

Table de matières

Résumé	4
Abstract	5
Resumen	6
Introduction	15
Contexte et motivations	15
Objet d'étude	18
Problématique scientifique et objectifs	22
Organisation de l'étude	23
Références Bibliographiques	26
Chapitre 1 - Etat de l'art	27
1. Le bassin versant du fleuve Orénoque	27
1.1. Géographie	27
1.2. Climat	29
1.3. Hydrologie	31
1.4. Sols	34
1.5. Contexte géologique	37
1.6. Géomorphologie Fluviale	41
1.7. Origine des sédiments en suspension	44
2. Revue de la littérature	47
2.1. Les flux hydrosédimentaires des principaux fleuves du monde	47
2.2. Estimations du transport de sédiments dans le bassin de l'Orénoque	48
2.3. La télédétection pour surveiller les eaux continentales	52
2.4. Transport de sédiments avec des techniques hydroacoustiques dans les	54
grands fleuves	
Références Bibliographiques	56
Chapitre 2 - Données et Méthodes	64
2. Données et méthodes	64
2.1. Zone d'étude et descriptions des travaux sur le terrain	64
2.2. Hydrologie	68
2.2.1 Niveau des eaux et débit liquide à Ciudad Bolivar	68
2.3. Analyse des sédiments en suspension et flux sédimentaires	69
2.3.1 Échantillons de MES <i>in situ</i>	69

2.3.2 Calcul de la concentration de sédiments en suspension	69
2.3.3 Flux de sédiments	70
2.4. Techniques optiques	72
2.4.1. Granulométrie	72
2.4.2. Turbidité	73
2.5. Profils ADCP et représentativité des matières en suspension	75
2.5.1. Profils ADCP	75
2.5.2. Répartition des sédiments en suspension dans la colonne d'eau	79
2.5.3. Inversion du signal ADCP : application à la détermination des concentrations des matières en suspension	81
2.5.4. L'hydrodynamique et le transport des sédiments	82
2.6. Images satellites optiques	84
2.6.1. Images satellites Landsat-8 OLI	85
2.6.2. Acquisition d'images Landsat-8 OLI	87
2.6.3. Propriétés optiques des eaux	89
2.6.4. Correction atmosphérique pour les eaux continentales	92
2.6.5. Spectrométrie de terrain et signatures spectrales	95
2.6.6. Analyse spectrale et démixage spectral linéaire	99
2.6.7. Extraction de Réflectance à base de masque aérosol	100
2.6.8. Sélection d'endmembers	101
2.6.9. Démixage spectral linéaire	103
2.6.10. Estimation de la concentration de matière en suspension (MES)	104
2.6.11. Validation statistique des estimations	105
2.7. Images satellites Radar	106
2.7.1. Images satellites Sentinel-1	107
2.7.2. Acquisition et étalonnage	109
2.7.3. Données du vent	114
2.8. Analyse du changement morphodynamique dans les grands fleuves	115
2.8.1. Données bathymétriques utilisant des transects répétitifs d'ADCP	116
2.8.2. Données topographiques par DGPS-RTK	117
2.8.3. Construction de modèles numériques de terrain	118
2.8.4. Différence de DEMs	118
2.8.5. Évaluation de l'exactitude des résultats	120

Références Bibliographiques	121
Chapitre 3 - Publication I	125
3.1 Résumé - Estimations des concentrations de sédiments en suspension transitant dans le bas cours d'Orénoque, à partir de mesures <i>in-situ</i> et d'images satellites Landsat-8 (OLI)	127
3.2 Article - Retrieval of Suspended Sediment Concentrations using Landsat-8 OLI Satellite Images in the Orinoco River (Venezuela)	130
Chapitre 4 - Publication II	144
4.1 Résumé – L'utilisation de l'imagerie Sentinel-1 et des données ADCP pour étudier les effets des zones d'expansion/contraction sur l'hydrodynamique et les flux hydro-sédimentaires du cours inférieur de l'Orénoque	146
4.2 Article - The use of Sentinel-1 imagery and ADCP data to study the effects of expansion/contraction zones on hydrodynamics and hydro-sedimentary fluxes in the Lower Orinoco	149
Chapitre 5 - Publication III	163
5.1 Résumé - Quantification des changements géomorphologiques d'une île fluvial du fleuve Orénoque par combinaison de mesures ADCP et DGPS-RTK	165
5.2 Article - Morphodynamic Change Analysis of Bedforms In The Lower Orinoco River, Venezuela	168
Chapitre 6 - Conclusions générales e Perspectives	178
6.1 Conclusions générales	179
6.2 Perspectives	182

Liste des figures

Figure 1. Modèle spatial 3D du bassin versant Orénoque	16
Figure 2. Structure de la thèse avec les trois principaux axes de recherche	20
Figure 3. Le bassin de l'Orénoque (en haut) avec (en bas) la station hydrologique de Ciudad Bolivar (CB)	28
Figure 4. Pluviométrie mensuelle moyenne (mm. j ⁻¹) pour le nord de l'Amérique du Sud entre 1998 et 2011	30
Figure 5. Débits mensuels moyens entre 1926 et 2016 à Ciudad Bolivar	32

Figure 6. Débit liquide moyen dans le bassin versant Orénoque	32
Figure 7. Apports liquides des deux côtes de l'Orénoque	33
Figure 8. Carte des sols du bassin versant de l'Orénoque avec le réseau fluvial	37
Figure 9. Carte géologique du bassin versant de l'Orénoque	38
Figure 10. Cartes paléogéographiques de la transition des paysages «cratoniques» aux paysages «Andins»	39
Figure 11. (A) Carte des pentes du bassin versant de l'Orénoque. (B) Il s'agit d'un zoom du cadre bleu de la figure A	42
Figure 12. Caractéristiques de la géomorphologie fluviale de la section du fleuve Orénoque à Ciudad Bolívar	43
Figure 13. Flux solide moyen dans le bassin versant Orénoque à Ciudad Bolívar	45
Figure 14. Transport annuel des sédiments des principaux affluents de l'Orénoque	46
Figure 15. Emplacements des plus grands fleuves principaux du monde	47
Figure 16. Flux annuels moyens de sédiments entre 1950 et 2017	52
Figure 17. Localisation des mesures spectrales des signatures au cours des mois de Mai et Août 2014	66
Figure 18. Grilles conçues par l'observatoire SNO-Hybam pour évaluer la réflectance	67
Figure 19. (A) Port flottant du "Comando fluvial de Ciudad Bolívar". (B) Règle limnimétrique dans la station hydrologique de Ciudad Bolívar	68
Figure 20. Protocole établi par l'Observatoire SNO-Hybam pour le calcul de la concentration des sédiments en suspension	70
Figure 21. Mesures granulométriques à l'aide d'un analyseur granulométrique	72
Figure 22. Mesure de la turbidité à l'aide d'un turbidimètre portable 2100P de marque Hach	74
Figure 23. Variation temporelle du débit avec des valeurs de Turbidité (NTU) et de MES (mg.l^{-1}) en 2015-2016.	74
Figure 24. Illustration d'un profileur de courant acoustique Doppler (ADCP)	76
Figure 25. (A) Acquisition typique d'un transect ADCP. (B) Le faisceau vertical du RiverRay fournit des données bathymétriques	77
Figure 26 (A) Profils ADCP acquis à différents moments du régime hydrologique, entre 2012 et 2016. (B) Le profil ADCP (H1) montre les champs de débit moyens pour cinq transects ADCP interpolés	78

Figure 27. Distribution de trois sections verticales et emplacement des points de prélèvement d'eau à différentes profondeurs	80
Figure 28. Vue de face d'un échantillonneur à points Ben Meadows de 2,2 litres de l'IRD.	80
Figure 29. Comparaison des bandes spectrales des capteurs ETM+, OLI et MSI	86
Figure 30. Le bassin de l'Orénoque, avec les principaux affluents et la couverture spatiale des scènes OLI Landsat-8	88
Figure 31. Interaction d'un rayon de lumière (flux radiant Φ) avec une fine couche du milieu physique	90
Figure 32. Les composants de la radiance	93
Figure 33. Illustration schématique de la disposition technique d'une mesure hyperspectrale, de terrain ou en laboratoire	95
Figure 34. Procédure de mesure de la Réflectance R_{rs} <i>in-situ</i>	96
Figure 35. Comparaison de certaines signatures spectrales	98
Figure 36. Le signal détecté par un capteur dans un pixel	100
Figure 37. Diagramme Pixel Purity Index	101
Figure 38. L'image en noir et blanc montre le résultat final du modèle PPI	102
Figure 39. Montre le résultat de la méthode de démixage spectral linéaire	104
Figure 40. (A) Sentinel-1A et 1B ont un positionnement orbital précis. (B) Vues des orbites des satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B	108
Figure 41. Modes d'acquisition par satellite Sentinel-1	109
Figure 42. Fluxogramme illustrant la méthodologie appliquée aux images satellites Sentinel-1	111
Figure 43. Image sentinel-1 Septembre 2015 dans le secteur de l'entonnoir du bas cours de l'Orénoque	113
Figure 44. Graphique de rose des vents pour l'année 2015 à la station de l'aéroport de Ciudad Bolívar.	114
Figure 45. Diverses activités de terrain réalisées sur l'île fluviale près de Ciudad Bolívar	116
Figure 46. Modèles numériques du terrain sur une île fluviale dans le bassin inférieur du fleuve Orénoque	118
Figure 47. Schéma de la technique DoD utilisant l'extension GDC	119

Figure 48. Illustration de l'acquisition de modèles numériques de terrain à 120 différentes conditions du régime hydrologique

Liste des tableaux

Tableau 1. Répartition de la couverture pédologique par rapport à la surface du bassin versant de l'Orénoque	36
Tableau 2. Résumé chronologique des estimations du transport des sédiments calculées par différentes études entre 1950 et 2017.	50
Tableau 3. Estimations du flux de sédiments annuel moyen	51
Tableau 4. Campagnes de terrain menées dans l'Orénoque inférieur	65
Tableau 5. Spécification des bandes spectrales Landsat-8 du capteur OLI	86

Liste des abréviations, des sigles et des acronymes

ADCP :	Acoustic Doppler Current Profiler
ArcGIS :	Logiciel de système d'information géographique
ASD:	Analytical Spectral Devices, Inc.
ASL :	Au-dessus du niveau de la mer
AUSPOS :	Installation de traitement de données GPS en ligne gratuite.
CAMREX :	Carbon in the Amazon River Experiment
CB :	Ciudad Bolivar
COEA:	Centro de Oceanologia y Estudios Antarticos
CPDI :	Centro de Procesamiento Digital de Imagenes
CVG :	Corporación Venezolana de Guayana
CZCS :	Coastal Zone Color Scanner
dB :	Décibels
DEM :	Digital Elevation Model
DGPS :	Differential GPS
DNAEE :	Agence Nationale de l'Energie Electrique
DoD :	DEMs of Difrence
DOS :	Dark Object Subtraction
ECOS-Nord :	Evaluation-orientation de la Coopération Scientifique-Nord
ENVI :	ENvironment for Visualizing Images
ESA :	L'Agence spatiale européenne
ESPA :	EROS Science Processing Architerture
EW :	Extra-Wide swath
FAO :	Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture
FIIDT :	Fundación Instituto de Ingeniería para el Desarrollo Tecnológico
FLAASH :	Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes
GDC :	Geomorphic Change Detection Software
GDR :	Groun Range Detected
GET :	Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse
GPS :	Global Positioning System
IDEAM :	Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia
IDL :	Interactive Data Language
Ikonos :	Satellite d'observation de la Terre appartenant à DigitalGlobe
IMF :	Instituto de Mecanica de Fluidos
INAMEH :	Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología
IRD :	Institut de Recherche pour le Développement
IVIC :	Instituto Venezolano de Investigaciones Cientificas
IW :	Interferometric Wide swath
KHz :	Kilohertz
LANDSAT-8 :	Satellite américain d'observation de la Terre
LaSRC :	Landsat Surface Reflectance Code
Matlab :	Matrix laboratory software
MERIS :	MEdium Resolution Imaging Spectrometer
MES :	Matière en suspensión
MODIS :	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
NASA :	The National Aeronautics and Space Administration
NIR :	Near-infrared

NTU :	Unités de Turbidité Néphéломétrique
OLCI :	Ocean Land Colour Instrument - Sentinel-3
OLI :	Operational Land Imager
PPI :	Pixel Purity Index
Quickbird :	Satellite d'observation de la Terre appartenant à DigitalGlobe
ROIs :	Regions of Interest
RTK :	Real-Time Kinematic
SAM :	Spectral Angle Mapper
SAR :	Synthetic Aperture Radar
SEAWIFS :	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SENTINEL-1:	Capteur C-SAR du programme Copernicus.
SENTINEL-2 :	Capteur optique du programme Copernicus
SLC :	Single Look Complex
SM :	Stripmap
SNAP :	Sentinels Application Platform
SNO-Hybam :	Service d'Observation de la géodynamique, de l'HYdrologie et de la biogéochimie dans les Bassins de l'AMazone, de l'Orénoque et du Congo
SNR :	La rapport signal-bruit
SPOT :	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SRTM :	Shuttle Radar Topography Mission
SST :	Solides en suspension totaux
SWIR :	Short-wavelength infrared
TIRS :	Thermal Infrared Sensor
TOPSAR :	Terrain Observation with Progressive Scanning SAR
TRMM :	The Tropical Rainfall Measuring Mission
UCV :	Universidad Central de Venezuela
USGS :	US Geological Survey
VGM17 :	Le modèle Geoidal vénézuélien 2017
VIIRS :	Visible Infrared Imaging Radiometer Suite
VMT :	Velocity Mapping Toolbox
Worldview :	Satellite d'observation de la Terre appartenant à DigitalGlobe
WV :	Wave mode
ZCIT :	Zone de Convergence Intertropicale

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Contexte et motivations

Le fleuve Orénoque est une voie navigable d'une grande importance pour le développement de la Ceinture Pétrolière de l'Orénoque, la région dotée des plus grandes réserves de pétrole au monde ([Talwani, 2002](#)). Son principal axe fluvial, l'axe Orénoque-Apure, qui traverse le territoire national en direction ouest-est, connaît une expansion démographique et économique face à l'exploitation des ressources naturelles, qui prend de plus en plus d'importance ([Péné-Annette, 2011](#)). De nos jours, il est essentiel de renforcer notre compréhension du comportement hydrosédimentaire et de la morphologie fluviale dans le bas Orénoque, afin de soutenir les projets de dragage et d'assurer la navigabilité vers l'océan Atlantique.

Les flux hydrosédimentaires affectent la navigation et les infrastructures fluviales, deltaïques et côtières en modifiant perpétuellement la configuration de leurs environnements fragiles. Ils provoquent par conséquent de sérieux défis au développement économique des régions concernées qui doivent réaliser des opérations de dragage complexes pour libérer les chenaux de navigation et les ports fluviomaritimes victimes d'ensablements néfastes à leur bon usage ([Laraque and Lopez, 2014](#)).

Au cours des dernières années, l'intérêt pour l'étude des eaux continentales a augmenté. Cependant, les trois quarts des pays du monde ne peuvent pas installer l'infrastructure nécessaire à la surveillance de l'eau dans la plupart de leur bassin ([Martinez et al., 2008](#)).

Le bassin de l'Orénoque n'échappe pas à cette réalité. En raison des coûts élevés de maintenance et de gestion des réseaux de stations hydrologiques, le nombre de stations installées a été limité. En outre, en raison de ces contraintes budgétaires, le nombre d'échantillons prélevés d'eau et de matières en suspension ont considérablement diminué ces dernières années ([Herrera and Puerta, 2012](#)).

Cette étude est justifiée en raison du fort potentiel du trafic fluvial dans le canal de l'Orénoque, qui est lui-même lié au développement et à l'exploitation de la Ceinture Pétrolière de l'Orénoque, ainsi qu'aux activités de transport par les industries de base à Guayana. Aujourd'hui, beaucoup d'incertitudes persistent quant au comportement hydraulique du canal en termes de volumes de sédimentation et donc de dragage d'entretien (Cedeño and Chacare, 1999).

Le fleuve Orénoque et son delta sont actuellement parmi les moins étudiés au monde (Mikhailova, 2010). Cependant, le fleuve Orénoque présente des caractéristiques géomorphologiques, hydrologiques et écologiques qui, associées à son régime particulier et à la zone côtière océanique, le rendent particulièrement intéressant d'un point de vue scientifique (Figure 1).

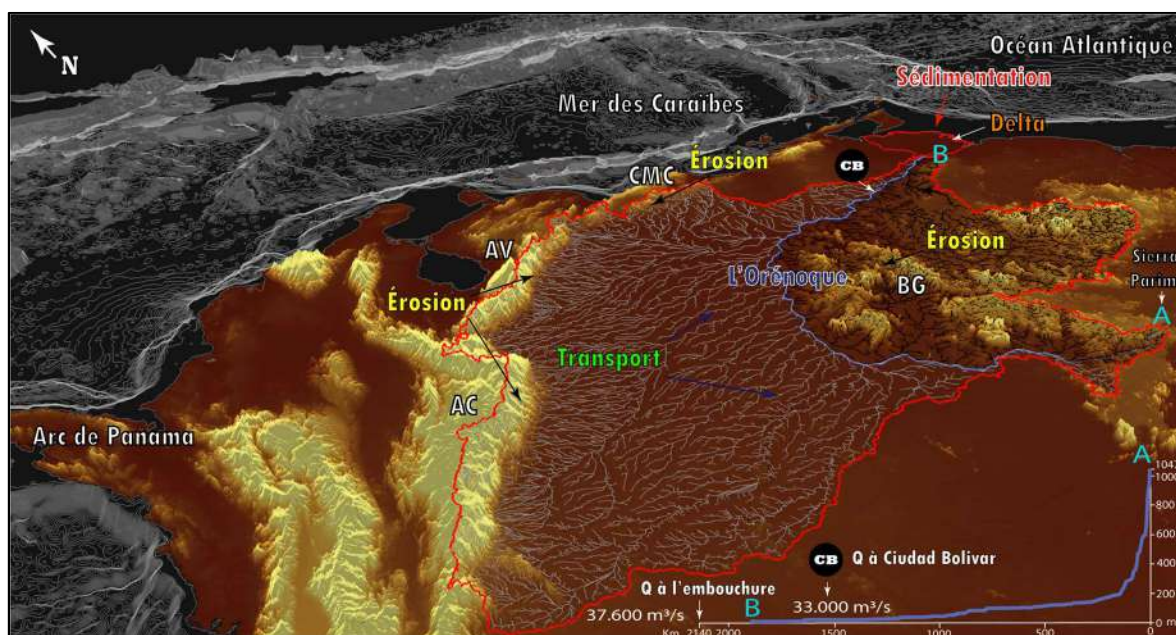


Figure 1. Modèle spatial 3D du bassin versant Orénoque, avec la combinaison de la topographie SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) à 30 m de résolution spatiale et la bathymétrie de la Mer des Caraïbes et Océan Atlantique (Sandwell et al., 2014). AC = Andes Colombiennes; AV = Andes Vénézuéliennes; CMC = Chaîne de Montagne Centrale; BG = Bouclier Guyanais; Delta = Delta de l'Orénoque et CB = station hydrologique de Ciudad Bolívar. Le graphique montre le profil du fleuve Orénoque depuis son origine (A) dans la Sierra Parima (1047 m au-dessus du niveau de la mer) jusqu'à son delta (B) et ensuite à son embouchure dans l'océan Atlantique.

Depuis 2004, le programme de recherche SNO-Hybam a inclus dans son réseau de surveillance le bassin versant de l'Orénoque au Venezuela. Dans la **Figure 1**, on peut observer la localisation spatiale de sa principale station hydrologique à Ciudad Bolivar, qui contrôle environ 89% du bassin versant total. Ce fleuve est considéré comme le troisième plus grand au monde en termes de volume de débit ($37\,600\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) à son embouchure (Laraque et al., 2013). L'objectif de ce programme est la caractérisation, le suivi et la quantification des flux hydrologiques et biogéochimiques résultant de l'érosion et de l'altération du matériel transporté par les 3 principaux fleuves planétaires : Amazone, Congo et Orénoque, qui exportent les sédiments directement vers l'océan Atlantique intertropical (<http://www.sohybam.org/>).

L'institut de Recherche pour le Développement (IRD), le laboratoire Géosciences et Environnement de Toulouse (GET), l'Institut vénézuélien de recherche scientifique (IVIC), l'Institut de mécanique des fluides (IMF) de l'Université Centrale du Venezuela (UCV) et l'Institut d'ingénierie (FIIIDT-CPDI) mènent des études conjointes dans le cadre d'un projet de coopération ECOS- Nord (V14U01) : "Études hydrosédimentaires, morphodynamiques et géochimiques de la frange du développement pétrolier de l'Orénoque : Impacts sur la navigation fluviale et comparaison avec les fleuves guyanais (Maroni, Oyapock)".

Dans ce cadre il s'agit de conduire des études hydrosédimentaires, morphodynamiques et géochimiques du bas Orénoque pour évaluer les impacts de la dynamique hydrosédimentaire sur la navigation fluviale et comparer le fonctionnement de ce fleuve avec ceux (Maroni et Oyapock), qui drainent tous le bouclier guyanais. Cette thèse fait également partie de ce projet, qui a financé les différentes campagnes de terrain développées dans le cours inférieur de l'Orénoque, ainsi que le déplacement de plusieurs chercheurs français et vénézuéliens dans le cadre de ces études.

La méthode d'approche de cette thèse nous permet d'améliorer nos connaissances sur la surveillance des flux de sédiments qui sont pertinents pour une grande variété de disciplines environnementales et pour la gestion des ressources en eau. La compréhension du comportement des rivières et de leurs voies de transport améliorera la perception de nombreux processus d'importance mondiale tels que le cycle biogéochimique des polluants et des nutriments, la réduction du CO_2 atmosphérique, la formation et l'érosion des sols,

l'évolution de la croûte et l'interaction atmosphérique, ainsi que le compartiment lithosphérique du système Terre (Allen, 2008). En fait, de nombreux problèmes environnementaux sont liés au transport de sédiments par les rivières (en suspension et charriages du fond) (Cantalice et al., 2015). Dans le bas cours de l'Orénoque, on a observé l'influence de la géomorphologie fluviale et de ses turbulences, qui homogénéisent les sédiments fins en suspension permanente. Ces derniers généralement argileux avec des propriétés cohésives, sont capables de transporter divers contaminants (métaux lourds tels que le mercure, le plomb, entre autres), ainsi que des nutriments (Espinoza Villar, 2013).

La déforestation, le pâturage incontrôlé et d'autres pratiques destructrices accélèrent l'érosion et de perte de sols avec une augmentation concomitante de la libération des sédiments terrigènes. L'érosion sédimentaire résulte d'une interaction complexe de plusieurs processus fluviaux prenant en compte le climat, la topographie, les caractéristiques du sol, la couverture et l'utilisation du sol, la zone de captage et les impacts induits par les barrages. La pollution associée aux sédiments entraîne également une diminution de la qualité physique et chimique de l'eau (Zhen-Gang, 2017)

Objet d'étude

Les indicateurs de qualité de l'eau associés aux propriétés physiques, chimiques et biologiques sont traditionnellement déterminés par la collecte d'échantillons durant les campagnes de terrain et aux stations hydrologiques, qui sont ensuite analysées en laboratoire. Bien que ces mesures *in-situ* offrent une haute précision, il s'agit d'un travail intensif, qui prend du temps, ce qui limite la construction d'une base de données de qualité de l'eau simultanée à l'échelle régionale, notamment des méga-réseaux hydrographiques comme l'Orénoque, dont le bassin versant couvre environ 10^6 km².

De plus, les méthodes conventionnelles d'échantillonnage ponctuel ne sont pas adoptées pour identifier les variations spatiales ou temporelles de la qualité de l'eau sur de grandes étendues, alors qu'elles sont vitales pour l'évaluation et la gestion efficace des masses d'eau. Par conséquent, ces difficultés d'échantillonnage successives et intégrées deviennent un obstacle important à la surveillance et à la gestion de la qualité de l'eau.

