oliveira, E., Guimarães, V., 1996. Les regimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. *IAHS Publ.* 238, 209–222.
- Moore, G.F., Aiken, J., Lavender, S.J., 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. doi:10.1080/014311699212434.

- Moquet, J.-S., Crave, A., Viers, J., Seyler, P., Armijos, E., Bourrel, L., Chavarri, E., Lagane, C., Laraque, A., Casimiro, W.S.L., others, 2011. Chemical weathering and atmospheric/soil CO₂ uptake in the Andean and Foreland Amazon basins. *Chemical Geology* 287, 1–26.
- Moreira-Turcq, P., Seyler, P., Guyot, J.L., Etcheber, H., 2003. Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries. *Hydrological Processes* 17, 1329–1344. doi:10.1002/hyp.1287.
- Morel, A., 1974. Optical properties of pure water and pure sea water. *Optical aspects of oceanography* 1, 1–24.
- Morel, A., 1973. Diffusion de la lumière par les eaux de mer. Résultats expérimentaux et approche théorique. *Optics of the Sea* 61, 3–1.
- Morel, A., Ahn, Y.-H., 1991. Optics of heterotrophic nanoflagellates and ciliates: A tentative assessment of their scattering role in oceanic waters compared to those of bacterial and algal cells. *Journal of Marine Research* 49, 177–202.
- Morel, A., Ahn, Y.-H., 1990. Optical efficiency factors of free-living marine bacteria: Influence of bacterioplankton upon the optical properties and particulate organic carbon in oceanic waters. *Journal of Marine Research* 48, 145–175.
- Morel, A., Gentili, B., 2009. A simple band ratio technique to quantify the colored dissolved and detrital organic material from ocean color remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment* 113, 998–1011. doi:10.1016/j.rse.2009.01.008.
- Morel, A., Gentili, B., 1993. Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects. *Applied Optics* 32, 6864–6879.
- Morel, A., Huot, Y., Gentili, B., Werdell, P.J., Hooker, S.B., Franz, B.A., 2007. Examining the consistency of products derived from various ocean color sensors in open ocean (Case 1) waters in the perspective of a multi-sensor approach. *Remote Sensing of Environment* 111, 69–88. doi:10.1016/j.rse.2007.03.012.
- Morel, A., Maritorena, S., 2001. Bio-optical properties of oceanic waters- A reappraisal. *Journal of Geophysical research* 106, 7163–7180.
- Morel, A., Prieur, L., 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnology and oceanography* 22, 709–722.
- Moriarty, K.C., 1977. Clay minerals in Southeast Indian Ocean sediments, transport mechanisms and depositional environments. *Marine Geology* 25, 149–174.
- Morris, C.S., Gill, S.K., 1994. Variation of Great Lakes water levels derived from Geosat altimetry. *Water Resources Research* 30, 1009–1017.
- Mul, M., Obuobie, E., Appoh, R., Kankam-Yeboah, K., Bekoe-Obeng, E., Amisigo, B., Logah, F.Y., Ghansah, B., McCartney, M., 2015. Évaluation des ressources en eau

- du bassin de la Volta. IWMI Working Paper 166, International Water Management Institute (IWMI).
- Muller-Wilm, U., Louis, J., Richter, R., Gascon, F., Niezette, M., 2013. Sentinel-2 level 2A prototype processor: Architecture, algorithms and first results, in: Proceedings of the ESA Living Planet Symposium, Edinburgh, UK. pp. 9–13.
- Naidu, A., Mowatt, T., 1983. Sources and dispersal patterns of clay minerals in surface sediments from the continental-shelf areas off Alaska. *Geological Society of America Bulletin* 94, 841–854.
- Nanson, G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4, 459–486.
- Nanu, L., Robertson, C., 1990. Estimating suspended sediment concentrations from spectral reflectance data. *International Journal of Remote Sensing* 11, 913–920.
- Nechad, B., Ruddick, K.G., Park, Y., 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.
- Nechad, B., Dogliotti, A., Ruddick, K., Doxaran, D., 2016. Particulate backscattering and suspended matter concentration retrieval from remote-sensed turbidity in various coastal and riverine turbid waters, in: Proceedings of the Living Planet Symposium 2016.
- Nicholas, A.P., Ashworth, P.J., Sambrook Smith, G.H., Sandbach, S.D., 2013. Numerical simulation of bar and island morphodynamics in anabranching megarivers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 2019–2044. doi:10.1002/jgrf.20132.
- Oguntunde, P.G., Friesen, J., van de Giesen, N., Savenije, H.H.G., 2006. Hydroclimatology of the Volta River Basin in West Africa: Trends and variability from 1901 to 2002. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 31, 1180–1188. doi:10.1016/j.pce.2006.02.062.
- Opoku-Ankomah, Y., 1998. Volta Basin System Surface Water Resources in Water Resources Management Study. Information Building Block.
- O'Reilly, J.E., Maritorena, S., Mitchell, B.G., Siegel, D.A., Carder, K.L., Garver, S.A., Kahru, M., McClain, C., 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103, 24937–24953.
- Ouillon, S., 1998. Erosion et transport solide: ampleur et enjeux. *La Houille Blanche* 52–58.
- Ouillon, S., Douillet, P., Andréfouët, S., 2004. Coupling satellite data with in situ measurements and numerical modeling to study fine suspended-sediment

- transport: a study for the lagoon of New Caledonia. *Coral Reefs* 23, 109–122. doi:10.1007/s00338-003-0352-z.
- Ouillon, S., Douillet, P., Petrenko, A., Neveux, J., Dupouy, C., Froidefond, J.-M., Andréfouët, S., Muñoz-Caravaca, A., 2008. Optical Algorithms at Satellite Wavelengths for Total Suspended Matter in Tropical Coastal Waters. *Sensors* 8, 4165–4185. doi:10.3390/s8074165.
- Ouillon, S., Forget, P., Froidefond, J., Naudin, J.-J., 1997. Estimating suspended matter concentrations from SPOT data and from field measurements in the Rhone River plume. *Marine Technology Society Journal* 31 (2), 15-20.
- Pachauri, R.K., Mayer, L., Intergovernmental Panel on Climate Change (Eds.), 2014. Climate change 2014: synthesis report. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland.
- Palmer, S.C.J., Hunter, P.D., Lankester, T., Hubbard, S., Spyarakos, E., N. Tyler, A., Présing, M., Horváth, H., Lamb, A., Balzter, H., Tóth, V.R., 2015. Validation of Envisat MERIS algorithms for chlorophyll retrieval in a large, turbid and optically-complex shallow lake. *Remote Sensing of Environment* 157, 158–169. doi:10.1016/j.rse.2014.07.024.
- Papa, F., Bala, S.K., Pandey, R.K., Durand, F., Gopalakrishna, V.V., Rahman, A., Rossow, W.B., 2012. Ganga-Brahmaputra river discharge from Jason-2 radar altimetry: An update to the long-term satellite-derived estimates of continental freshwater forcing flux into the Bay of Bengal: Ganga-Brahmaputra discharge from JASON-2. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 117, n/a-n/a. doi:10.1029/2012JC008158.
- Parent, G., Zagré, N.-M., Ouédraogo, A., Guiguembé, T.R., 2002. Les grands hydro-aménagements au Burkina Faso contribuent-ils à l'amélioration des situations nutritionnelles des enfants? *Cahiers Agricultures* 11, 51–7.
- Park, E., Latrubesse, E.M., 2014. Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data. *Remote Sensing of Environment* 147, 232–242. doi:10.1016/j.rse.2014.03.013.
- Paul, F., Winsvold, S., Kääb, A., Nagler, T., Schwaizer, G., 2016. Glacier Remote Sensing Using Sentinel-2. Part II: Mapping Glacier Extents and Surface Facies, and Comparison to Landsat 8. *Remote Sensing* 8, 575. doi:10.3390/rs8070575.
- Pedinotti, V., 2013. Préparation à la mission SWOT (Surface Water Ocean Topography): Apport de l'altimétrie à large fauchée à la modélisation grande échelle des processus hydrologiques et hydrodynamiques en Afrique de l'Ouest, Thèse de doctorat, INPT.

- Peng, F., Effler, S.W., 2013. Spectral absorption properties of mineral particles in western Lake Erie: Insights from individual particle analysis. *Limnology and Oceanography* 58, 1775–1789. doi:10.4319/lo.2013.58.5.1775.
- Peng, F., Effler, S.W., O'Donnell, D., Perkins, M.G., Weidemann, A., 2007. Role of minerogenic particles in light scattering in lakes and a river in central New York. *Applied Optics* 46, 6577–6594.
- Peng, F., Effler, S.W., Pierson, D.C., Smith, D.G., 2009. Light-scattering features of turbidity-causing particles in interconnected reservoir basins and a connecting stream. *Water Research* 43, 2280–2292. doi:10.1016/j.watres.2009.02.018.
- Petr, T., 1986. The Volta river system, in: *The Ecology of River Systems*. Springer, pp. 163–199.
- Petrucci, B., Huc, M., Feuvrier, T., Ruffel, C., Hagolle, O., Lonjou, V., Desjardins, C., 2015. MACCS: Multi-Mission Atmospheric Correction and Cloud Screening tool for high-frequency revisit data processing. Presented at the SPIE Remote Sensing, International Society for Optics and Photonics, pp. 964307–964307.
- Petschick, R., Kuhn, G., Gingele, F., 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. *Marine Geology* 130, 203–229.
- Pinet, S., Lartiges, B., Martinez, J.-M., Ouillon, S., 2017 (Submitted). From SEM analysis to the mineralogical composition of suspended sediments in large river basins. *International Journal of Sediment Research*.
- Pinet, S., Martinez, J.M., Ouillon, S., Lartiges, B., Espinoza-Villar, R., 2017. Variability of apparent and inherent optical properties of sediment-laden waters in large river basins – lessons from in situ measurements and bio-optical modeling. *Optics express*, sous presse.
- Pokrovsky, O.S., Schott, J., 2002. Iron colloids/organic matter associated transport of major and trace elements in small boreal rivers and their estuaries (NW Russia). *Chemical Geology* 190, 141–179.
- Potes, M., Costa, M.J., Salgado, R., 2012. Satellite remote sensing of water turbidity in Alqueva reservoir and implications on lake modelling. *Hydrology and Earth System Sciences* 16, 1623–1633. doi:10.5194/hess-16-1623-2012.
- Preisendorfer, R.W., 1961. Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea. *Union of Geodetic Geophysical Institute Monograph*, Vol. 10, 11–30.

- Prieur, L., 1976. Transfer radiatif dans les eaux de mer. Application a la determination de parametres optiques caractkrisant leur teneur en substances dissoutcs et leur contenu en particules. Thèse de doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie.
- Qiu, Z., Sun, D., Hu, C., Wang, S., Zheng, L., Huan, Y., Peng, T., 2016. Variability of Particle Size Distributions in the Bohai Sea and the Yellow Sea. *Remote Sensing* 8, 949. doi:10.3390/rs8110949.
- Rast, M., Bezy, J., Bruzzi, S., 1999. The ESA Medium Resolution Imaging Spectrometer MERIS a review of the instrument and its mission. *International Journal of Remote Sensing* 20, 1681–1702.
- Regard, V., Lagnous, R., Espurt, N., Baby, P., Darrozes, J., Roddaz, M., Calderon, Y., Hermoza, W., 2009. Geomorphic evidence for recent uplift of the Fitzcarrald Arch (Peru): a response to the Nazca Ridge subduction. *Geomorphology* 107, 107–117.
- Reynolds, R.A., Stramski, D., Wright, V.M., Woźniak, S.B., 2010. Measurements and characterization of particle size distributions in coastal waters. *Journal of Geophysical Research* 115. doi:10.1029/2009JC005930.
- Richey, J.E., Nobre, C., Deser, C., 1989. Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. *Science* 246, 101–103.
- Ritchie, J.C., Cooper, C.M., 1988. Comparison of measured suspended sediment concentrations with suspended sediment concentrations estimated from Landsat MSS data. *International Journal of Remote Sensing* 9, 379–387.
- Robert, E., Grippa, M., Kergoat, L., Pinet, S., Gal, L., Cochonneau, G., Martinez, J.-M., 2016. Monitoring water turbidity and surface suspended sediment concentration of the Bagre Reservoir (Burkina Faso) using MODIS and field reflectance data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 52, 243–251. doi:10.1016/j.jag.2016.06.016.
- Robinson, M.C., Morris, K.P., Dyer, K.R., 1999. Deriving fluxes of suspended particulate matter in the Humber estuary, UK, using airborne remote sensing. *Marine Pollution Bulletin* 37, 155–163.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Hérail, G., 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters* 239, 57–78. doi:10.1016/j.epsl.2005.08.007.
- Rosgen, D.L., 1994. A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169–199.
- Röttgers, R., McKee, D., Utschig, C., 2014. Temperature and salinity correction coefficients for light absorption by water in the visible to infrared spectral region. *Optics Express* 22, 25093. doi:10.1364/OE.22.025093.

- Röttgers, R., Schönfeld, W., Kipp, P.-R., Doerffer, R., 2005. Practical test of a point-source integrating cavity absorption meter: the performance of different collector assemblies. *Applied optics* 44, 5549–5560.
- Rouse, H., 1938. *Fluid mechanics for hydraulic engineers*, chap. XI, McGraw-Hill.
- Ruhl, C.A., Schoellhamer, D.H., Stumpf, R.P., Lindsay, C.L., 2001. Combined Use of Remote Sensing and Continuous Monitoring to Analyse the Variability of Suspended-Sediment Concentrations in San Francisco Bay, California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53, 801–812. doi:10.1006/ecss.2000.0730.
- Safran, E.B., Bierman, P.R., Aalto, R., Dunne, T., Whipple, K.X., Caffee, M., 2005. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1007–1024. doi:10.1002/esp.1259.
- Saleh, K., Guigon, P., 2009. Caractérisation et analyse des poudres: Propriétés physiques des solides divisés. *Techniques de l'ingénieur. Génie des procédés*.
- Salomonson, V.V., Barnes, W., Montgomery, H., Ostrow, H., 1987. MODIS-Advanced facility instrument for studies of the earth as a system [Moderate Resolution Imaging Spectrometer]. In: *IGARSS '87, Ann Arbor, Digest. Volume 1*, 361–365.
- Sathyendranath, S., Morel, A., 1983. Light emerging from the sea—interpretation and uses in remote sensing, in: *Remote Sensing Applications in Marine Science and Technology*. Springer, pp. 323–357.
- Sathyendranath, S., Prieur, L., Morel, A., 1989. A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters. *International Journal of Remote Sensing* 10, 1373–1394.
- Schalles, J.F., 2006. Optical remote sensing techniques to estimate phytoplankton chlorophyll a concentrations in coastal, in: *Remote Sensing of Aquatic Coastal Ecosystem Processes*. Springer, pp. 27–79.
- Schmidt, G.W., 1972. Amounts of suspended solids and dissolved substances in the middle reaches of the Amazon over the course of one year (August, 1969–July, 1970). *Amazoniana* 3, 208–23.
- Schmidt, K.S., Skidmore, A.K., 2003. Spectral discrimination of vegetation types in a coastal wetland. *Remote Sensing of Environment* 85, 92–108. doi:10.1016/S0034-4257(02)00196-7.
- Selby, M.J., 1985. *Earth's changing surface: an introduction to geomorphology*. Oxford University Press.
- Shen, F., Verhoef, W., Zhou, Y., Salama, M.S., Liu, X., 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.
- Shen, F., Zhou, Y., Peng, X., Chen, Y., 2014. Satellite multi-sensor mapping of suspended particulate matter in turbid estuarine and coastal ocean, China. *International Journal of Remote Sensing* 35, 4173–4192. doi:10.1080/01431161.2014.916053.
- Siegel, D.A., Maritorena, S., Nelson, N.B., Hansell, D.A., Lorenzi-Kayser, M., 2002. Global distribution and dynamics of colored dissolved and detrital organic materials. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 107, 21-1-21–14. doi:10.1029/2001JC000965.
- Silva, T.S.F., Costa, M.P.F., Melack, J.M., Novo, E.M.L.M., 2008. Remote sensing of aquatic vegetation: theory and applications. *Environmental Monitoring and Assessment* 140, 131–145. doi:10.1007/s10661-007-9855-3.
- Singh, S.K., France-Lanord, C., 2002. Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 645–662.
- Sioli, H., 1957. Sedimentation im amazonasgebiet. *Geologische Rundschau* 45, 608–633.
- Sippel, S., Hamilton, S., Melack, J., 1992. Inundation area and morphometry of lakes on the Amazon River floodplain, Brazil. *Archiv für Hydrobiologie* 123, 385–400.
- Siswanto, E., Tang, J., Yamaguchi, H., Ahn, Y.-H., Ishizaka, J., Yoo, S., Kim, S.-W., Kiyomoto, Y., Yamada, K., Chiang, C., Kawamura, H., 2011. Empirical ocean-color algorithms to retrieve chlorophyll-a, total suspended matter, and colored dissolved organic matter absorption coefficient in the Yellow and East China Seas. *Journal of Oceanography* 67, 627–650. doi:10.1007/s10872-011-0062-z.
- Smith, L.C., 1997. Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: A review. *Hydrological Processes* 11, 1427–1439.
- Smith, L.C., Isacks, B.L., Bloom, A.L., Murray, A.B., 1996. Estimation of discharge from three braided rivers using synthetic aperture radar satellite imagery: Potential application to ungaged basins. *Water Resources Research* 32, 2021–2034.
- Snelder, T.H., Biggs, B.J., 2002. *Multiscale River Environment Classification for Water Resources Management* 1. Wiley Online Library.
- Snyder, W.A., Arnone, R.A., Davis, C.O., Goode, W., Gould, R.W., Ladner, S., Lamela, G., Rhea, W.J., Stavn, R., Sydor, M., others, 2008. Optical scattering and backscattering by organic and inorganic particulates in US coastal waters. *Applied Optics* 47, 666–677.

- Sondag, F., Guyot, J.-L., Moquet, J.S., Laraque, A., Adele, G., Cochonneau, G., Doudou, J.-C., Lagane, C., Vauchel, P., 2010. Suspended sediment and dissolved load budgets of two Amazonian rivers from the Guiana Shield: Maroni River at Langa Tabiki and Oyapock River at Saut Maripa (French Guiana). *Hydrological Processes* 24, 1433–1445.
- Stallard, R., Edmond, J., 1983. Geochemistry of the Amazon: 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 88, 9671–9688.
- Stramski, D., Babin, M., Wozniak, S.B., 2007. Variations in the optical properties of terrigenous mineral-rich particulate matter suspended in seawater. *Limnology and Oceanography* 52, 2418–2433.
- Stramski, D., Boss, E., Bogucki, D., Voss, K.J., 2004. The role of seawater constituents in light backscattering in the ocean. *Progress in Oceanography* 61, 27–56. doi:10.1016/j.pocean.2004.07.001.
- Stramski, D., Kiefer, D.A., 1991. Light scattering by microorganisms in the open ocean. *Progress in Oceanography* 28, 343–383.
- Stramski, D., Reynolds, R.A., Kahru, M., Mitchell, B.G., 1999. Estimation of particulate organic carbon in the ocean from satellite remote sensing. *Science* 285, 239–242.
- Stroud, J.R., Lesht, B.M., Schwab, D.J., Beletsky, D., Stein, M.L., 2009. Assimilation of satellite images into a sediment transport model of Lake Michigan. *Water Resources Research* 45, n/a–n/a. doi:10.1029/2007WR006747.
- Structurae Engineering Database, <https://www.structurae.net/>, Berlin, Germany.
- Stumpf, R.P., Culver, M.E., Tester, P.A., Tomlinson, M., Kirkpatrick, G.J., Pederson, B.A., Truby, E., Ransibrahmanakul, V., Soracco, M., 2003. Monitoring *Karenia brevis* blooms in the Gulf of Mexico using satellite ocean color imagery and other data. *Harmful Algae* 2, 147–160.
- Stumpf, R.P., Goldschmidt, P.M., 1992. Remote sensing of suspended sediment discharge into the western Gulf of Maine during the April 1987 100-year flood. *Journal of Coastal Research* 218–225.
- Sun, D., Li, Y., Wang, Q., Le, C., Huang, C., Shi, K., 2011. Development of optical criteria to discriminate various types of highly turbid lake waters. *Hydrobiologia* 669, 83–104. doi:10.1007/s10750-011-0652-1.
- Syvitski, J.P., Peckham, S.D., Hilberman, R., Mulder, T., 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology* 162, 5–24. doi:10.1016/S0037-0738(03)00232-X.

- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J., Green, P., 2005. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science* 308, 376–380. doi:10.1126/science.1109454.
- Tamrazyan, G.P., 1989. Global peculiarities and tendencies in river discharge and wash-down of the suspended sediments—the Earth as a whole. *Journal of Hydrology* 107, 113–131.
- Tang, S., Larouche, P., Niemi, A., Michel, C., 2013. Regional algorithms for remote-sensing estimates of total suspended matter in the Beaufort Sea. *International Journal of Remote Sensing* 34, 6562–6576. doi:10.1080/01431161.2013.804222.
- Tardy, Y., Bustillo, V., Roquin, C., Mortatti, J., Victoria, R., 2005. The Amazon. Biogeochemistry applied to river basin management. *Applied Geochemistry* 20, 1746–1829. doi:10.1016/j.apgeochem.2005.06.001.
- Thiéblemont, D., Garcin, M., Negrel, P., Cerdan, O., Le Cozannet, G., Planton, S., 2015. Variations récentes du climat à géologie. *Géosciences*, 6-17.
- Thiemann, S., Kaufmann, H., 2002. Lake water quality monitoring using hyperspectral airborne data—a semiempirical multisensor and multitemporal approach for the Mecklenburg Lake District, Germany. *Remote Sensing of Environment* 81, 228–237.
- Tilley, D.R., Ahmed, M., Son, J.H., Badrinarayanan, H., 2003. Hyperspectral reflectance of emergent macrophytes as an indicator of water column ammonia in an oligohaline, subtropical marsh. *Ecological Engineering* 21, 153–163. doi:10.1016/j.ecoleng.2003.10.004.
- Tomlinson, M.C., Wynne, T.T., Stumpf, R.P., 2009. An evaluation of remote sensing techniques for enhanced detection of the toxic dinoflagellate, *Karenia brevis*. *Remote Sensing of Environment* 113, 598–609. doi:10.1016/j.rse.2008.11.003.
- Torbick, N., Hession, S., Hagen, S., Wiangwang, N., Becker, B., Qi, J., 2013. Mapping inland lake water quality across the Lower Peninsula of Michigan using Landsat TM imagery. *International Journal of Remote Sensing* 34, 7607–7624. doi:10.1080/01431161.2013.822602.
- Topliss, B., Almos, C., Hill, P., 1990. Algorithms for remote sensing of high concentration, inorganic suspended sediment. *International Journal of Remote Sensing* 11, 947–966.
- Trees, C.C., Kennicutt, M.C., Brooks, J.M., 1985. Errors associated with the standard fluorimetric determination of chlorophylls and phaeopigments. *Marine Chemistry* 17, 1–12.

- Tricart, J.L.F., 1977. Types de lits fluviaux en Amazonie brésilienne. *Annales de Géographie* 86, 1–54. doi:10.3406/geo.1977.17567.
- TriOS Optical Sensors GmbH, <http://www.trios.de/>, Rastede, Germany.
- Twardowski, M.S., Boss, E., Macdonald, J.B., Pegau, W.S., Barnard, A.H., Zaneveld, J.R.V., 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.
- Tyler, J.E., Smith, R.C., 1970. Measurements of spectral irradiance underwater. Gordon & Breach Publishing Group.
- USGS, United States Geological Survey, <https://www.usgs.gov/>, Reston, Virginia, USA.
- Van de Hulst, H.C., 1957. Light scattering by small particles. Courier Corporation.
- Vantrepotte, V., Mélin, F., 2011. Inter-annual variations in the SeaWiFS global chlorophyll a concentration (1997–2007). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 58, 429–441. doi:10.1016/j.dsr.2011.02.003.
- Vermote, E., Justice, C., Claverie, M., Franch, B., 2016. Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product. *Remote Sensing of Environment* 185, 46–56. doi:10.1016/j.rse.2016.04.008.
- Verstraeten, G., Poesen, J., 2000. Estimating trap efficiency of small reservoirs and ponds: methods and implications for the assessment of sediment yield. *Progress in Physical Geography* 24, 219–251. doi:10.1177/030913330002400204.
- Villar, R.E., 2013. Suivi de la dynamique spatiale et temporelle des flux sédimentaires dans le bassin de l'Amazone à partir d'images satellite. Thèse de doctorat, Université Paul-Sabatier
- Villar, R.E., Martinez, J.-M., Guyot, J.-L., Fraizy, P., Armijos, E., Crave, A., Bazán, H., Vauchel, P., Lavado, W., 2012. The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. *Journal of Hydrology* 444–445, 221–228. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.04.024.
- Villar, R.E., Martinez, J.-M., Le Texier, M., Guyot, J.-L., Fraizy, P., Meneses, P.R., de Oliveira, E., 2013. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *Journal of South American Earth Sciences* 44, 45–54.
- Vinciková, H., Hanuš, J., Pechar, L., 2015. Spectral reflectance is a reliable water-quality estimator for small, highly turbid wetlands. *Wetlands Ecology and Management* 23, 933–946. doi:10.1007/s11273-015-9431-5.

- Vörösmarty, C.J., 2000. Global Water Resources: Vulnerability from Climate Change and Population Growth. *Science* 289, 284–288. doi:10.1126/science.289.5477.284.
- Vörösmarty, C.J., Askew, A., Grabs, W., Barry, R., Birkett, C., Döll, P., Goodison, B., Hall, A., Jenne, R., Kitaev, L., 2001. Global water data: A newly endangered species. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 82, 54–58.
- Vos, R., Hakvoort, J.H., Jordans, R.W., Ibelings, B., 2003. Multiplatform optical monitoring of eutrophication in temporally and spatially variable lakes. *Science of the Total Environment* 312, 221–243. doi:10.1016/S0048-9697(03)00225-0.
- Walling, D.E., Moorehead, P., 1989. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment: an overview, in: *Sediment/Water Interactions*. Springer, pp. 125–149.
- Walling, D.E., Owens, P.N., Waterfall, B.D., Leeks, G.J., Wass, P.D., 2000. The particle size characteristics of fluvial suspended sediment in the Humber and Tweed catchments, UK. *Science of the Total Environment* 251, 205–222.
- Walling, D.E., Webb, B., 1988. The reliability of rating curve estimates of suspended sediment yield: some further comments. IN: *Sediment Budgets*. IAHS Publication 174, 337–350.
- Wang, J.-J., Lu, X.X., 2010. Estimation of suspended sediment concentrations using Terra MODIS: An example from the Lower Yangtze River, China. *Science of the Total Environment* 408, 1131–1138. doi:10.1016/j.scitotenv.2009.11.057.
- Washner, M., Müller, C., Stein, R., Ivanov, G., Levitan, M., Shelekhova, E., Tarasov, G., 1999. Clay-mineral distribution in surface sediments of the Eurasian Arctic Ocean and continental margin as indicator for source areas and transport pathways—a synthesis. *Boreas* 28, 215–233.
- Wass, P., Marks, S., Finch, J., Leeks, G.J., [xdot] L., Ingram, J., 1997. Monitoring and preliminary interpretation of in-river turbidity and remote sensed imagery for suspended sediment transport studies in the Humber catchment. *Science of the Total Environment* 194, 263–283.
- Waterman, P.C., 1971. Symmetry, unitarity, and geometry in electromagnetic scattering. *Physical Review D* 3, 825.
- Wauchope, R., 1978. The pesticide content of surface water draining from agricultural fields—a review. *Journal of Environmental Quality* 7, 459–472.
- Weng, P., Sánchez-Pérez, J.M., Sauvage, S., Vervier, P., Giraud, F., 2003. Assessment of the quantitative and qualitative buffer function of an alluvial wetland: hydrological modelling of a large floodplain (Garonne River, France). *Hydrological Processes* 17, 2375–2392. doi:10.1002/hyp.1248.

- WET Labs Inc., <http://wetlabs.com/>.
- Whitlock, C.H., Poole, L.R., Usry, J.W., Houghton, W.M., Witte, W.G., Morris, W.D., Gurganus, E.A., 1981. Comparison of reflectance with backscatter and absorption parameters for turbid waters. *Applied Optics* 20, 517–522.
- Wielaard, D.J., Mishchenko, M.I., Macke, A., Carlson, B.E., 1997. Improved T-matrix computations for large, nonabsorbing and weakly absorbing nonspherical particles and comparison with geometrical-optics approximation. *Applied Optics* 36, 4305–4313.
- Williams, G.P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology* 111, 89–106.
- Wollschläger, J., Grunwald, M., Röttgers, R., Petersen, W., 2013. Flow-through PSICAM: a new approach for determining water constituents absorption continuously. *Ocean Dynamics* 63, 761–775. doi:10.1007/s10236-013-0629-x.
- Wollschläger, J., Röttgers, R., Petersen, W., Wiltshire, K.H., 2014. Performance of absorption coefficient measurements for the in situ determination of chlorophyll-a and total suspended matter. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 453, 138–147.
- Woodward, J., Walling, D., 2007. Composite suspended sediment particles in river systems: their incidence, dynamics and physical characteristics. *Hydrological processes* 21, 3601–3614.
- Woźniak, S.B., Stramski, D., 2004. Modeling the optical properties of mineral particles suspended in seawater and their influence on ocean reflectance and chlorophyll estimation from remote sensing algorithms. *Applied Optics* 43, 3489–3503.
- Wu, G., Cui, L., He, J., Duan, H., Fei, T., Liu, Y., 2013. Comparison of MODIS-based models for retrieving suspended particulate matter concentrations in Poyang Lake, China. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 24, 63–72. doi:10.1016/j.jag.2013.03.001.
- Wu, L., Hasekamp, O., van Dierendonck, B., Cairns, B., Yorks, J.E., Chowdhary, J., 2016. Passive remote sensing of aerosol layer height using near-UV multiangle polarization measurements: aerosol layer height retrieval. *Geophysical Research Letters* 43, 8783–8790. doi:10.1002/2016GL069848.
- Wynne, T.T., Stumpf, R.P., Richardson, A.G., 2006. Discerning resuspended chlorophyll concentrations from ocean color satellite imagery. *Continental Shelf Research* 26, 2583–2597. doi:10.1016/j.csr.2006.08.003.

- Zakharova, E.A., Kouraev, A.V., Cazenave, A., Seyler, F., 2006. Amazon River discharge estimated from TOPEX/Poseidon altimetry. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 188–196. doi:10.1016/j.crte.2005.10.003.
- Zaneveld, J.R.V., Kitchen, J.C., Moore, C.C., 1994. Scattering error correction of reflecting-tube absorption meters. Presented at the Ocean Optics XII, International Society for Optics and Photonics, pp. 44–55.
- Zibordi, G., Ferrari, G., 1995. Instrument self-shading in underwater optical measurements: experimental data. *Applied Optics* 34, 2750–2754.
- Zoloratev, V., Demin, A., 1977. Optical constants of water over a broad range of wavelengths, 0.1 μ m to 1 μ m. *Optics and Spectroscopy* 43, 157–161.
- Zwieterm, P.A.M., Kolding, C., Brummett, J., Valbo-Jorgensen, R. (Editors), 2011. Review of tropical reservoirs and their fisheries: the cases of Lake Nasser, Lake Volta and Indo-Gangetic Basin reservoir. FAO Technical Paper 557, Rome, 148 pp.

Symboles, acronymes & figures

1. Liste des symboles

Symbole	Définition	Unité
a	Coefficient d'absorption ⁽¹⁾	m ⁻¹
a*	Coefficient d'absorption spécifique ⁽¹⁾	m ² .g ⁻¹
A	Facteur d'absorption	adimensionné
A'	Axe majeur d'une ellipse	µm
α	Constante de concentration en colloïdes	adimensionné
b	Coefficient de diffusion	m ⁻¹
b*	Coefficient de diffusion spécifique	m ² .g ⁻¹
b _b	Coefficient de rétrodiffusion	m ⁻¹
b _b *	Coefficient de rétrodiffusion spécifique	m ² .g ⁻¹
b _f	Coefficient de diffusion vers l'avant	m ⁻¹
B	Facteur de diffusion	adimensionné
B'	Axe mineur d'une ellipse	µm
β	Section efficace de diffusion	m ⁻¹ .sr ⁻¹
$\tilde{\beta}$	Fonction de phase de diffusion	sr ⁻¹
γ	Pente de la loi de Pareto	adimensionné
c	Coefficient d'atténuation	m ⁻¹
c	Vitesse de la lumière	m.s ⁻¹
[c]	Concentration	mg.l ⁻¹
C	Coefficient de sphéricité	adimensionné
C _a	Section efficace moyenne d'absorption	m ²
C _b	Section efficace moyenne de diffusion	m ²
C _{bb}	Section efficace moyenne de rétrodiffusion	m ²
d	Longueur du chemin optique	m
D	Diamètre	µm
Deq	Diamètre équivalent sphérique	µm
D ₅₀	Diamètre médian	µm
DIA/Q	Stress hydrique relatif	adimensionné
e	Energie lumineuse	J
E	Eclairement ou irradiance ⁽²⁾	W.m ⁻² .nm ⁻¹
E ₀	Irradiance scalaire ⁽²⁾	W.m ⁻² .nm ⁻¹
ε	Erreur de mesures du self-shading effect	adimensionné
f	Facteur de réflexion spéculaire	adimensionné
f'	Facteur environnemental	adimensionné
G	Section efficace géométrique moyenne	m ²
G'	Contribution de la diffusion à l'atténuation	adimensionné
h	Constante de Planck	J.s
J	Coefficient de Junge	adimensionné

J_0	Coefficient de Junge entre 0.1 et 1 μm	adimensionné
J_1	Coefficient de Junge entre 1 et 10 μm	adimensionné
J_2	Coefficient de Junge entre 10 et 100 μm	adimensionné
K	Constante de concentration en particules	adimensionné
K_d	Coefficient d'atténuation diffuse de l'irradiance descendante	m^{-1}
K_{Lu}	Coefficient d'atténuation diffuse de la radiance montante	m^{-1}
K_u	Coefficient d'atténuation diffuse de l'irradiance montante	m^{-1}
κ	Facteur de correction du self-shading effect	adimensionné
L	Luminance ou radiance ⁽²⁾	$\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{nm}^{-1}$
λ	Longueur d'onde de la lumière	nm
m	Masse	mg
$\bar{\mu}$	Cosinus moyen ⁽²⁾	adimensionné
n'	Indice de réfraction (partie imaginaire)	adimensionné
n	Indice de réfraction (partie réelle)	adimensionné
N	Nombre de particules	adimensionné
ν	Fréquence des oscillations de la lumière	s^{-1}
P	Périmètre	μm
r	Rayon	m
$\bar{r}$	Coefficient de Fresnel de réflectance de l'irradiance montante	adimensionné
R	Réflectance irradiance	adimensionné
R_{rs}	Réflectance télédétectée	sr^{-1}
R_s	Réflectance de surface	adimensionné
R_{sse}	Rapport d'irradiances du self-shading effect	adimensionné
ρ	Coefficient de Fresnel de réflectance de la radiance montante	adimensionné
ρ'	Densité des particules	adimensionné
$\bar{\rho}$	Coefficient de Fresnel de réflexion de l'irradiance descendante	adimensionné
S	Surface	μm^2
Q	Débit	$\text{m}^3.\text{s}^{-1}$
Q_a	Facteur d'efficacité d'absorption (particule individuelle)	adimensionné
$\bar{Q}_a$	Facteur d'efficacité d'absorption (population de particules)	adimensionné
Q_b	Facteur d'efficacité de diffusion (particule individuelle)	adimensionné
$\bar{Q}_b$	Facteur d'efficacité de diffusion (population de particules)	adimensionné
Q_{bb}	Facteur d'efficacité de rétrodiffusion (particule individuelle)	adimensionné
$\bar{Q}_{bb}$	Facteur d'efficacité de rétrodiffusion (population de particules)	adimensionné
Q_c	Facteur d'efficacité d'atténuation	adimensionné
$Q\text{-factor}$	Facteur d'anisotropie	sr
σ	Ecart-type	adimensionné
t	Coefficient de transmission	m^{-1}
T	Facteur de transmission	adimensionné
θ	Angle polaire	rad
ν	Facteur de conversion logarithmique	adimensionné
V	Volume	m^3
x	Rapport longueur d'ondes - taille de particule	adimensionné

z	Profondeur	m
Φ	Rayonnement ⁽³⁾	W.nm ⁻¹
ϕ	Angle azimutal	rad
ω	Albédo	adimensionné

(1) Les coefficients d'absorptions et d'absorptions spécifiques peuvent être accompagnés des marqueurs _{TOT}, _{CDOM}, _{PHY}, _{WATER}, ou _{NAP}, pour désigner les propriétés optiques totales, du CDOM, du phytoplancton, de l'eau ou des particules non-algales, respectivement.

(2) Les cosinus moyens, les radiances et les irradiances montants sont indexés par un « u » et descendants par un « d ».

2. Liste des acronymes

6SV	: Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum Vectorial
AC-9	: Absorption and attenuation meter
ADCP	: Acoustic Doppler Current Profiler
AMMA-	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de
CATCH	: l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
ANA	: Agência Nacional de Águas
AOP	: Apparent Optical Property
AR	: Aspect Ratio
CDOM	: Colored Dissolved Organic Matter
Chl-a	: Chlorophylle-a
CNES	: Centre National d'Etudes Spatiales
CPRM	: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CZCS	: Coastal Zone Color Scanner
DIA	: Domestic Industrial and irrigated Agriculture
DLS	: Dynamic Light Scattering
DOC	: Dissolved Organic Carbon
EDXS	: Energy Dispersive X-ray Spectroscopy
ENVISAT	: ENVIronment SATellite
ERS	: European Remote Sensing
ESA	: European Space Agency
FAO UN	: Food and Agriculture Organization of the United Nations
FORTTRAN	: FORMula TRANslator
ICAM	: Integrating Cavity Absorption Meter
ICP-AES	: Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy
ICP-MS	: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
IOP	: Inherent Optical Property
IRD	: Institut de Recherche pour le Développement
JAXA	: Japan Aerospace eXploration Agency
LaSRC	: Landsat Surface Reflectance Code
LIBD	: Laser Induced Breakdown Detection
MACCS	: Multi-mission Atmospheric Corrections and Cloud Screening tool
MEB	: Microscopie Electronique à Balayage
MERIS	: MEdium Resolution Imaging Spectrometer
MES	: Matière En Suspension
MET	: Microscopie Electronique à Transmission
MMP	: Meerhoff Mie Program

MNB : Mean Normalized Bias
 MNDWI : Modified Normalized Difference Water Index
 MODIS : MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer
 MSDA-XE : Multi Sensor Data Acquisition - eXtended Edition
 MSI : Multi Spectral Imager
 MUSCATE : MUlti Satellite multi-CApteurs pour des données multi-TEmporelles
 NAP : Non-Algal Particle
 NASA : National Aeronautics and Space Administration
 NIR : Near Infra-Red
 NTU : Nephelometric Turbidity Unit
 OAC : Optically Active Components
 OLI : Operational Land Imager
 OMS : Organisation Mondiale de la Santé
 OSCAR : Online hyperSpectral Cavity Absorption meteR
 PAM : Partitioning Around Medoids
 PHY : Phytoplankton
 PNTS : Programme National de Télédétection Spatiale
 POC : Particulate Organic Carbon
 PSD : Particle Size Distribution
 PSICAM : Point Source Integrating Cavity Absorption Meter
 RMSE : Root Mean Squared Error
 ROSCOSMOS : Entreprise d'état pour les activités spatiales russes
 Rrs : Remote Sensing Reflectance
 Rs : Surface Reflectance
 SDD : Silicon Drift Detector
 SeaWIFS : Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
 SEM : Scanning Electron Microscopy
 SNO-HYBAM : Service National d'Observation HYBAM
 SPC : Single Particle Counting
 SPOT : Satellites Pour l'Observation de la Terre
 SRF : Spectral Response Function
 SSC : Suspended Sediment Concentration
 SWIR : Short Wavelength Infra-Red
 TEM : Transmission Electron Microscopy
 TRMM : Tropical Rainforest Measuring Mission
 UFF : Universidade Federal Fluminense
 UMR CESBIO : Unité Mixte de Recherche Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère
 :
 UMR GET : Unité Mixte de Recherche Géosciences Environnement Toulouse

UMR LOG : Unité Mixte de Recherche Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences

UMS : Unité Mixte de Service

USGS : United States Geological Survey

UTM : Universal Transverse Mercator

3. Liste des figures

Introduction

Figure 1 – Représentation schématique d'un bassin versant. -----	12
Figure 2 – Les 10 plus importants débits moyens du monde (diagramme en bâton) et longueurs associées des fleuves, de la source à l'exutoire (ligne en pointillés). -----	14
Figure 3 – Disponibilité en eau par habitant au regard de la demande agricole, industrielle et domestique (DIA/Q). -----	15
Figure 4 – Evolution des précipitations annuelles globales entre 1951 et 2010. -----	16
Figure 5 – Deux images satellites illustrant la diversité des couleurs des eaux côtières et océaniques : (à gauche) image ENVISAT au-dessus de la péninsule de Crimée ; (à droite) image LANDSAT au-dessus de l'archipel des Bermudes. -----	20
Figure 6 – Relations entre propriétés optiques apparentes (en haut, réflectances télédétectées R_{rs} à 850 nm ; en bas, coefficients d'atténuation diffuse de la lumière descendante K_d à 670 nm) et concentrations en MES dans l'Amazonie. -----	23
Figure 7 – Comparaison de séries temporelles (période 2000-2011) de concentrations en MES issues de données satellites et de prélèvements sur le terrain. Observations au niveau de 2 stations situées sur le fleuve Madeira : a) station Porto Velho (PV, Rondônia, Brésil), et b) station Fazenda Vista Alegre (FVA, Amazonas, Brésil). -----	24
Figure 8 – Données de réflectances télédétectées R_{rs} , (x10000) provenant d'images satellite MODIS en fonction des concentrations en MES. -----	25
Figure 9 – Architecture initiale autour de laquelle le projet de thèse a été bâti. Le premier niveau fait appel aux données collectées sur le terrain, le deuxième niveau à une modélisation du transfert radiatif, le troisième à une exploitation de données satellite. -----	27

Chapitre I – Contexte scientifique & état de l'art

Figure 10 – Les principes de réflexion et de réfraction à l'interface entre deux milieux d'indices de réfraction n_a et n_w différents. Le rayon incident est partiellement réfléchi et partiellement réfracté lors de son passage dans le second milieu. -----	33
Figure 11 - Variations angulaire de la diffusion Rayleigh illustrée par la section efficace de diffusion $\beta(\theta ; \lambda)$ d'un échantillon d'eau pure exprimée en $m^{-1}.sr^{-1}$ par rapport à un rayonnement de 550 nm de longueur d'onde. -----	34
Figure 12 – Comparaison des résultats de simulations de distributions angulaires de diffusion basés sur la théorie de Mie (Ashley & Cobb, 1958), ou basés sur les principes de transmission, réflexion, et diffraction de la lumière (Hodkinson & Greenleaves, 1963). -----	35
Figure 13 – Les principes de transmission, de diffusion et d'absorption lorsqu'un rayon incident Φ_i rencontre une particule. Le rayon incident Φ_i est partiellement réfracté en un rayon et est diffusé vers le milieu d'origine en un rayon Φ_s . Au sein de la particule également, une fraction Φ_a du rayonnement est absorbée et une autre Φ_t est transmise. -----	37
Figure 14 – Représentation schématique des appareils de mesures a) d'irradiance plane $E(\lambda)$, b) de radiance $L(\lambda)$ et c) d'irradiance scalaire $E_0(\lambda)$. -----	42

Figure 15 – Représentation schématique d'un spectrophotomètre à cavité rectiligne de type AC-9 (WET Labs Inc.).	43
Figure 16 – Représentation schématique d'un spectrophotomètre à cavité intégratrice mesurant l'absorption PSICAM.	44
Figure 17 – Représentation schématique d'un transmissiomètre.	45

Chapitre II – Acquisitions de données et méthodes

Figure 18 – Carte du réseau hydrologique principal du bassin amazonien.	54
Figure 19 – Débits mensuels moyens mesurés au niveau de 3 stations amazoniennes du réseau du service d'observation HYBAM au Brésil entre 2005 et 2010.	57
Figure 20 – Les projets de barrage hydro-électriques du bassin Amazonien notamment dans la partie Andine.	58
Figure 21 – Carte du réseau hydrologique principal du bassin de la Volta.	59
Figure 22 – Caractéristiques géo-hydrologiques des quatre sous-ensembles du bassin versant de la Volta.	60
Figure 23 – Trois régimes climatiques interviennent dans le bassin de la Volta. La distribution uni-modale (courbe en pointillés) représente la partie Nord du bassin ; la distribution bimodale à deux pics de mêmes intensités (courbe noire) représente la partie centrale du bassin ; la distribution bimodale avec un pic de précipitations plus important que le second (courbe grise) représente la partie Sud du bassin de la Volta.	61
Figure 24 – La barrage d'Akosombo au Sud-Est du Ghana formant le lac Volta.	63
Figure 25 – Le collecteur d'eau de l'observatoire HYBAM pour les échantillonnages en profondeur en Amazonie.	64
Figure 26 – Image réalisée par microscopie électronique à balayage (grossissement x400) sur un échantillon amazonien de surface.	65
Figure 27 – Image réalisée par microscopie électronique à transmission sur un échantillon amazonien de surface. La matière colloïdale est piégée au sein des regroupements des billes de latex.	66
Figure 28 – Représentation schématique du fonctionnement d'un granulomètre à diffraction laser. 1-Emetteur de faisceau laser bleu ; 2-Emetteur de faisceau laser rouge ; 3-Cellule où se trouve l'échantillon à analyser ; 4-Cellules réceptrices des rayons laser diffractés vers l'arrière et sur les côtés ; 5-Cellule réceptrice pour les faibles angles de diffraction ; 6-Miroir réfléchissant.	67
Figure 29 – Distribution volumétrique par classes de diamètre de particules en solution mesurée par granulométrie laser. La courbe noire représente une distribution uni-modale centrée autour de 5 μm d'un échantillon amazonien. La courbe en pointillés représente une distribution bimodale centrée autour de 1 et de 8 μm d'un échantillon du bassin de la Volta.	68
Figure 30 – Capteurs hyperspectraux TriOS-RAMSES, TriOS-OSCAR et TriOS-VIPER : de gauche à droite, un capteur de radiance $L(\lambda)$, un capteur d'irradiance $E(\lambda)$, un capteur d'irradiance scalaire $E_0(\lambda)$, une cavité intégratrice d'une source ponctuelle mesurant l'absorption $a(\lambda)$ (PSICAM), et un spectrophotomètre mesurant l'atténuation $c(\lambda)$.	70
Figure 31 – Dispositif expérimental permettant l'acquisition de réflectances télédétectées au-dessus de la surface de l'eau.	72

Figure 32 – Dispositif permettant d'utiliser les radiomètres au sein de la colonne d'eau. -----	73
Figure 33 – Dispositif de mesures des absorptions totales $a_{TOT}(\lambda)$ par le radiomètre TriOS-OSCAR lors des campagnes d'échantillonnages. -----	75
Figure 34 – Jaugeage réalisé par ADCP sur une section amazonienne. Les intensités de rétrodiffusion illustrent la présence de matières en suspension. -----	77

Chapitre III – Résultats : de la particule au satellite

Figure 35 – Localisations des différentes stations d'échantillonnages visitées lors de la campagne d'Avril 2014. -----	83
Figure 36 – Localisations des différentes stations d'échantillonnages visitées lors de la campagne de Décembre 2014. -----	84
Figure 37 – Localisations des différentes stations d'échantillonnages visitées lors de la campagne de Juillet-Août 2015 sur le lac de Bagré, Burkina Faso. -----	85
Figure 38 – Répartition minéralogique (en %) suivant 15 groupes pour les 29 stations de prélèvements analysées en microscopie électronique à balayage. -----	88
Figure 39 – Compositions minéralogiques déterminées pour 2 stations du fleuve Solimões et 2 stations du fleuve Madeira en périodes de crue (Mars 2013) et de montée de crue (Décembre 2014). -----	90
Figure 40 – Réflectances télédéteectées R_{rs} à 850 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (388 mesures). ----	92
Figure 41 – Coefficients d'atténuation diffuse de la lumière descendante K_d à 670 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (187 mesures). -----	93
Figure 42 – Coefficients d'absorption de la matière particulaire $a_{NAP}(\lambda)$ à 550 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (174 mesures). Les mesures intègrent des prélèvements dans la colonne d'eau dans le cas de l'Amazonie et du Madeira (profondeur supérieure à 30 mètres). -----	93
Figure 43 – Coefficients d'absorption spécifique de la matière particulaire $a_{NAP}^*(\lambda)$ à 550 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (174 mesures). Les mesures intègrent des prélèvements dans la colonne d'eau dans le cas de l'Amazonie et du Madeira (profondeur supérieure à 30 mètres). -	94
Figure 44 – Pourcentage de Carbone organique particulaire (POC) en fonction du coefficient d'absorption spécifique de la matière particulaire $a_{NAP}(\lambda)$ à 550 nm. -----	95
Figure 45 – Coefficients d'absorption de la matière dissoute $a_{CDOM}(\lambda)$ à 550 nm en fonction des concentrations en MES pour l'ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (174 mesures). Les mesures intègrent des prélèvements dans la colonne d'eau dans le cas de l'Amazonie et du Madeira (profondeur supérieure à 30 mètres). -----	96
Figure 46 – Représentation schématique du <i>self-shading effect</i> intervenant lors de prises de mesures radiométriques dans l'eau. -----	97
Figure 47 – Ensemble des valeurs de D_{50} obtenues par granulométrie laser. -----	98
Figure 48 – Pentas de Junge J pour les particules de diamètre supérieur à 1 μm . -----	99
Figure 49 – Pentas de Junge pour différentes gammes de classes de tailles de particules (J_0 , J_1 et J_2) en fonction des concentrations en MES sur les échantillons de surface prélevés sur le lac	

de Bagré en Août 2015. -----	101
Figure 50 – Les paramètres d’entrées du modèle MMP tels que fournis à l’utilisateur. -----	103
Figure 51 – Comparaison des résultats de Stramski & Kiefer (1991) (à gauche) avec nos simulations (à droite) en termes de contributions des classes de tailles de particules à la diffusion. -----	105
Figure 52 – Comparaison des résultats de Stramski & Kiefer (1991) (à gauche) avec nos simulations (à droite) en termes de contributions des classes de tailles de particules à la rétrodiffusion. -----	105
Figure 53 – Comparaison des résultats de Stramski & Kiefer (1991) (à gauche) avec nos simulations (à droite) en termes de facteurs d’efficacité de diffusion Q_b et de rétrodiffusion Q_{bb} . -----	106
Figure 54. – Variations spectrales moyennes de la partie imaginaire n' de l’indice de réfraction. La courbe ‘Amazon 1’ représente les valeurs obtenues pour le fleuve Solimões et le fleuve Madeira en période de pic de crue ; ‘Amazon 2’ représente le fleuve Madeira en période de montée de crue ; ‘Volta 1’ représente les stations amont du lac de Bagré ; ‘Volta 2’ représente les stations aval du lac de Bagré. -----	109
Figure 55 – Comparaison des coefficients de détermination R^2 obtenus pour 12 algorithmes d’inversion entre réflectances (mesurées ou simulées) et concentrations en MES (SSC, en $mg.l^{-1}$). Les résultats en gras correspondent aux modèles d’inversion les plus performants. -----	111
Figure 56 – Rapport de bandes entre les réflectances télédéteectées R_{rs} à 850 et 670 nm en fonction des concentrations en MES pour l’ensemble des campagnes de mesures des différents bassins versants (388 mesures). -----	112
Figure 57 – Comparaison entre concentrations en MES observées in situ et estimées à partir de l’inversion de R_{rs} (681) pour les concentrations inférieures à $100 mg.l^{-1}$ (a), ou à partir du rapport $R_{rs}(850)/R_{rs}(670)$ pour les concentrations supérieures à $100 mg.l^{-1}$ (b). -----	113

Chapitre IV – Minéralogie des particules en suspension

Figure 58 – Imaging procedure and data processing from SEM micrographs of suspended particles: (left) image used in grain size analysis and (right) the same image with the particles analyzed by EDXS and manually tagged using green numbers. -----	123
Figure 59 – Location of the sampling stations in the Amazon River Basin. -----	124
Figure 60 – Description of the sampling stations analyzed in this study – Ni stands for the number of SEM images, and Np for the number of particles analyzed by the machine learning process – Samples used for the PAM classification and the randomForest training are marked with *. -----	125
Figure 61 – Mean values and standard deviations of the elementary contents (in %) of each group representing 99% of the bulk particle composition and built from the unsupervised PAM classification of 6366 suspended particles. -----	126
Figure 62 – The classification tree resulting of the randomForest process and the splitting criterion used to separate the dataset at each node of the tree. Bold numbers on the terminal nodes represent the corresponding classification group. -----	127
Figure 63 – Example of a confusion matrix between the different groups classified by the PAM and the randomForest machine learning. -----	128
Figure 64 – Distribution of the mineralogical groups from 1 to 15 at 3 different stations on the	

Solimões River sampled in a) March 2013, c) April 2014 and d) December 2014, and a Madeira River station b) also sampled in March 2013. -----	129
Figure 65 – Grain size distribution of the particles analyzed by SEM: a) histogram of the calculated equivalent diameters; b) particle number/size distribution at each sampling station (for $D > 1 \mu\text{m}$); c) corresponding J Junge's distribution exponent values at various depth (black and white triangles represent Manacapuru station sampled in 2013 and 2014, respectively. Black and white circles represent Fonte Boa station and Itapeua station, respectively. Black and white squares represent Belem station and Careiro station, respectively). -----	131
Figure 66 – Two SEM images (x400 magnification) corresponding to the Manacapuru station sampled at the same scale in April 2014, a) at the water surface and b) at 30 m deep. -----	132
Figure 67 – Mineralogical composition of suspended sediments of the Solimões River stations at various depths: a) the Al/Si ratio, illite, chlorite, kaolinite and orthoclase contents; b) the smectite, quartz, albite, Iron oxide and Titanium oxide contents. -----	133

Chapitre V – Variabilité des propriétés optiques

Figure 68 – List of acronyms and symbols. -----	148
Figure 69 – Map of the Amazon River basin and of the Solimões and Madeira River tributaries (after Villar et al. [32]). -----	149
Figure 70 – Ranges of the parameters measured at the 104 stations during the three sampling campaigns. -----	150
Figure 71 – Data involved in the modeling process (inputs and outputs), or used to compared the simulated optical properties with in situ measurements and satellite data. Model calibration was based on field samplings (PSD, mineralogy and light absorption coefficient). Satellite data were retrieved from MODIS image time series following Villar et al. [32] in order to display the R_{rs} seasonal hysteresis as a function of SPM concentration, and to compare the reflectance estimates with the modeling outputs. They were not used for modeling calibration. -----	156
Figure 72 – Number (N_s) of optical and PSD measurements for each stream and average values of D_{50} , D_{90} (in μm), and slopes of the PSDs. -----	157
Figure 73 – Measured particle size distributions of 85 samples (grey curves): number of particles per μm^3 . The crosses represent a theoretical power law, the triangles represent a power-law regression on the entire dataset, and the black lines represent power-law regressions for size ranges lower and greater than $10 \mu\text{m}$. -----	159
Figure 74 – Mineralogy determined after SEM analysis for the Madeira River in March 2013 (left), and in December 2014 (right). -----	160
Figure 75 – Relationships between SSCs and optical properties: a) <i>in situ</i> $R_{rs}(850)$; b) band ratio between $R_{rs}(850)$ and $R_{rs}(670)$; c) <i>in situ</i> diffuse light attenuation coefficient $K_d(670)$; d) <i>in situ</i> non-algal particulate matter absorption coefficient $a_{NAP}(550)$. -----	161
Figure 76 – Average monthly MODIS surface reflectances $R_{rs}(850)$ for 2000-2011 as a function of SSC on the Madeira River at the Porto Velho gauging station as retrieved by Villar et al. [32]. The numbers indicate the month from January (1) to December (12). -----	162
Figure 77 – Spectral variations of the imaginary part n' of the refraction index of the suspended particles. Data corresponding to Solimões River and Madeira River are mean values	

(standard deviations are represented by the error bars) obtained by mineralogical determination by SEM. Values extracted from Kobayashi et al. [11] and corresponding to the Bangpangkong River estuary stand for the reference. -----	163
Figure 78 – Monthly variations of a_{NAP} , b_{NAP} , b_{bNAP} at 5 wavelengths on the Madeira River. Annotations represent months from January (1) to December (12). -----	164
Figure 79 – Variations between monthly means of the AOPs and the SSCs: a) $R_{rs}(850)$; b) $K_d(670)$; c) reflectances band ratio between 850 and 670 nm. -----	166
Figure 80 – Comparison between the average monthly $R_{rs}(850)$ retrieved from the MODIS data [32] and the simulations from the MMP integrating <i>in situ</i> measurements as inputs. -----	167
Figure 81 – Contributions of 10 different particle size classes (in μm) to the absorption, scattering and backscattering processes (from the top line to the bottom, respectively) for two refraction indices n and two PSDs. The size classes were extracted from Stramski & Kiefer [69]. -----	170
Figure 82 – Evolution of $R_{rs}(850)$ and $R_{rs}(670)$ as a function of the imaginary part n' of the refraction index for different J_1 values (c.f. legend of each graphic) and two n values. -----	172
Figure 83 – Variations in the simulated a) $R_{rs}(850)$, b) $R_{rs}(670)$ and c) $R_{rs}(850) / R_{rs}(670)$ for various PSDs (through the slope J_1 of the PSD for their finer particles) and for different values of n (the real part of the sediment refraction index). -----	174

Chapitre VI – Télédétection des flux sédimentaires

Figure 84 – Map of the Bagré reservoir in West Africa, and locations of the stations visited during the July-August 2015 sampling trip. -----	192
Figure 85 – Main characteristics of the three remote sensing sensors used in this study. SPOT-5 images were collected during the Take-5 experiment that offered a 5-day revisit frequency in 2015. (*) The Landsat-8 B9 and Sentinel-2 B10 channels do not contain surface information and are used for cirrus detection. -----	197
Figure 86 – Remote sensing reflectance spectra measured during the sampling trip of July-August 2015 along the Bagré reservoir. -----	198
Figure 87 – Variations of $R_{rs}(850)$ and $R_{rs}(650)$ as a function of SPM concentration (from field measurements collected in July-August 2015). -----	199
Figure 88 – Temporal variation of the surface reflectance for the upstream part of the Bagré reservoir retrieved for Landsat-8, SPOT-5 and Sentinel-2 satellites at NIR channel (top) and red channel (bottom). -----	202
Figure 89 – Comparisons of the surface reflectance for different regions of the Bagré reservoir and for images acquired with a 1-day interval. (Top) matchups between Sentinel-2 and Landsat-8 images for red (a) and NIR (b) channels. (Bottom) Matchups between Landsat-8 and SPOT-5 images for Red (c) and NIR (d) channels. -----	203
Figure 90 – Relative standard deviation of $R_{rs}(\lambda)$ as a function of wavelength for n' , n and J_2 . Each parameter was successively incremented, over the intervals defined in figure 91, while the two other parameters were in order to compute a relative standard deviation at each wavelength and for each parameter. -----	205
Figure 91 – Ranges of values obtained for the different parameters from water samplings compared to the ranges used in the modeling process of the optical properties. (*) Range of n'	

values extracted from the a_{NAP} measurements from 500 to 700 nm and (**) between 700 and 900 nm. -----	206
Figure 92 – Performance of various retrieval models tested on the radiometric field dataset and using the virtual dataset in the optical modeling. The performance is evaluated through the use of relative RMSE (%). -----	207
Figure 93 – Retrieval model parameters and model performance for different surface reflectance spectral bands or R_s ratio. The R_s considered are the spectral values measured in the field sampling trip and weighted by the sensor spectral response functions. -----	207
Figure 94 – SPM concentration derived from SPOT-5 and Landsat-8 images for the June 20 th 2015 (a) and for the July 5-6 th 2015 (b) as a function of distance in the reservoir. The largest SPM concentrations are found in the upstream part of the lake. -----	208
Figure 95 – SPM concentration maps derived from Landsat-8 (left) and Sentinel-2 (right) images over the Bagré Reservoir acquired on April 19 th 2016 (left) and April 22 nd 2016, respectively, using $R_s(865)$ retrieval algorithm. -----	209
Figure 96 – SPM concentration maps derived from Landsat-8 (top) and SPOT-5 (bottom) images over the Bagré reservoir acquired on June 20 th 2015 (left) and July 05-06 th 2015 (right) using $R_s(865)/R_s(665)$ retrieval algorithm. The increase of the SPM concentration upstream appears clearly between the two satellite acquisitions. -----	210