Au cours des dernières décennies, les progrès de la technologie spatiale et l'utilisation croissante d'applications informatiques par des ordinateurs dotés d'une puissance de calcul croissante, ont permis aux techniques de télédétection de devenir des outils utiles afin d'atteindre cet objectif d'améliorer considérablement les suivis de différents paramètres spatio-temporels sur de grandes surfaces.

Les techniques de télédétection permettent une surveillance et une identification à grande échelle, de manière plus efficace et efficiente des régions et des masses d'eau qui souffrent de problèmes qualitatifs. La collecte de données détectées à distance se produit sous forme numérique et, par conséquent, est facile à lire dans le traitement informatique. Les techniques de télédétection sont utilisées depuis les années 1970 et continuent d'être largement utilisées dans l'évaluation de la qualité de l'eau dans le monde contemporain.

Initialement, la formulation du sujet de la thèse laisse volontairement une liberté dans le choix des aspects à explorer en détail : «Étude intégrée de la dynamique des flux hydrosédimentaires dans le fleuve Orénoque par mesures *in-situ* et télédétection ». Le choix de ces aspects est centré sur trois axes de recherche principaux : (i) tout d'abord, la construction d'un modèle d'inversion spectrale robuste et précis (semi-empirique) pour estimer et évaluer la variabilité de matière en suspension (MES) de la surface, à partir d'une analyse spectrale d'images satellitaires Landsat-8 OLI; (ii) puis pour transformer la valeur de surface de MES à une valeur moyenne de MES dans toute la section, des séries temporelles du satellite Sentinel-1 ont été utilisées pour analyser la rétrodiffusion du signal radar afin de caractériser la rugosité et de déterminer spatialement les segments du fleuve associés à un écoulement turbulent, directement lié à l'homogénéisation des sédiments en suspension; enfin (iii) il s'agissant de déduire le volume d'érosion/dépôt associé au charriage de fond d'une île fluviale semi-submergée représentative du bas cours de l'Orénoque, en appliquant des techniques de différence en modèles numériques de terrain (DoD - Difference of DEMs) sur des levés topo-bathymétriques de haute résolution.

Dans la **Figure 2**, la structure principale de ce travail de recherche est présentée, qui comprend trois principaux axes de recherche et complémentaires parmi eux, pour étudier la dynamique

des flux hydrosédimentaires dans le bas cours du fleuve Orénoque. Chacun d'eux est détaillé ci-dessous:

Le premier axe de recherche se concentre sur l'analyse de la variabilité de matière en suspension dans le fleuve Orénoque, au cours de 3 cycles hydrologiques complets (2013-2016). À cette fin, un algorithme d'inversion spectrale a été développé pour relier les MES provenant d'échantillons superficiel *in-situ* avec le signal de Réflectance d'une série temporelle du satellite Landsat-8.

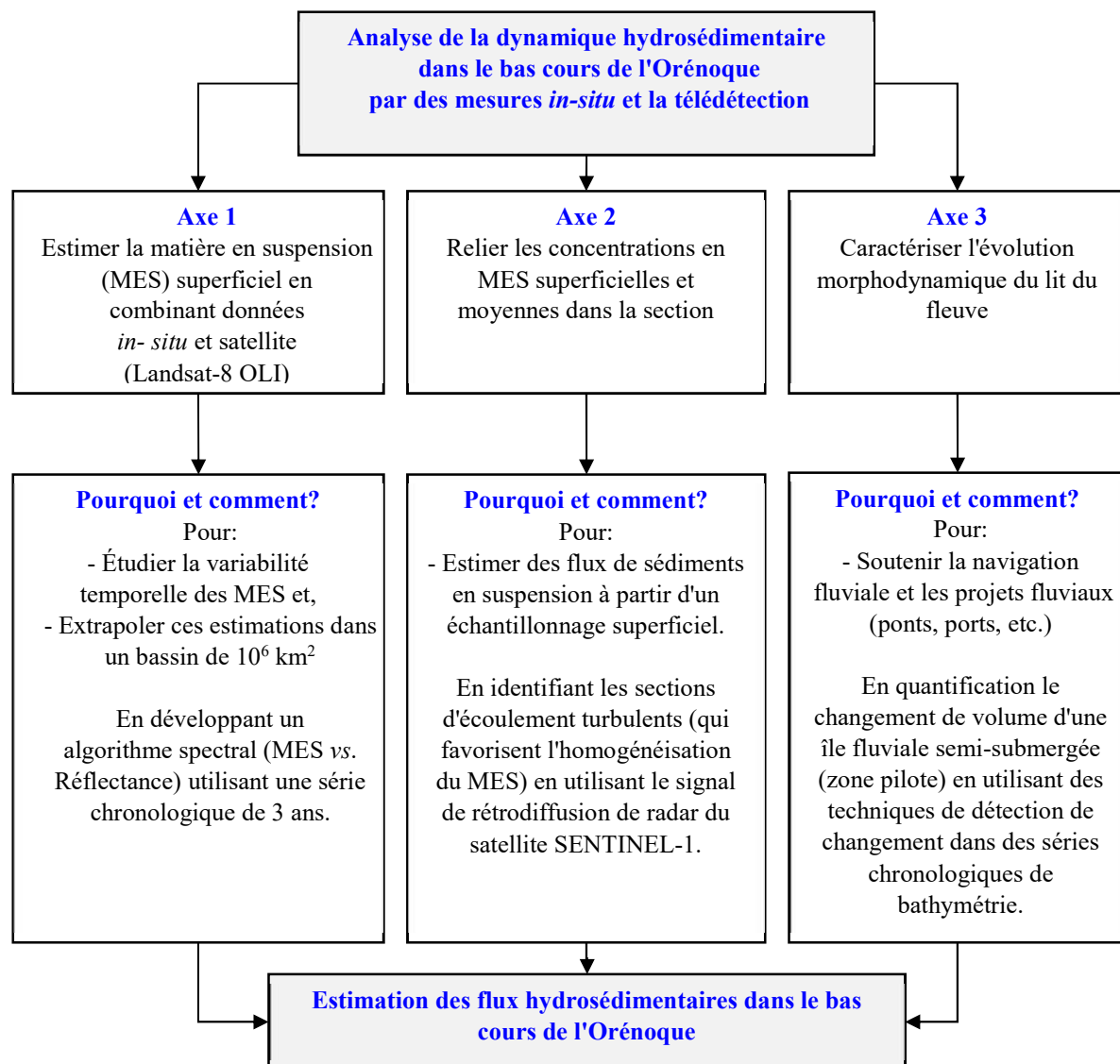


Figure 2. Structure de la thèse avec les trois principaux axes de recherche

Une comparaison des différentes méthodes de correction atmosphérique a été évaluée sur les images OLI Landsat-8, afin d'atténuer les artefacts atmosphériques sur les scènes. Cela a permis d'étudier le mélange des sédiments en suspension, ainsi que d'estimer et de cartographier la variabilité spatio-temporelle du transport des sédiments dans l'une des principaux fleuves du monde en termes de débit.

Le deuxième axe de recherche vise à transformer la valeur de surface du MES en une valeur représentative de la moyenne du MES dans toute la section, en identifiant et en caractérisant les segments de flux turbulent qui favorisent l'homogénéisation des sédiments en suspension dans un chenal en forme d'entonnoir à Ciudad Bolívar. Cette étude est basée sur une analyse de rétrodiffusion du signal radar, où une comparaison est faite en utilisant le coefficient radar de rétrodiffusion le long de sections dominées par une géomorphologie caractérisée par l'alternance de zones de rétrécissement et d'élargissement. A partir de cette analyse, il est possible de déterminer spatialement des segments du fleuve associés à un écoulement turbulent, en étant capable de caractériser ce phénomène à différentes périodes du cycle hydrologique. L'une des potentialités de l'utilisation de cette méthodologie dans les grands fleuves est que la détection de sections dominées par un processus d'homogénéisation des sédiments en suspension peut être rapidement réalisée, principalement dû au contrôle de l'hydrodynamique naturelle du fleuve, granulométrie des sédiments et la géomorphologie du canal.

Le troisième axe de recherche traite de la quantification des changements géomorphologiques d'une île fluviale dans le bas Orénoque durant le régime hydrologique, combinant les mesures d'un profileur de courant acoustique Doppler (ADCP) et de récepteurs GPS différentiels en mode de fonctionnement pour navigation cinétique par satellite dans temps réel (DGPS-TRK). Dans cette étude, une stratégie des transects ADCP a été proposée autour d'une barre de sable «semi-submergée» au milieu du chenal et en même temps d'une étude topographique avec des mesures DGPS en mode RTK. A partir de la redondance des points bathymétriques obtenus à partir de transects répétitifs ADCP et le nuage de points associé à la topographie dans la partie exposée de l'île fluviale, nous avons procédé à la construction et à l'interpolation de modèles numériques du terrain de haute résolution spatiale (1m) pour deux périodes du fleuve avec un régime de débit bien contrasté.

Les distances dans les transects ADCP ont été mesurées le long de 4 faisceaux de transducteurs, jusqu'au lit du fleuve. Ensuite, chacune de ces distances est traduite en profondeur du fleuve. Cependant, chacune de ces distances est suffisante pour créer une bathymétrie précise à des profondeurs relativement faibles ([Dinehart and Burau, 2005](#)).

Puis, en utilisant la méthodologie de ([Wheaton et al., 2010](#)), nous avons procédé à l'application de la technique appelée « Difference of DEMs » (DoD), basée sur la détection et la quantification des changements volumétriques et de surface. Un DoD a été calculé à partir de la soustraction des élévations de chaque DEM généré à une date différente. Cette soustraction est développée pixel par pixel. La variation volumétrique nette estimée est calculée en multipliant le changement d'élévation (profondeur mesurée en mètres) par la surface de chaque pixel.

Ces volumes sont ensuite ajoutés aux catégories d'érosion ou d'accrétion afin d'obtenir l'estimation volumétrique nette. Enfin, une simulation 3D est utilisée avec les deux bathymétries pour recréer le processus de sédimentation qui a lieu lors de la descente des eaux, où le volume des sédiments se déplace principalement comme une charge de charriage de fond.

Problématique scientifique et objectifs

La problématique scientifique abordé dans cette thèse est liée à la quantification, compréhension et à la variation des flux hydrosédimentaires dans les grands fleuves. Plus précisément dans un méga-fleuve comme l'Orénoque, où des études ont été récemment menées sur ses flux, mais des recherches sont nécessaires pour approfondir nos connaissances sur sa dynamique hydro-sédimentaire.

Cela nous amène à considérer trois questions principales dans cette thèse :

- ❑ Peut-on mesurer les flux hydrosédimentaires dans le fleuve Orénoque à partir des concentrations en sédiment en suspension superficielles estimées par imagerie optiques satellitaires multi-temporelles ?

- ❑ Peut-on utiliser le radar à synthèse d'ouverture (RSO) en bande C pour identifier les secteurs d'écoulement turbulent, susceptibles de favoriser l'homogénéisation des sédiments en suspension?
- ❑ Peut-on d'étudier finement les processus sédimentaires liés au charriage de fond dans une île fluviale semi-immergée en croisant des relèves bathymétriques répétitifs obtenus par ADCP et DGPS-RTK ?

Organisation de l'étude

Cette thèse se compose de 6 chapitres, organisés de la manière suivante:

Chapitre 1 – État de l'art: Ce chapitre présente une brève revue de la littérature sur le bassin du fleuve Orénoque, en particulier sur les notions de géographie, climatologie, hydrologie, géologie, pédologie, géomorphologie, ainsi que l'origine des sédiments en suspension. En outre, une revue de l'état de l'art associée aux études et aux contributions théoriques est faite sur la caractérisation des flux hydrosédimentaires dans l'Orénoque.

Chapitre 2 – Méthodes et données: Ce chapitre fournit un cadre conceptuel des principales méthodes et données utilisées dans cette étude.

Chapitre 3 – Estimations des concentrations de sédiments en suspension transitant dans le bas cours d'Orénoque, à partir de mesures *in situ* et d'images satellites Landsat-8 (OLI): Ce chapitre présente le manuscrit publié sous la forme d'un article dans la revue Comptes Rendus Géosciences - Elsevier, dans le cadre d'un numéro spécial dans la Sixième réunion scientifique du service d'observation HYBAM 2015. L'article «[Retrieval of suspended sediment concentrations using Landsat-8 OLI satellite images in the Orinoco River \(Venezuela\)](https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.08.004) - <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.08.004>», identifie pour la première fois de manière complète la variabilité de débits de sédiments dans l'Orénoque inférieur, à long terme et tout au long du régime hydrologique annuel grâce à l'utilisation du satellite Landsat-8 OLI. De même, une méthodologie est établie pour l'estimation des sédiments en suspension, en fonction de la relation spectrale entre des mesures *in-situ* et la Réflectance obtenue à partir de séries temporelles basées sur les données du même satellite.

Chapitre 4- L'utilisation de l'imagerie Sentinel-1 et des données ADCP pour étudier les effets des zones d'expansion/contraction sur l'hydrodynamique et les flux hydro-sédimentaires du cours inférieur de l'Orénoque: Dans ce chapitre, nous présentons un deuxième papier qui traite de l'utilisation du signal de rétrodiffusion du radar pour l'identification de segments associés aux flux turbulents. Ce travail a été soumis à la revue *Internacional Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* avec le titre : « [The use of Sentinel-1 imagery and ADCP data to study the effects of expansion/contraction zones on hydrodynamics and hydro-sedimentary fluxes in the Lower Orinoco](#) ». Cette étude a été novatrice parce qu'elle établit une méthodologie pour identifier indirectement les « sections homogénéisées ». Cet article étudie les propriétés de la rétrodiffusion du radar multi-temporel et la variation de la rugosité sur la surface de l'eau (p. Ex. moyenne et l'écart type) dans une zone de rétrécissement du fleuve dont la largeur passe de 8 km à 1 km au niveau de Ciudad Bolivar. De même, les données de terrain mesurées à partir de l'ADCP ont été analysées pour étudier les caractéristiques hydrodynamiques du fleuve, telles que la répartition de champs de vitesses dans les sections de mesure, les directions d'écoulement et les contraintes de cisaillement qui évoluent en fonction du niveau d'eau. Ainsi que l'estimation des flux de sédiments en suspension à partir de la relation entre le signal de rétrodiffusion acoustique de l'ADCP en [dB] et un échantillonnage ponctuel de la MES (mg.l^{-1}) le long de la section.

Chapitre 5- Quantification des changements géomorphologiques d'une île fluviale du fleuve Orénoque par combinaison de mesures ADCP et DGPS-RTK: Ce chapitre correspond au manuscrit « [Morphodynamic Change Analysis of Bedforms in the Lower Orinoco River, Venezuela](#) » soumis dans la revue *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences (PIAHS)*, qui a été accepté pour publication. Cette étude présente les premiers résultats et la discussion sur l'évaluation des processus sédimentaires liés au charriage de fond dans l'Orénoque inférieur. De même, la méthodologie développée pour quantifier les changements morphologiques dans une île fluviale sélectionnée comme zone pilote est expliquée en détail. Dans cette analyse, les techniques de détection de changement ont été appliquées à l'aide de levés bathymétriques obtenues à différentes époques hydrologiques. Une batterie d'équipements combinés en utilisant : Profileur de courant Doppler acoustique (ADCP), échosondeur bathymétrique et des

équipements de réception DGPS-RTK a permis la construction des modèles numériques de terrain (MNT) à haute résolution spatiale, y compris l'identification de formes de fond dans ce secteur du fleuve. Des cartes de différence de MNTs donnent une estimation du volume lié au taux d'érosion et de dépôt sur cette île fluviale semi-immersé pendant les variations du cycle hydrologique du fleuve.

Chapitre 6- Conclusions générales et Perspectives: Les principaux résultats et conclusions de cette étude sont présentés dans ce chapitre.

Références Bibliographiques

- Allen, P.A., 2008. From landscapes into geological history. *Nature*, 451(7176): 274.
- Cantalice, J.R.B. et al., 2015. Bedload and Suspended Sediment of a Watershed Impacted by Dams, Effects of Sediment Transport on Hydraulic Structures. InTech.
- Cedeño, R., Chacare, A., 1999. La sedimentación del Delta del río Orinoco y sus implicaciones geopolíticas en las relaciones entre Venezuela y Trinidad-Tobago. *Terra Nueva Etapa*, 15(24).
- Dinehart, R., Burau, J., 2005. Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river. *Journal of hydrology*, 314(1): 1-21.
- Espinoza Villar, R., 2013. Suivi de la dynamique spatiale et temporelle des flux sédimentaires dans le bassin de l'Amazonie à partir d'images satellite, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Herrera, D., Puerta, A.L., 2012. Red de monitoreo hidrológico virtual sobre la cuenca alta y media del río Orinoco. *Acta Agronómica*; Vol. 61, núm. 5 (2012): Edición Especial; 13-16 2323-0118 0120-2812.
- Laraque, A. et al., 2013. A comparison of the suspended and dissolved matter dynamics of two large inter-tropical rivers draining into the Atlantic Ocean: the Congo and the Orinoco. *Hydrological Processes*, 27(15): 2153-2170.
- Laraque, A., Lopez, J.L., 2014. Estudio hidrosedimentario, morfodinámico y geoquímico del curso inferior del río Orinoco en el tramo de desarrollo de su faja petrolífera: Impactos sobre la navegación fluvial y comparación con los ríos guyaneses (Maroni y Oyapock). ECOS-Nord/V14U01.
- Martinez, J., Guyot, J., Cochonneau, G., 2008. Monitoring of surface water quality in large rivers with satellite imagery-Application to the Amazon basin.
- Mikhailova, M., 2010. Hydrological-morphological processes in the mouth area of the Orinoco (Venezuela). *Water resources*, 37(2): 160-171.
- Péné-Annette, A., 2011. Les pôles de développement du Grand Est du Venezuela: développement régional et urbain, Université de la Sorbonne nouvelle-Paris III.
- Sandwell, D.T., Müller, R.D., Smith, W.H., Garcia, E., Francis, R., 2014. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346(6205): 65-67.
- Talwani, M., 2002. The orinoco heavy oil belt in Venezuela (or heavy oil to the rescue?).
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(2): 136-156.
- Zhen-Gang, J., 2017. Hydrodynamics and water quality: modeling rivers, lakes, and estuaries. John Wiley & Sons.

ÉTAT DE L'ART

Ce chapitre présente une brève synthèse sur les connaissances concernant l'estimation des sédiments en suspension et flux hydrosédimentaires dans les grands cours d'eau. Nous nous concentrons principalement sur le bas cours du fleuve Orénoque, où notre étude est développée. Tout d'abord, une brève revue de la littérature sur le bassin de l'Orénoque est présentée, concernant la physiographie du bassin, ainsi que l'origine des sédiments en suspension. Ensuite, est présentée une révision de l'état de l'art associé aux études et contributions théoriques sur la caractérisation des flux hydrosédimentaires dans le fleuve Orénoque, où certaines comparaisons avec d'autres grands fleuves sont discutées. Cette synthèse n'est pas destinée à être une révision de la vaste littérature sur l'analyse de la dynamique des flux hydrosédimentaires dans les grands fleuves, mais elle est plutôt présentée comme une révision des études les plus récentes, sur l'estimation des sédiments en suspension, provenant des techniques de télédétection, et sur la modélisation des données *in situ*. Cette étude est une évidence du débat sur l'utilisation actuelle des techniques de télédétection dans les eaux continentales, principalement dans l'un des plus grands fleuves du monde, ce qui justifie la nécessité de poursuivre et d'améliorer notre connaissance dans ces champs de recherche.

1. Le bassin versant du fleuve Orénoque

1.1. Géographie

Le bassin versant du fleuve Orénoque couvre environ de 10^6 km^2 au nord de l'Amérique du Sud (Silva León, 2005). Il est situé entre 60° W y 75° W de longitude et entre 2° N a 10° N de latitude dans l'hémisphère nord (Figure 3). Le fleuve Orénoque né à Sierra Parima (Carbonell, 1998), couvre une distance de 2140 km du Cerro Delgado Chabaud à 1047 m d'altitude jusqu'à son embouchure dans l'océan Atlantique. Il est le troisième fleuve le plus puissant du monde avec un volume de débit liquide de $37\,600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Cordova, 1999;

Laraque et al., 2013a) et le huitième dans le transport de la charge de sédiments : 150 millions de $t.an^{-1}$, selon les travaux signalés par (Meade et al., 1990). Cependant, des travaux récents indiquent une valeur légèrement inférieure d'environ 74 millions de $t.an^{-1}$, en utilisant un échantillonnage à fréquence plus élevée, tout au long du régime hydrologique annuel entre 2006 et 2010 (Laraque et al., 2013a).

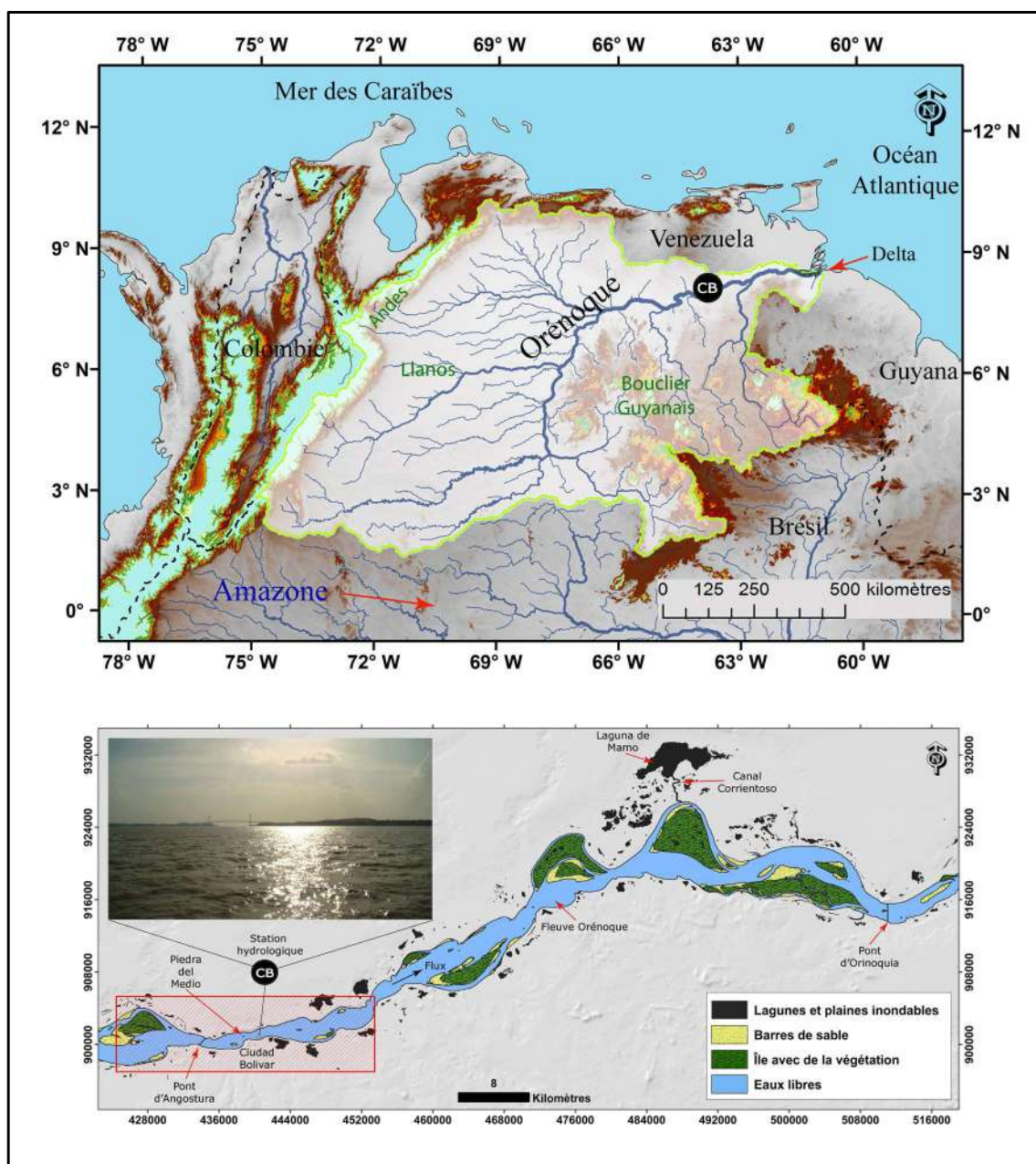


Figure 3. Le bassin de l'Orénoque (en haut) avec (en bas) la station hydrologique de Ciudad Bolívar (CB) qui contrôle 89% de la surface totale du bassin. La maille rouge indique le tronçon du fleuve où notre étude est développée.