Annexe A – Distribution en taille des particules colloïdales

Figure 97 – Main characteristics of sampled waters. NR: Not Relevant. -----	286
Figure 98 – Typical micrographs of colloids and suspended particles: (a) aggregates of colloids and functionalized latex before resin-embedding; (b) ultrathin section of resin-embedded aggregated colloid/ latex sediments from Rio Solimões; (c) ultrathin section of resin-embedded aggregated colloid/latex sediments from Lake Tefé; (d) SEM micrograph of particles deposited on the membrane filter in the back- scattered electron imaging mode. The arrows indicate individual colloids and aggregates. -----	288
Figure 99 – Size distribution and Aspect Ratio of colloids and particles obtained at various sampling sites: (a) and (d) Manacapuru; (b) and (e) Fonte Boa; (c) and (f) Lake Tefé. -----	289
Figure 100 – Size distributions of colloids sampled on surface (•) and at depth (n) at various sampling sites: (a) Manacapuru; (b) Coari; (c) Fonte Boa; (d) cumulative curve for the Solimões obtained by taking into account all the data. -----	292

Annexe B – Suivi satellitaire de la turbidité

Figure 101 – Location of water samples, radiometric measurements and Jason-2 ground track in the Bagré Reservoir. Source: SPOT5 (SPOT5 TAKE5 program, ESA). -----	299
Figure 102 – R^2 for various bands and band ratios (field spectroradiometry reflectance convolved to match MODIS radiometric bands, or MODIS band from daily data). Bold numbers indicate the highest R^2 . -----	303
Figure 103 – Turbidity as a function of SSSC by <i>in situ</i> measurements over the entire Bagré Reservoir. -----	305

Figure 104 – NIR/R band ratio from field spectroradiometry (spectroradiometric measurements convolved to match MODIS radiometric bands) as a function of SSSC (a) and turbidity (b) acquired during the field campaign (July-August 2015, N = 21 and N = 28). ----- 306

Figure 105 – The daily MODIS NIR/R index as a function of SSSC (a) and turbidity (b). Bold points (SSSC) and black diamonds (turbidity) indicate measurements performed during July and August (N = 6), and grey triangles (SSSC) and grey boxes (turbidity) measurements performed near the outlet of Bagré Reservoir between April and September (N = 7). ----- 306

Figure 106 – Time series of altimetry data, rainfall data and NIR/R turbidity index (a) and zoom showing the impact of the first rainfall on the increases of the NIR/R turbidity index (b). ----- 307

Figure 107 – Average seasonal cycle for different areas of the Bagré Reservoir (2000–2015) as a function of the NIR/R turbidity index and equivalent concentration and turbidity values from MODIS images (8-day composite). For SSSC the power relationship is $y = 0.2157x^{0.2288}$ and for turbidity the power relationship is $y = 0.1542x^{0.2679}$. ----- 308

Figure 108 – Monthly trend for the ratio NIR/R turbidity index over 2000–2015 (8-days MODIS composite). * Corresponds to p-values ≤ 0.05 ; ** Corresponds to p-values ≤ 0.01 ; *** Corresponds to p-values ≤ 0.001 ; **** Corresponds to p-values ≤ 0.0001 ; ns Corresponds to p-values > 0.05 . ----- 309

Figure 109 – Same as Figure 108, but for the different areas of the Bagré Reservoir. * Corresponds to p-values ≤ 0.05 ; ** Corresponds to p-values ≤ 0.01 ; *** Corresponds to p-values ≤ 0.001 ; **** Corresponds to p-values ≤ 0.0001 ; ns Corresponds to p-values > 0.05 . ----- 310

Figure 110 – NIR/R turbidity index times series (8-days composite) and equivalent concentration values of SSSC and turbidity for the whole Bagré Reservoir (a), for area 12 (b) and for area 6 (c) between 2000 and 2015. ----- 312

Annexe A – Distribution en taille des particules colloïdales

Size-distribution of colloidal particles in the Amazon River

Résumé

Les distributions en classes de tailles de colloïdes issus d'échantillons collectés au sein de la rivière Solimões et du lac de Tefé (Brésil) sont déterminées en utilisant une nouvelle technique. Cette méthode est basée sur le principe d'agrégation Brownienne de colloïdes aquatiques autour de particules de latex chargées positivement. Les agrégats formés sont ensuite piégés dans une résine époxy, avant d'être découpés en tranches ultra fines en vue d'une analyse par microscopie électronique à transmission. Un total d'environ 4000 particules ont été analysées. Les résultats montrent que les distributions en tailles suivent les lois de Pareto, i.e., $dN/dD = \alpha D^{-\gamma}$, où D et N représentent le diamètre des particules et leur nombre, respectivement, et α et γ sont des constantes. Une valeur unique de $\gamma = 2.47$ a été trouvée pour le lac de Tefé pour la gamme de tailles comprises entre 70 et 800 nm, alors que les tailles observées sur le fleuve Solimões montrent deux pentes distinctes : environ 0.7 et 2.75 pour les classes de tailles de particules comprises entre 60 et 360 nm d'une part et entre 360 et 2000 nm d'autre part.

Authors

B. Lartiges, E. Salameh, S. Pinet, J-M. Martinez, & V. Soldan.

Keywords

Size distribution; colloids; Pareto law; Solimões; Lake Tefé.

Abstract

The colloid size distributions of water samples collected from the Rio Solimões and from the Lake Tefé are determined using a new technique based on the Brownian aggregation on-site of aquatic colloids with positively-charged latex particles. The aggregates formed are then embedded in an epoxy resin, before being cut in ultrathin slices for examination by transmission electron microscopy. A total of about 4000 particles were analyzed. The results show that the number size distributions follow Pareto laws, i.e., $dN/dD = \alpha D^{-\gamma}$ where d and N are the particle size and number, respectively, and α and γ are constants. A single value of $\gamma = 2.47$ is found for Lake Tefé in the 70 nm to 800 nm size range, whereas the size spectra from Rio Solimões

show two slopes of about -0.7 and -2.75 in the [60 – 360 nm] and [360 – 2000 nm] size range, respectively.

1. Introduction

The size distribution of aquatic colloids is a critical parameter in the analysis of many environmental phenomena and engineering processes such as contaminant transport, water clarity, or potable water treatment (Buffle & Leppard, 1995; Ceronio & Haarhoff, 2005; Peng et al., 2009). The size range of typical colloids extends over three orders of magnitude, from 1 nm to 1 μ m, making it difficult to assess the complete size distribution in the natural environment with a single sizing technique (Walther et al., 2006). Most often, a pre-fractionation scheme, i.e., a filtration cascade or a centrifugation cascade, has to be applied to the water sample to obtain appropriate size fractions before size analysis (Perret et al., 1994; Walther et al., 2006). Numerous sizing techniques such as Single Particle Counting (SPC) (Atteia & Kozel, 1997; Chanudet & Filella, 2009), Dynamic light Scattering (DLS) (Perret et al., 1994), Scanning Electron Microscopy (SEM) (Degueldre et al., 1996; Peng & Effler 2007; Peng et al. 2009), Laser Induced Breakdown Detection (LIBD) (Walther et al., 2006), or a combination of these techniques to cover a greater size range (Walther et al., 2006), have been used to determine the colloid size distribution. In view of the complex and heterogeneous nature of natural aquatic colloids (e.g., clays, metal oxyhydroxides, carbonates, cellulose fibrils, bacteria...), it is striking that the colloid size distribution can generally be described by a power law, the so-called Pareto law:

Equation 60.

$$\frac{dN}{dD} = \alpha D^{-\gamma}$$

where dN is the colloid number in the size interval dD , D the colloid size that represents the size interval, α a constant related to the total colloid concentration, and $-\gamma$ the slope of the power-law in log-log scale (Buffle & Leppard, 1995). Actually, the natural colloid size distributions are frequently observed to deviate in the lower size range towards lower than expected particle numbers (Degueldre et al., 1996; Peng et al., 2009). This can be attributed to the intrinsic detection limits of sizing techniques or to various artefacts that may occur during sample preparation such as colloid attachment to a filter or aggregation during suspension aging (Perret et al., 1994; Filella, 2007). As the validity of a power-law representation can often be argued due to the limited size range from which a correct fitting of experimental data can be attained, other models such as the hyperbolic model have also been considered to describe the colloid size distribution (Ceronio & Haarhoff, 2005; Peng et al., 2009).

When the size data can be approximated by a power-law fit, the experimental values of γ have been found to vary between 2.4 to 4.2 for natural aquatic colloids (Filella, 2007). Theoretical predictions of particle size distributions obtained from various aggregation and fragmentation mechanisms lead to a similar range of exponent values, a γ value of 2.5 being for instance related to Brownian coagulation whereas a γ value of 4 being attributed to either shear collision or plain milling (Hunt, 1982; Lerman, 1979). In practice, it has proved difficult to assign with certainty an experimental colloid size distribution to a given environmental process (Hunt, 1982; Degueldre et al., 1996; Atteia & Kozel, 1997; Chanudet & Filella, 2009). While colloidal particles only represent a small fraction of the total suspended load of river sediment, their high specific area makes them key players in the geocycling of trace elements and nutrients (Perret et al., 1994). The Amazon River system is one of the most important contributor of sediments to the ocean (Degens et al., 1991; Martinez et al., 2009). However, most previous studies interested in colloid transport in the Amazon basin mainly focused on the fluxes (carbon, metal cations) associated with the colloidal compartment as a whole (Patel et al., 1999; Benedetti, 2003; Alasonati et al., 2010). To date, the colloid size distributions of Amazonian rivers have yet to be documented. In this paper, the size distributions of colloidal particles from the Rio Solimões and lake Tefé are obtained from an original method based on the on-site Brownian aggregation of aquatic colloids by functionalized latex particles of opposite charge, resin-embedding and ultramicrotomy of the natural colloids/latex aggregated sediment in the laboratory, and examination of colloid sizes by Transmission Electron Microscopy (TEM). One of the main advantages of the method is to freeze on-site the dynamics of colloidal particles or aggregates in their natural state until further examination. The results obtained, consistent with colloid size distributions previously determined in similar aquatic systems, provide the first size spectra of colloidal matter in the Amazon basin.

2. Experimental section

2.1. Sample collection.

Raw water samples were taken from three locations along the Rio Solimões (Fonte Boa, Coari, and Manacapuru) and from Lake Tefé during a HYBAM sampling campaign in March 2014 (<http://www.ore-hybam.org>). The Solimões River, a typical “white water” river with high levels of suspended material and low organic content, corresponds to the brazilian stretch of the Amazon River upstream its confluence with the Rio Negro. In contrast, Lake Tefé, formed by the mouth of the Tefé River before merging into the Solimões, drains “black water” characterized by a high content in humic substances and a low suspended matter concentration. The GPS coordinates of sampling sites, the

sampling depths, and the main characteristics of collected waters (Turbidity, pH, conductivity, temperature, water discharge) are listed in table 1.

	Fonte Boa	Coari	Manacapuru	Lake Tefé
GPS Coordinates: Latitude	2°29'0.0"S	4°04'43.5"S	3°18'42.3"S	3°33'59.5"S
Longitude	66°05'13.5"W	63°09'24.9"W	60°38'11.8"W	64°71'36.9"W
Raw water Turbidity (NTU)	Surf: 125	Surf: 88.7	Surf: 68.5	3.37
	30 m: 227	50m: 293	35m: 188	
Settled water Turbidity (NTU)	Surf: 77.4	Surf: 47.3	Surf: 45.4	3.37
	30 m: 87.6	50m: 61.7	35m: 50.4	
pH	7.04	7.04	6.89	5.87
Conductivity ($\mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$)	10	85	76	8
Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	28	28	28.2	32
Water discharge ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	77200	101000	112000	NR

Figure 97. Main characteristics of sampled waters. NR: Not Relevant.

The water samples were collected using a 5l point-sampler both near the water surface (i.e. about 50 cm below the surface level) and a few meters above the streambed, in order to check the vertical distribution of size spectra. Immediately after sampling, two types of preparation methods were used: (i) for Scanning Electron Microscopy, a 3 ml aliquot of raw water was vacuum-filtered on a 0.4 μm pore sized polycarbonate membrane filter (GE Osmonics) and air dried; (ii) for Transmission Electron Microscopy, the raw water was first settled for one hour to remove the coarse particles that would interfere with the ultramicrotomy sectioning of resin-embedded samples; a given volume of supernatant was then added to the functionalized latex suspension.

2.2. Aggregation of natural colloids with functionalized latex.

A fresh suspension of functionalized latex particles was prepared at each sampling site by adding a predetermined amount of Zetag® 7102 polymer (Ciba Specialty Chemicals) to a 100 $\text{mg}.\text{l}^{-1}$ monodisperse latex suspension (Polybead® Carboxylate Microspheres commercialized by Polysciences Inc.). The latex microspheres, 85 nm in size, are initially negatively charged, and the addition of a sufficient amount of positively charged polymer (0.8 $\text{mgC}.\text{l}^{-1}$) leads to weakly positive functionalized latex that can aggregate the negatively charged natural colloids. The minimum amount of Zetag® 7102 polymer that stabilizes the latex suspension was previously determined by jar-test. To prevent the dissolution of very fine colloids, both polymer stock solution and latex suspensions were prepared with Yara mineral water (conductivity of 48.4 $\mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$) that

provides an ionic background similar to those of sampled raw waters. In the case of Solimões samples, 6 ml of supernatant from the settled raw water was added to a 20 ml amount of functionalized latex, whereas in the case of Lake Tefé, a 5 ml of settled water was added to 25 ml volume of functionalized latex. After gentle manual agitation to mix the latex suspension and the settled water, the natural colloids and functionalized latex particles form aggregates under the influence of both Brownian motion and differential settling. Turbidity measurements after 24 h settling indicate a 93-96 % colloid removal. The aggregated sediment thus obtained was recovered in a 8 ml vial, fixed with 2.5 % glutaraldehyde, and kept under cool conditions in the dark until further processing in the lab.

2.3. Resin embedding of the colloid/latex sediment and ultramicrotomy

Resin embedding of sediment samples was performed upon return to the lab, i.e. within 10 days of sampling. The sediment was first placed in 2 ml cones, fixed with osmium tetroxide 1 %, centrifuged at 800 RPM for 5 minutes, and after disposal of supernatant, embedded in agarose. Small pieces of consolidated sediment were cut and placed in Eppendorf cones. The sediment was dehydrated in ascending ethanol series (25, 50, 70, 90 % for 15 minutes and three times in 100 % (v/v) for 30 minutes), then gradually infiltrated in epoxy resin (25, 50, 75 % (v/v) for 1 h, and twice in 100 % for 12 h), and polymerized at 60°C for 48 h. Thin sections of about 80 nm thick were cut from the resin-embedded samples with an ultramicrotome (Leica UCT), and placed on formvar-coated copper grids. In some cases, uranyl acetate and lead citrate staining was performed to enhance the resolution of natural organic matter.

2.4. Determination of particle size distributions by electron microscopy

The ultrathin sections were observed with a JEOL JEM-1400 HC transmission electron microscope equipped with a Gatan Orius SC1000B CCD camera. The x1500 magnification resulted in a 5.25 x 3.5 μm^2 field dimension. Each thin section was scanned while avoiding any superimposition of fields of view. Membrane filters were placed on double-sided adhesive conductive carbon tape, coated with carbon, and then observed using a scanning electron microscope JEOL JSM 6363LV in Backscattered Electron Imaging mode. In that mode, the mineral particles deposited on the cellulose membrane appear with bright contrast and can be easily distinguished. All micrographs were processed with ImageJ software (<http://imagej.nih.gov/ij/index.html>). The longest distance L_{max} of all particles detected on each micrograph as well as the distance L_{p} perpendicular to that longest distance, were measured. An aspect ratio AR

was then calculated from the ratio of the two measured dimensions, i.e. $AR = L_{max}/L_p$. The size distributions were obtained by counting the number of particles in logarithmically spaced size bins such that $d_{i+1} = 2^{1/3}d_i$, the particle number being normalized to the bin size $(d_{i+1} - d_i)$.

3. Results and discussion

3.1. Imaging of colloids and particles.

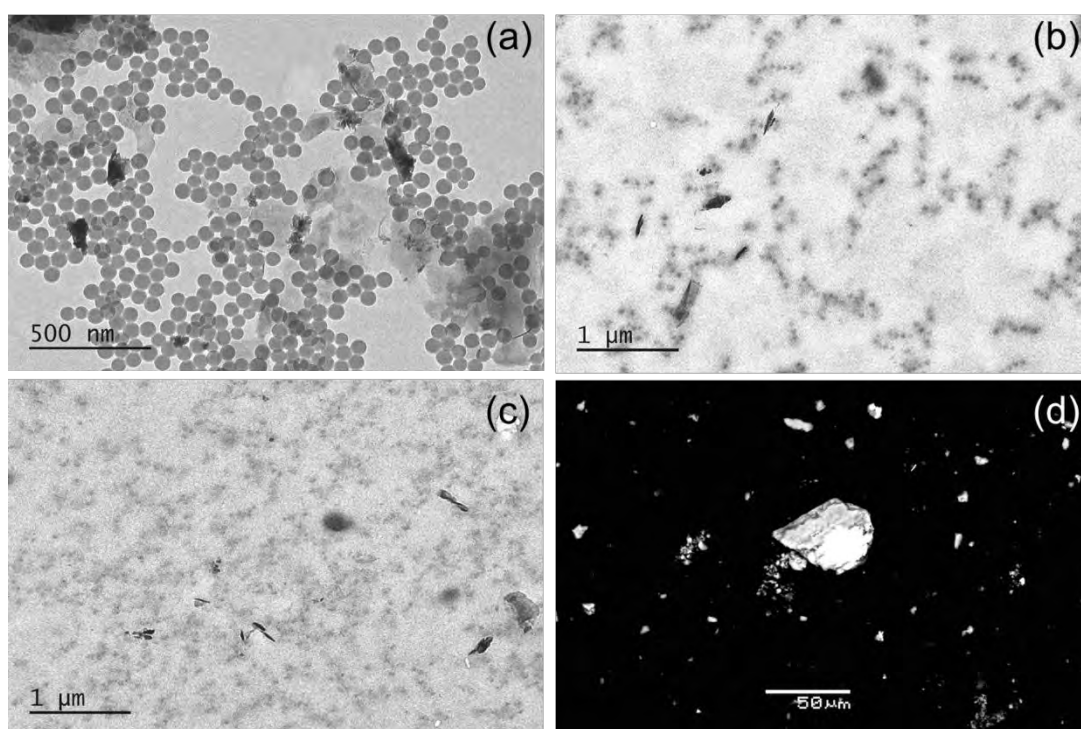


Figure 98. Typical micrographs of colloids and suspended particles: (a) aggregates of colloids and functionalized latex before resin-embedding; (b) ultrathin section of resin-embedded aggregated colloid/ latex sediments from Rio Solimões; (c) ultrathin section of resin-embedded aggregated colloid/latex sediments from Lake Tefé; (d) SEM micrograph of particles deposited on the membrane filter in the back- scattered electron imaging mode. The arrows indicate individual colloids and aggregates.