Le bassin de l'Orénoque est divisé en trois zones géographiques principales : (i) Les Cordillères des Andes et la Chaîne de Montagne Centrale, d'où provient une grande partie des sédiments en suspension, (ii) les plaines et les zones inondables, appelées localement "Llanos", qui sont traversés par tous les principaux affluents (eaux blanches riches en MES) venant des Andes, et (iii) le Bouclier Guyanais Précambrien, qui draine essentiellement les eaux avec une très faible teneur en sédiments en suspension dites « eaux noires » (appellation liée à sa couleur) à cause de beaucoup de COD (carbone organique dissous) et pH forestiers acides (fulviques et humiques) (Depetris and Paolini, 1991; Lewis and Saunders, 1984; Lewis and Saunders, 1989; López and Perez-Hernandez, 1999; Paolini et al., 1987; Warne et al., 2002).

L'Orénoque est un bassin binational, 70% de sa superficie est située au Venezuela et 30% en Colombie, où une population d'environ 10 millions de personnes vit et exerce des activités productives (Botero, 1999; DANE, 2005), soutenant les économies du Venezuela et de la Colombie (Rosales et al., 2010).

Au sein de cet important bassin hydrologique se trouve la ceinture pétrolière de l'Orénoque, la plus grande réserve de pétrole au monde découverte à cette date, qui s'étend sur une superficie de 55 000 km² sur le territoire du Venezuela, dans la partie orientale du bassin de l'Orénoque. Il a été estimé qu'en utilisant la technologie actuelle, il est possible de récupérer plus de 300 milliards de barils de pétrole lourd à partir de réservoirs situés à des profondeurs entre 244 et 366 mètres (Cruz, 2008; Lasso et al., 2010; Schenk et al., 2009).

1.2. Climat

Les principaux facteurs qui contrôlent le climat en Amérique du Sud sont les zones de haute pression subtropicale sur l'Atlantique Sud et le Pacifique Sud, ainsi que leurs changements saisonniers. La zone de haute pression semi-stationnaire de l'Atlantique Nord domine jusqu'au nord de l'Equateur. Ces zones à haute pression déterminent les modèles à grande échelle de la circulation du vent et l'emplacement de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) avec les nuages et la pluie (Figure 4). Il s'agit d'une bande latitudinale de mouvement de l'air ascendant et d'une pression relativement basse, où les alizés convergent entre les hautes régions subtropicales des hémisphères nord et sud (Bovolo et

al., 2012). En effet, la ZCIT n'est pas immobile, le mouvement saisonnier de la ZCIT est généralement plus important sur terre et suit la position apparente du soleil, avec un délai de 10 à 12 semaines continues, ce qui entraîne des périodes de précipitations abondantes et prolongées. Elle se déplace vers le nord pendant les mois de mai et juillet jusqu'à une position d'environ 7° N, puis vers le sud en novembre-janvier jusqu'à une position d'environ 15° S (Figure 4) bien au-dessus de l'Amazonie (Walsh, 1998).

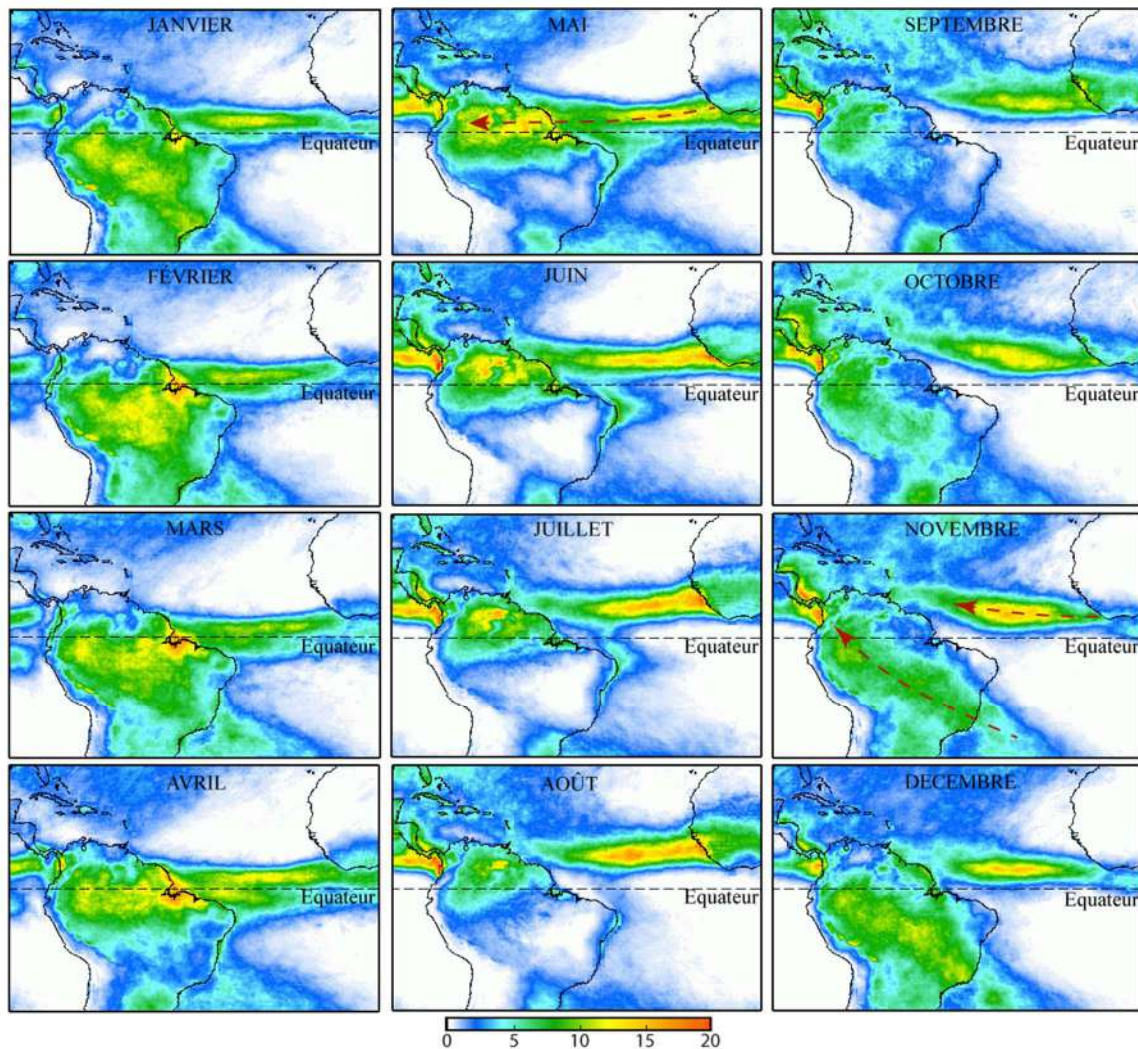


Figure 4. Pluviométrie mensuelle moyenne (mm. j^{-1}) pour le nord de l'Amérique du Sud entre 1998 et 2011, telle que déterminée par la Mission de mesure des précipitations tropicales (TRMM) (NASA, http://trmm.gsfc.nasa.gov/trmm_rain/Events/trmm_climatology_3B43.html). La zone de convergence intertropicale (ZCIT) est indiquée comme la zone de précipitation la plus élevée (marquée par une flèche rouge en pointillés). Elle est dans sa position la plus septentrionale entre mai et juillet et est plus au sud entre novembre et Janvier.

Compte tenu de la distribution des précipitations, les zones les plus pluvieuses du bassin de l'Orénoque sont présentes dans le piémont andin Meta-Cundinamarca, avec une moyenne annuelle de 4 300 mm. Il est suivi par le Bouclier Guyanais avec les hauts bassins versants de Caura et de Caroní-Paragua, avec des moyennes annuelles de près de 3 800 mm. Puis le piémont andin autour de la rivière Arauca (3 300 mm) (Rosales et al., 2010).

La Figure 4 montre l'influence des Caraïbes avec des précipitations plus faibles au nord du bassin, ainsi que des transitions australes plus pluvieuses sur le Bouclier Guyanais et le bassin versant Amazone. Contrairement aux précipitations, les différences de température dans le bassin sont minimales tout au long de l'année; il est observé des températures stables entre 18°C et 21°C. Quelle que soit la température moyenne, il y a peu de différence d'un mois à l'autre. La seule variation a lieu entre le jour et la nuit. Dans les Llanos, les températures maximales quotidiennes dépassent 35°C, pendant la période sèche; les vents secs et le refroidissement nocturne apportent des températures minimales normales entre 18°C et 24°C (Schot et al., 2001).

1.3. Hydrologie

Selon McKee, 1989, le débit liquide moyen de l'Orénoque vers le delta, à Ciudad Guayana, est d'environ 36 000 m³.s⁻¹. Cependant, les travaux plus récents de Cordova, 1999; Laraque et al., 2013a, indiquent que le débit annuel moyen juste à l'embouchure de l'Atlantique est d'environ 37 600 m³.s⁻¹. Cela fait du fleuve Orénoque le troisième plus grand fleuve du monde en termes de débit liquide vers l'océan. La variation du débit du fleuve est importante. Les moyennes quotidiennes mesurées par la station hydrologique principale de Ciudad Bolívar, varient entre 2297 m³.s⁻¹ et 85410 m³.s⁻¹, sur une chronique hydrologique journalière de plus de 90 ans sans interruption (Figure 5). En plus d'une grande variation dans le débit liquide du fleuve, la variation du niveau d'eau du fleuve est également importante. De vastes zones du bassin versant de l'Orénoque sont inondées pendant les périodes pluvieuses. Les relevés historiques du régime hydrologique annuel de cette saison, montrent des différences d'environ 16 mètres entre les périodes de faible et de haut débit. Le débit spécifique de l'Orénoque vers l'océan Atlantique est d'environ 37,6 l.s⁻¹.km², l'un

des plus élevés pour les grands fleuves dont le bassin versant dépasse un million de kilomètres carrés. Cette valeur correspond à plus de trois fois la valeur du débit spécifique ($11,6 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^2$) du fleuve Congo (Laraque et al., 2013a), et a même une valeur plus élevée ($34,6 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^2$) que celle rapportée pour le fleuve Amazone (Callède et al., 2010).

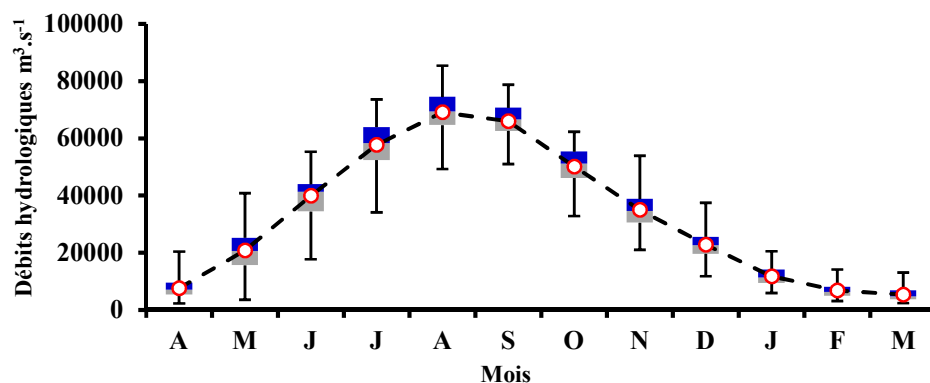


Figure 5. Débits mensuels moyens entre 1926 et 2016 à Ciudad Bolívar (Réf: INAMEH)

La contribution moyenne des grands affluents sur le débit de l'Orénoque est présentée dans la Figure 6.

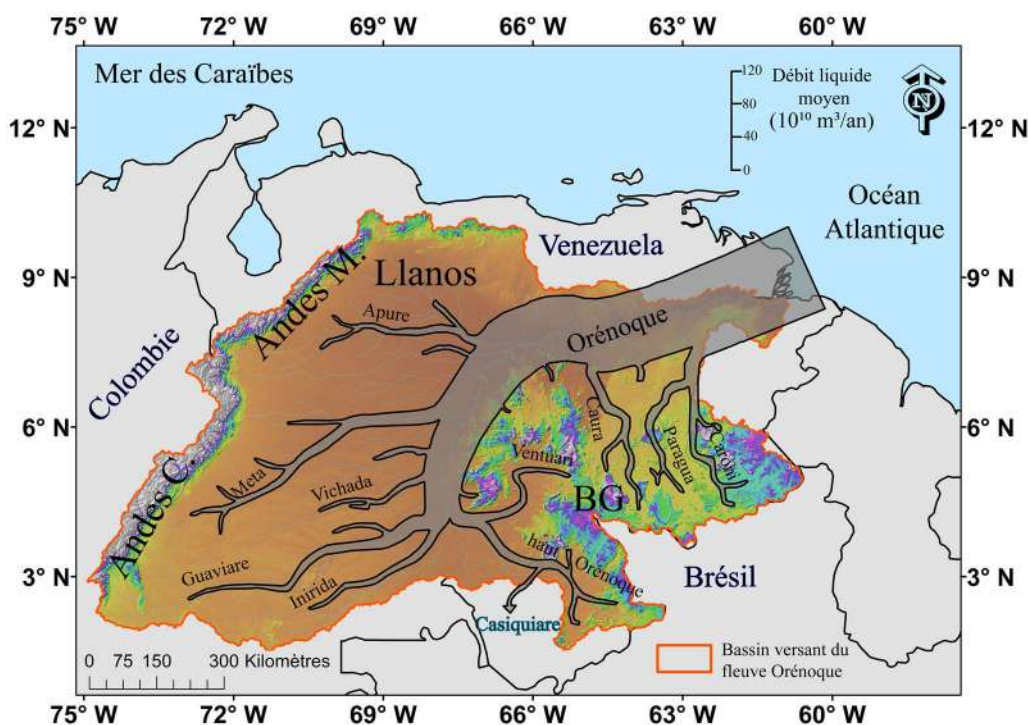


Figure 6. Débit liquide moyen dans le bassin versant Orénoque (modifié d'après Meade et al., 1990 et Warne et al., 2002). La largeur de la rivière est fonction de la quantité de débit liquide moyen.

La plupart des grands affluents de l'Orénoque, tels que l'Apure, le Meta et le Guaviare et l'Inirida, ont leur origine dans les montagnes des Andes et rejoignent l'Orénoque du côté ouest, sur sa rive gauche. Plusieurs autres affluents importants, tels que les rivières Caura, Ventuari et Caroní, ont leurs origines dans les hautes terres du Bouclier Guyanais et rejoignent l'Orénoque du côté est, sur sa rive droite. (Figure 7).

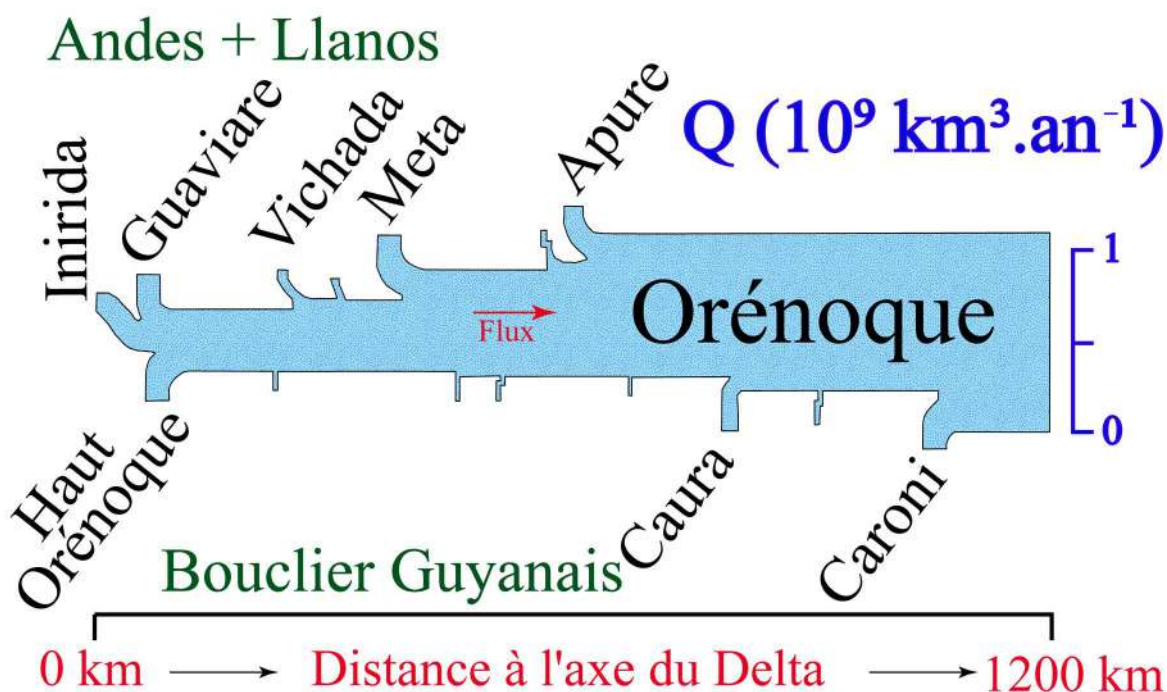


Figure 7. Apports liquides des deux côtés de l'Orénoque, (modifié d'après Meade et al., 1990 et Warne et al., 2002).

Une particularité ou une singularité hydrologique du fleuve Orénoque est qu'il se divise en deux cours d'eau différents dans son cours supérieur. Un des bras se poursuit comme le canal principal de l'Orénoque et, le second, connu sous le nom du canal Casiquiare, est une défluence naturelle qui se connecte avec le bassin Amazonien (Laraque A., 2016). En général, la délimitation hydrologique entre différents bassins versants qui est constituée par la ligne de division des eaux ne s'applique pas ici. Cette singularité est la défluence naturelle et franche la plus important du monde.

L'Orénoque possède de vastes forêts dans la plaine inondable (environ 940 km²) et il est considéré comme un bassin hydrologique très peu perturbé en raison du développement industriel et agricole limité dans son ensemble (Lewis et al., 1999). Ses environnements

aquatiques continentaux varient avec des lagunes tempérées situées à haute altitude, et des rivières d'eau froide dans les Andes, ainsi que d'autres rivières puissantes dans les Llanos et les rivières noires typiques (très acides) du Bouclier Guyanais, qui, avec de vastes plaines inondables, créent l'une des zones humides les plus importantes d'Amérique du Sud ([Lasso et al., 2010](#)). Les rivières de la rive droite ont été classées comme rivières d'eau noire, en raison de leur couleur brune et de leur caractère oligotrophique en termes de nutriments, de charge sédimentaire et de productivité primaire ([Vegas-Vilarrúbia and Herrera, 1993](#); [Vegas-Vilarrúbia et al., 1988](#)). Leurs pH est acides et elles sont riches en Matière Organique Dissoute - MOD ([Laraque et al., 2013b](#)).

1.4. Sols

[Rosales et al \(2010\)](#), présente sous forme de résumé, les caractéristiques géochimiques des cours du fleuve Orénoque liés à la lithologie, au type de sol et à la végétation dominante. Ces trois caractéristiques fortement liées, ainsi que la localisation dans le paysage et sa géochronologie forment finalement la base édaphique le long du bassin :

A. Andes et Piémontais Andins. Sols bien drainés constitués de sédiments alluviaux et colluviaux du Tertiaire des Andes, généralement de texture grossière à fine. Dans ces piémontais inclinés par les récents mouvements tectoniques (Arauca et Apure) ils se caractérisent par des conglomérats de niveaux grossiers à fins et boueux-sableux. Le relief, facilite le ruissellement diffus et/ou concentré, provoquant d'érosion laminaire et/ou d'incision ([Botero, 1999](#)).

B. Basses Terres et Plaines (matière alluviale - érosion). Dans les plaines alluviales, les sols sont formés de sédiments diluviaux et colluviaux, de drainage modérément lent et de textures modérément grossières à moyennes. Parce qu'ils sont issus de matériaux alluvionnaires, ils sont composés de matériaux résistant au frottement tels que le quartz, les feldspaths et les micas.

C. Le Bouclier de la Guyane (terres principalement de quartzite, de gneiss et de granites). Présence de sols mal évolués, pauvres en nutriments et très acides. Drainage dendritique parallèle, sub-parallèle et rectangulaire (annulaire localisé occasionnellement), présence d'érosion laminaire légère et de sapement latéral sur les pentes et les sauts entre strates, textures moyennes à modérément grossière, limitées par des roches fortement érodées et une acidité extrêmement élevée.

D. Pénéplaines basses (érosion - dépôt) (Boadas, 1983; Stallard, 1985; Weibezahn et al., 1990). Au Venezuela, présent principalement au nord du Bouclier Guyanais au nord-est de l'État de Bolívar et sur l'axe Casiquiare-Ventuari. Ils sont formés à partir de la sédimentation de matériaux provenant de reliefs précambriens sur des paléo-reliefs de faible pente généralement ignées-métamorphiques.

Les solides en suspension et les sels dissous dans les rivières provenant de ces unités reflètent d'une manière générale le degré de dénudation-érosion des unités respectives du socle lithologique. D'autre part, les sols formés provenant de ces unités, ont des caractéristiques très similaires, selon les matériaux parentaux qui leur ont donné origine. Parce qu'ils sont des sols évolués, ils sont modérément profonds à profonds. Ce sont des sols très acides, avec une faible capacité d'échange cationique et une forte teneur en aluminium.

La FAO (Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture) a développé la base de données harmonisées des sols au niveau mondial, afin d'obtenir un produit d'utilisation pratique pour les modélisateurs, et de servir de base aux études sur la perspective du zonage agroécologique, sur la sécurité alimentaire, et sur les impacts du changement climatique (<http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/soil-maps-and-data/bases/harmonized-world-soil-database-v12/en/>). La classification des sols suivante pour le bassin de l'Orénoque a été extraite et présentée dans le **tableau 1**.

Tableau 1. Répartition de la couverture pédologique par rapport à la surface du bassin versant de l'Orénoque (table et % réalisés à partir des sources [FAO and ISRIC, 2009](#)).

Type de Sol	Caractéristiques	Surface (%)
Acrisols (AC)	Ils sont développés principalement sur des produits d'altération de roches acides, avec des niveaux élevés d'argiles très altérées. Ils prédominent dans la topographie ondulée, avec un climat tropical humide, mousson, subtropical ou très chaud.	19.39
Alisols (AL)	Ils sont formés sur une grande variété de matériaux avec des argiles de haute activité telles que la vermiculite ou les smectites. Ils se forment principalement sur des roches acides.	1.79
Andosols (AN)	Ils se composent principalement de cendres volcaniques, mais peut également apparaître sur les tufs, pumitas, lapillis et autres produits d'éjection volcanique.	0.03
Arenosols (AR)	Ils se développent sur des matériaux non consolidés de texture sableuse qui, localement, peuvent être calcaires. Dans de petites zones, ils peuvent apparaître sur des grès ou des roches siliceuses fortement altérées.	11.89
Cambisols (CM)	Ils sont développés sur des matériaux d'altération à partir d'une large gamme de roches, parmi lesquelles les dépôts du vent, de caractère alluvial ou colluvial.	9.36
Ferralsols (FR)	Ils sont formés par la décomposition des silicates, induite par une forte altération des roches ignées qui se produit dans les climats tropicaux humides sur de longues périodes de temps.	16.21
Gleysols (GL)	Formés à partir d'une large gamme de matériaux non consolidés, principalement des sédiments d'origine fluviale, marine ou lacustre, pléistocène ou holocène. La minéralogie peut être acide ou basique.	11.46
Leptosols (LP)	Formés de matériaux dérivés de roches, ainsi que de matériaux non consolidés contenant moins de 10% de terre fine.	13.18
Lixisols (LV)	Produits par une forte altération, ils se développent principalement sur des matériaux non consolidés, de texture fine et qui ont subi une forte altération et lavage.	3.7
Luvisols (LX)	Ils sont développés principalement sur une grande variété de matériaux non consolidés tels que les dépôts glaciaires, éoliens, alluviaux et colluviaux.	4.42
Regosols (RG)	Ils sont développés sur des matériaux non consolidés, altérés et à texture fine. Ils sont très communs dans les zones arides, dans les régions tropicales sèches et dans les régions montagneuses.	5.54
Vertisols (VR)	Formés principalement de sédiments avec une forte proportion d'argiles smectiques, ou des produits d'altération des roches.	3.02

La **Figure 8**, présente la classification taxonomique des sols de la FAO pour le bassin de l'Orénoque, montrant la représentation spatiale de chaque unité de sol, le long du réseau hydrographique. La relation directe de chaque affluent avec le type de sol dominant est montrée, indiquant d'une manière générale le type de matériau érodé par chaque affluent.