Typical micrographs of colloids/functionalized latex aggregates (Figure 98a), resin-embedded aggregated sediments (Figure 98b and 98c), and particles deposited on a membrane filter (Figure 98d), are shown in figure 98. The aggregates are formed from an excess of functionalized latex particles and from colloids of various natures (clay platelets, aggregates of iron oxyhydroxyde nanoparticles...). Upon resin-embedding, the latex particles partially dissolve in the epoxy resin which leads to a greyish background

scattered with small black grains and larger micron-size black spots. Obviously, such unexpected artifacts considerably hamper the identification of low contrast colloids in the small size range and preclude the use of automatic image analysis to obtain the size characteristics of colloids. However, as most inorganic colloids remain clearly defined, both the longest distance $L_{\max}$ and the aspect ratio of colloids could be determined manually. Figure 98d shows a back-scattered image of particles examined by SEM. In that case, both thresholding and image analysis are straightforward, although slightly blurred particles are generated using such imaging mode around the micron size range.

3.2. Size distributions and aspect ratios.

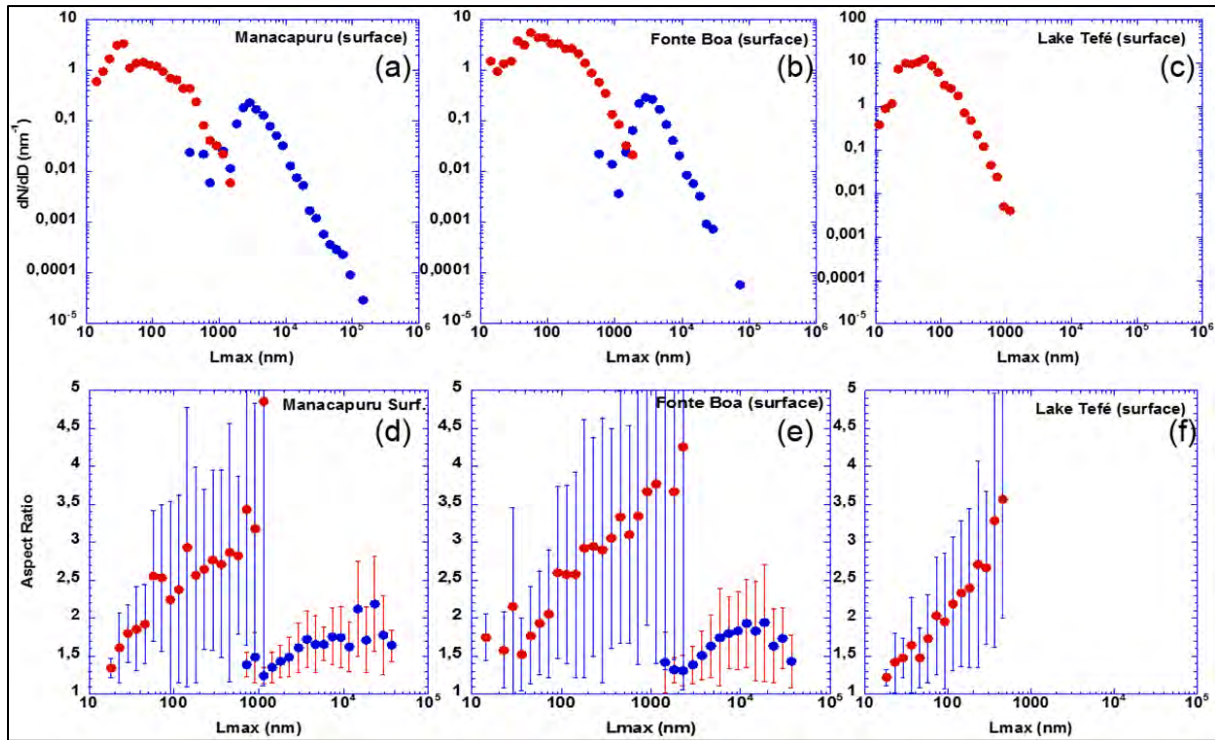


Figure 99. Size distribution and Aspect Ratio of colloids (•) and particles (•) obtained at various sampling sites: (a) and (d) Manacapuru; (b) and (e) Fonte Boa; (c) and (f) Lake Tefé.

Figure 99 presents the particle size distributions obtained from TEM and SEM micrographs as well as the evolution of calculated aspect ratios with size. In the case of Lake Tefé, the number of particles detected by SEM is too low to define a reliable size distribution above 1 μm . All number-based particle distributions can be approximated by either a single power-law or a double power-law over at least two decades in size. The drop in particle number observed below 50 nm for TEM data and below 3 μm for SEM data, certainly originates from a loss of resolution inherent to the methods used.

Below 50 nm, the contrast difference between the resin and the colloids becomes too low to easily distinguish the colloids by TEM, and similarly, below 3 μm the brightness of most particles is not sufficient to identify them from the background by SEM. The shift between the size distribution curves obtained by TEM and SEM arises from the difference in particle counts between the two methods. The exponents of the power-laws for Manacapuru and Fonte Boa are about -0.7 between 50 nm and 360 nm, -2.8 between 360 nm and 2 μm and -2.4 in the [4 – 90 μm] size range. The slope obtained for Lake Tefé is -2.5 between 80 nm and 1 μm . The slight decrease in slope for the size distributions assessed by SEM, likely results from the specific orientation of particles deposited on the membrane filter. Indeed, particles with a shape factor tend to adopt a flat pattern onto the membrane during filtering, thus giving rise to particles greater than those measured from a two-dimensional projection after random orientation. The much lower Aspect ratios associated with the size distribution curves obtained by SEM are in line with such a view (Figure 99d and 99e). However, the size distribution curves obtained by TEM are not necessarily artifact-free either: if resin-embedding should ensure a random orientation of particles in the thin sections, the 1h settling of raw water prior to colloid sampling might concentrate particles with high Aspect ratio that slowly settle under quiescent conditions. The high Aspect ratios determined by TEM for the large size bins are consistent with such an interpretation (Figure 99d and 99e). In addition, the 80 nm thick sections may also slice some coarse particles making them appear smaller in the micrographs than that they really are. In that case, the number of small colloids artificially increases which then increases the slope of the power-law. In the small size range, the aspect ratio reaches values close to 1, which likely demonstrates a lack of resolution at the magnification used for the TEM observations. Still, the values of slopes found in our study are fully consistent with the [2.3 – 4.2] range reported for colloid size spectra in rivers and lakes (Atteia and Kozel, 1997; Chanudet and Filella, 2009; Filella, 2007; Kim et al., 1995; Walther et al. 2006). A size distribution with a γ exponent close to 2.5, is generally the result of a Brownian aggregation of colloids (Hunt, 1982; Kim et al., 1995). Such mechanism can indeed be invoked for Lake Tefé or even Solimões colloids in the [3 – 100 μm] size range, since small aggregates can be identified on the micrographs (Figure 98c and 99d). However, Solimões colloids are generally fully dispersed and the size spectra cannot be maintained by an aggregation phenomenon in the upper size range. Figure 100 presents the size distributions determined on surface and at depth for Solimões colloids. Interestingly, very similar size spectra are obtained throughout the water column over a 800 km stretch of the Solimões flood plain. As already noted above, a significant decline in slope, i.e. from -2.75 to -0.64, occurs below a colloid size of about 360 nm. Particle size distributions described by two successive segments have been previously reported in the literature, although the break in the curve generally occurs above 1 μm . The size distribution pattern is then explained by a dual origin of particles, the larger particles originating from a combined resuspension and shearing of sediment which is

consistent with the slope greater than 4 obtained for the large particles segment (Atteia & Kozel, 1997; Peng & Effler, 2007). In our case, the 360 nm colloid size seems too large to be the result of an experimental artefact, but also too small to be related with a re-suspension phenomenon, especially that the same pattern is maintained over a long geographical distance. Furthermore, the slopes of the two segments are much lower than those reported in previous studies (Atteia & Kozel, 1997; Peng & Effler, 2007). An alternative explanation that has not been given consideration in the literature until now, is that the colloid size distribution results from a dynamic equilibrium between, on the one hand, simultaneous dissolution of small particles and growth of larger ones according to an Oswald ripening mechanism, and on the other hand, attrition of coarser particles during transport in the river that would generate smaller particles at the lower end of the size spectrum. Obviously, such a model should be tested not only by numerical simulation but also by sampling water in the Andean part of the watershed where the dynamic equilibrium governing the size distribution may not have been reached yet.

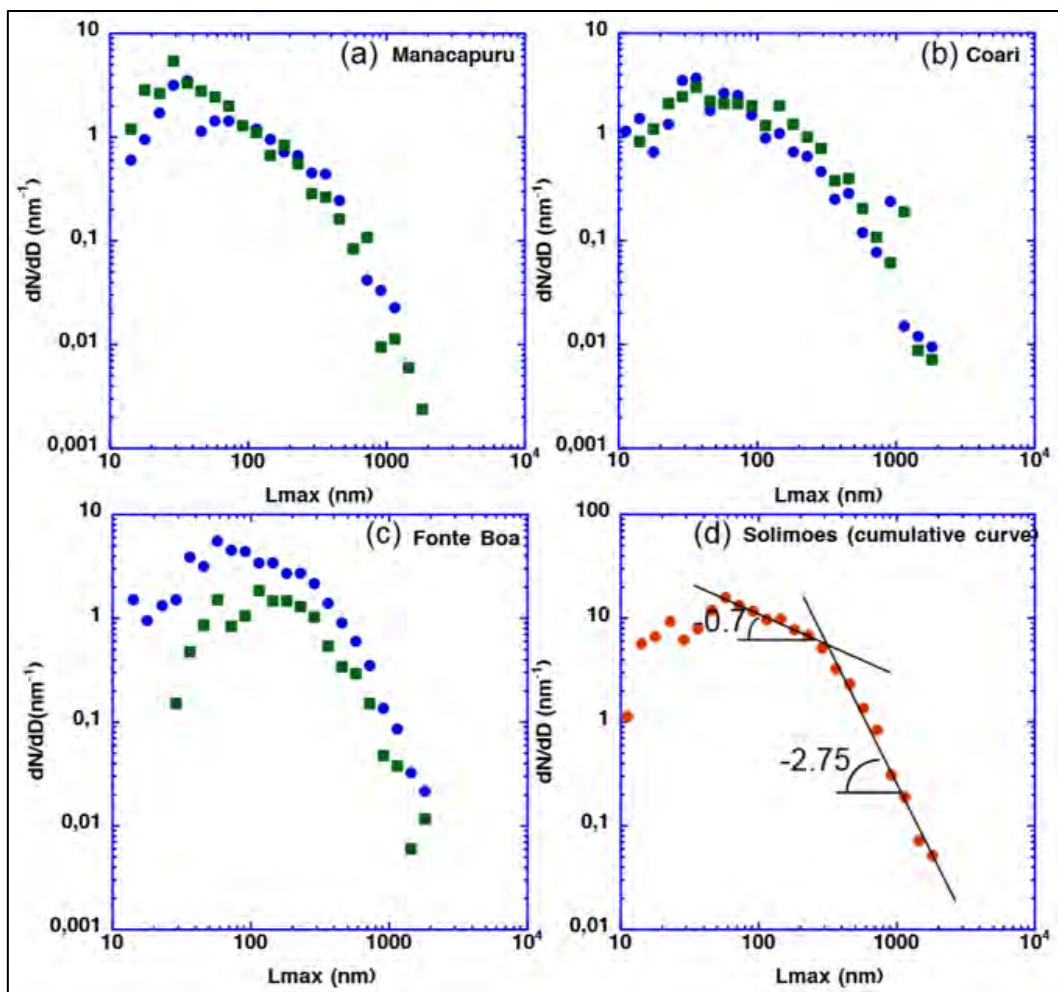


Figure 100. Size distributions of colloids sampled on surface (•) and at depth (n) at various sampling sites: (a) Manacapuru; (b) Coari; (c) Fonte Boa; (d) cumulative curve for the Solimões obtained by taking into account all the data.

4. Conclusion

This study documents the size distributions of colloids and suspended particles in the Rio Solimões and Lake Tefé. The size spectra of colloids are obtained after aggregation with functionalized latex, resin-embedding of aggregates thus formed, ultrathin sectioning, and imaging by Transmission Electron Microscopy. The colloid size distributions are described by a single power-law in the case of Lake Tefé and by the contribution of two power-laws in the case of Rio Solimões. The size pattern obtained for Rio Solimões is constant over the geographical zone of sampling and could be interpreted from a dynamic equilibrium between the dissolution of fines particles, the Oswald ripening of larger particles, and the attrition of coarse particles. Further work

to model such phenomena is in progress. The identification of colloid minerals using Energy Dispersive Spectroscopy will also be carried out to obtain the size distribution of individual minerals.

Acknowledgements

We are grateful to Agencia Nacional de Aguas (ANA) and Serviço Geológico do Brasil (CPRM) for logistical support during all field studies. This work was supported by CNES/TOSCA "SAMSAT" program and SNO HYBAM monitoring program. We also wish to thank the staff of Multiscale Electron Imaging (METI) platform where TEM observations were carried out, and Thierry Aigouy for precious help with the Scanning Electron Microscope.

References

- Alasonati, E., Slaveykova, V.I., Gallard, H., Croué, J-P., Benedetti, M., 2010. Characterization of the colloidal organic matter from the Amazonian basin by asymmetrical flow field-flow fractionation and size exclusion chromatography. *Water Res.* 44, 223-231.
- Atteia, O., and Kozel, R., 1997. Particle size distributions in waters from a karstic aquifer: from particles to colloids. *J. Hydrology* 201, 102-119.
- Benedetti, M.F., Mounier, S., Filizola, N., Benaim, J., Seyler, P., 2003. Carbon and metal concentrations size distributions and fluxes in major rivers of the Amazon Basin. *Hydrol. Process.* 17, 1363-1377.
- Buffle, J., and Leppard, G.G., 1995. Characterization of aquatic colloids and macromolecules. I Structure and behaviour of colloidal material. *Environ. Sci. Technol.* 29(9), 2169-2175.
- Ceronio, A.D., and Haarhoff, J., 2005. An improvement on the power law for the description of particle size distributions in potable water treatment. *Water Res.* 39, 305-313.
- Chanudet, V., and Filella, M., 2009. Size and Composition of inorganic colloids in a peri-alpine, glacial flour-rich lake. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 1466-1479.
- Degens, E.T., Kempe, S. and Richey, J.E., 1991. Summary: biogeochemistry of major world rivers. In: E.T. Degens, S. Kempe, and J.E. Richey, eds. *Biogeochemistry of major world rivers*. Chichester, UK: John Wiley & Sons Ltd., *Scope* 42, 323-347.
- Degeldre, C., Pfeiffer, H.R., Alexander, W., Wernli, B., Bruetsch, R., 1996. Colloid properties in granitic groundwater systems. I: Sampling and characterisation. *Appl. Geochem.* 11, 677-695.
- Filella, M., 2007. Colloidal properties of submicron particles in natural waters. In *Environmental Colloids and Particles: Behaviour, Separation and Characterisation*

- (eds. K.W. Wilkinson and J. Lead). *Wiley*, New York, pp. 17-93. Hunt, J.R., 1982. Self-similar particle-size distributions during coagulation: theory and experimental verification. *J. Fluid Mech.* 122, 169-185.
- Kim, J.P., Lemmon, J., Hunter, K.A. 1995. Size-distribution analysis of submicron colloidal particles in river water. *Environ. Technol.* 16(9), 861-868.
- Lerman, A., 1979. *Geochemical Process, Water and Sediment Environments*, Wiley-Interscience Publication.
- Martinez, J-M., Guyot, J-L., Filizola, N., Sondag, F., 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena* 79, 257-264.
- Patel, N., Mounier, S., Guyot, J-L., Benamoun, C., Benaim, J.Y., 1999. Fluxes of dissolved and colloidal organic carbon along the Purus and Amazonas rivers (Brazil). *Sci. Total Environ.* 229, 53-64.
- Peng, F., and Effler, S.W., 2007. Suspended minerogenic particles in a reservoir: Light-scattering features from individual particle analysis. *Limnol. Oceanogr.* 52(1), 204-216.
- Peng, F., Effler, S.W., Pierson, D.C., Smith, D.G., 2009. Light-scattering features of turbidity- causing particles in interconnected reservoir basins and a connecting stream. *Water Res.* 43, 2280-2292.
- Perret, D., Newman, M.E., Negre, J-C., Chen, Y., Buffle, J., 1994. Submicron particles in the Rhine river. I. Physico-chemical characterization. *Water Res.* 28(1), 91-106.
- Walther, C., Büchner, S., Filella, M., Chanudet, V., 2006. *J. Colloid Interface Sci.* 301, 532-537.

Annexe B – Suivi satellitaire de la turbidité

Article paru dans *International Journal of Applied Earth Observation and
Geoinformation*, vol. 52 (2016), 243-251

Monitoring water turbidity and surface suspended sediment concentration of the Bagré Reservoir (Burkina Faso) using MODIS and field reflectance data

Résumé

Le suivi de la turbidité et des concentrations en matières en suspension (MES) de surface en eaux continentales est essentiel pour l'étude de nombreuses thématiques d'importance : érosion, transport des sédiments et leur dépôt à travers les bassins versants, envasement des barrages, pollution des eaux, risques de santé humaine, etc... IL recouvre une importance spéciale dans les régions d'Afrique de l'Ouest possédant des capacités de suivis limitées. Dans cette étude, nous explorons l'utilisation de données MODIS (produits MOD09Q1 et MYD09Q1 dans les longueurs d'onde rouge R et infra-rouge NIR) pour suivre la turbidité et les concentrations en MES au sein du lac de barrage de Bagré, au Burkina Faso. Les valeurs élevées obtenues pour ces paramètres associées à une grande variabilité spatio-temporelle limitent l'utilisation de méthodologies développées pour des eaux moins turbides. Les mesures de terrain (turbidité, concentration en MES, radiométrie) sont utilisées pour évaluer différents indices radiométriques. Le rapport NIR/R a été estimé comme étant le plus adapté à une évaluation des concentrations en MES et des turbidités à la fois au niveau des mesures spectroradiométriques de terrain, et au niveau des réflectances satellite MODIS.

La variabilité spatio-temporelle du rapport NIR/R MODIS, ainsi que les précipitations estimées par la mission Tropical Rainforest Measuring Mission (TRMM) et les données d'altimétrie Jason-2 sont analysées au-dessus du lac de barrage de Bagré pour la période 2000-2015. Il a été trouvé que les épisodes de pluies allant du début de la saison des pluies (Février – Mars) jusqu'à la moyenne saison des pluies (Août) sont décisives dans le déclenchement de l'augmentation de la turbidité. Le transport de sédiments a été observé à travers le lac depuis l'amont vers l'aval entre Juin et Septembre. De plus, une augmentation significative de 19 % de la turbidité a été observée entre 2000 et 2015, principalement pour la période de Juillet à Décembre. Cette augmentation est particulièrement importante pour le mois d'Août dans les parties centrales et aval du lac. L'hypothèse la plus probable pour expliquer cette évolution est un changement de l'occupation des sols, et en particulier dans l'augmentation de la teneur en sols nus, ce qui entraîne le transport de particules par ruissellement.

Authors

Elodie Robert, Manuela Grippa, Laurent Kergoat, Sylvain Pinet, Laetitia Gal, Gérard Cochonneau, & Jean-Michel Martinez.

Keywords

MODIS; African Reservoir; Surface Suspended Sediment Concentration; Turbidity; Radiometry; Water Color.

Abstract

Monitoring turbidity and Surface Suspended Sediment Concentration (SSSC) of inland waters is essential to address several important issues: erosion, sediment transport and deposition throughout watersheds, reservoir siltation, water pollution, human health risks, etc. This is especially important in regions with limited conventional monitoring capacities such as West Africa. In this study, we explore the use of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data (MODIS, MOD09Q1 and MYD09Q1 products, red (R) and near infra-red (NIR) bands) to monitor turbidity and SSSC for the Bagré Reservoir in Burkina Faso. High values of these parameters associated with high spatial and temporal variability potentially challenge the methodologies developed so far for less turbid waters. Field measurements (turbidity, SSSC, radiometry) are used to evaluate different radiometric indices. The NIR/R ratio is found to be the most suited to retrieve SSSC and turbidity for both in-situ spectroradiometer measurements and satellite reflectance from MODIS.

The spatio-temporal variability of MODIS NIR/R together with rainfall estimated by the Tropical Rainforest Measuring Mission (TRMM) and altimetry data from Jason-2 is analyzed over the Bagré Reservoir for the 2000–2015 period. It is found that rain events of the early rainy season (February–March) through mid-rainy season (August) are decisive in triggering turbidity increase. Sediment transport is observed in the reservoir from upstream to downstream between June and September. Furthermore, a significant increase of 19 % in turbidity values is observed between 2000 and 2015, mainly for the July to December period. It is especially well marked for August, with the central and downstream areas showing the largest increase. The most probable hypothesis to explain this evolution is a change in land use, and particularly an increase in the amount of bare soils, which enhances particle transport by runoff.

1. Introduction

Monitoring turbidity and Surface Suspended Sediment Concentration (SSSC) in inland waters is important for several reasons. Turbidity and SSSC are related to the suspended sediment fluxes in rivers lakes, and reservoirs, and can help monitoring the sediment discharge, and more generally the sediment budget within catchments, seasonal variability and evolution over time. In turn, the sediment budget is controlling the silting of the dams, which impacts the sustainability of hydroelectric structures and the supply of water for treatment plants. SSSC in inland waters also contributes to pollution and public health issues. Indeed, a significant correlation exists between the concentration of parasites and bacteria and several water quality parameters including SSSC and turbidity (Santé Canada & Ottawa, 2004; Randall et al., 2006). Suspended particles can carry viruses and bacteria pathogenic to humans (Brock, 1966; Stotzky, 1966) and foster their development (Galès & Baleux, 1992; Palmateer et al., 1993; Santé Canada & Ottawa, 2004). High SSSC and turbidity can therefore be considered as a vector of microbiological contaminants which cause diarrheal diseases.

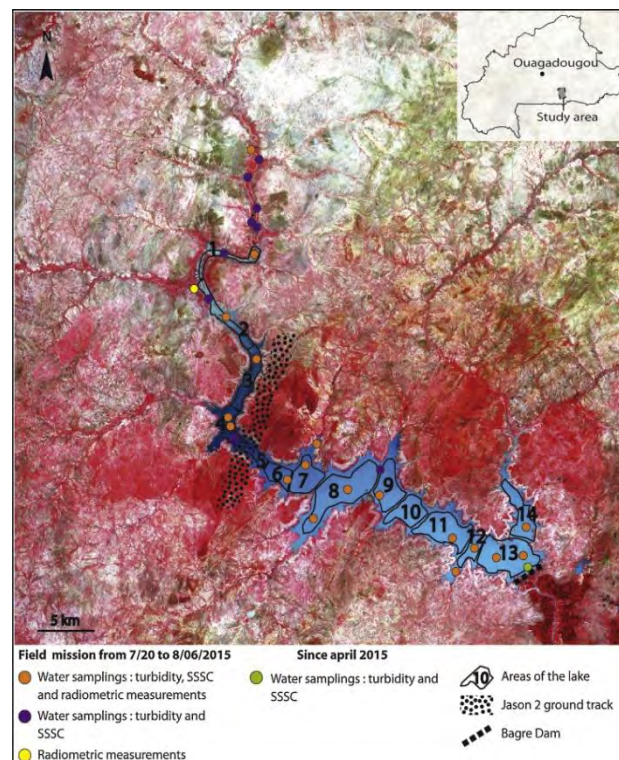


Figure 101. Location of water samples, radiometric measurements and Jason-2 ground track in the Bagré Reservoir. Source: SPOT-5 (SPOT-5 TAKE5 program, ESA).

Water turbidity and SSSC in lakes or reservoirs may evolve through time, for instance in response to land use changes, modification of soil erosion, transport and deposition over the watershed, as well as exceptional rainfall events.

The quality of in-situ monitoring networks depends on the number of sampling stations, their spatial representativeness and the frequency of the measurements. In many regions of the world, monitoring networks are decreasing (Van der Bliek et al., 2014), and in some regions, such as West Africa, they are very poor or non-existent.

The Surface Suspended Sediments (SSS) absorb and scatter light, thereby affecting the spectral response of surface waters. Turbidity refers to optical properties of water and has been shown to impact water reflectance in the visible and near infra-red domain. In that context, remote sensing may be a solution in mitigating the data gaps or lack of in-situ network in many areas worldwide.

The “water color” remote sensing community was historically focused on ocean waters (Morel & Prieur, 1977; Morel & Gentili, 1996; Morel et al., 2007; Nechad et al., 2010; Neukermans et al., 2012) or coastal areas (Babin et al., 2003; Hu et al., 2004; Miller & McKee, 2004; Chen et al., 2007; Snyder et al., 2008; Doxaran et al., 2009; Petus et al., 2010; Barnes et al., 2014; Gernez et al., 2015). However, monitoring continental turbid waters by remote sensing is increasingly addressed (Kirk, 1976; Whitlock et al., 1981; Wang et al., 2004; Ma & Dai, 2005; Knight & Voth, 2012; Costa et al., 2013; Martinez et al., 2015; Moreno-Madrinán et al., 2015) as results of the environmental challenges listed above. Recent works show that medium resolution sensing imagery (like the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – MODIS) can be efficiently used to monitor suspended sediments in large rivers (Martinez et al., 2009; Wang and Lu, 2010) and lakes (Wu et al., 2013). Martinez et al. (2009) found robust empirical relationships between suspended particulate matter and surface reflectance when matching MODIS 250 m images and field samples. Villar et al. (2012) integrated satellite data and field data for monitoring tributaries of the Amazon River in Peru, and found that MODIS images could be used to study the SSSC and, combined to river discharge data, to assess the sediment discharge. However, the African continent remains very poorly studied. An exception is the work by Kaba et al. (2014) on the Tana Lake, who analyzed the relationships between the NIR reflectance (from MODIS images, 250 m) and total suspended solids (ranging from 10 mg.l⁻¹ to 30 mg.l⁻¹), turbidity (ranging from 60 NTU- Nephelometric Turbidity Unit to 200 NTU) and Secchi depth.

The objectives of our study are twofold. First, we evaluate methods for deriving turbidity and SSSC from MODIS data in a region where turbidity values are very high and potentially heterogeneous in space and time, due to the intra and inter annual variability of the convective tropical precipitation. For example, early in the rainy season, maximum values of 1000 NTU and 1031 NTU were recorded upstream of the Loumbila reservoir and in the Mogtedo reservoir in Burkina Faso (Somé et al., 2008). In addition, data collected on one of the tributaries of Bagré Reservoir, the Doubegue, ranged from 14 NTU to 1067 NTU early in the dry season and from 68 NTU to 1100

NTU in the mid-rainy season (Robert, 2014). These high turbidity values, found in Burkina Faso and more widely in tropical Africa, potentially challenge the use of remote sensing and question the methods developed for less turbid waters so far, although recent studies in estuaries in temperate climate are encouraging (Gernez et al., 2015). In addition, high atmospheric aerosol loadings from mineral dust, commonly found in this region, and biomass burning may be detrimental to turbidity retrieval. The second objective is to analyze the spatio-temporal variability and trends of inland waters turbidity in Burkina Faso since the early 2000s.

A longer term objective is to monitor the suspended sediments in West Africa, where the in-situ monitoring network is limited and health issues related to access to safe drinking water are particularly important.

2. Materials and methods

2.1. The Bagré reservoir

The Bagré dam was built between 1989 and 1993 for hydroagricultural and hydroelectric purposes. It is located in the Centre East Region of Burkina Faso (Figure 101). The average area of the Bagré Reservoir is 20,000 ha and the maximum area is 25,500 ha, with a volume of 1.7 billion m³ which corresponds to 14 % of freshwater resources in Burkina Faso. The reservoir is supplied by a water basin covering 33,500 km² and it belongs to the Nakambé River catchment, which is the second largest watershed in Burkina Faso, and which flows downstream to the Volta River.

The Bagré watershed is dominated by relatively poor soils: mainly ferruginous and slightly developed soils (Guillobez, 1977; BUNASOL, 1987). The relief is that of a wide glacia dropping down towards the Nakambé by rectilinear slopes interrupted by some residual reliefs. All rivers, including the Nakambé, are temporary. The main tributaries of the reservoir are the Begue, Derpi, Doubegue, Koulipele, Koulwoko, Lempa, Niassa, Nouaho, Tcherbo, Tieka and Zini rivers. The Bagré Reservoir was divided in 14 zones corresponding to these various tributaries as well as the upstream downstream gradient (Figure 101).

The climate of the region is North-Sudanese (800 – 900 mm annual rainfall, Direction Nationale de la Météorologie), which is characterized by a rainy season lasting from May to September and a dry season lasting from October to April. July, August and September contribute 65 % of annual rainfall on average.

Population density in this region is about 88 inhabitants per km² (Ministry of Health, 2012), which is above national average (62 per km² in 2013, World Bank). The region has undergone significant changes since the 80s: eradication of onchocerciasis (Robert, 2011a), population growth (3.8 % per year in the 80s), new Fulani population arrival (Boutrais, 1992; Clanet, 1994), together with Mossi leaving the densely-populated

Mossi Plateau, promulgation of the Agrarian and Land Reform in 1984, and filling of the Bagré reservoir in 1992. These developments have significantly modified the landscape, leading in particular to the expansion of the cultivated areas at the expense of “natural” areas (savannahs and forests). The dominant economic activity is rain-fed subsistence agriculture.

2.2. *In situ* measurements

Water samples were routinely collected (water samples were stored in 500-ml bottles) every five days since 16 April 2015, near the outlet of the Bagré reservoir (zone 13, Figure 101) to perform turbidity and SSSC measurements. Turbidity was measured three times with an infra-red turbidimeter (EUTECH INSTRUMENTS Turbidimeter TN-10, 0–1000 NTU) and then averaged. For SSSC, two sub-samples (for each bottle) were filtered using glass microfiber paper (0.7 μ m pore size), pre-weighed after being dried at 105 °C during 1h30. After water filtration, they were dried again and weighed to determine the SSSC. The two values were then averaged.

A field campaign was carried out from 20 July 2015–6 August 2015 to collect water samples and perform radiometric measurements in the 14 different areas of the Bagré Reservoir. Seventy turbidity measurements and 53 SSSC measurements were made and analyzed with the same protocol as described above.

Moreover, during the field campaign, 28 radiometric measurements were also performed using TriOS RAMSES radiometers operating in the [350 – 900 nm] spectral range. The acquisition geometry, recommended by Mobley (1999) based on numerical modeling, was followed. Two radiometers measured the radiance and one the downwelling irradiance: a cosine irradiance sensor measured the incident daylight (E_d , in $W.m^{-2}$). One radiance sensor measured the water leaving radiance (L_u , $W.m^{-2}.sr^{-1}$) at a viewing angle of 40° and an azimuth of 135°, and the other the radiance at opposite viewing angle and the same azimuth (L_d , $W.m^{-2}.sr^{-1}$). The contribution of the surface-reflected sky-irradiance is estimated as $0.028 \times L_d$, following Mobley 1999; and subtracted from L_u before division by E_d to obtain the reflectance. Field reflectance data were used to simulate the MODIS surface reflectance in the red and near infra-red.

Scanning Electron Microscopy and laser diffraction were used to determine the main physical characteristics of the suspended mineral fraction.

2.3. Satellite data

The MODIS surface reflectance product MOD09Q1 (Terra onboard sensor, starting in 2000) and MYD09Q1 (Aqua on-board sensor, starting in 2002), which provides calibrated reflectance for red (R) and near infra-red (NIR) radiometric bands at 250 m resolution, were used in this study. Band 1 extends from 620 to 670 nm (red) and band

2 from 841 to 876 nm (near infra-red). MODIS surface reflectance 8-day composite data between March 2000 and August 2015 were obtained from the Nasa Earth Observing System (EOS) data gateway. Composite images were selected for long-term monitoring, as explained by Martinez et al. (2009) and Villar et al. (2012, 2013), because (i) the 8-day composite is compatible with the 5-days and 7-days field measurement sampling frequency; and (ii) they moderate the bidirectional reflectance effects and atmospheric artifacts. Fifteen clear-sky daily images (MOD09GQ and MYD09GQ products) acquired within less than two days from the date of in-situ sample were also used.

Band or band ratio	R ² : field spectroradiometry data (convolved to correspond to MODIS bands) versus SSSC	R ² : field spectroradiometry data (convolved to correspond to MODIS bands) versus turbidity	R ² : MODIS data (daily) versus SSSC	R ² : MODIS data (daily) versus turbidity
R	0.2	0.26	0.07	0.12
NIR	0.97	0.98	0.4	0.47
NIR/R	0.98	0.99	0.71	0.89
R-NIR	0.73	0.77	0.56	0.63
R-NIR/R + NIR	Negative values	Negative values	0.69	0.62

Figure 102. R² for various bands and band ratios (field spectroradiometry reflectance convolved to match MODIS radiometric bands, or MODIS band from daily data). Bold numbers indicate the highest R².

Satellite images sometimes contain mixed pixels, which, in our case, would be composed of water, vegetation, and soil. The reservoir surface changes, seasonally and on the long-term, as a function of water level variations and siltation. Furthermore, MODIS image effective resolution is known to vary as a function of local incidence angle. Therefore, pure water pixels retrieval in a MODIS scene is non-trivial, as it depends on both scene characteristics (hydrology, geomorphology) and acquisition geometry. For this study, we used the MOD3R method that has been developed to retrieve pure water pixels over rivers and reservoirs from MODIS 250-m scenes (Martinez et al., 2009; Villar et al., 2012, 2013; Mangiarotti et al., 2013). The method has been tested and has been shown to produce robust estimates of SSSC from MODIS data for rivers showing a large range of concentration.

Altimetry data from Jason-2 were used to monitor the water level of the Bagré Reservoir from 11/07/2008 to 31/05/2015. Jason2 provides 10-day data for the track that crosses the reservoir near zone 5 (Figure 101). They were collected from the AVISO website and processed using the Vals software.

Finally satellite-derived rainfall data were aggregated at the catchment scale. We used the TRMM3B42v7 daily product, which is suited for monitoring rainfall in tropical regions (Thiemig et al., 2012, 2013; Gosset et al., 2013; Cassé et al., 2015). Rainfall data were cumulated over 8 day periods to be consistent with the 8-days MODIS composite.

2.4. Methods

Various algorithms and indices proposed in the literature for inland waters were applied to MODIS series (2000–2015). The data and algorithms were evaluated using field measurements of turbidity, SSSC and field radiometry. Field spectroradiometric measurements by TriOS were convolved to match the MODIS radiometric bands to test different radiometric indices. Correlations were evaluated using R^2 and significance levels were calculated using the Student t-test. Trends were evaluated over 2000–2015 with the R software.

3. Results

3.1. Relationship between MODIS reflectance and SSSC and turbidity in a context of high and heterogeneous values

The water samples reveal a considerable range of SSSC and turbidity values, respectively from 18 mg.l⁻¹ to 926.67 mg.l⁻¹ and from 50.67 NTU to more than 1000 NTU.

Microscopy shows that particle sizes range from less than one to over ten μ m, so very fine particles, and that the composition is mostly clay (kaolinite, illite and smectite).

To study the relationship between reflectance and both SSSC and turbidity, a power relation was retained as suggested by Villar et al. (2013).

As expected, in-situ turbidity and SSSC are well correlated (Figure 103), although turbidity saturates for SSSC values above about 500 mg.l⁻¹.

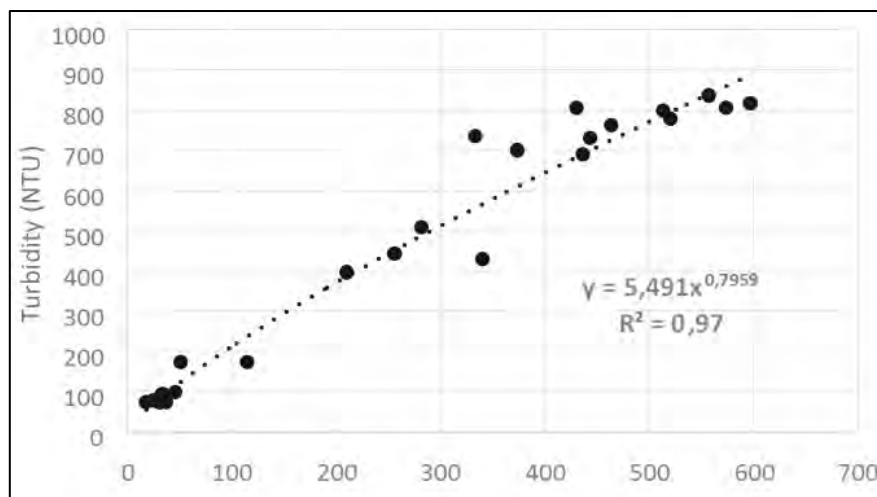


Figure 103. Turbidity as a function of SSSC by in-situ measurements over the entire Bagré Reservoir.

A very good relationship is obtained between field spectroradiometric data (convolved to match the MODIS radiometric bands) and both turbidity and SSSC, for different combinations of red and near infra-red bands proposed in the literature (Figure 102), except for the red band alone. The red band increases at low concentrations (up to 350 mg.l⁻¹) and decreases for SSSC greater than 350 mg.l⁻¹. Overall, the best relationship is observed for the NIR/R band ratio (Figure 102 and 104).

When MODIS daily data are considered, the values of R^2 are generally lower than for field spectroradiometry, but the relationships between MODIS band combinations that included the NIR band and turbidity and SSSC are still significant. The NIR/R index is again the best index for turbidity and SSSC estimation (Figure 102 and 105). However, the power relations found for the field spectroradiometer measurements and MODIS are different. Moreover, MODIS NIR/R values are much higher and more scattered than field spectroradiometer measurements for SSSC values lower than 200 mg.l⁻¹, indicating that the SSSC retrieval from satellite measurements can be less precise for small SSSC values.

Overall, the NIR/R index gives the best performances for both field spectroradiometry and MODIS and it is therefore retained for the following analysis. The variations of the NIR/R index, referred to as “NIR/R turbidity index”, through space and time will be characterized using MODIS and interpreted in terms of turbidity.

3.2. Hydrology of the Bagré reservoir

Time series of altimetry data (Jason-2) and rainfall satellite data for the period from 11/07/2008 to 31/05/2015, aggregated at the catchment scale, are plotted together with the time series of the NIR/R turbidity index in figure 106.

The water height of the Bagré Reservoir varies between 2.3 m and 8 m. There is a strong correlation between the annual rainfall and changes in water height range. The main water inflow is observed from June to November. Then, during the early dry season, the water inflow becomes smaller than the outflow (water used for turbines, irrigation and evaporation losses), so water level drops.

The minimum and maximum water levels are observed respectively in May – June and September – early October. Such large variations are found in places where both rainfall amount and seasonality are large. These significant changes in water level create wide floodplains on the banks. There are no abrupt changes, at the 8 days resolution, but a regular annual cycle that can be divided into three periods: a slow decline in the dry and cold season, a faster decline in the dry and warm season, and a marked increase in the rainy season.