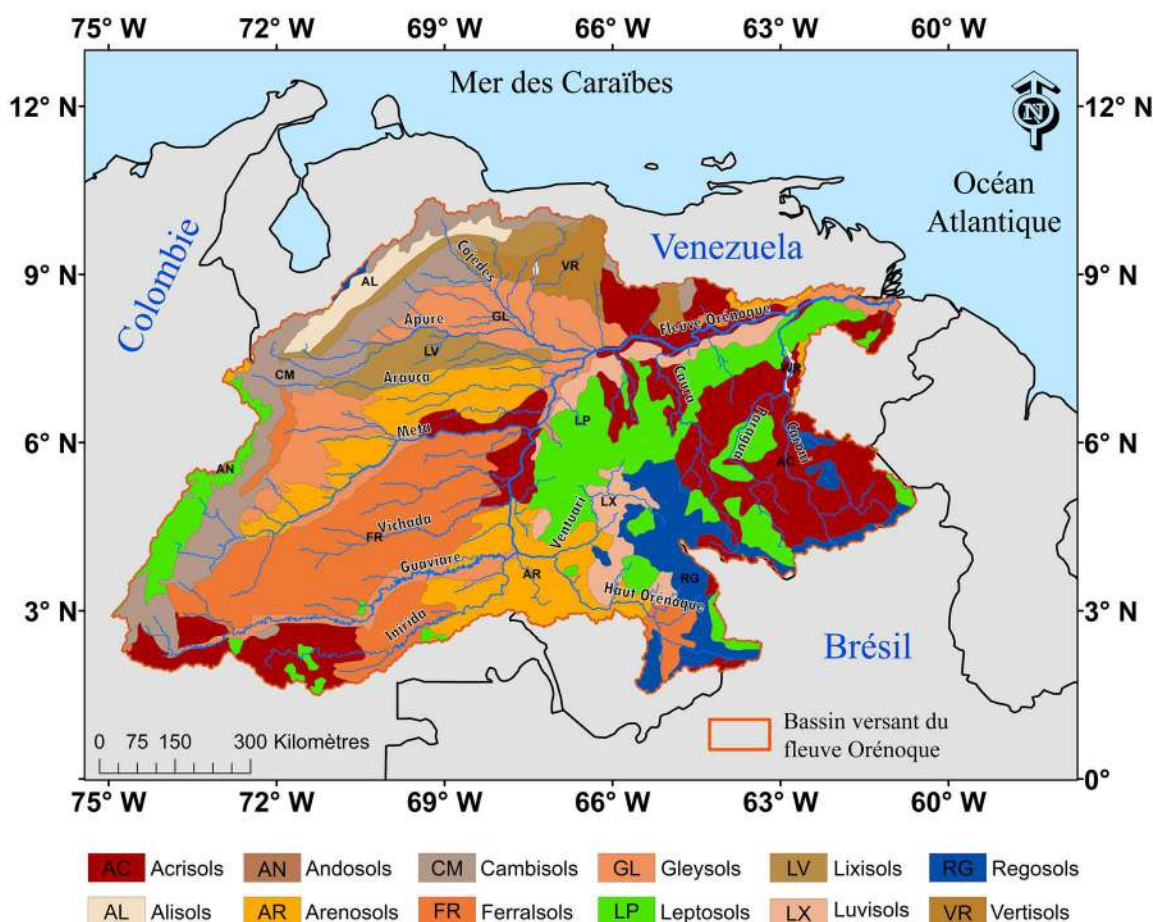


Figure 8. Carte des sols du bassin versant de l'Orénoque avec le réseau fluvial.

Source: (FAO and ISRIC, 2009)

1.5. Contexte géologique

La superficie du bassin versant de l'Orénoque est couverte sur environ 35%, par le Bouclier Guyanais, 15% par les Cordillères des montagnes de la Côte et des Andes, et 50% des Llanos (**Figure 9**). Le Bouclier Guyanais est composé principalement de roches plutoniques intermédiaires à felsiques, généralement recouvertes de quartzites massifs (CVG, 1991; Gibbs and Barron, 1983). Les lithologies prédominantes exposées dans les glissements de

terrain et plissements sont: les schistes, les calcaires, les grès et les conglomérats (et leurs équivalents métamorphiques), ainsi que les roches plutoniques mafiques et felsiques (Figure 9). Des pentes abruptes et des pics acérés avec un relief dépassant parfois 5000 m, et une glaciation alpine active aux plus hautes altitudes, caractérisent ces jeunes terrains montagneux. L'orogénèse andine, qui a débuté à la fin de l'Oligocène et a atteint son maximum au Pliocène, a une grande influence sur le développement des systèmes fluviaux des bassins de l'Orénoque, du Magdalena et de l'Amazone.

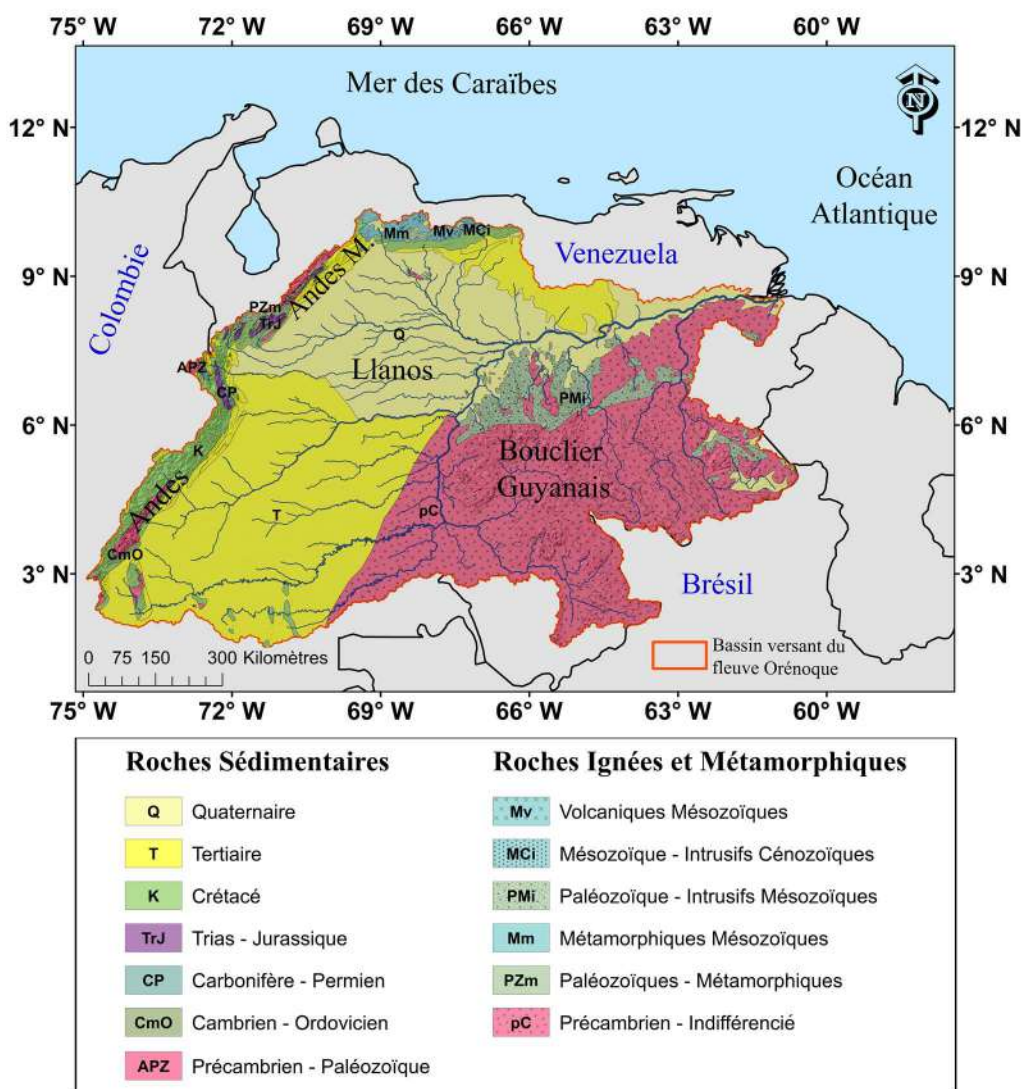


Figure 9. Carte géologique du bassin versant de l'Orénoque. Source: (Schenk et al., 1999)

Le travail de Anderson et al., (2016), décrit très bien les implications de la surrection et de l'évolution des Andes du Nord, qui forme la principale barrière orographique qui sépare les

bassins fluviaux de ces 3 fleuves. Ces trois systèmes fluviaux ont drainé conjointement près de la moitié du nord de l'Amérique du Sud, (**Figure 9**) où l'érosion andine a régné principalement, avec une influence importante sur la chimie des Caraïbes et de l'Océan Atlantique, même si leur genèse reste débattue (p. Ex., [Figueiredo et al., 2009](#); [Hoorn et al., 2010](#); [Sacek, 2014](#)).

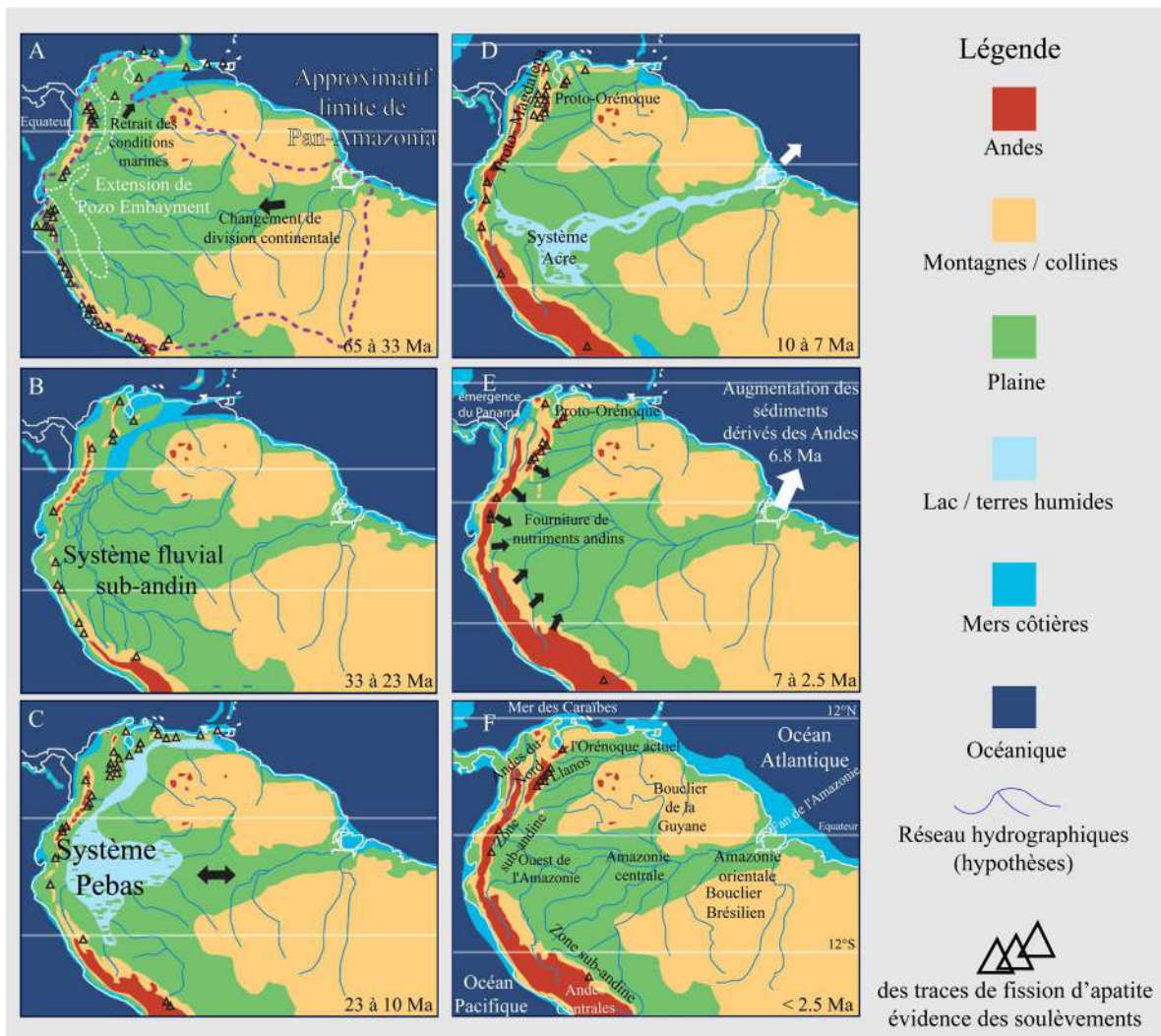


Figure 10. Cartes paléogéographiques de la transition des paysages «cratoniques» (A et B) aux paysages «andins» (C à F). (A) L'Amazonie s'étend sur la plus grande partie du nord de l'Amérique du Sud. La fragmentation des plaques du Pacifique a changé la géographie et les Andes ont commencé à s'élever. (B) Les Andes ont continué à augmenter avec le drainage principal vers le nord-ouest. (C) Construction de montagnes dans les Andes centrales et septentrionales (~ 12 Ma) et progradation des zones humides en Amazonie occidentale. (D) La montée des Andes septentrionales restreinte "pan-amazonienne" a facilité la spéciation allopatrique et l'extirpation. Proto-Orénoque vide ses eaux dans le delta du lac Maracaibo. (E) La méga zone humide a disparu et les forêts pluviales terra firme ont augmenté; fermeture de l'isthme de Panama et début de GABI (Grand échange biotique américain). (F) Quaternaire. Notez que l'Amérique du Sud a migré vers le nord au cours du Paléogène (modifié d'après [Hoorn et al., 2010](#)).

Pendant le Paléogène, la plus grande partie de l'Amérique du Sud est drainée vers le nord en direction de la mer des Caraïbes formant un large delta dans le bassin de Maracaibo au Venezuela (de Gamero, 1996; Escalona and Mann, 2006; Mann et al., 2006).

Aujourd'hui, le fleuve Orénoque se jette dans l'Atlantique équatorial plus de 1000 km à l'est de sa position d'origine, et le fleuve Magdalena de Colombie est maintenant le plus grand contributeur individuel de sédiments à la mer des Caraïbes (Figure 10-F). L'interruption de la configuration originale de drainage vers le nord et la mise en place de systèmes indépendants de l'Orénoque, de l'Amazone et du Magdalena sont étroitement liées à la levée de la ceinture de la Cordillère Orientale et de l'avant-pays andin proximal de Colombie. Les paléocourants, les cortèges palynologiques et les fossiles de mammifères suggèrent que la capture du fleuve Amazone à partir de l'ancien système de drainage du sud de l'Orénoque et l'isolement du système de drainage entre les bassins de Magdalena (Figure 10-D) sont principalement dus au soulèvement Néogène de la Cordillère des Andes de Mérida (de Gamero, 1996; Hoorn, 1994; Hoorn et al., 1995).

Au contraire, certaines reconstructions de la marge nord des Andes et des Caraïbes méridionales suggèrent qu'un fleuve indépendant a déjà été établi (Magdalena), entre 30 et 40 Ma (Escalona and Mann, 2006; Gómez et al., 2005). Bien que la levée de la Cordillère Mérida Andine au Venezuela (Figure 10) a longtemps été considérée comme le moteur de la délimitation des systèmes Orénoque et Magdalena, des études plus récentes reconnaissent l'influence fondamentale des arcs de socle antérieurs, des systèmes de glissement et de l'accumulation de sédiments sur l'évolution du drainage (Caballero et al., 2013; Horton et al., 2015; Mora et al., 2010; Roddaz et al., 2010; Silva et al., 2013). Comprendre l'évolution de la configuration du drainage dans le nord de l'Amérique du Sud a alimenté un débat vigoureux sur la formation du fleuve Amazone moderne, avec des estimations allant du début du Miocène moyen au début du Pléistocène du drainage transcontinental (p. Ex. Campbell, 2010; Campbell et al., 2006; Latrubesse et al., 2010; Potter, 1997). De nouvelles restrictions dans le temps, la mécanique et la géomorphologie de la transition du Cénozoïque moyen aux configurations de drainage modernes sont fondamentales pour la reconstruction des rivières du passé et leur influence sur la

dynamique géologique et biologique de l'Amérique du Sud (p. Ex. [Baker et al., 2014](#); [Hoorn et al., 2010](#); [Ribas et al., 2011](#)).

Connexion du Casiquiare entre les fleuves Orénoque et Amazone

Entre 10 et 11 Ma, le relèvement de la Cordillère Orientale des Andes, a amené l'Arco de Vaupés à se rapprocher des Andes, forçant la séparation des deux bassins versants ([Lundberg et al., 1998](#)). Plus tard, la sédimentation d'avant pays, produit de l'érosion andine, a forcé le changement d'écoulement de l'Orénoque vers l'est, où il a pris sa position actuelle le long du bord ouest du Bouclier Guyanais (où se trouve la connexion actuelle Casiquiare), alors que l'Amazonie a finalement fait son cours vers sa barrière orientale, l'Arche de Purús, a repris son cours actuel vers l'Atlantique moyen ([Bemerguy and Costa, 1991](#); [Hoorn, 1994](#); [Hoorn et al., 1995](#)). Ces mouvements ont plus tard fourni l'occasion de capturer le drainage entre les sources du fleuve Orénoque et la rivière Negro à l'est de l'Arco de Vaupés, et à un moment donné, la connexion du Casiquiare s'est formée. Actuellement le canal du Casiquiare, au sud de l'Arc, relie les deux bassins, le haut Orénoque et le haut Negro, l'un des plus importants affluents de l'Amazone. Cette capture fluviale interbassin est encore peu documentée ([Stern, 1970](#); [Winemiller et al., 2008](#)).

1.6. Géomorphologie Fluviale

La plaine alluviale du chenal principal de l'Orénoque s'étend de l'embouchure du delta jusqu'à la rivière Meta; en amont, la plaine d'inondation est beaucoup plus petite. Le cours du fleuve est relativement régulier (sinuosité, environ 1.1) et tressé à environ la moitié de sa longueur totale. Une grande partie de la vallée alluviale de l'Orénoque est confinée entre les affleurements granitiques du Bouclier Guyanais et les escarpements érodés le long des hautes plaines. Le fleuve est souvent plus étroit et plus turbulent lorsqu'il y a des points de contrôle du fond rocheux sur les deux rives ([Figure 11-B](#)), où le mélange latéral des eaux se produit mieux ([Meade et al., 1983](#)).

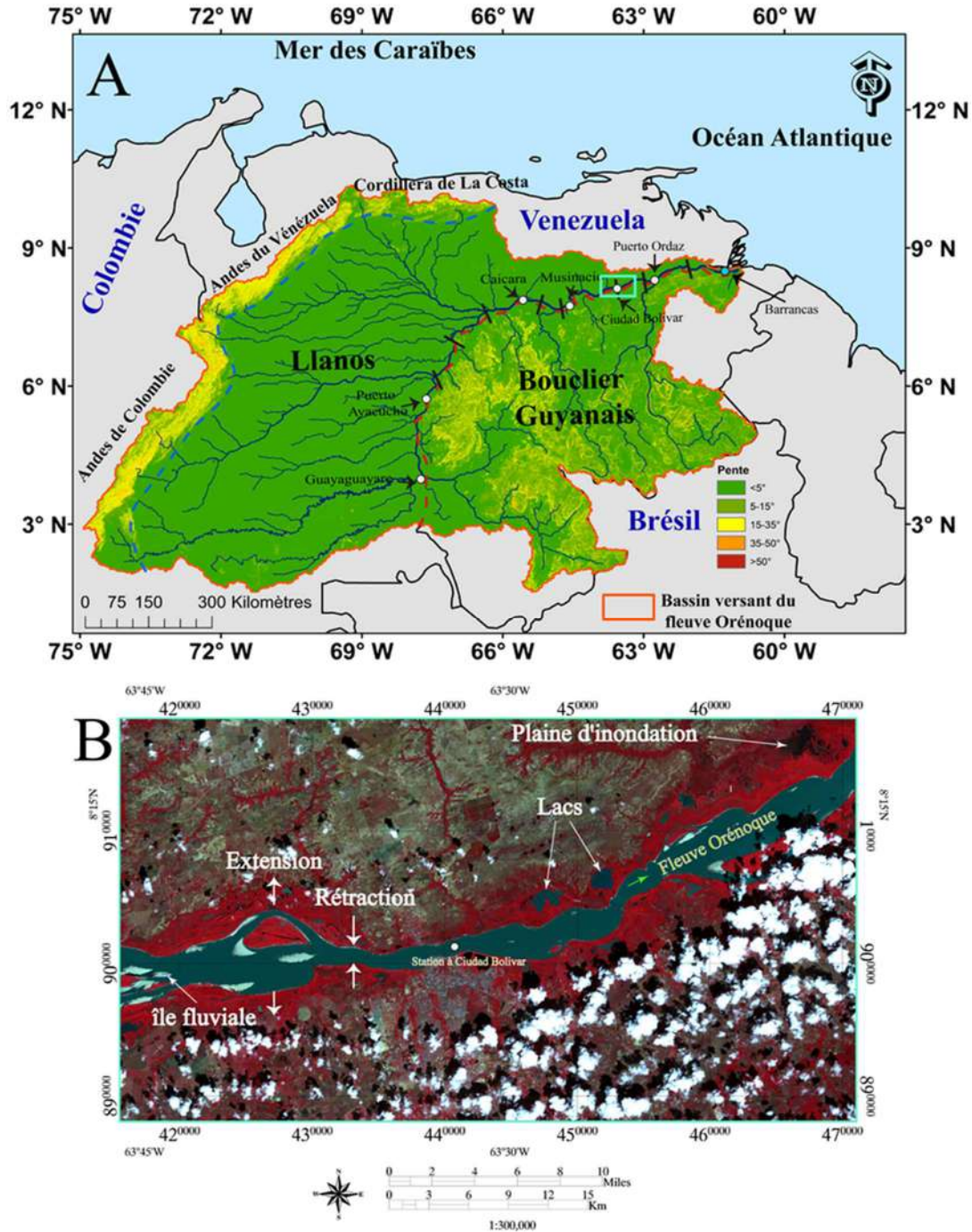


Figure 11. (A) Carte des pentes du bassin versant de l'Orénoque. Le long du cours de l'Orénoque, il est possible d'apprécier les seuils de fond rocheux (lignes noires) associés principalement aux zones de rétraction et d'extension dans le canal principal avec rapides intenses, roches exposées et tourbillons forts modifié d'après [Warne et al., 2002](#). (B) Il s'agit d'un zoom du cadre bleu de la figure A, où sont détaillés les différents éléments qui dominent la géomorphologie fluviale dans le cours inférieur de l'Orénoque (image ASTER avec une résolution spatiale de 15 m - 04/01/2001).