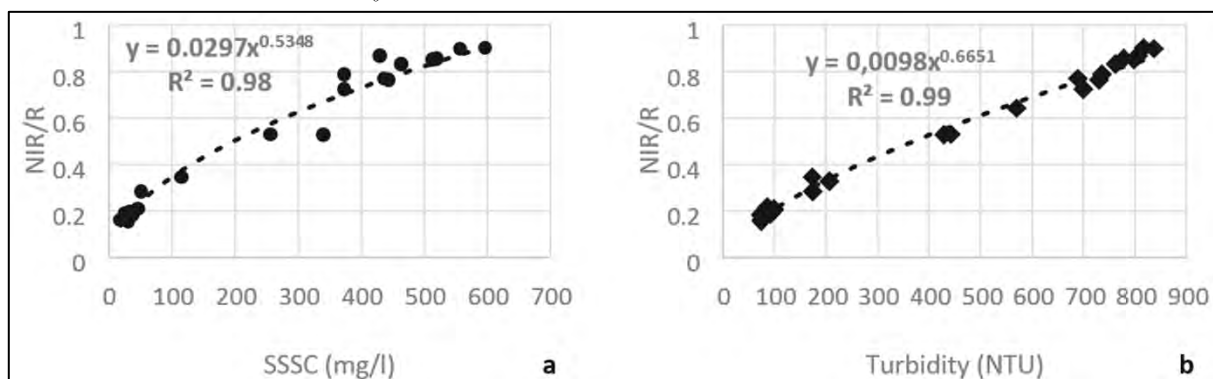


Figure 104. NIR/R band ratio from field spectroradiometry (spectroradiometric measurements convolved to match MODIS radiometric bands) as a function of SSSC (a) and turbidity (b) acquired during the field campaign (July-August 2015, $N = 21$ and $N = 28$).

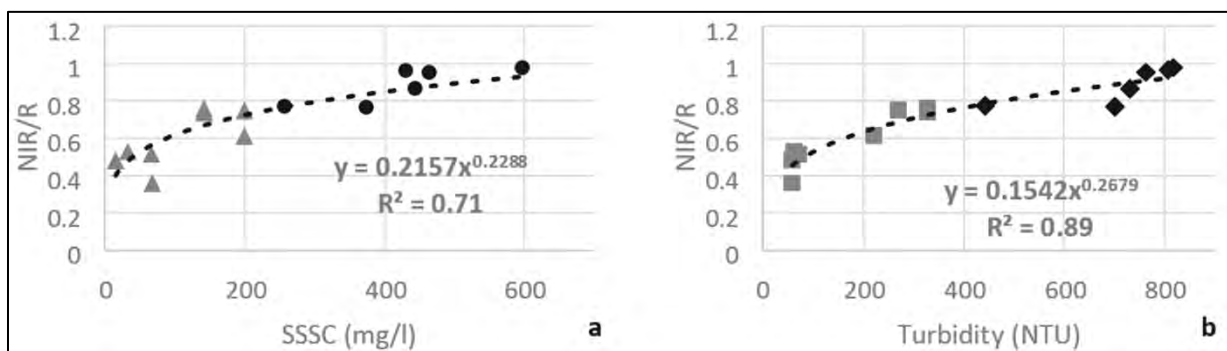


Figure 105. The daily MODIS NIR/R index as a function of SSSC (a) and turbidity (b). Bold points (SSSC) and black diamonds (turbidity) indicate measurements performed during July and August ($N = 6$), and grey triangles (SSSC) and grey boxes (turbidity) measurements performed near the outlet of Bagré Reservoir between April and September ($N = 7$).

Years with the lowest/highest water level (i.e., 2011 and 2013/2008 and 2012 respectively) show neither low nor high NIR/R turbidity index, which suggests that water level per se does not explain the variations of the NIR/R turbidity index (Figure 106a).

The early rainy season (February, March) displays increasing values of the NIR/R turbidity index. The first rain events trigger increase in the NIR/R turbidity index, whereas the water level is still decreasing (Figure 106b). At this time of year, bare soils and croplands, which are poorly protected by vegetation cover, are expected to contribute significantly to SSSC. The NIR/R turbidity index continues to increase until the mid-rainy season (August) and decreases afterwards.

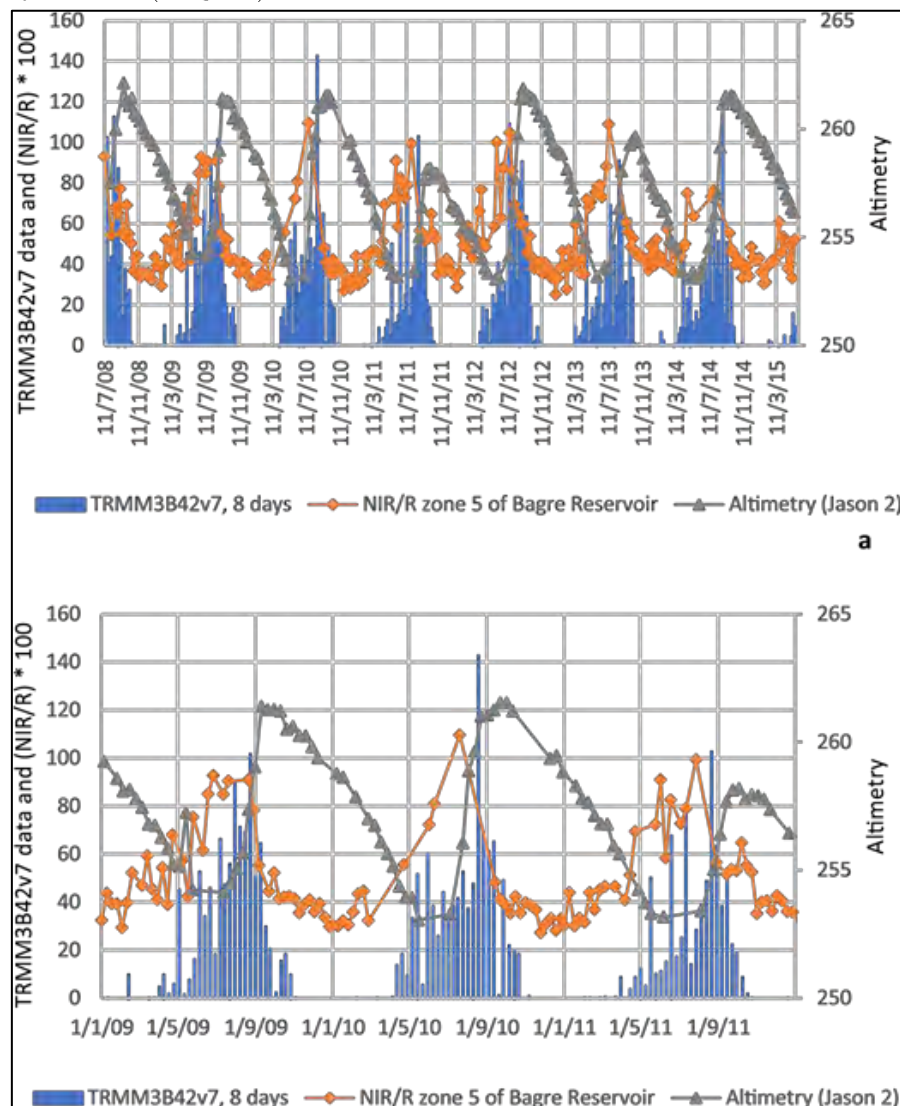


Figure 106. Time series of altimetry data, rainfall data and NIR/R turbidity index (a) and zoom showing the impact of the first rainfall on the increases of the NIR/R turbidity index (b).

3.3. Spatial and temporal variability of turbidity and SSSC during the rainy season

The distance between the upstream and downstream areas of the Bagré Reservoir being 56 km, some spatial variations in turbidity can be expected. Indeed, both spatial and temporal variations of the NIR/R turbidity index are observed on the average seasonal cycle (Figure 107), especially during the rainy season. The upstream areas (zones 1 and 2) reach maximum NIR/R turbidity index in June, the central zones (zones 3–12) in July-August (zones 3–6 in July and zones 7–12 in August), and the downstream zones in September (zone 13). MODIS data reveal a global turbidity and SSSC decrease from upstream to downstream, with the largest variation being recorded during the early rainy season. These results are consistent with sediments being transported in the reservoir (from upstream to downstream between June and August), and progressively deposited mainly in the downstream part of the reservoir. This steady decrease in the NIR/R turbidity index indicates also dilution. Occurrence of other processes such as resuspension and particles deposit by wind is not evident from the seasonal evolution of the NIR/R turbidity index.

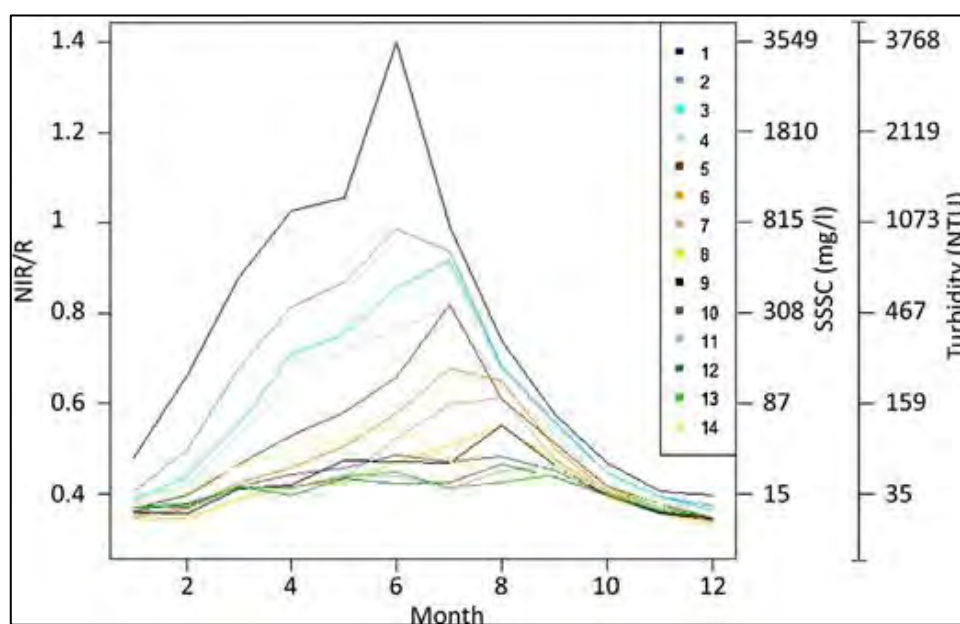


Figure 107. Average seasonal cycle for different areas of the Bagré Reservoir (2000–2015) as a function of the NIR/R turbidity index and equivalent concentration and turbidity values from MODIS images (8-day composite). For SSSC the power relationship is $y = 0.2157x^{0.2288}$ and for turbidity the power relationship is $y = 0.1542x^{0.2679}$.

The NIR/R values are converted to SSSC concentrations and turbidity values (Figure 107) using the power relationship in figure 105. Upstream areas show SSSC higher than 308 mg.l⁻¹, with a maximum of 3549 mg.l⁻¹ (turbidity higher than 467 NTU with a

maximum of 3768 NTU), central areas reach SSSC between 39 mg.l⁻¹ and 308 mg.l⁻¹ (turbidity between 81 NTU and 467 NTU) while downstream areas show SSSC values lower than 39 mg.l⁻¹ (turbidity lower than 81 NTU). The spatial variability is reduced from October to December, when the reservoir water level starts decreasing, and water inflow from the catchment decreases sharply.

	NIR/R Trend (%)
January	14.42
February	27.42
March	34.78*
April	-17.94
May	-22.64
June	-9.65
July	34.62***
August	59.76**
September	43.66**
October	37.5***
November	27.42**
December	47.17****

Figure 108. Monthly trend for NIR/R turbidity index over 2000–2015 (8-day MODIS composite). * Corresponds to p-values ≤ 0.05 ; ** Corresponds to p-values ≤ 0.01 ; *** Corresponds to p-values ≤ 0.001 ; **** Corresponds to p-values ≤ 0.0001 ; ns Corresponds to p-values > 0.05 .

	NIR/R trend (%)
Area 1	-19.12*
Area 2	-9.48
Area 3	-8.93
Area 4	4.08
Area 5	12.64*
Area 6	11.84****
Area 7	20****
Area 8	21.62****
Area 9	17.33****
Area 10	25.35****
Area 11	23.06****
Area 12	32.84****
Area 13	16****
Area 14	4.65

Figure 109. Same as Figure 108, but for the different areas of the Bagré Reservoir. * Corresponds to p-values ≤ 0.05 ; ** Corresponds to p-values ≤ 0.01 ; *** Corresponds to p-values ≤ 0.001 ; **** Corresponds to p-values ≤ 0.0001 ; ns Corresponds to p-values > 0.05 .

3.4. Evolution of the NIR/R turbidity index since the early 2000s

The NIR/R turbidity index, averaged over the whole reservoir, displays a continuous and significant increase over 2000–2015 (Figure 110a). This increase is equal to 19 % of NIR/R and corresponds to a 109 % increase of SSSC, from 11 mg.l⁻¹ to 23 mg.l⁻¹. This increase, however, is not uniform in space and time.

Specifically, the months from July to December show a significant increase for the NIR/R turbidity index (35 % – 60 %, Figure 108), with August showing the highest increase.

From a spatial point of view (Figure 109), the central and downstream areas (7–13) show the largest increases (16 % – 33 % to be compared to 19 % for the whole reservoir), especially areas 10–12 (23 % – 33 %, Figure 110b). Conversely, area 6 shows a small increase only (11.84 %, Figure 110c).

4. Discussion and conclusion

The NIR/R ratio has been shown to be the most suited among the different bands combination analyzed for monitoring turbidity and SSSC in a lake or a reservoir characterized by high turbidity values and an important spatio-temporal variability, rarely studied by a remote sensing approach so far. The same index was retained by Villar et al. (2013) to study the sediment transport in the Madeira River (Brazil) with SSSC of about 10 mg.l⁻¹ to 500 mg.l⁻¹. Our study confirms the validity of their results and extends it for SSSC up to 927 mg.l⁻¹. Our results are in line with former studies pointing at the benefit of using a two bands ratio. Such ratios have been shown to be less sensitive to the suspended sediment physical characteristics such as refraction index and granulometry and more sensitive to particle absorption properties (Whitlock et al., 1981; Moore et al., 1999; Ruddick et al., 2008; Martinez et al., 2015). This is due to the relatively flat spectral variations of the backscattering properties compared to the absorption properties, which in turn may limit the influence of the refraction indices and granulometry. Using band ratio also attenuate several problems for the satellite data like imperfect geometry or atmospheric corrections.

The MODIS NIR/R turbidity index allowed the analysis of the spatio-temporal variability of turbidity in the Bagré Reservoir over the 2000–2015. In terms of seasonal cycle, the increase of turbidity is mainly triggered by rainfalls occurring between the early rainy season and the mid-rainy season. In semi-arid environments, water runoff induced by the first rain events may trigger important sediment transport as the soil surface presents very low vegetation cover if any. Later in the season, with the development of the vegetation in croplands and rangelands, surface runoff and sediment transport are reduced, and so is turbidity of rivers and lakes or reservoirs. The decorrelation between reservoir turbidity and water level shows that the sediment transport seasonal dynamics is mostly driven by the vegetation cover at the catchment scale. These results demonstrate the interest of combining spatial hydrology techniques (rainfall, altimetry, water color) to monitor and analyze the hydrological dynamics of ungauged basins. In addition, the spatio-temporal analysis of the NIR/R index in the different areas of the reservoir revealed that the sediments are transported from upstream to downstream areas between June and September and that turbidity is not related to re-suspension of reservoir sediments.

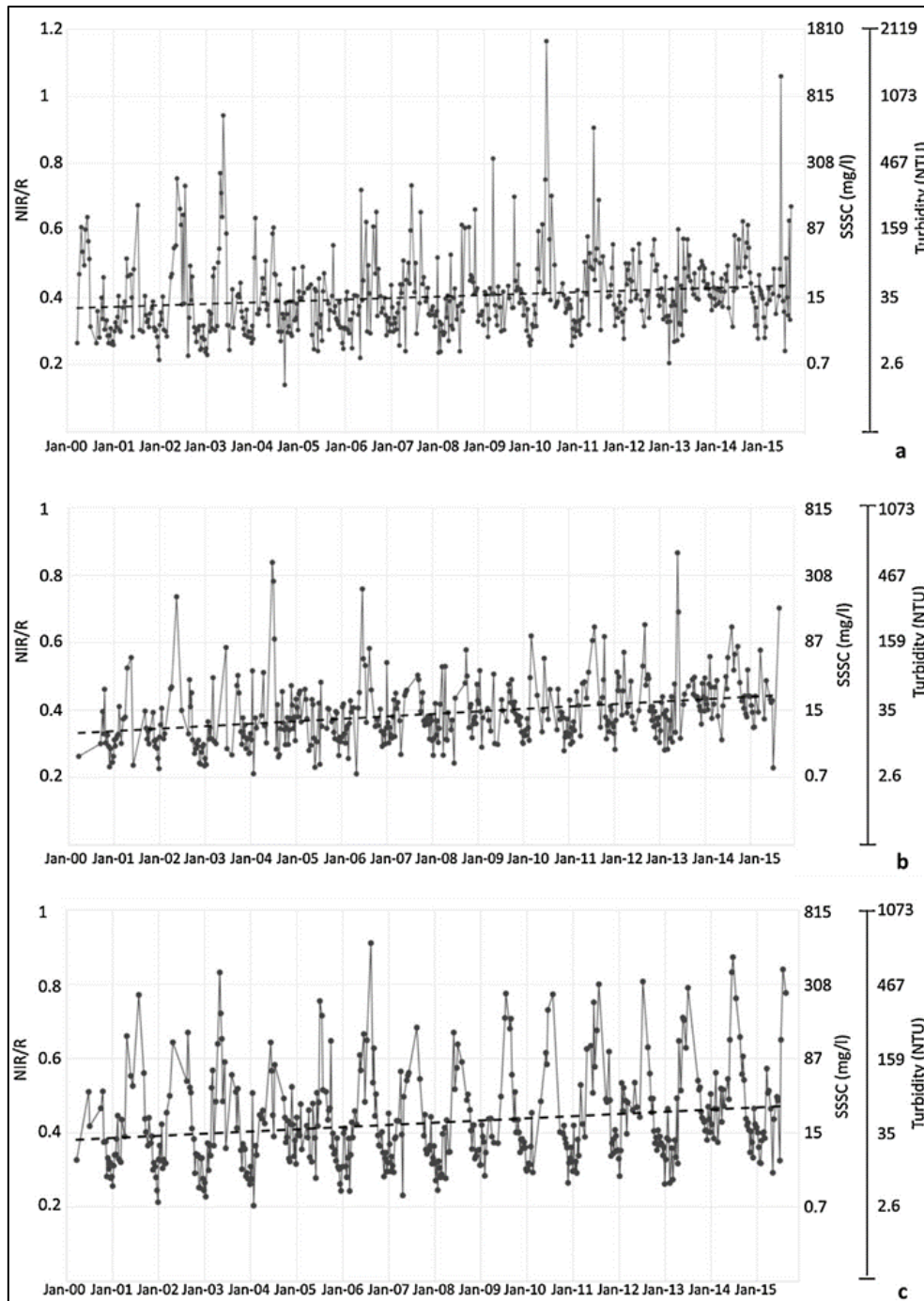


Figure 110. NIR/R turbidity index times series (8-days composite) and equivalent concentration values of SSSC and turbidity for the whole Bagré Reservoir (a), for area 12 (b) and for area 6 (c) between 2000 and 2015.

At the interannual scale, a significant increase in turbidity has been observed between 2000 and 2015 (19 %), mainly from July to December, and especially in August. The most probable hypothesis to explain this evolution, is a change in land use over 2000-2015 that has enhanced soil erosion. Indeed, different authors have reported an increase of bare soils and croplands areas in this region. A diachronic study (1986–2007) of the land use in the Doubegue watershed, which belongs to the watershed of

the Bagré Reservoir, has established an expansion of bare soils (3.6 % to 7.3 %, Robert, 2011b). Studies on the Nakambé River also revealed an expansion of bare soils (Diello et al., 2006; Mahé et al., 2003, 2005, 2010; Mahé, 2009). Such a change in land use presumably affects water runoff more importantly in the early to mid-rainy season than at the end of the rainy season when the development of vegetation cover is maximal and precipitations are more scattered. The different trends observed for the upstream and downstream part of the reservoir may be related to the influence of small lateral watersheds and the local reservoir hydrodynamic.