Les cônes alluviaux construits par les affluents andins forcent le cours de l'Orénoque contre le Bouclier Guyanais sur une grande partie de son extension, et le fleuve est caractérisé par une série de rapides et de contrôles structuraux (Figure 11). Parmi ces contrôles, le fleuve coule dans des chenaux alluviaux dont les larges plaines d'inondation sont inondées lors des crues. Pendant les périodes de basses eaux, de grandes zones du fond du fleuve sont exposées dans ces segments alluviaux, où les dunes et les bancs de sable (Figure 12), ainsi que d'autres caractéristiques du fond, qui ont été créés en période des crues, sont préservés. Cependant, ils sont légèrement affectés par l'action du vent (Nordin and Perez-Hernandez, 1989).

Les plus grandes pentes du bassin sont dans la région des : Andes de Mérida, Andes Orientales de la Colombie, Cordillère Centrale du Venezuela, ainsi que les hautes zones du Bouclier Guyanais, avec des valeurs variant entre 15 -35 ° en général, cependant, elles peuvent atteindre des valeurs jusqu'à > 50 ° à ses points les plus élevés. Au contraire, la zone des Llanos ne dépasse généralement pas la pente de 5 ° en moyenne (Figure 11-A).

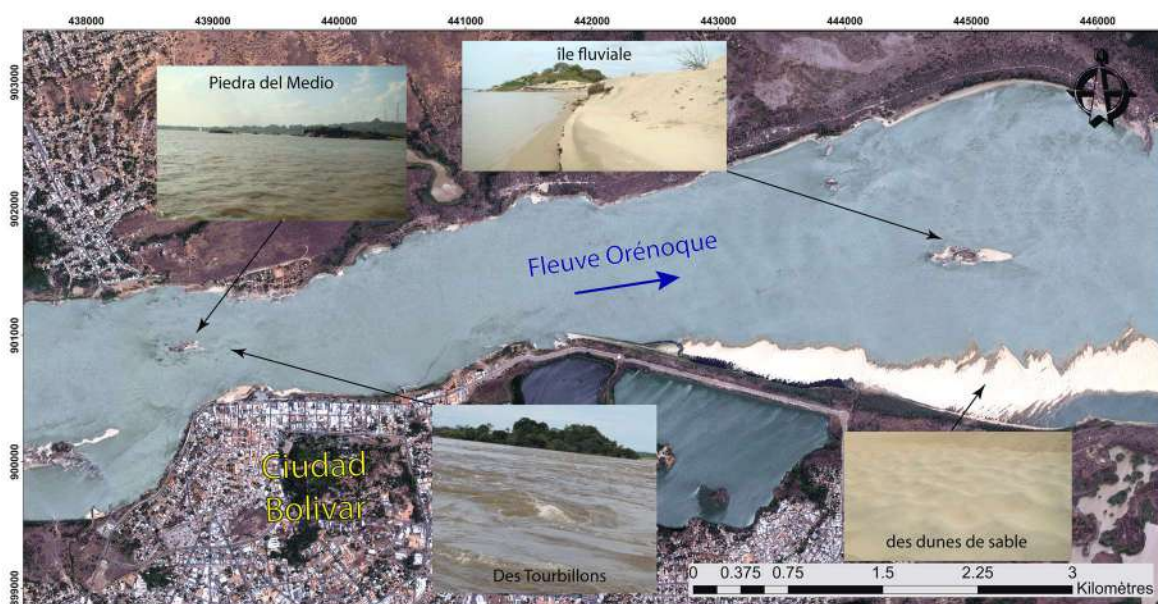


Figure 12. Caractéristiques de la géomorphologie fluviale de la section du fleuve Orénoque à Ciudad Bolívar.
Image satellite haute résolution spatiale Quickbird - Digital Globe (29/03/2010).

La zone de l'embouchure de l'Orénoque est de type delta. Le delta occupait une partie d'une vaste plaine côtière. Il est délimité par le Bouclier Guyanais au sud, le Golfe de Paria et la

Cordillère Côtière à l'ouest, Boca de Serpientes au nord, et une zone côtière ouverte de l'océan Atlantique à l'est. Le Delta a une forme triangulaire presque classique. L'apex du delta est située près de la ville de Barrancas (~ 200 km de l'océan), où le fleuve commence à se séparer en différents bras (Mikhailova, 2010).

1.7. Origine des sédiments en suspension

L'Orénoque traverse le Venezuela en décrivant un arc à son embouchure, séparant deux rives très différentes (Figure 13). Les rivières de la rive gauche, qui proviennent des Andes colombiennes et vénézuéliennes, sont appelées rivières « blanches », selon la classification générale de (Sioli, 1984), et sont caractérisés par des conductivités élevées et des concentrations importantes en cations majeurs (Na, K, Ca y Mg), produit de l'altération des évaporites, des silicates et des roches carbonatées (Edmond et al., 1996; Mora, 2011; Saunders and Lewis, 1989). En raison des taux élevés d'érosion physique dans les zones andines (régime d'altération limité par l'érosion chimique), ces rivières « blanches » ont une grande quantité de matériel en suspension composé d'argiles 2:1 et des restes de minéraux primaires qui n'ont pas été complètement altérés en kaolinite et/ou gibbsite (Mora, 2011; Stallard et al., 1991; Viers et al., 2009). Récemment, Mora et al., 2017, rapportent que la matière suspendue dans l'Orénoque inférieur est présentée principalement sous forme de limons et d'argiles à faible teneur en sable (12%), D_{50} étant égal à 0,02 mm. Dans la Figure 13, on peut voir que les rivières andines dominant (entre 85-90%) pour les flux de sédiments en suspension du fleuve Orénoque (Meade et al., 1990).

Les rivières qui s'écoulent de la rive droite du Bouclier Guyanais ont de faibles concentrations en sédiments en suspension, mais contribuent à de grands débits et d'importantes quantités de charriages de fond (Nordin and Perez-Hernandez, 1989). Les silicates sont la lithologie prédominante dans le Bouclier Guyanais, l'altération du plagioclase et des feldspaths est la principale source d'éléments majeurs et de traces dans les rivières qui drainent cette géologie (Mora, 2011). De faibles taux d'érosion physique dominant cette région, ce qui permet la formation d'une épaisse couche de sol qui limite le transport de l'eau vers la roche, réduisant les interactions eau-roche (Edmond et al., 1995; Oliva et al., 2003). Pour cette raison, le matériel en suspension dans les rivières provenant

du Bouclier est pauvre en cations majeurs (Na, K, Ca, Mg) et riche en éléments peu solubles, tels que Fe, Al et Si (Lewis et al., 1987). Les rivières qui drainent le Bouclier ont une faible concentration de solides en suspension (Figure 13), en raison des faibles taux d'érosion physique. Ces rivières ne représentent que 5% de la charge totale de matières en suspension transportées par le fleuve Orénoque (Meade et al., 1990).

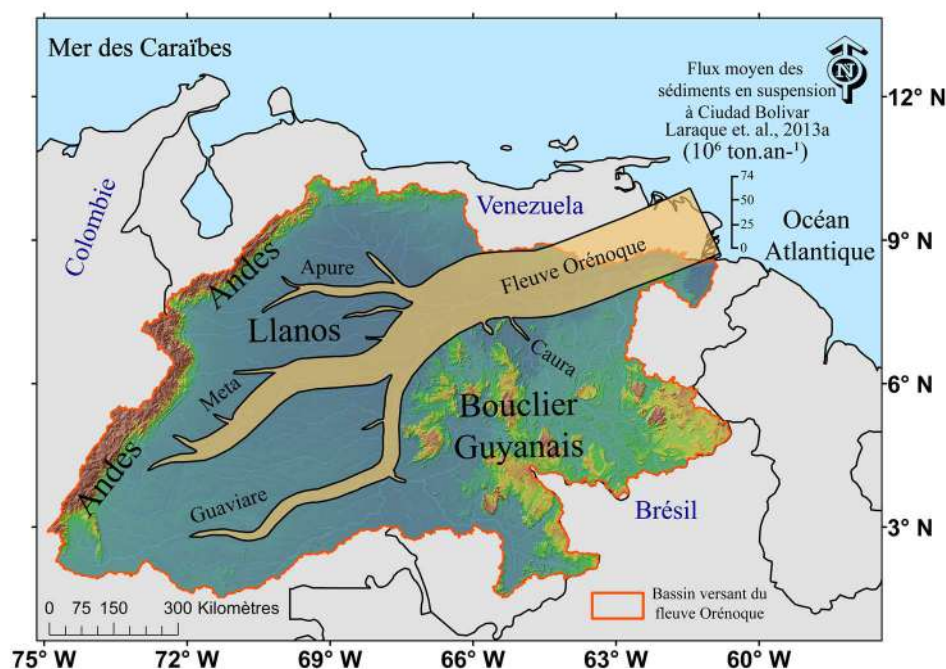


Figure 13. Flux solide moyen dans le bassin versant Orénoque à Ciudad Bolívar (graphique de Meade et al., 1990 mise à jour avec de nouvelles estimations (entre 2005 et 2010) des travaux de Laraque et al., 2013a). La largeur des cours d'eau indique les flux moyens en sédiments en suspension.

Dans les années plus récentes, des résultats similaires ont été trouvés par Laraque et al., 2013b, où ils établissent que la typologie des eaux de surface de l'Orénoque à Ciudad Bolívar varient entre calcium bicarbonatée et un mélange bicarbonaté. Si l'on compare les valeurs moyennes des solides dissous totaux (TDS) de toutes les eaux de surface des rivières du monde ($\text{TDS} = 89.2 \text{ mg.l}^{-1}$) (Laraque et al., 2013b), le fleuve Orénoque à sa station principale de Ciudad Bolívar, présente eaux superficielles; faible en minéraux (pour la période 2005-2010: $\text{TDS} = 30 \text{ mg.l}^{-1}$). Les flux de TDS qui transitent dans cette station en direction de l'océan Atlantique entre 2005 et 2010, ont été estimés $30 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ (Laraque et al., 2013b). Egalement ces auteurs ont défini deux groupes d'éléments à partir des courbes de dilution et des diagrammes de relation molaire. Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- y

Na^+ proviennent principalement de la même zone géographique et lithologique des Andes, tandis que, K^+ et SiO_2 proviennent des Llanos et du Bouclier Guyanais.

Meade et al. (1990) établit la contribution annuelle de sédiments des principaux affluents du fleuve Orénoque : Guaviare, Meta, Apure, Caura, y Caroni (Figure 14). La rivière Guaviare draine une partie des Andes colombiennes, et contribue pour environ 20% des flux de sédiments du fleuve Orénoque. La rivière Meta draine un autre segment des Andes colombiennes et contribue pour environ 50%. Le flanc oriental des hautes Andes du Venezuela, est drainé par la rivière Apure qui contribue à environ 20% des flux de sédiments à l'Orénoque. Les rivières de la rive droite, proviennent du Bouclier de Guyanais, dans lequel les principales sont : Caura et Caroni, qui contribuent avec une valeur approximative de 5% des flux de sédiments de tout l'Orénoque. Dans la Figure 14, en gardant les proportions de flux sédimentaires pour chaque affluent principal de l'Orénoque, la valeur du débit total de sédiments a été mise à jour à partir des estimations (entre 2005 et 2010) de Laraque et al. (2013a).

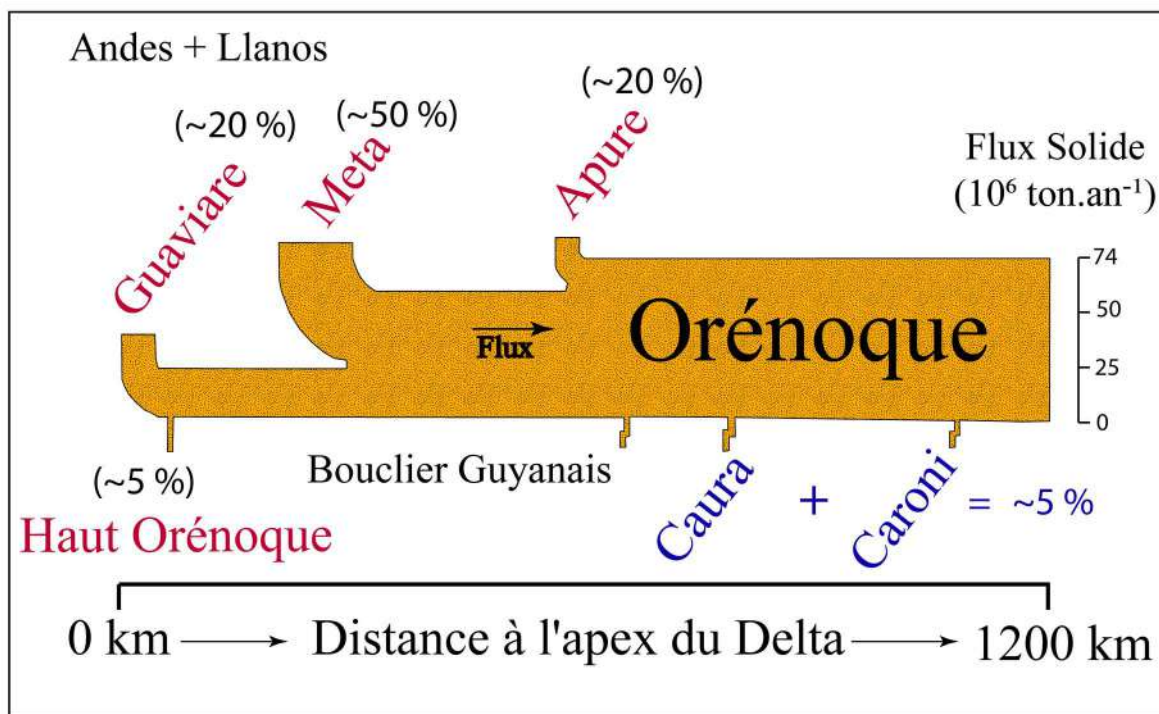


Figure 14. Transport annuel des sédiments des principaux affluents de l'Orénoque de la confluence du Guaviare à l'apex du delta en %, (modifié d'après Meade et al., 1990 et mis à jour avec les travaux de Laraque et al., 2013a).

2. Revue de la littérature

2.1. Les flux hydrosédimentaires des principaux fleuves du monde

Globalement, environ $40 \times 10^3 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ d'eau douce sont drainées par les fleuves, des continents vers les océans, ce qui correspond à environ un tiers des précipitations pluviales totales sur Terre (Trenberth et al., 2007). Les 25 plus grands fleuves (Figure 15) contribuent à peu près à 50% de l'eau douce fluviale mondiale et à 40% du débit global des sédiments fluviaux (Hetland and Hsu, 2013; Meade, 1996; Milliman and Meade, 1983), sachant que les trois premiers (Amazone, Congo et Orénoque) représentent près de 25% du débit total global (Filizola, 2003; Molinier et al., 1995).

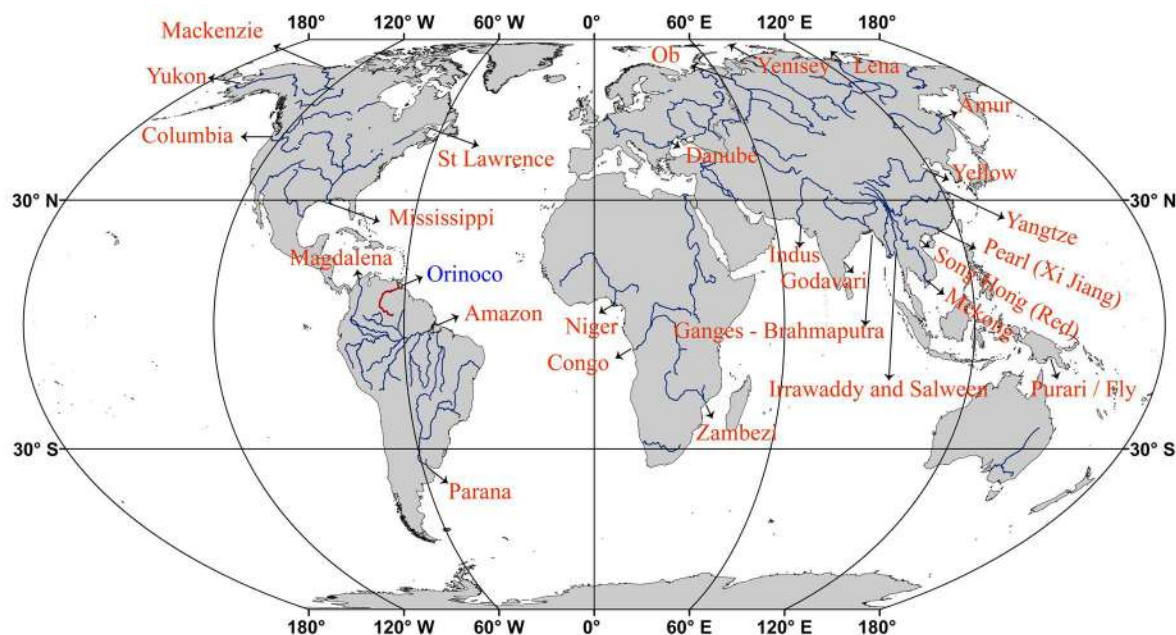


Figure 15. Emplacements des plus grands fleuves principaux du monde, en soulignant l'Orénoque comme l'un des plus grands fleuves en termes de débit liquide vers les océans. Source : (Syvitski et al., 2005)

De nombreux petits fleuves côtiers et insulaires peuvent présenter des flux sédimentaires très importants durant les crues, mais souvent ils ne sont pas contrôlés par un système de mesure adéquat, aussi il est difficile d'estimer leurs contributions nettes vers l'océan. Mais, selon Syvitski et al., 2005, les fleuves fournissent annuellement environ 12,6 milliards de tonnes annuelles de sédiments à l'océan mondial.

La disponibilité des données hydrologiques est essentielle pour la planification et la gestion des ressources en eau, ainsi que la collecte d'informations, telles que la concentration de matières en suspension (MES), dans les grands cours d'eau et les estuaires ([Mobasheri and Mousavi, 2004](#)).

Avec l'augmentation de la pression anthropique sur les ressources en eau, une connaissance adéquate de la dynamique de ces ressources est requise. Cependant, les coûts élevés associés à l'infrastructure et à la maintenance des systèmes de mesure, ainsi que le contrôle des zones d'accès difficile pour la récupération et la gestion de l'information, entre autres, sont les raisons qui réduisent la disponibilité des données pour le développement de modèles hydrologiques pour représenter de façon réelle la dynamique des bassins versants ([León et al., 2009](#)).

2.2. Estimations du transport de sédiments dans le bassin de l'Orénoque

Actuellement, le fleuve Orénoque draine un grand bassin versant, encore peu perturbé. Ce type d'opportunité disparaît rapidement avec le développement hydroélectrique des principales rivières et la déforestation dans le monde ([Lewis and Saunders, 1989](#)).

Les premières observations du fleuve Orénoque ont été faites par Alexander Von Humboldt en l'an 1799, lors de son voyage en Amérique ([Humboldt, 2006](#)). Postérieurement, à partir de la seconde moitié années soixante du XX siècle, certaines des premières études dans ce système fluvial commencent à être développées, parmi lesquelles on peut citer les travaux de [Edwards and Thorne, \(1970\)](#); [Gessner, \(1960\)](#); [Gessner, \(1965\)](#); [Livingstone, \(1963\)](#) et [Meybeck, \(1979\)](#).

De 1970 au début du 21ème siècle, l'hydrologie et la dynamique des sédiments en suspension dans l'Orénoque ont été étudiées et explorées par de nombreuses investigations par exemple, [Eisma et al., \(1978\)](#); [Lewis and Saunders, \(1989\)](#); [Meade et al., \(1983\)](#); [Meade, \(1994\)](#); [Meade et al., \(1979\)](#); [Meade et al., \(1990\)](#); [Nordin and Meade, \(1985\)](#);

Nordin et al., (1994); Paolini et al., (1983); Paolini et al., (1987); Pérez Hernández and López, (1998); Stallard and Edmond, (1983); Stallard, (1985); Stallard et al., (1991); Warne et al., (2002), puis plus récemment par Laraque et al., (2013a), selon ce dernier, la plupart de ces études précédentes ont utilisé, complété ou mis à jour les premières données sur le transport de matières dissoutes et en suspension dans l'Orénoque, obtenue au cours de la période 1982-1985 dans le cadre du programme CAMREX (Carbon in the Amazon River Experiment) - un programme américain qui a également étudié l'Orénoque, tel est le cas du travail de Meade, (2007), qui est souvent cité.

Cependant, il est important de noter que dans ces travaux, les flux de sédiments en suspension dans le bas Orénoque à Ciudad Bolívar, en général, ils ont été étudiés seulement pour une ou deux années hydrologiques, en utilisant un échantillonnage irrégulier et à basse fréquence. Le chiffre de référence pour l'exportation des sédiments par l'Orénoque vers son delta est de $150 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$, soit $180 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour un débit annuel moyen de $31\,000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Meade et al., 1990). Cependant, en raison des données hydrologiques et MES très limitées qui ont été utilisées pour obtenir une telle estimation, les auteurs rapportent qu'il peut y avoir une marge d'erreur entre 30-50% pour leurs estimations.

Cela a été mis en évidence dans le travail de Laraque et al., 2013a, quand ils ont utilisé les estimations MES du projet SNO-Hybam entre 2005 et 2010, avec une fréquence d'échantillonnage plus élevée et continue (tous les 10 jours). Les résultats obtenus pour les flux de sédiments à la station Ciudad Bolívar ont été de $74 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ (Tableau 2). Cette valeur est inférieure à celle présentée par Lewis and Saunders, 1989, et correspond à environ 50% des valeurs rapportées par Meade et al., 1983; Meade et al., 1990 et Nordin and Meade, 1985, qui ont estimé une charge de sédiments en suspension, d'après des données plus ponctuelles et discontinues obtenues lors de campagnes fluviales entre 1973 et 1983.

Tableau 2 présente un résumé de l'évolution des études qui ont tenté d'estimer les flux sédimentaires à Ciudad Bolívar apportés par le fleuve Orénoque vers l'océan Atlantique. Dans la littérature, le travail de Sanchez, 1950 est présenté comme une première intention

d'estimer les flux sédimentaires. Cette étude a montré une valeur de $86 \times 10^6 \text{ t.an}^{-1}$, sur la base d'un débit entre 11 000 et 23 000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$. Cependant, le débit mensuel moyen à Ciudad Bolívar dépasse cette valeur maximale, de sorte que [Sanchez, 1950](#), sous-estime clairement la valeur réelle des flux de sédiments à Ciudad Bolívar ([Eisma et al., 1978](#)).

Tableau 2. Résumé chronologique des estimations du transport des sédiments calculées par différentes études entre 1950 et 2017.

Année	Auteur	Période	Type d'échantillons	Flux de sédiments ton.an ⁻¹	Lieu d'échantillonnage
1950	Sánchez (1950)	1950	?	86×10^6	Ciudad Bolívar
1987	Paolini et al. (1987)	1983-1984	filtres	93×10^6	Ciudad Bolívar
1988	Nordin et al. (1989)	1973-1983	filtres	200×10^6	Ciudad Guayana
1989	Lewis et al. (1989)	1982-1985	filtres	90×10^6	Ciudad Bolívar
1990	Meade et al. (1990)	1982-1985	filtres	150×10^6	Ciudad Bolívar
2013	Laraque et al. (2013)b	2005-2010	filtres (SNO-Hybam)	74×10^6	Ciudad Bolívar
2017	Gallay, 2017	2001-2016	filtres (SNO-Hybam) + estimations MODIS	89×10^6	Ciudad Bolívar
2018	Cette étude	2012-2017	filtres (SNO-Hybam)	94×10^6	Ciudad Bolívar

Par la suite, nous observons les travaux qui ont utilisé la base de données du programme CAMREX et d'autres données collectées lors de campagnes spécifiques sur le terrain ([Lewis and Saunders, 1989](#); [Meade et al., 1990](#); [Nordin and Perez-Hernandez, 1989](#); [Paolini et al., 1987](#)). Il est clair que, même si l'on utilise des données provenant de la même source, il existe de grandes variations entre les différentes estimations. Les auteurs expliquent cette variation par plusieurs facteurs, tels que : l'asynchronie entre le régime hydrologique et le régime des sédiments en suspension, l'hétérogénéité des MES de surface entre les berges, les variations interannuelles des charges dues à l'érosion des sols et les différentes méthodes et fréquences d'échantillonnage utilisées.

Récemment, l'étude de [Gallay \(2017\)](#) présente une estimation plus complète des flux sédimentaires dans l'Orénoque inférieur entre 2001 et 2016. Cette étude utilise les données de MES de l'observatoire SNO-Hybam (2005 - 2016), ainsi que des séries chronologiques d'images satellitaires MODIS (provenant des satellites Aqua et Terra). De cette façon, une base de données MES combinée est créée à partir de modèles d'inversion, qui relie

spectralement les données MES *in situ* à Ciudad Bolívar avec les données de Réflectance des deux capteurs MODIS. L'estimation résultante des flux de sédiments à la station Ciudad Bolívar était de $89 \times 10^6 \text{ t. an}^{-1}$, avec un débit moyen minimal et maximal de $4\,939 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à $71\,098 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, respectivement. En comparant cette nouvelle estimation des flux sédimentaires avec l'étude de [Laraque et al., 2013a](#), cette valeur est légèrement supérieure et plus semblable à ceux informés par [Lewis and Saunders, 1989](#); [Paolini et al., 1987](#), ainsi que cette étude, voir le [Tableau 2](#).

[Tableau 3](#) montre le détail des estimations annuelles entre 2012 et 2017 pour cette étude. Il y a une cohérence claire entre les travaux antérieurs utilisant la base de données SNO-Hybam ([Gallay, 2017](#); [Laraque et al., 2013a](#)) et cette étude. Même si l'étude de [Gallay, 2017](#) combinent la série temporelles des données MES estimées avec des scènes MODIS et SNO-Hybam, on constate une bonne concordance lors de la comparaison des estimations en utilisant uniquement les données de l'observatoire SNO-Hybam. La [Figure 16](#) illustre comment les estimations montrent une bonne cohérence entre ces trois études.

[Tableau 3](#). Estimations du flux de sédiments annuel moyen, pondéré par le débit mensuel moyen entre 2012 et 2017 (Base de données SNO-Hybam), au cours de cette étude.

Année	MES moyen (mg.l ⁻¹)	MES max (mg.l ⁻¹)	MES min (mg.l ⁻¹)	Nombre d'échantillons	Flux de sédiments (*) (Mton.an ⁻¹)	Q _{mean} (m ³ .s ⁻¹)	Q _{max} (m ³ .s ⁻¹)	Q _{min} (m ³ .s ⁻¹)
2012	77.7	189.2	21.1	36	88	37090	73483	8396
2013	74.8	213.6	18.2	28	68	32126	62271	5516
2014	89.8	170.0	18.9	10	100	30536	67256	5093
2015	89.0	203.0	29.0	14	91	28531	67183	6434
2016	109.2	277.0	12.0	26	113	34239	73938	4258
2017	97.0	210.9	23.3	24	103	34302	77315	7520
mean	90	211	20	23	94	32804	70241	6203
max	109	277	29	36	113	37090	77315	8396
min	75	170	12	10	68	28531	62271	4258
min/max	0.7	0.6	0.4	0.3	0.6	0.8	0.8	0.5

(*) Flux de sédiments pondérés par le débit moyen mensuel

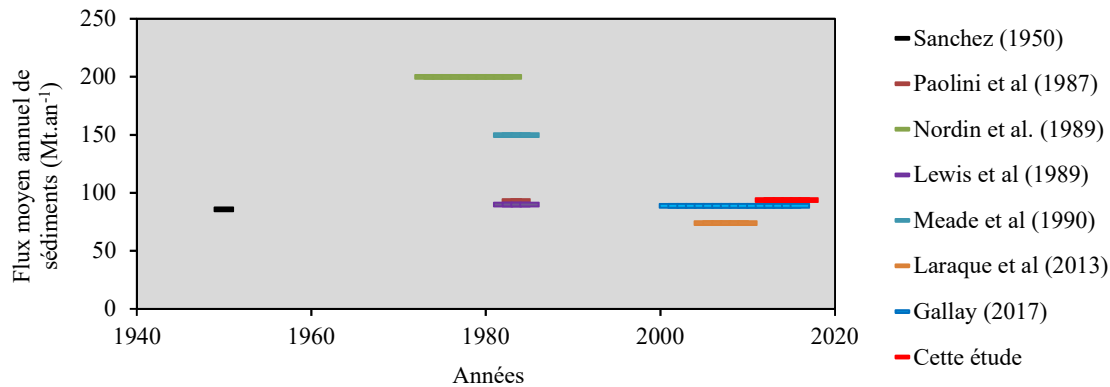


Figure 16. Flux annuels moyens de sédiments entre 1950 et 2017. La taille de chaque barre représente la période en années évaluée dans chaque étude.

2.3. La télédétection pour surveiller les eaux continentales.

La compilation de données hydrologiques est cruciale pour évaluer la quantité et la qualité des ressources en eau dans un bassin versant. Les données hydrologiques contribuent à la gestion durable des ressources en eau, de plus en plus affectée par l'homme et le changement climatique. Pour la plupart des observations actuellement disponibles, l'adéquation des réseaux d'observation varie considérablement d'une région à l'autre.

Dans le cas particulier du bassin de l'Orénoque, où notre étude est développée, les deux agences de l'eau : IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia) dans le bassin supérieur de l'Orénoque du côté colombien, et du côté vénézuélien INAMEH (Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología), présentent d'importantes déficiences dans la surveillance, en relation avec la disponibilité de données spatio-temporelles sur la qualité de l'eau (León et al., 2009).

La télédétection permet désormais d'accéder à des paramètres utiles pour surveiller la surface de la Terre. L'assimilation des mesures satellitaires et des produits dans les modèles décrivant le fonctionnement des processus hydrologiques et les procédures de gestion de l'eau, facilite la compréhension du cycle continental de l'eau (Baghdadi and Zribi, 2016).

Actuellement, il est nécessaire de mettre en œuvre des systèmes d'observation intégrés qui utilisent les données terrestres et satellitaires dans la gestion des processus hydrologiques. L'utilisation de la combinaison d'observations multiplateformes conduira à de meilleurs produits et services, au moins en ce qui concerne la couverture spatiale. En effet, les données spatiales sont les seules qui permettent une mesure continue à l'échelle du bassin. Cependant, l'importance des observations *in situ* des variables hydrologiques ne peut être sous-estimée, notamment pour le calibrage de modèles d'inversion utilisant des techniques de télédétection.

Celle-ci s'approche plus en plus de la surveillance complète de la surface de la Terre, y compris les flux d'eau et les variables hydrologiques (p. Ex. Eutrophisation, niveaux d'eau, matières en suspension, chlorophylle, etc.). Au cours des années, l'utilité des données de télédétection par satellite pour fournir des informations sur les ressources en eau a été démontrée dans de nombreuses études : Froidefond et al., (1991); Calmant et al., (2008; 2017); Frappart et al., (2010; 2013); Espinoza Villar et al., (2013); Park and Latrubesse, (2014); Martinez et al., (2015); Watanabe et al., (2015); Zheng et al., (2015); Gensac et al., (2016); Lins et al., (2017) et Robert et al., (2016). De même, le traitement des données satellitaires de Radar de type SAR (Synthetic Aperture Radar) a permis d'étudier la dynamique des inondations dans les grands cours d'eau ou la caractérisation de l'humidité des sols (Bjerklie et al., 2005; Martinez and Le Toan, 2007; O'Grady et al., 2014), et quelques premiers tests pour détecter les flux d'un fleuve à partir des techniques d'interférométrie radar (Romeiser, 2015).

Les études réalisées dans les eaux du fleuve Orénoque en utilisant la télédétection, sont peu nombreuses dans la littérature, cependant, il y a quelques premières expériences qui commencent à se développer, liées à la surveillance des eaux dans ce fleuve (Artigas and Lopez, 2016; Frappart et al., 2014; Hamilton et al., 2004; León et al., 2009; López et al., 2013; Odriozola et al., 2007). Récemment, une première étude a été publiée dans le cadre de cette thèse, qui sert de base à l'étude des variations spatio-temporelles des sédiments en suspension dans le bassin inférieur de l'Orénoque (Yepez et al., 2018), ce travail sera présenté dans le chapitre 4. Cependant, de nombreux aspects devront être abordés à

l'avenir, pour mieux comprendre les variations spatio-temporelles des flux hydrosédimentaires au niveau de l'ensemble du bassin.

2.4. Transport de sédiments avec des techniques hydroacoustiques dans les grands fleuves

La première tentative d'utiliser un ADCP pour mesurer le courant des grands fleuves a été faite en 1982 sur le fleuve Mississippi par [Christensen and Herrick, 1982](#), dans le cadre du travail effectué pour l'USGS (US Geological Survey). La seconde a été réalisée sur l'amazone en 1994 par une équipe IRD-DNAEE. Par la suite, les ADCP ont démontré être des outils utiles pour mesurer le débit. L'ADCP a été testé dans diverses conditions de mesure, montrant de meilleurs résultats dans la mesure des flux (spatialement), comparé aux mesures des compteurs de courant mécaniques traditionnels, fournissant ainsi des informations de flux plus détaillées ([Gotvald and Oberg, 2009](#)).

Les techniques hydroacoustiques, en particulier profils de courants acoustiques Doppler (ADCP), ils ont acquis une large utilisation dans les rivières pour mesurer la vitesse, la profondeur et les flux. Les mesures de vitesse avec l'ADCP sont dérivées des changements de fréquence de l'énergie renvoyée par les particules en suspension (déplacement Doppler). Il a été reconnu depuis longtemps que la quantité d'énergie restituée, ou "rétrodiffusée" par des particules en suspension, est indicatif du nombre de particules en suspension, ainsi que de leur taille. Les relations entre la rétrodiffusion, la concentration des sédiments en suspension et la taille des particules ont fait l'objet d'une série de développements théoriques, d'expériences de laboratoire et d'applications sur le terrain ([Baranya and Józsa, 2013](#); [Dwinovantyo et al., 2017](#); [González-Castro and Muste, 2007](#); [Le Coz et al., 2007](#); [Parsons et al., 2013](#); [Wright et al., 2010](#)).

Actuellement, les ADCP ne mesurent pas seulement les paramètres hydrodynamiques dans les rivières. Maintenant, il est possible d'effectuer des études associées aux processus fluvio-géomorphologiques dans les courbes de méandres ou d'îles fluviales, lors de la détermination des changements morphologiques à une petite échelle spatiale. Les

bathymétries de haute précision, acquises à partir d'un ADCP (couplé à son propre GPS différentiel - DGPS) et connectées à un bateau habité ou mini-bateau piloté à distance, permettent d'analyser les changements spatio-temporels associés à ces processus fluviaux (Dinehart and Burau, 2005; Guerrero and Lamberti, 2011; Kasvi et al., 2017).

Le développement des mesures avec ADCP dans les méga-fleuves comme l'Amazone a connu des avancées importantes grâce au groupe de recherche du projet SNO-Hybam impliquant des chercheurs français et brésiliens (Guyot et al., 1998 ; Filizola et al., 2009; Molinier et al., 1995). Cela a marqué le début d'un programme de mesure de débit liquide continu utilisant des dispositifs Doppler. Aujourd'hui, non seulement les mesures ADCP sont effectuées de manière routinière sur le fleuve Amazone, mais aussi sur l'Orénoque et récemment sur le fleuve Congo, produit de cette alliance entre des chercheurs français de l'IRD et des agences locales de l'eau.

Références bibliographiques

- Anderson, V.J. et al., 2016. Andean topographic growth and basement uplift in southern Colombia: Implications for the evolution of the Magdalena, Orinoco, and Amazon river systems. *Geosphere*: GES01276. 1.
- Artigas, J., Lopez, J.L., 2016. Estimación de la concentración de sedimentos en el río Orinoco usando sensores remotos. In: Venezuela, F.d.I.-U.C.d. (Editor), JIFI 2016 - Jornadas de Investigación. Encuentro académico Industrial, Caracas, pp. 1-8.
- Baghdadi, N., Zribi, M., 2016. *Land Surface Remote Sensing in Continental Hydrology*. Elsevier.
- Baker, P.A. et al., 2014. The emerging field of geogenomics: constraining geological problems with genetic data. *Earth-Science Reviews*, 135: 38-47.
- Baranya, S., Józsa, J., 2013. Estimation of suspended sediment concentrations with ADCP in Danube River. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 61(3): 232-240.
- Bemerguy, R.L., Costa, J.S., 1991. Considerações sobre o sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectono-estrutural. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*: 75-97.
- 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(1): 191-209.
- Boadas, R., 1983. *Geografía del Territorio Federal Amazonas*. ARIEL-SEIX, Barral Venezolana. Caracas, Venezuela. 239pp.
- Botero, P., 1999. Paisajes fisiográficos de la Orinoquia-Amazonia (ORAM) Colombia. *Análisis Geográficos*(27-28).
- Bovolo, C.I., Pereira, R., Parkin, G., Kilsby, C., Wagner, T., 2012. Fine-scale regional climate patterns in the Guianas, tropical South America, based on observations and reanalysis data. *International Journal of climatology*, 32(11): 1665-1689.
- Caballero, V. et al., 2013. Tectonic controls on sedimentation in an intermontane hinterland basin adjacent to inversion structures: The Nuevo Mundo syncline, Middle Magdalena Valley, Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1): 315-342.
- Calmant, S., Crétaux, J.-F., Rémy, F., 2017. *Principles of Radar Satellite Altimetry for Application on Inland Waters, Microwave Remote Sensing of Land Surface*. Elsevier, pp. 175-218.
- Calmant, S., Seyler, F., Cretaux, J.F., 2008. Monitoring continental surface waters by satellite altimetry. *Surveys in Geophysics*, 29(4-5): 247-269.
- Callède, J. et al., 2010. Les apports en eau de l'Amazone à l'Océan Atlantique. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 23(3): 247-273.
- Campbell, K., 2010. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin: *Comment. Geology*, 38(7): e212-e212.
- Campbell, K.E., Frailey, C.D., Romero-Pittman, L., 2006. The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239(1): 166-219.

- Carbonell, L.M., 1998. Expedicion 51: Descubrimiento de las fuentes del Orinoco. El Rio Orinoco. Aprovechamiento Sustentable. Instituto de Mecanica de Fluidos. Facultad de Ingenieria. Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela: 2-11.
- Cordova, J.R., 1999. Caracterización del Funcionamiento Hidrológico e Hidráulico-Fluvial del Delta del Río Orinoco. In PDVSA *Informe Desarrollo Armonico de Oriente*
- Cruz, D.J.G., 2008. Hydrocarbons Reserves in Venezuela. *Energy & Environment*, 19(8): 1161-1180.
- CVG, 1991. Informe de avance NC-20-11 y 12, Corporación Venezolana de Guayana. Clima, Geología, Geomorfología.
- Christensen, J., Herrick, L., 1982. Mississippi River test, Vol. 1. US Geological Survey, El Cajon, CA.
- DANE, 2005. Departamento Administrativo Nacional de Estadística. Colombia. Datos estimados para el 2005.
- de Gamero, M.L.D., 1996. The changing course of the Orinoco River during the Neogene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123: 385-402.
- Depetris, P.J., Paolini, J.E., 1991. Biogeochemical aspects of South American rivers: the Paraná and the Orinoco. *Biogeochemistry of major world rivers*, 42: 105-125.
- Dinehart, R., Burau, J., 2005. Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river. *Journal of hydrology*, 314(1): 1-21.
- Dwinovantyo, A., Manik, H.M., Prartono, T., Susilohadi, S., 2017. Quantification and Analysis of Suspended Sediments Concentration Using Mobile and Static Acoustic Doppler Current Profiler Instruments. *Advances in Acoustics and Vibration*, 2017.
- Edmond, J., Palmer, M., Measures, C., Brown, E., Huh, Y., 1996. Fluvial geochemistry of the eastern slope of the northeastern Andes and its foredeep in the drainage of the Orinoco in Colombia and Venezuela. *Geochimica et cosmochimica acta*, 60(16): 2949-2974.
- Edmond, J., Palmer, M., Measures, C., Grant, B., Stallard, R., 1995. The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana Shield in Venezuela, Colombia, and Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(16): 3301-3325.
- Edwards, A., Thornes, J., 1970. Observations on the Dissolved Solids of the Casiquiare and Upper Orineee, April-June, 1968.
- Eisma, D., Van der Gaast, S., Martin, J., Thomas, A., 1978. Suspended matter and bottom deposits of the Orinoco delta: Turbidity, mineralogy and elementary composition. *Netherlands Journal of Sea Research*, 12(2): 224-251.
- Escalona, A., Mann, P., 2006. Sequence-stratigraphic analysis of Eocene clastic foreland basin deposits in central Lake Maracaibo using high-resolution well correlation and 3-D seismic data. *AAPG bulletin*, 90(4): 581-623.
- Espinoza Villar, R. et al., 2013. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *Journal of South American Earth Sciences*, 44(0): 45-54.
- FAO, I., ISRIC, I., 2009. JRC. Harmonized World Soil Database (version 1.1), Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO). International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA), ISRIC-World Soil Information, Institute of Soil Science-Chinese Academy of Sciences (ISSCAS), Joint Research Centre of the European Commission (JRC), Laxenburg, Austria.(<http://www.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/>).

- Figueiredo, J., Hoorn, C., Van der Ven, P., Soares, E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, 37(7): 619-622.
- Filizola, N., 2003. Transfert sédimentaire par les fleuves amazoniens, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, 292 p. pp.
- Filizola, N., Guyot, J.L., Guimaraes, V., 2009. Measuring the discharge of the Amazon river using Doppler technology (Manacapuru, Amazonas, Brazil). *Hydrological processes*, 23(22): 3151-3156.
- Frappart, F. et al., 2010. Interannual variations of the terrestrial water storage in the Lower Ob'Basin from a multisatellite approach. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 14(12): 2443–2453.
- Frappart, F. et al., 2014. Surface Freshwater Storage Variations in the Orinoco Floodplains Using Multi-Satellite Observations. *Remote Sensing*, 7(1): 89-110.
- Frappart, F., Ramillien, G., Ronchail, J., 2013. Changes in terrestrial water storage versus rainfall and discharges in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, 33(14): 3029-3046.
- Froidefond, J.-M., Castaing, P., Mirmand, M., Ruch, P., 1991. Analysis of the turbid plume of the Gironde (France) based on SPOT radiometric data. *Remote Sensing of Environment*, 36(3): 149-163.
- Gallay, M., 2017. Etude de la dynamique hydro-sédimentaire de fleuves tropicaux : le cas du Maroni, de l'Oyapock et de l'Orénoque. Thèse de Doctorat Thesis, Université de la Guyane, 316 pp.
- 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.
- Gessner, F., 1960. Untersuchungen über den Phosphathaushalt des Amazonas. *International Review of Hydrobiology*, 45(3): 339-345.
- Gessner, F., 1965. Zur limnologie des unteren Orinoco. *International Review of Hydrobiology*, 50(3): 305-333.
- Gibbs, A., Barron, C.N., 1983. The Guiana shield reviewed. *Episodes*(2): 7-14.
- Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Hegarty, K., Kelley, S., 2005. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(5-6): 547-569.
- González-Castro, J.A., Muste, M., 2007. Framework for estimating uncertainty of ADCP measurements from a moving boat by standardized uncertainty analysis. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(12): 1390-1410.
- Gotvald, A.J., Oberg, K.A., 2009. Acoustic Doppler current profiler applications used in rivers and estuaries by the US Geological Survey. 2327-6932, US Geological Survey.
- Guerrero, M., Lamberti, A., 2011. Flow field and morphology mapping using ADCP and multibeam techniques: Survey in the Po River. *Journal of Hydraulic Engineering*, 137(12): 1576-1587.
- Guyot, J. L., Filizola, N., & Guimaraes, V. (1998). Amazon suspended sediment yield measurements using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP): first results. IAHS Publication, 109-116.

- Hamilton, S.K., Sippel, S.J., Melack, J.M., 2004. Seasonal inundation patterns in two large savanna floodplains of South America: the Llanos de Moxos (Bolivia) and the Llanos del Orinoco (Venezuela and Colombia). *Hydrological Processes*, 18(11): 2103-2116.
- Hetland, R., Hsu, T., 2013. Freshwater and sediment dispersal in large river plumes. *Biogeochemical Dynamics at Large River-Coastal Interfaces: Linkages with Global Climate Change*: 55-85.
- Hoorn, C., 1994. Fluvial palaeoenvironments in the intracratonic Amazonas Basin (early Miocene-early middle Miocene, Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109(1): 1-54.
- 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(3): 237-240.
- Hoorn, C. et al., 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *science*, 330(6006): 927-931.
- Horton, B.K. et al., 2015. Application of detrital zircon U-Pb geochronology to surface and subsurface correlations of provenance, paleodrainage, and tectonics of the Middle Magdalena Valley Basin of Colombia. *Geosphere*, 11(6): 1790-1811.
- Humboldt, A., 2006. Personal narrative of a journey to the equinoctial regions of the new continent. Penguin UK.
- Kasvi, E., Laamanen, L., Lotsari, E., Alho, P., 2017. Flow Patterns and Morphological Changes in a Sandy Meander Bend during a Flood—Spatially and Temporally Intensive ADCP Measurement Approach. *Water*, 9(2): 106.
- Laraque, A., en cours. Personal communication.
- Laraque, A. et al., 2013a. A comparison of the suspended and dissolved matter dynamics of two large inter-tropical rivers draining into the Atlantic Ocean: the Congo and the Orinoco. *Hydrological Processes*, 27(15): 2153-2170.
- Laraque, A. et al., 2013b. Seasonal variability of total dissolved fluxes and origin of major dissolved elements within a large tropical river: The Orinoco, Venezuela. *Journal of South American Earth Sciences*, 44(0): 4-17.
- Lasso, C.A., Usma, J.S., Trujillo, F., Rial, B., 2010. Biodiversidad de la cuenca del Orinoco: bases científicas para la identificación de áreas prioritarias para la conversación y uso sostenible de la biodiversidad. Instituto de Investigacion de Recursos Biologicos Alexander von Humboldt.
- Latrubesse, E.M. et al., 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth-Science Reviews*, 99(3): 99-124.
- Le Coz, J., Chastan, B., Védie, F., Dramais, G., 2007. Emplois de l'aDcp en rivière: une revue de synthèse. *La Houille Blanche*(4): 119-130.
- León, J.G., Rubiano, J., Vargas, V., 2009. Series temporales de niveles de agua en estaciones virtuales de la Cuenca Amazónica a partir de altimetría radar por satélite. *Ingeniería e Investigación*, 29(1): 109-114.
- Lewis, J., W.M., Saunders, J.F., 1984. Cross-sectional variation in the chemistry and suspended sediment load of the Orinoco River at Ciudad Bolívar. *Acta Cientifica Venezolana* 35: pp. 382-385.
- Lewis, J., W.M., Saunders, J.F., 1989. Concentration and transport of dissolved and suspended substances in the Orinoco River. *Biogeochemistry*, 7(3): pp. 203 - 240.