Finally, the high turbidity values and their marked increase over the past decade question the evolution of health risks. The high turbidity of the Bagré Reservoir indicates an important health hazard due to several water uses reported in this area: water consumption, fisheries, irrigation, washing vegetables and clothes, and recreation (Robert, 2011b, 2014). In addition, access to health center remains limited (Robert, 2011a). Turbidity monitoring may therefore be helpful to map health hazard. An interesting perspective to this work is to combine turbidity data with medical statistics from health centers on diarrheal diseases as well as practices and uses of the populations (vulnerabilities) to document health risk in space and time. The analysis of forthcoming Sentinel-2 images (10 m and 5 days) will enable a more detailed study of the spatial variability in turbidity on the Bagré Reservoir and its tributaries, which will allow, in turn, to map health hazard.

Acknowledgements

This work has been supported by the French Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS, <http://www.insu.cnrs.fr/pnts>, grant n°PNTS-2015-10), the French National Research Agency (ANR) through the ESCAPE project (ANR-10-CEPL-005), the French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) through SAMSAT and SAMSAT2 projects and grant to the first author, and Noveltis that cofinanced (with CNES) Sylvain Pinet thesis. The authors thank Olivier Ribolzi for discussion on SSSC and turbidity measurements as well as for the loan of a turbidimeter, Nebie Bittiou and Nogmana Soumaguel for their help during the field campaign, and Jean-Marie Dipama, Lassane Yaméogo, François Zougmore and the Bagré Growth Pole Project (in particular M. Yacouba Ouédraogo) for stimulating scientific discussions on water management in Burkina Faso and help with the logistics.

References

- Babin, M., Morel, A., Fournier-Sicre, V., Fell, F., Stramski, D., 2003. Light scattering properties of marine particles in coastal and open ocean waters as related to the particle mass concentration. *Limnol. Oceanogr.* 48 (2), 843–859, <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2003.48.2.0843>.

- Barnes, B.B., Hu, C., Holekamp, K.L., Blonski, S., Spiering, B.A., Palandro, D., Lapointe, B., 2014. Use of Landsat data to track historical water quality changes in Florida Keys marine environments. *Remote Sens. Environ.* 140, 485–496, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.08.035>.
- Boutrais, J., 1992. L'élevage en Afrique tropicale: une activité dégradante? In: Pontie G., Gaud M., (Eds.), L'environnement en Afrique. Special issue of *Afrique Contemporaine*, 161, 109–125.
- BUNASOL, 1987. Carte d'aptitude des terres de la province du Boulgou.
- Brock, T.D., 1966. Principles of Microbial Ecology. *Prentice-Hall*, NJ.
- Cassé, C., Gosset, M., Peugeot, C., Pedinotti, V., Boone, A., Tanimoun, B.A., Decharme, B., 2015. Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey. *Atmos. Res.* 163 (SI), 162–176, <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.01.010>.
- Chen, Z., Hu, C., Muller-Karger, F., 2007. Monitoring turbidity in Tampa bay using MODIS/Aqua 250-m imagery. *Remote Sens. Environ.* 109, 207–220, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2006.12.019>.
- Clanet, J.-C., 1994. Géographie pastorale au Sahel central. *J. Afr.* 64 (2), 159–161.
- Costa, M.P.F., Novo, E., Telmer, K.H., 2013. Spatial and temporal variability of light attenuation in large rivers of the Amazon. *Hydrobiologia* 702 (1), 171–190, <http://dx.doi.org/10.1007/s10750-012-1319-2>.
- Diello, P., Paturel, J.E., Mahé, G., Barbier, B., Karambiri, H., Servat, E., 2006. Méthodologie et application d'une démarche de modélisation hydrologique prenant en compte l'évolution des états de surface en milieu sahélien d'Afrique de l'ouest. In: Demuth, S., Gustard, A., Planos, E., Scatena, F., Servat, E. (Eds.), Climate Variability and Change—Hydrological Impacts. *IAHS Publ.*, Wallingford, UK, pp. 691–697.
- Doxaran, D., Ruddick, K., McKee, D., Gentili, B., Tailliez, D., Chami, M., Babin, M., 2009. Spectral variations of light scattering by marine particles in coastal waters, from visible to near infrared. *Limnol. Oceanogr.* 54 (4), 1257–1271, <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2009.54.4.1257>.
- Galès, P., Baleux, B., 1992. Influence of the drainage basin input on a pathogenic bacteria (salmonella) contamination of Mediterranean lagoon (the Thau lagoon, France) and the survival of this bacteria in brackish water. *Water Sci. Technol.* 25 (12), 105–114.
- Gernez, P., Lafon, V., Lerouxel, A., Curti, C., Lubac, B., Cerisier, S., Barill, L., 2015. Toward sentinel-2 high resolution remote sensing of suspended particulate matter in very turbid waters: SPOT4 (Take5) experiment in the Loire and Gironde estuaries. *Remote Sens.* 7, 9507–9528, <http://dx.doi.org/10.3390/rs70809507>.
- Gosset, M., Viarre, J., Quantin, G., Alcoba, M., 2013. Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high

- resolution gauge networks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 139 (673), 923–940, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2130>.
- Guillobez, S., 1977. Etude morphopédologique, projet Bagré: rapport général (campagnes 1975, 1976, 1977), *IRAT*.
- Hu, C., Chen, Z., Clayton, T.D., Swarzenski, P., Brock, J.C., Muller-Karger, F., 2004. Assessment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium-resolution bands: initial results from Tampa Bay, FL. *Remote Sens. Environ.* 93 (3), 423–441, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.08.007>.
- Kaba, E., Philpot, W., Steenhuis, T., 2014. Evaluating suitability of MODIS-Terra images for reproducing historic sediment concentrations in water bodies: lake Tana, Ethiopia. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform.* 26, 286–297, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2013.08.001>.
- Kirk, J.T.O., 1976. Yellow substance (gelbstoff) and its contribution to the attenuation of photosynthetically active radiation in some inland and coastal south-eastern Australian waters. *Mar. Freshw. Res.* 27 (1), 61–71.
- Knight, J.F., Voth, M.L., 2012. Application of MODIS imagery for intra-annual water clarity assessment of minnesota lakes. *Remote Sens.* 4, 2181–20198, <http://dx.doi.org/10.3390/rs4072181>.
- Ma, R., Dai, J., 2005. Investigation of chlorophyll-a and total suspended matter concentrations using Landsat ETM and field spectral measurement in Taihu Lake, China. *Int. J. Remote Sens.* 26 (13), 2779–2787, <http://dx.doi.org/10.1080/01431160512331326648>.
- Mahé, G., Leduc, C., Amani, A., Paturel, J.E., Girard, S., Servat, E., Dezetter, A., 2003. Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau. In: Servat, E., Najem, W., Leduc, C., Ahmed, S. (Eds.), *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions*, vol. 278. *IAHS Pub.*, pp. 215–222.
- Mahé, G., Paturel, J.E., Servat, E., Conway, D., Dezetter, A., 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river modelling of the Nakambe River in Burkina Faso. *J. Hydrol.* 300, 33–43, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.028>.
- Mahé, G., 2009. Surface/groundwater interactions in the Bani and Nakambe rivers, tributaries of the Niger and Volta basins, West Africa. *Hydrol. Sci. J.* 54 (4), 704–712, <http://dx.doi.org/10.1623/hysj.54.4.704>.
- Mahé, G., Diello, P., Paturel, J.E., Barbier, B., Karambiri, H., Dezetter, A., Dieulin, C., Rouche, N., 2010. Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel: impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambé au Burkina Faso. *Sécheresse* 21 (4), 330–332, <http://dx.doi.org/10.1684/sec.2010.0279>.
- Mangiarotti, S., Martinez, J.L.-M., Bonnet, M.-P., Filizola, N., Mazzega, P., 2013. Discharge and suspended sediment flux estimated along the mainstream of the Amazon and the Madeira Rivers (from in situ and MODIS Satellite Data). *Int. J.*

- Appl. Earth Obs. Geoinform.* 21, 341–355, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2012.07.015>.
- Martinez, J.-M., Guyot, J.-L., Filizola, N., Sondag, F., 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena* 79, 257–264, <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2009.05.011>.
- Martinez, J.-M., Espinoza-Villar, R., Armijos, E., Silva Moreira, L., 2015. The optical properties of river and floodplain waters in the Amazon River Basin: implications for satellite-based measurements of suspended particulate matter. *J. Geophys. Res.* 120 (7), 1274–1287, <http://dx.doi.org/10.1002/2014JF003404>.
- Miller, R.L., McKee, B.A., 2004. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. *Remote Sens. Environ.* 93 (1–2), 259–266, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.07.012>.
- Mobley, C.D., 1999. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Appl. Opt.* 38, 7442–7455.
- Moore, G.F., Aiken, J., Lavender, S.J., 1999. The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in Case II waters: application to MERIS. *Int. J. Remote Sens.* 20 (9), 1713–1733.
- Morel, A., Prieur, L., 1977. Analysis of variation in ocean color. *Limnol. Oceanogr.* 22, 709–722.
- Morel, A., Gentili, B., 1996. Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem. *Appl. Opt.* 35 (24), 4850–4862.
- Morel, A., Gentili, B., Claustre, H., Babin, M., Bricaud, A., Ras, J.P., Tieche, F., 2007. Optical properties of the clearest natural waters. *Limnol. Oceanogr.* 52 (1), 217–229, <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2007.52.1.0217>.
- Moreno-Madrinán, M.J., Rickman, D.L., Ogashawara, I., Irwin, D.E., Ye, J., Al-Hamdan, M.Z., 2015. Using remote sensing to monitor the influence of river discharge on watershed outlets and adjacent coral Reefs: Magdalena River and Rosario Islands, Colombia. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform.* 38, 204–215, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2015.01.008>.
- Nechad, B., Ruddick, K.G., Park, Y., 2010. Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sens. Environ.* 114, 854–866, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2009.11.022>.
- 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 respect to particle size, density, and composition. *Limnol. Oceanogr.* 57 (1), 124–144, <http://dx.doi.org/10.4319/lo.2011.57.1.0124>.
- Palmateer, G.A., Mc Lean, D.E., Kutas, W.L., Meissner, S.M., 1993. Suspended particulate/bacteria interaction in agricultural drains. In: Rao, S.S. (Ed.), *Particulate Matter and Aquatic Contaminants*. Lewis Publishers, Boca Raton, pp. 1–40.

- Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J.M., Sagarminaga, Y., 2010. Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Cont. Shelf Res.* 30, 379–392, <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2009.12.007>.
- Randall, W.G., McCarthy, J., Layton, A., McKay, L.D., Williams, D., Koirala, S.R., Sayler, G.S., 2006. Escherichia coli loading at or near base flow in a mixed-use watershed. *J. Environ. Qual.* 35, 2244–2249.
- Robert, E., 2011. Le Nakambé et le lac de barrage de Bagré facteurs explicatifs des recompositions territoriales et des mobilités villageoises agraires et sanitaires en Pays Bissa (Burkina Faso), *Vertigo*, H.S 10., 10.4000/vertigo.11459.
- Robert, E., 2011b. Les Risques De Pertes En Terre Et En Eau Dans Le Bassin Versant De La Doubégué (Burkina Faso): Pour Une Gestion Intégrée. *Thèse Université de Bordeaux 3*.
- Robert, E., 2014. Turbidité et risques dans le bassin versant de la Doubégué (Burkina Faso). *Bull. Assoc. Géogr. Fr.* 3, 355–372.
- Ruddick, K., Nechad, B., Neukermans, G., Park, Y., Doxaran, D., Sirjacobs, D., Beckers, J.-M., 2008. Remote sensing of suspended particulate matter in turbid waters: state of the art and future perspectives. In: *Proceedings of the Ocean Optics XIX Conference*, Barga, 6–10 October, p. 12.
- Santé Canada, Ottawa (Ontario) – 2004 – La turbidité, Recommandation pour la qualité de l’eau potable au Canada.
- Snyder, W.A., Arnone, R.A., Davis, C.O., Goode, W., Gould, R.W., Ladner, S., Lamela, G., Rhea, W.J., Stavn, R., Sydor, M., 2008. Optical scattering and backscattering by organic and inorganic particulates in U.S. coastal waters. *Appl. Opt.* 47 (5), 666–677.
- Somé, K., Dembélé, Y., Somé, K., 2008. Pollution agricole des eaux dans le bassin du Nakambé: cas des réservoirs de Loumbila et de Mogtédou au Burkina Faso. *Sud Sci. Technol.* 16, 14–22.
- Stotzky, G., 1966. Influence of clay minerals on microorganisms III. Effect of particle size, cation exchange capacity, and surface area on bacteria. *Can. J. Microbiol.* 12 (4), 831–848.
- Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., Levizzani, V., De Roo, A., 2012. Validation of satellite-based precipitation products over sparsely gauged African River Basins. *J. Hydrometeorol.* 13, 1760–1783, <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-032.1>.
- Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., De Roo, A., 2013. Hydrological evaluation of satellite-based rainfall estimates over the Volta and Baro-Akobo Basin. *J. Hydrol.* 499, 324–338, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.07.012>.
- Van der Blik, J., McCornick, M., Clarke, J., 2014. On Target for People and Planet: Setting and Achieving Water-Related Sustainable Development Goals.

- International Water Management Institute*, Colombo, Sri Lanka, <http://dx.doi.org/10.5337/2014.226>.
- Villar, R. E., Martinez, J.-M., Guyot, J.-L., Fraizy, P., Armijos, E., Crave, A., Bazan, H., Vauchel, P., Lavado, W., 2012. The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. *J. Hydrol.* 444, 221–228, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.024>.
- Villar, R. E., Martinez, J.-M., Le Texier, M., Guyot, J.-L., Fraizy, P., Meneses, P.R., Oliveira, E.D., 2013. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *J. S. Am. Earth Sci.* 44, 45–54, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.11.006>.
- Wang, J.J., Lu, X.X., 2010. Estimation of suspended sediment concentrations using terra MODIS: an example from the lower Yangtze River, China. *Sci. Total Environ.* 408, 1131–1138, <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2009.11.057>.
- Wang, Y., Xia, H., Fu, J., Sheng, G., 2004. Water quality change in reservoirs of Shenzhen, China: detection using LANDSAT/TM data. *Sci. Total Environ.* 328, 195–206, <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.02.020>.
- Whitlock, C.H., Poole, L.R., Usry, J.W., Houghton, W.M., Witte, W.G., Morris, W.D., Gurganus, E.A., 1981. Comparison of reflectance with backscatter and absorption parameters for turbid waters. *Appl. Opt.* 20 (3), 517–522.
- Wu, G., Cui, L., He, J., Duan, H., Fei, T., Liu, Y., 2013. Comparison of MODIS-based models for retrieving suspended particulate matter concentrations in Poyang Lake, China. *Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinform.* 24, 63–72, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2013.03.001>.

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier le CNES et l'entreprise NOVELTIS pour avoir cofinancé mes travaux de thèse. J'envoie également un grand merci à Sylvain Ouillon qui plus qu'un directeur de thèse supervisant son étudiant m'a épaulé dans les moments difficiles et m'a montré les plus belles facettes du métier de chercheur. Je pense que ces travaux n'auraient pas vu le jour s'il ne m'avait pas apporté son soutien scientifique mais aussi psychologique. De la même façon, je remercie Sabine Sauvage, et Bruno Lartiges parmi de nombreux autres collaborateurs qu'il m'a été donné de rencontrer au cours de mes études, qui m'ont soutenu, guidé, et encouragé pour en arriver là.

Mais en dehors de ces aspects très pro, je dois beaucoup à l'ensemble de mon entourage proche ou un peu moins proche qu'il me sera impossible de lister exhaustivement ici. Je demande donc d'ores et déjà pardon à tous ceux que ma mémoire conduira à omettre dans cette section.

On va commencer par la famille, à près tout l'histoire commence avec elle et finit avec elle. J'ai donc une pensée pour mes grands-parents, mes parents et mes trois sœurs, qui supportent mes coups de gueules de réac et mes airs de « j'ai tout compris, je vais vous expliquer » ; ça doit pas être facile tous les jours de m'avoir en face... Je vous sais tous un peu fiers ou admiratifs de ce doctorat, mais sachez bien qu'il y a un peu de vous au milieu de ces pages. Derrière la famille vient la ribambelle des copains. D'abord, on a les vieux copains, la clique des Gersois qui bon an mal an se retrouve autant que faire se peut et qui s'agrandit d'année en année. Hugues, Damien, Jb, Hugo, Loïc, Vianney, Prim, Agathe, Sophia, Mélanie, Manu, Béné, Fanny, et tous ceux et celles qui viennent avec. On parle là d'un noyau aussi dur qu'une tête de chercheur, et de savoir qu'ils seront toujours quelque part à coté ou juste derrière vous, ça aide à avancer quelque chose de bien. On a les copains d'études. La bande des Mauriciens, les rencontres de licence – Alban, Erwan, Charles, Mika, Tawa, Nono –, les arsouilles de Master, puis tous les collègues de labo – Alex, Thomas, Léandre, Bryan, Antonin, Alison, Franzi, Crsitina, Nail, Chris, les mouflettes, les Maxime, Laeti (et là désolé les gars mais vous êtes vraiment trop nombreux pour tous vous citer). Et puis on a aussi les copains qui sont là tous les jours pour vous proposer une bière en terrasse ou un anniversaire surprise. C'est ceux qui ont dû le plus m'entendre râler donc merci à vous les poteaux et désolé pour tout ça. On parle de Élo et Nono, de Rémi et Anissa, de Laeti, de Rudy, de Nono et Marine, ou encore d'Anaëlle et Antoine. A vous tous, les coupaings, vous ne pouvez pas imaginer comme c'est réconfortant de vous savoir là quand on regarde autour de soi. Déjà on a l'impression d'être moins con, et puis on est sûr qu'on va finir par retomber sur nos pattes.

Et comme on garde toujours le meilleur pour la fin, je fais faire encore une fois une grosse déclaration d'amour à mes deux petites chéries. Claire, c'est toi qui m'as incité à

venir en thèse parce que tu savais que je m'y accomplirais. C'est toi qui m'as montré que c'était réalisable et c'est toi qui m'as permis de la terminer, malgré tous les sacrifices que ça t'a coûté. Ça va faire bientôt 10 ans que tu m'inspires et que tu m'aides, par l'exemple que tu me donnes, à devenir une personne un peu meilleure. Ta capacité d'empathie et paradoxalement, ta grande gueule qui veut rien savoir, tout ça me fait avancer, bien plus vite et bien plus loin que ce que j'aurais espérer. Tu me complètes et plus je suis avec toi, plus je vois que le chemin qu'on prend est le bon, du moment qu'on le prend ensemble. Je te remercierai jamais assez pour ce que tu as fait pour moi, surtout pendant les derniers mois de thèse. Pour ça et pour ce qui a suivi, merci infiniment mon amour. C'est à toi que je dédie ces travaux de thèse. Ce qui a suivi c'est toi Marylou. On a soufflé ta première bougie il y a peu, et quelle année ! Quand j'écrivais tant bien que mal mon manuscrit à 5h du mat' et que tu me regardais taper sur mon clavier sans rien dire mais refusant absolument de t'endormir, j'avais plus besoin de café pour me tenir éveillé. Je te regarde tous les jours avec cette impression d'être éternel, puisque quoiqu'il arrive tu me souris et tu tends tes bras vers moi. On ne peut pas dire que ton arrivée nous ait facilité la tâche, mais je changerai pas l'histoire d'une virgule si c'était à refaire, ne serait-ce que pour revivre ces nuits blanches d'écriture avec toi. Toi aussi, tu me sers de moteur et on peut dire que les lignes ont bien bougé depuis que tu es là. Donc, pour tout ce que tu m'apportes, merci à toi ma petite Marylou baby.

Encore une fois, beaucoup de noms manquent à ces quelques lignes, et l'importance que prennent les uns et les autres n'est pas proportionnelle à la longueur des paragraphes qui leur sont consacrés. Vous tous comptez énormément et me permettez (ou du moins m'avez permis à un moment ou à un autre) d'en arriver là. Je vous dois une fière chandelle, merci.