- Lewis, W.M., Hamilton, S.K., Jones, S.L., Runnels, D.D., 1987. Major element chemistry, weathering and element yields for the Caura River drainage, Venezuela. *Biogeochemistry*, 4(2): 159-181.
- Lewis, W.M., Melack, J.M., McDowell, W.H., McClain, M., Richey, J.E., 1999. Nitrogen yields from undisturbed watersheds in the Americas. *Biogeochemistry*, 46(1-3): 149-162.
- Lins, R.C., Martinez, J.-M., Motta Marques, D.d., Cirilo, J.A., Fragoso, C.R., 2017. Assessment of Chlorophyll-a Remote Sensing Algorithms in a Productive Tropical Estuarine-Lagoon System. *Remote Sensing*, 9(6): 516.
- Livingstone, D.A., 1963. Chemical composition of rivers and lakes. US Government Printing Office.
- López, J., Perez-Hernandez, D., 1999. Some Morphological Aspects of the Orinoco River, IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics. Genova. Italy. September, pp. 6-10.
- López, R., López, J.M., Morell, J., Corredor, J.E., Castillo, C.E., 2013. Influence of the Orinoco River on the primary production of eastern Caribbean surface waters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(9): 4617-4632.
- Lundberg, J.G. et al., 1998. The stage for Neotropical fish diversification: a history of tropical South American rivers. *Phylogeny and classification of Neotropical fishes*, 603: 14-48.
- Mann, P., Escalona, A., Castillo, M.V., 2006. Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. *AAPG bulletin*, 90(4): 445-477.
- Martinez, J.-M., Le Toan, T., 2007. Mapping of flood dynamics and spatial distribution of vegetation in the Amazon floodplain using multitemporal SAR data. *Remote sensing of Environment*, 108(3): 209-223.
- 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(7): 1274-1287.
- McKee, E.D., 1989. Sedimentary structures and textures of Rio Orinoco channel sands, Venezuela and Colombia, USGPO; For sale by the Books and Open-File Reports Section, US Geological Survey.
- Meade, R., Nordin Jr, C., Hernandez, D.P., Mejia, A., Godoy, J.P., 1983. Sediment and water discharge in Rio Orinoco, Venezuela and Colombia, *Proceedings of the Second International Symposium on River Sedimentation*. Water Resources and Electric Power Press Beijing, pp. 11-16.
- Meade, R.H., 1994. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quaternary International*, 21: 29-39.
- Meade, R.H., 1996. River-sediment inputs to major deltas, Sea-level rise and coastal subsidence. *Springer*, pp. 63-85.
- Meade, R.H., 2007. Transcontinental moving and storage: The Orinoco and Amazon Rivers transfer the Andes to the Atlantic. *Large Rivers: geomorphology and management*: 45-64.
- Meade, R.H. et al., 1979. Sediment loads in the Amazon River. *Nature*, 278(5700): 161-163.
- Meade, R.H., Weibezahn, F.H., Lewis Jr, W.M., Perez Hernandez, D., 1990. Suspended-sediment budget for the Orinoco River. *The Orinoco River as an ecosystem*: 55-79.

- Meybeck, M., 1979. Concentrations des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 21: 215-246.
- Mikhailova, M., 2010. Hydrological-morphological processes in the mouth area of the Orinoco (Venezuela). *Water resources*, 37(2): 160-171.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 91(1): 1-21.
- Mobasheri, M.R., Mousavi, H., 2004. Remote sensing of suspended sediments in surface waters using MODIS images, *Proc. XXth ISPRS Congress, Geo-Imagery Bridging Continent*, Istanbul, pp. 12-23.
- Molinier, M., Guyot, J.-L., De Oliveira, E., Guimarães, V., Chaves, A., 1995. Hydrologie du bassin de l'Amazonie. *Proc. Grands Bassins Fluviaux Péri-atlantiques*, 1: 335-344.
- Mora, A., 2011. Variación temporal y espacial de la concentración de cationes mayoritarios y elementos traza disueltos en el sistema río Orinoco, Venezuela, Tesis de Doctorado. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España.
- Mora, A. et al., 2010. Tectonic History of the Andes and Sub-Andean Zones: Implications for the Development of the Amazon Drainage Basin. *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*: 38-60.
- Mora, A., Laraque, A., Lopez, J.L., 2017. El Bajo Orinoco: Aspectos hidrosedimentológicos, geoquímicos e influencia antrópica. *Douglas Rodríguez Olarte*: 109.
- Nordin, C., Meade, R., 1985. The Amazon and the Orinoco. *McGraw-Hill Yearbook of Science*, 1986: 385-390.
- Nordin, C., Mejia, A., Delgado, C., 1994. Sediment studies of the Orinoco river, Venezuela. The variability of large rivers. *ASCE Press*, New York: 243-265.
- Nordin, C.F., Perez-Hernandez, D., 1989. Sand waves, bars, and wind-blown sands of the Rio Orinoco, Venezuela and Colombia, USGPO; For sale by the Books and Open-File Reports Section, US Geological Survey.
- O'Grady, D., Leblanc, M., Bass, A., 2014. The use of radar satellite data from multiple incidence angles improves surface water mapping. *Remote Sensing of Environment*, 140: 652-664.
- Odriozola, A.L. et al., 2007. On the absorption of light in the Orinoco River plume. *Continental Shelf Research*, 27(10): 1447-1464.
- Oliva, P., Viers, J., Dupré, B., 2003. Chemical weathering in granitic environments. *Chemical Geology*, 202(3): 225-256.
- Paolini, J., Herrera, R., Nemeth, A., 1983. Hydrochemistry of the Orinoco and Caroní rivers. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband*, 55(2): 223-236.
- Paolini, J., Hevia, R., Herrera, R., 1987. Transport of carbon and minerals in the Orinoco and Caroní rivers during the years 1983–1984. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, 64: 325-38.
- 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.
- Parsons, D. et al., 2013. Velocity Mapping Toolbox (VMT): a processing and visualization suite for moving-vessel ADCP measurements. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(11): 1244-1260.

- Pérez Hernández, D., López, J., 1998. Algunos aspectos relevantes de la hidrología del Río Orinoco. In: Instituto de Mecánica de Fluidos, F.d.I., Universidad Central de Venezuela (Editor), El Río Orinoco. Aprovechamiento Sustentable. Mémoires de las primeras jornadas venezolanas de investigación sobre el Río Orinoco, Caracas, pp. 138-154.
- Potter, P.E., 1997. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5-6): 331-344.
- Ribas, C.C., Aleixo, A., Nogueira, A.C., Miyaki, C.Y., Cracraft, J., 2011. A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. *Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences*: rspb20111120.
- Robert, E. et al., 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.
- Roddaz, M. et al., 2010. Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system. *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*: 61-88.
- Romeiser, R., 2015. Surface current measurements by spaceborne along-track inSAR-terraSAR-X, tanDEM-X, and future systems, Current, Waves and Turbulence Measurement (CWTM), 2015 IEEE/OES Eleventh. IEEE, pp. 1-4.
- Rosales, J., Suárez, C.F., Carlos, A., César, F.S., Carlos, A., 2010. Descripción del medio natural de la cuenca del Orinoco.
- Sacek, V., 2014. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 401: 301-312.
- Sanchez, F.K., 1950. Algunas consideraciones respecto a la determinación del acarreo sólido y su magnitud en algunos ríos de Venezuela. *Rev. Col. Ing. Venez.*, 177: 28-29.
- Saunders, J.F., Lewis, W.M., 1989. Transport of major solutes and the relationship between solute concentrations and discharge in the Apure River, Venezuela. *Biogeochemistry*, 8(2): 101-113.
- Schenk, C.J. et al., 2009. An Estimate of Recoverable Heavy Oil Resources of the Orinoco Oil Belt, Venezuela. 2009-3028.
- Schenk, C.J., Viger, R.J., Anderson, C.P., 1999. Maps showing geology, oil and gas fields, and geological provinces of South America.
- Schot, P., Poot, A., Vonk, G., Peeters, W., 2001. A Surface Water Model for the Orinoco river basin.
- Silva, A. et al., 2013. Basin compartmentalization and drainage evolution during rift inversion: Evidence from the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377: SP377. 15.
- Silva León, G., 2005. La cuenca del río Orinoco: visión hidrográfica y balance hídrico. *Revista Geográfica Venezolana*, 46(1): 75-108.
- Sioli, H., 1984. The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types, *The Amazon*. Springer, pp. 127-165.
- 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(C14): 9671-9688.

- Stallard, R.F., 1985. River chemistry, geology, geomorphology, and soils in the Amazon and Orinoco basins. *The chemistry of weathering*: 293-316.
- Stallard, R.F., Koehnken, L., Johnsson, M.J., 1991. Weathering processes and the composition of inorganic material transported through the Orinoco River system, Venezuela and Colombia. *Geoderma*, 51(1-4): 133-165.
- Stern, K., 1970. Der Casiquiare-Kanal, einst und jetzt. *Amazoniana*, 2(4): 401-416.
- Syvitski, J.P., 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(5720): 376-380.
- Trenberth, K.E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., Fasullo, J., 2007. Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4): 758-769.
- Vegas-Vilarrúbia, T., Herrera, R., 1993. Seasonal alternation of lentic/lotic conditions in the Mapire system, a tropical floodplain lake in Venezuela. *Hydrobiologia*, 262(1): 43-55.
- Vegas-Vilarrúbia, T., Paolini, J., Herrera, R., 1988. A physico-chemical survey of blackwater rivers from the Orinoco and the Amazon basins in Venezuela. *Archiv für Hydrobiologie*, 111(4): 491-506.
- Viers, J., Dupré, B., Gaillardet, J., 2009. Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database. *Science of the total environment*, 407(2): 853-868.
- Walsh, R.P., 1998. Climatic changes in the Eastern Caribbean over the past 150 years and some implications in planning sustainable development. *Resource Sustainability and Caribbean Development*: 51-68.
- Warne, A.G. et al., 2002. Regional controls on geomorphology, hydrology, and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. *Geomorphology*, 44(3 - 4): pp. 273 - 307.
- Watanabe, F.S.Y. et al., 2015. Estimation of chlorophyll-a concentration and the trophic state of the barra bonita hydroelectric reservoir using oli/landsat-8 images. *International journal of environmental research and public health*, 12(9): 10391-10417.
- Weibezahn, F.H., Alvarez, H., Lewis, W., 1990. Hidroquímica y sólidos suspendidos en el alto y medio Orinoco. *The Orinoco River as an Ecosystem*: 151-210.
- Winemiller, K.O., López-Fernández, H., Taphorn, D.C., Nico, L.G., Duque, A.B., 2008. Fish assemblages of the Casiquiare River, a corridor and zoogeographical filter for dispersal between the Orinoco and Amazon basins. *Journal of Biogeography*, 35(9): 1551-1563.
- Wright, S. et al., 2010. Recent developments in the use of hydroacoustics for monitoring suspended-sediment transport in rivers, AGU Fall Meeting Abstracts.
- Yepez, S., Laraque, A., Martinez, J.M., De Sa, J., Carrera, J.M., Castellanos, B., Gallay, M. and Lopez, J.L., 2018. Retrieval of suspended sediment concentrations using Landsat-8 OLI satellite images in the Orinoco River (Venezuela). *Comptes Rendus Geoscience*, 350(1-2), pp.20-30.
- Zheng, Z. et al., 2015. Landsat-Based Long-Term Monitoring of Total Suspended Matter Concentration Pattern Change in the Wet Season for Dongting Lake, China. *Remote Sensing*, 7(10): 13975.

DONNÉES ET MÉTHODES

Ce chapitre détaille les différentes données et méthodes utilisées lors de l'élaboration de cette thèse. Cela commence par une description de la zone d'étude et des différentes campagnes de terrain menées dans l'Orénoque entre 2014 et 2017. On retrouve une brève description de l'acquisition et du traitement des données utilisées, y compris les méthodologies qui seront abordées en profondeur dans les prochains chapitres : §3, §4 et §5, principalement orientées vers la compréhension de la dynamique de flux hydrosédimentaires dans cet important réseau fluvial.

2. Données et Méthodes

2.1. Zone d'étude et descriptions des travaux sur le terrain

Notre zone d'étude est située dans le bassin inférieur de l'Orénoque, plus précisément à proximité de la principale station hydrologique du fleuve Orénoque, à Ciudad Bolívar (8° 9'1.79" N, 63° 32'25.26" W, 8 m ASL). Diverses campagnes de terrain ont été menées à différents moments du régime hydrologique, entre 2014 et 2017. Toutes les activités fluviales ont été développées entre Ciudad Bolívar et Ciudad Guayana (~100 kilomètres en aval) dans l'état de Bolívar - Venezuela. Le projet de recherche bilatéral France - Venezuela ECOS-Nord (V14U01), a facilité et financé le transfert de chercheurs français et vénézuéliens pour chacune des campagnes de terrain, permettant la récupération des données et les analyses nécessaires, qui ont ensuite alimenté les différentes recherches dans le cadre de cette initiative.

Comme décrit dans l'introduction, les mesures effectuées par l'observatoire SNO-Hybam sur le fleuve Orénoque sont soutenues, en collaboration, avec différents instituts de recherche vénézuéliens: FMI-UCV, COEA-IVIC et CPDI-FIIIDT. La marine de la République Bolivarienne du Venezuela a également fourni un appui logistique et la

navigation motorisée pour les campagnes de terrain afin d'accéder aux tronçons du fleuve Orénoque où les enquêtes ont été menées. Dix campagnes de terrain ont été nécessaires au cours de cette étude, elles sont présentées dans le **Tableau 4**.

Tableau 4. Campagnes de terrain menées dans l'Orénoque inférieur lors du développement de cette étude. L'acquisition des données et l'échantillonnage sont présentés pour chaque activité.

N°	Campagne de terrain	Institution	Lieu	Date	Données acquises
1	CPDI # 1	FII-CPDI	Tronçon entre Ciudad Bolívar et canal Mamo	Mai-2014	Signatures spectrales / échantillons d'eau
2	CPDI # 2	FII-CPDI	Tronçon entre Ciudad Bolívar et Canal Mamo	Août-2014	Signatures spectrales / échantillons d'eau
3	VE23	IRD - ECOS-Nord (V14U01)	Ciudad Bolívar et Ciudad Guayana	Novembre-2014	Signatures spectrales / échantillons d'eau / profils ADCP
4	VE24	IRD - ECOS-Nord (V14U01)	Ciudad Bolívar et Ciudad Guayana	Décembre-2014	Signatures spectrales / échantillons d'eau / profils ADCP
5	VE25	IRD - ECOS-Nord (V14U01)	Ciudad Bolívar	Mai-2015	Échantillons d'eau / échantillons de fond (sable)
6	VE26+ CPDI#3	IRD - ECOS-Nord (V14U01) - CPDI	Tronçon entre Ciudad Bolívar et Ciudad Guayana	Septembre-2015	Signatures spectrales / échantillons d'eau / profils ADCP
7	VE27	IRD - ECOS-Nord (V14U01)	Ciudad Bolívar	Octobre-2015	Signatures spectrales / échantillons d'eau / profils ADCP
8	VE28	IRD - ECOS-Nord (V14U01)	Ciudad Bolívar	Mai-2016	Profils avec échosondeur
9	VE29	IRD - ECOS-Nord (V14U01)	Ciudad Bolívar	Novembre-2016	Topo-bathymétrie DGPS-RTK/ profils avec échosondeur / profils ADCP / échantillons de fond (sable)
10	VE30	IRD - ECOS-Nord (V14U01)	Ciudad Bolívar	Avril-2017	Topo-bathymétrie DGPS-RTK / profils ADCP / échantillons de fond (sable)

Les deux premières campagnes de terrain ont pour objectif principal d'évaluer la réponse spectrale de l'eau, au moyen de techniques de spectrométrie de terrain. Celles-ci ont été réalisées grâce à la Fundación Instituto de Ingeniería, par l'intermédiaire du CPDI et avec le soutien du Commandement fluvial de Ciudad Bolívar. Ces deux campagnes ont été réalisées au cours des mois de mai et août 2014, dans trois grands secteurs: (1) sortie de Caño Mamo, (2) Raudales de la Piedra del Rosario et (3) entrée de Caño Jobal (**Figure 17**). Les mesures des signatures spectrales et l'échantillonnage de l'eau dans les deux campagnes sur le terrain, ont été effectués en coordination avec la programmation du passage orbital du satellite Landsat-8 OLI sur la zone d'étude. Chacune de ces campagnes a duré environ cinq jours. Les signatures spectrales ont servi de référence (la vérité du terrain). Elles ont ensuite été utilisées pour évaluer les corrections atmosphériques sur les scènes OLI, ainsi que pour analyser leur relation spectrale avec des échantillons de MES *in-situ*. Par la suite, une bibliothèque spectrale a été créée à partir de diverses mesures obtenues à différents stades

du régime hydrologique, et des comparaisons avec différentes méthodes de correction atmosphérique ont été effectuées sur les scènes OLI L-8. Cette question est traitée plus en détail au chapitre §3.

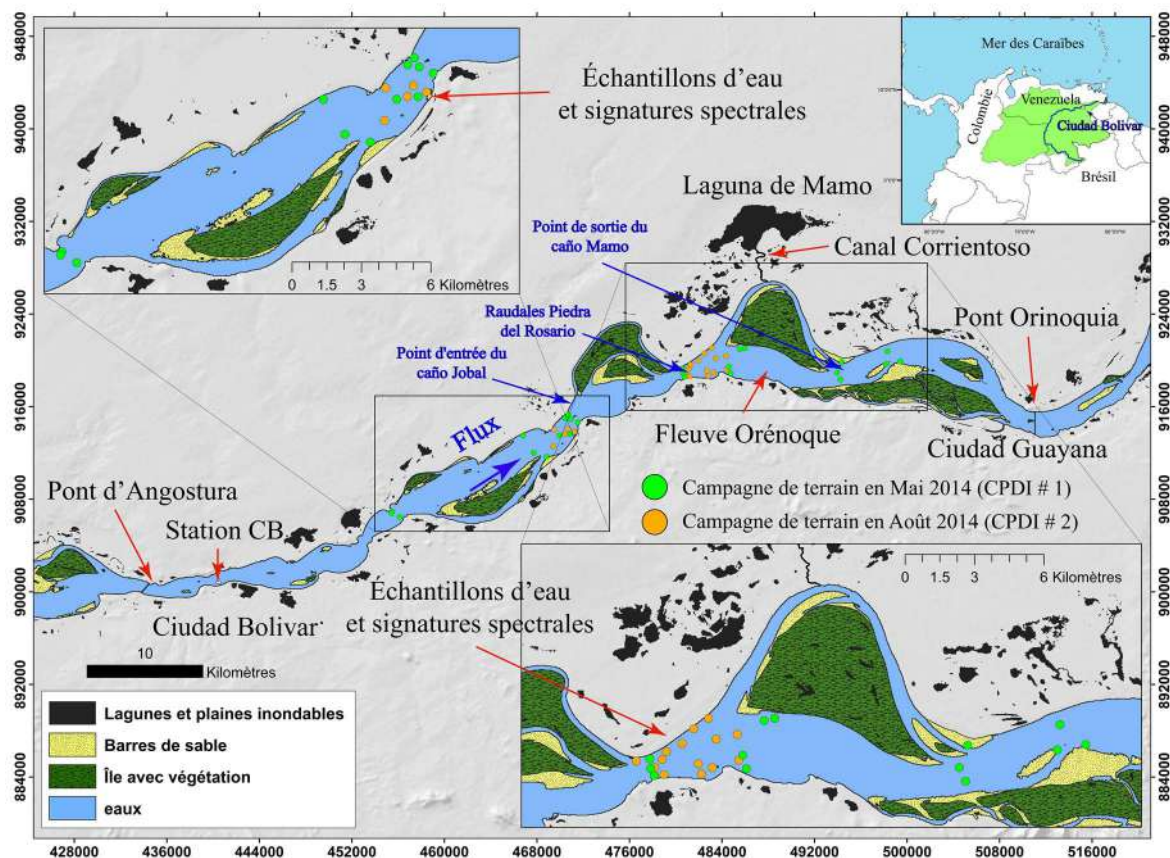


Figure 17. Localisation des mesures spectrales des signatures au cours des mois de mai et août 2014, pour évaluer la Réflectance et la concentration des sédiments en suspension dans les sections de Ciudad Bolívar et Canal Mamo.

De même, cette étude utilise deux grilles conçues par l'observatoire SNO-Hybam pour évaluer les mesures de Réflectance de l'eau dans les tronçons de l'Orénoque, situés à Ciudad Bolívar et Ciudad Guayana. Initialement, ces mesures ont été conçues pour étudier la variabilité spatio-temporelle des sédiments en suspension à l'aide de séries chronologiques d'images satellitaires MODIS (satellites Aqua et Terra) (Gallay, 2017). Les grilles conçues comprennent 26 points à Ciudad Bolívar et 25 points à Ciudad Guayana. Chaque section du fleuve est séparée l'une de l'autre par une distance de 500 m et les extrémités vers les berges sont espacées d'environ 250 m les unes des autres. Les

campagnes de terrain réalisées pour l'analyse en spectrométrie de terrain avec le projet ECOS-Nord (V14U01) correspondent aux campagnes suivantes: VE23, VE24, VE25, VE26 (cette campagne a été coordonnée avec l'équipe CPDI, en utilisant deux spectro-radiomètres de terrain ASD Fieldspec 3 et 4) et VE27 (Tableau 4). De plus, des levés topobathymétriques ont été effectués sur une barre du chenal moyen près de Ciudad Bolívar. Ces mesures ont été effectuées au cours de trois campagnes de terrain dans différentes conditions du régime hydrologique (VE28, VE29 et VE30). De plus, des profils longitudinaux ont été dressés jusqu'au fleuve avec un échosondeur bathymétrique pour étudier la cinématique des dunes de sable du fond. Ces dernières mesures ont été effectuées à plusieurs reprises toutes les 24 heures, ainsi que des échantillons du fond sablonneux pour l'analyse granulométrique. Dans chacune des campagnes, des mesures de MES et de débits liquides ont été effectuées près de la station hydrologique de Ciudad Bolívar, afin d'étudier le déversement et le transport des sédiments dans cette section. (Figure 18).

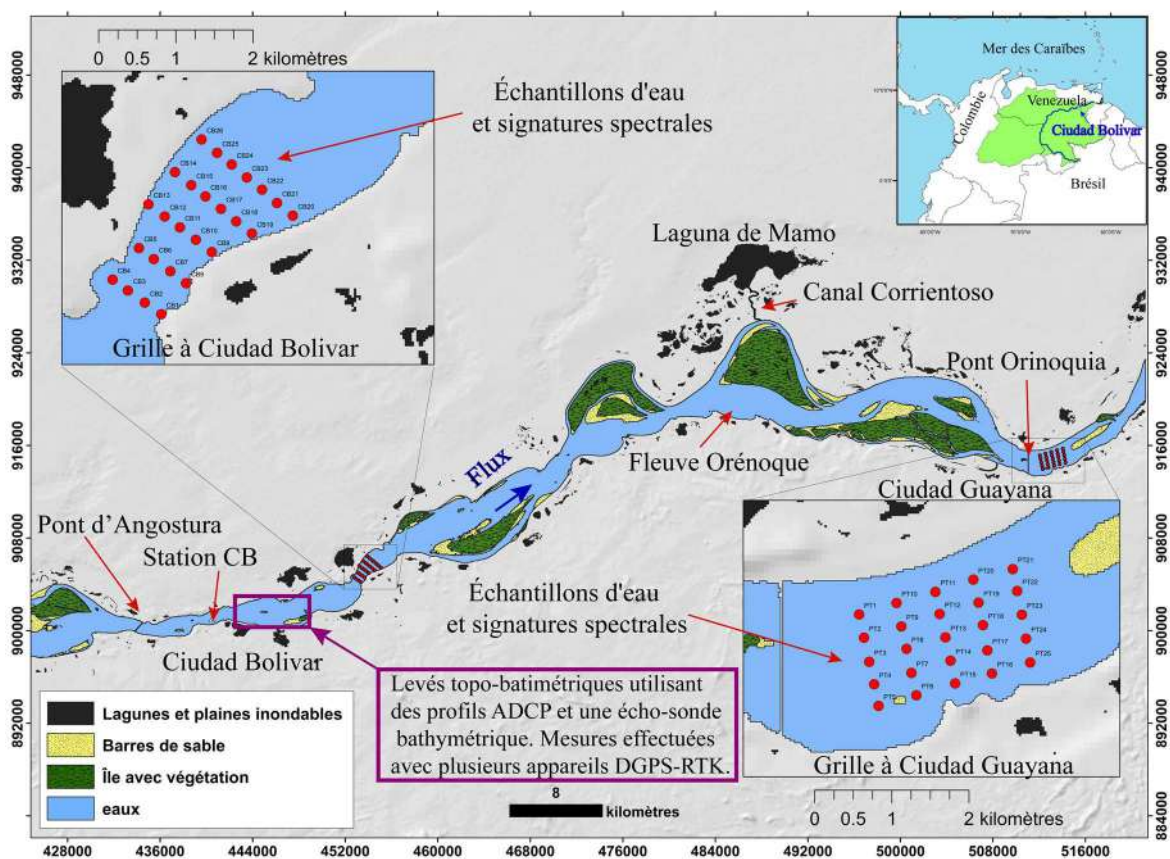


Figure 18. Grilles conçues par l'observatoire SNO-Hybam pour évaluer la Réflectance et les mesures de l'eau dans les tronçons fluviaux de Ciudad Bolívar et Ciudad Guayana.

2.2. Hydrologie

2.2.1. Niveau des eaux et débit liquide à Ciudad Bolívar

L'INAMEH (Instituto Nacional de Meteorología y de Hidrología - <http://www.inameh.gob.ve/web/>) est l'organisme national vénézuélien chargé de la surveillance et du maintien des stations limnimétriques dans les principaux bassins hydrologiques du pays, y compris la principale station hydrologique du fleuve Orénoque à Ciudad Bolívar.



Figure 19. (A) Port flottant du "Comando fluvial de Ciudad Bolívar". (B) Règle limnimétrique dans la station hydrologique de Ciudad Bolívar, à l'intérieur des installations de cette station militaire.

Actuellement, deux courbes d'étalonnage sont disponibles pour le calcul du débit à la station Ciudad Bolívar. La première développée par l'ancien MARN (Ministère de l'Environnement et des Ressources Naturelles), la seconde développée par l'INAMEH et l'UCV, à travers l'Institut de Mécanique des Fluides (Laraque et al., 2013). L'observatoire SNO-Hybam a acquis l'équipement hydroacoustique 600 kHz RiverRay ADCP de Teledyne RDI pour l'étude du fleuve Orénoque. Ceci a permis d'obtenir des mesures plus précises du débit dans la section de Ciudad Bolívar, complètent ainsi la courbe d'étalonnage INAMEH-UCV. Les données avec des débits journaliers depuis 1926. Depuis 2003, elles sont disponibles sur le site de l'observatoire SNO-Hybam (<http://www.so-hybam.org>). Les données sont traitées régulièrement à l'aide de la courbe d'étalonnage INAMEH-UCV et analysées via le programme Hydraccess (Vauchel, 2007), téléchargeable depuis le même portail web : <http://www.so-hybam.org/index.php/eng/Software/Hydraccess>. La base de

données des stations Ciudad Bolívar est régulièrement mise à jour et disponible gratuitement sur ce site web pour toute la communauté scientifique. L'équation (1) montre la courbe d'étalonnage INAMEH-UCV pour le calcul du débit à la station Ciudad Bolívar :

$$Q = 350.88 * \left(\frac{\text{niveau des eaux (mm)}}{100+1.044} \right)^{1.872} \quad (1)$$

2.3. Analyse des sédiments en suspension et flux sédimentaires

2.3.1. Échantillons de MES *in situ*

De 2005 à la mi-2013, des mesures ont été effectuées tous les 10 jours de MES à la station Ciudad Bolívar. Après cette date, les mesures sont passées à une fréquence d'échantillonnage mensuelle, jusqu'en décembre 2015. Finalement, une fréquence d'échantillonnage bi-mensuelle a été établie, coïncidant avec les passages en orbite du satellite Landsat-8 sur la station de mesure. Au total, 316 échantillons de MES ont été prélevés entre janvier 2007 et décembre 2017.

En addition, des campagnes ponctuelles sur le terrain ont été organisées, avec des jaugeages solides dans la section Ciudad Bolívar couvrant l'ensemble du régime hydrologique (voir [tableau 4](#)). La méthodologie d'échantillonnage suit les indications de l'Observatoire SNO-Hybam, sur la base des travaux effectués par ([Guyot et al.,1998; 1999](#)).

2.3.2. Calcul de la concentration de sédiments en suspension

Un volume d'eau de 500 ml est collecté pour le fleuve Orénoque, conformément au protocole établi par l'Observatoire SNO-Hybam pour déterminer la concentration de sédiments en suspension dans les grands cours d'eau ([Figure 20](#)). Les procédures de calcul de la concentration de MES sont détaillées ci-dessous:

- 1) Les 500 ml d'eau et les échantillons de sédiments sont transportés au laboratoire et filtrés à l'aide de filtres en acétate de cellulose de $0,45\ \mu\text{m}$ et d'une unité de filtration frontale raccordée à une pompe à vide.
- 2) Les filtres de $0,45\ \mu\text{m}$ sont pesés avant la filtration. Après filtration, les filtres sont séchés pendant 24 heures à 60°C et pesés de nouveau.
- 3) La MES calculée correspond à la différence entre le poids du filtre après et avant filtration, divisé par le volume d'eau collecté (500 ml).

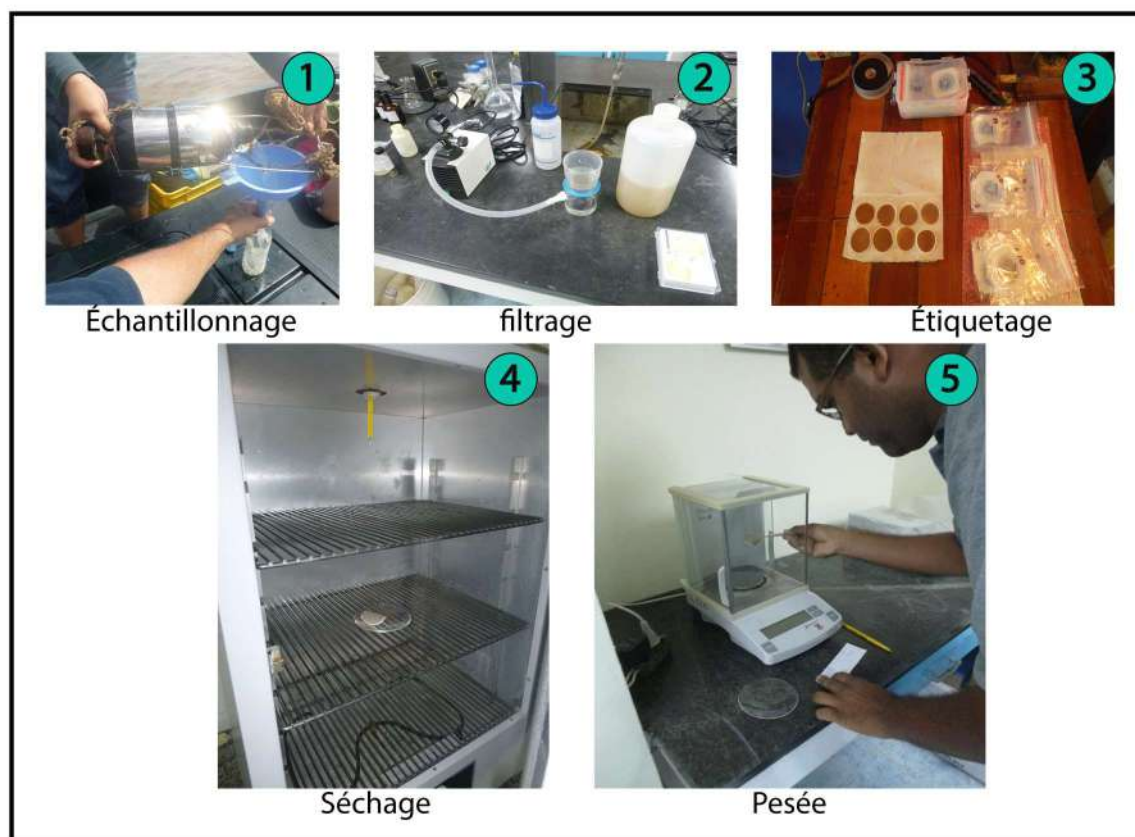


Figure 20. Protocole établi par l'Observatoire SNO-Hybam pour le calcul de la concentration des sédiments en suspension. Procédures depuis l'échantillonnage dans le fleuve jusqu'au calcul de la valeur de concentration de MES.

2.3.3. Flux de sédiments

Connaître l'apport des flux sédimentaires du fleuve Orénoque à la station Ciudad Bolívar est important car il impacte le transport, l'économie, et l'environnement. Cette station

contrôle près de 89% de toute la surface du bassin versant et elle est très proche de l'embouchure dans l'océan Atlantique. Ces flux représentent les masses de sédiments qui sont constamment amenés dans l'océan, contenant souvent des polluants qui sont rejetés directement sur le plateau continental.

Le régime sédimentaire de la station hydrologique de Ciudad Bolívar est bimodal, caractérisé par deux pics de MES respectivement, avant et après le pic de débit maximal. Cette singularité a été expliquée et commentée par [Laraque et al., \(2013\)](#) et invalide l'utilisation d'une relation (MES en mg.l^{-1} vs Q en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) pour calculer le flux sédimentaire. Pour calculer le flux sédimentaire, on considère qu'un simple échantillon au centre de la section transversale est représentatif de toute la section de Ciudad Bolívar, comme nous l'expliquerons en détail plus tard dans ce chapitre. Par conséquent, les flux de sédiments de surface (en Kg.mois^{-1} et en ton.an^{-1}) ont été calculés à l'aide de l'équation suivante (2) :

$$\text{FSS} = \left[\sum_1^n \frac{(C_i * Q_j)}{Q_m} \right] \quad (2)$$

n: le nombre d'analyses au cours du mois

Ci: la concentration instantanée

Qj et Qm sont: le débit d'eau quotidien et le débit mensuel moyen.

Contrairement au calcul des débits de sédiments à l'aide du programme Hydraccess ([Vauchel, 2007](#)), où les débits de sédiments sont calculés à l'aide de l'équation (3):

$$\text{FSS}_{(\text{hydraccess})} = \left[\sum_1^n C_i * Q_j \right] \quad (3)$$

(avec une interpolation linéaire de [MES] entre chaque prélèvements)

Dans cette étude, le calcul se fait en normalisant les débits par rapport au débit mensuel moyen à l'aide de l'équation (2). Cela a été fait parce que les séries chronologiques des concentrations journalières de MES à Ciudad Bolívar sont plus discontinues que celles des débits journaliers.

2.4. Techniques optiques

2.4.1. Granulométrie

Des échantillons de fond du lit prélevés sur une barre de sable au milieu du canal Ciudad Bolívar ont été traités lors des campagnes de mai 2015, novembre 2016 et avril 2017 (voir **Tableau 4**). Les échantillons sont arrivés au Laboratoire des sciences physiques, marines et côtières du Centre d'océanologie et d'études antarctiques (COEA - IVIC), avec leurs codes d'identification respectifs. Chacun d'eux dans des sacs en plastique, pesant environ 1,5 kg chacun.

Les échantillons ont été placés sur des plateaux en aluminium puis séchés dans un four à 60° C pendant 72 heures. Chaque échantillon a été divisé en quatre «technique de réduction d'un échantillon à une taille plus petite et plus représentative» à l'aide d'une spatule et d'une bêche plastique haute densité.

Selon le protocole de laboratoire, l'échantillon sélectionné a été passé dans un tamis à ouverture de 0,63 mm. Les échantillons «tamisés» ont été mesurés dans un Analyseur de Granulométrie de marque Malvern Modèle Mastersizer 2000G, avec module de dispersion humide Hydro G (**Figure 21**).



Figure 21. Mesures granulométriques à l'aide d'un analyseur granulométrique de la taille des particules de marque Malvern, modèle Mastersizer 2000G.

Afin de définir les paramètres de mesure (agitateur, pompe et ultrasons), des tests préliminaires ont été effectués en tenant compte des valeurs résiduelles et de

l'obscurcissement du laser. Des mesures ont été effectuées en trois fois pour évaluer la répétabilité des résultats et la représentation à l'aide de diagrammes de dispersion et de courbes cumulatives.

2.4.2. Turbidité

Le terme «turbidité» est largement utilisé dans toutes les sciences physiques et est interprété de différentes façons dans différents contextes. Il est couramment utilisé pour décrire la clarté optique d'un fluide (ex: l'atmosphère), cependant pour ce document, il se réfère à une autre utilisation courante du terme, soit la clarté optique de l'eau.

La présence de particules en suspension, d'espèces chimiques inorganiques dissoutes, de matières organiques et la température peut affecter la turbidité d'un cours d'eau. Des chercheurs de différents domaines utilisent la mesure de la turbidité comme variable de remplacement relative pour une autre propriété physique, la concentration de matières en suspension (MES) ou les solides en suspension totaux (SST) ([Kitchener et al., 2017](#)).

Dans le laboratoire Hidrobolívar, où sont traitées les données de l'observatoire SNO-Hybam pour le fleuve Orénoque, on utilise un turbidimètre portable modèle 2100P qui fonctionne selon le principe néphélométrique de la mesure de la turbidité ([Figure 22](#)). Le système optique se compose d'une lampe à incandescence en tungstène, d'un détecteur à 90° pour contrôler la lumière diffuse et d'un détecteur de lumière transmise. Le microprocesseur de l'appareil calcule le coefficient entre l'émission des signaux de 90° et la lumière transmise par les détecteurs. Cette technique de coefficient corrige la distorsion des résultats produits par la couleur et/ou des matériaux absorbant la lumière (comme le charbon actif) et compense les fluctuations de l'intensité de la lampe, assurant ainsi une stabilité d'étalonnage à long terme. La conception optique minimise également la lumière diffuse, ce qui augmente la précision de mesure. ([Hach, 2004](#)).

Le turbidimètre portable 2100P est calibré d'origine selon l'étalon primaire de formazine et ne nécessite pas de recalibrage avant utilisation. Le recalibrage avec la formazine est recommandé une fois tous les trois mois, ou plus souvent, selon l'utilisation.



Figure 22. Mesure de la turbidité à l'aide d'un turbidimètre portable 2100P de marque Hach avec une plage de sensibilité de 0-800 NTU (Unités de Turbidité Néphélométrique).

Compte tenu des caractéristiques particulières du fleuve Orénoque à Ciudad Bolívar, principalement en raison de son taux de distribution fin dominant et d'une distribution granulométrique $D_{50} = 8$ à $10 \mu\text{m}$ (Yopez et al., 2018), il est possible d'observer que pour cette section de Ciudad Bolívar, la MES est fortement corrélée avec les valeurs NTU, obtenues à partir des mesures effectuées avec le turbidimètre portable 2100p, marque Hach. (Figure 23-B).

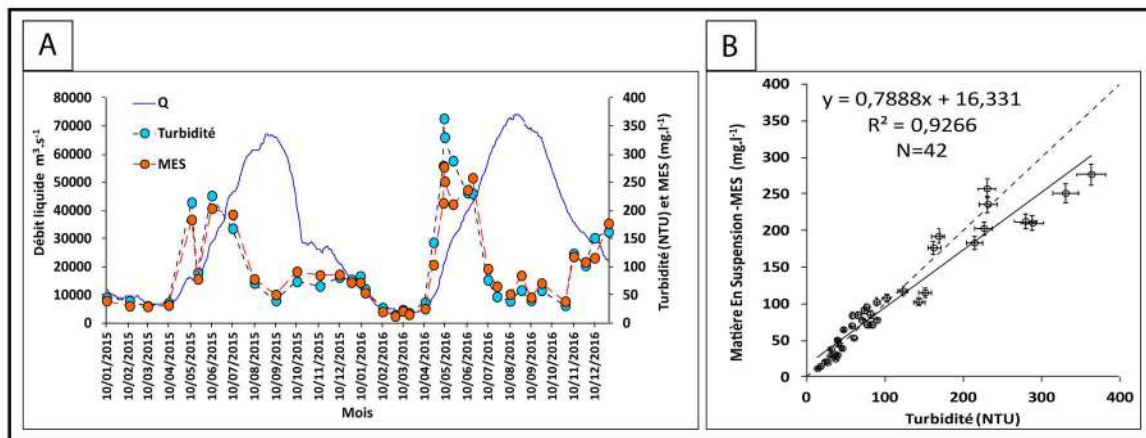


Figure 23. (A) Variation temporelle du débit avec des valeurs de Turbidité (NTU) et de MES ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$) en 2015-2016 à la station hydrologique Ciudad Bolívar (base de données SNO-Hybam). (B) Il existe une forte corrélation entre la MES et la turbidité, ce qui pourrait permettre d'utiliser la turbidité comme indicateur relatif de la concentration de MES dans ce secteur du fleuve.

Pour le cas particulier de la section du fleuve Orénoque Ciudad Bolívar, le rapport NTU-MES fournit une estimation précise de la MES, à partir de mesures effectuées à l'aide de turbidimètres portables ou de mesures de turbidité effectuées à l'aide de sondes OBS. Cependant, il est important de noter qu'une «bonne corrélation» ne peut pas toujours être atteinte pour toutes les sections du fleuve, car les caractéristiques d'une section à l'autre peuvent être complètement différentes. Ce type d'analyse doit être considéré uniquement comme un indicateur relatif de la concentration de sédiments en suspension et non comme un substitut à la surveillance de la MES. Par contre, ce paramètre peut être très utile pour certaines applications de la qualité de l'eau, car les propriétés optiques et la transparence de l'eau sont très importantes pour ce type d'étude.

2.5. Profils ADCP et représentativité des matières en suspension

2.5.1. Profils ADCP

L'ADCP (Acoustic Doppler Current profiler) utilise le son pour mesurer la vitesse de l'eau. Le son transmis par l'ADCP est dans le domaine ultrasonique (au-dessus de la gamme entendue par l'oreille humaine). Les fréquences les plus basses utilisées par les ADCP commerciaux sont d'environ 30 kilohertz (kHz) et la gamme commune pour les mesures fluviales se situe entre 75 et 3 000 kHz. L'ADCP mesure la vitesse de l'eau à l'aide d'un principe de physique découvert par [Doppler, 1842](#). Le principe Doppler met en relation le changement de fréquence d'une source aux vitesses relatives entre la source et l'observateur.

Un ADCP applique le principe Doppler, qui réfléchit le signal acoustique de petites particules de sédiments et d'autres matériaux (collectivement appelés dispersants) présents dans l'eau ([Boldt & Oberg, 2015](#)). Cela se fait en transmettant un signal acoustique, à une fréquence connue dans la colonne d'eau et en enregistrant la rétrodiffusion acoustique sur les particules en suspension, transportées dans le champ de flux, qui sont supposées se déplacer à la même vitesse que l'eau ([Parsons et al., 2013](#)) ([Figure 24](#)).

Les ADCP typiques montés sur un bateau ont trois ou quatre faisceaux orientés entre 20° et 30° par rapport à la verticale. Trois faisceaux sont nécessaires pour obtenir une mesure de

vitesse tridimensionnelle. Si un quatrième faisceau est présent, un contrôle de qualité supplémentaire peut être mesuré. (Boldt & Oberg, 2015).

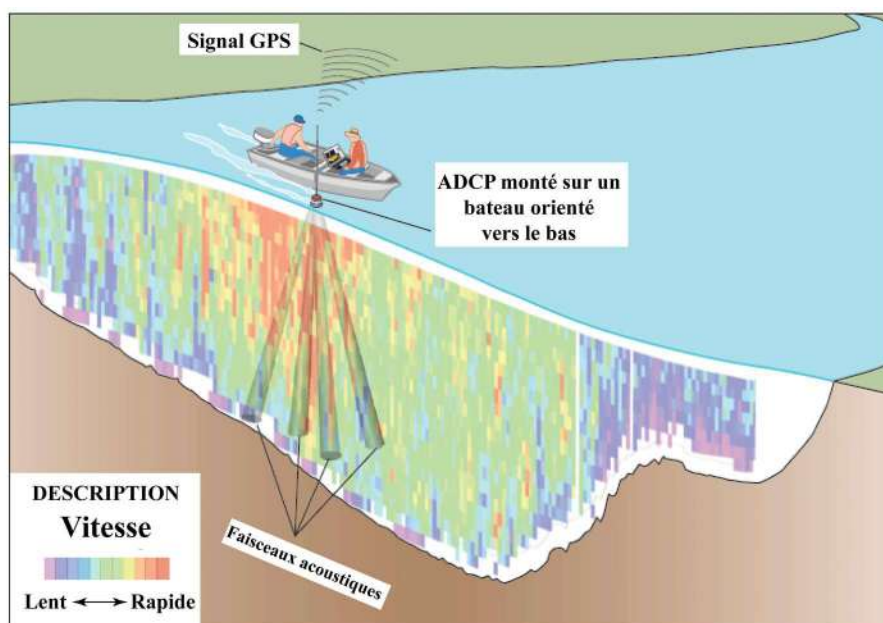


Figure 24. Illustration d'un profileur de courant acoustique Doppler (ADCP) embarqué sur un bateau, mesurant le débit à l'aide de la technique du bateau-mobile (modifié d'après Mueller et al., 2009).

Dans cette étude, des transects ADCP acquis dans le cadre de différentes campagnes de terrain ont été utilisés, de 2012 à 2017 dans le cadre du projet Ecos-Nord (V14U01) et des mesures spécifiques de l'observatoire SNO-Hybam à Ciudad Bolívar, à travers un équipement ADCP RiverRay 600 kHz de l'entreprise Teledyne RDI.

Cette équipe de RiverRay, utilise une technologie breveté d'un transducteur d'arrangement phasé (phased array transducer) de Teledyne RDI (Figure 25-B). Le résultat est une forme compacte, plat et unilatéral avec plusieurs avantages clés. Tout d'abord, cette configuration cause moins de perturbations du flux, ce qui peut être problématique dans les sections peu profondes. Deuxièmement, le fait d'avoir une face plane permet aux données de vitesse ADCP d'être insensibles aux changements de salinité (et donc à la vitesse du son) le long de la trajectoire; c'est un grand avantage dans les estuaires. Troisièmement, le nouveau modèle est plus compact, ce qui réduit le poids de l'ADCP et du mini catamaran entièrement intégré (TRDI 2009). Les avantages de ce type de technologie ont permis d'extraire des données

bathymétriques dans des sections peu profondes de façon plus détaillée. Cet aspect sera traité en profondeur dans le chapitre §5, de même que l'acquisition et la construction de modèles bathymétriques à haute résolution spatiale utilisant des transects répétitifs de l'ADCP.

Les ADCP avec des transducteurs d'arrangement phasé (phased array transducer) sont utilisés en océanographie depuis le milieu des années 1990 (Yu & Gordon, 1995). La plupart d'eux ont été construits en assemblant des éléments acoustiques individuels pour construire un unique transducteur complet qui, avec l'électronique appropriée, peut générer quatre faisceaux acoustiques différents à partir du même transducteur, plutôt que d'utiliser un transducteur séparé pour chaque faisceau acoustique. Cela permet d'obtenir une géométrie plus compacte du transducteur et de mesurer les composantes horizontales de la vitesse du son indépendamment de la vitesse du son dans l'eau. (Marsden et al., 2011).



Figure 25. (A) Acquisition typique d'un transect ADCP pour mesurer le débit dans le fleuve Orénoque à l'aide d'un équipement RDI RiverRay de Teledyne. (B) Le faisceau vertical du RiverRay fournit des données bathymétriques plus précises et une meilleure caractérisation des pentes et fonds de lits dans les rivières irrégulières (modifié d'après TRDI 2009).

Les transects ADCP sont généralement traités avec le logiciel WinRiver II v2.18 de l'entreprise Teledyne RDI, à la fois pour l'acquisition et l'interprétation des données. Cependant, dans cette étude, nous avons travaillé directement avec le programme VMT (Velocity Mapping Toolbox) développé par l'USGS (Parsons et al., 2013). VMT est un programme basé sur Matlab pour le traitement, l'analyse et la visualisation des données de vitesse transversale récoltées sur plusieurs transects ADCP. (Figure 26). L'entrée dans

VMT est composée de fichiers ASCII exportés directement depuis le programme WinRiver (TRDI 2009).

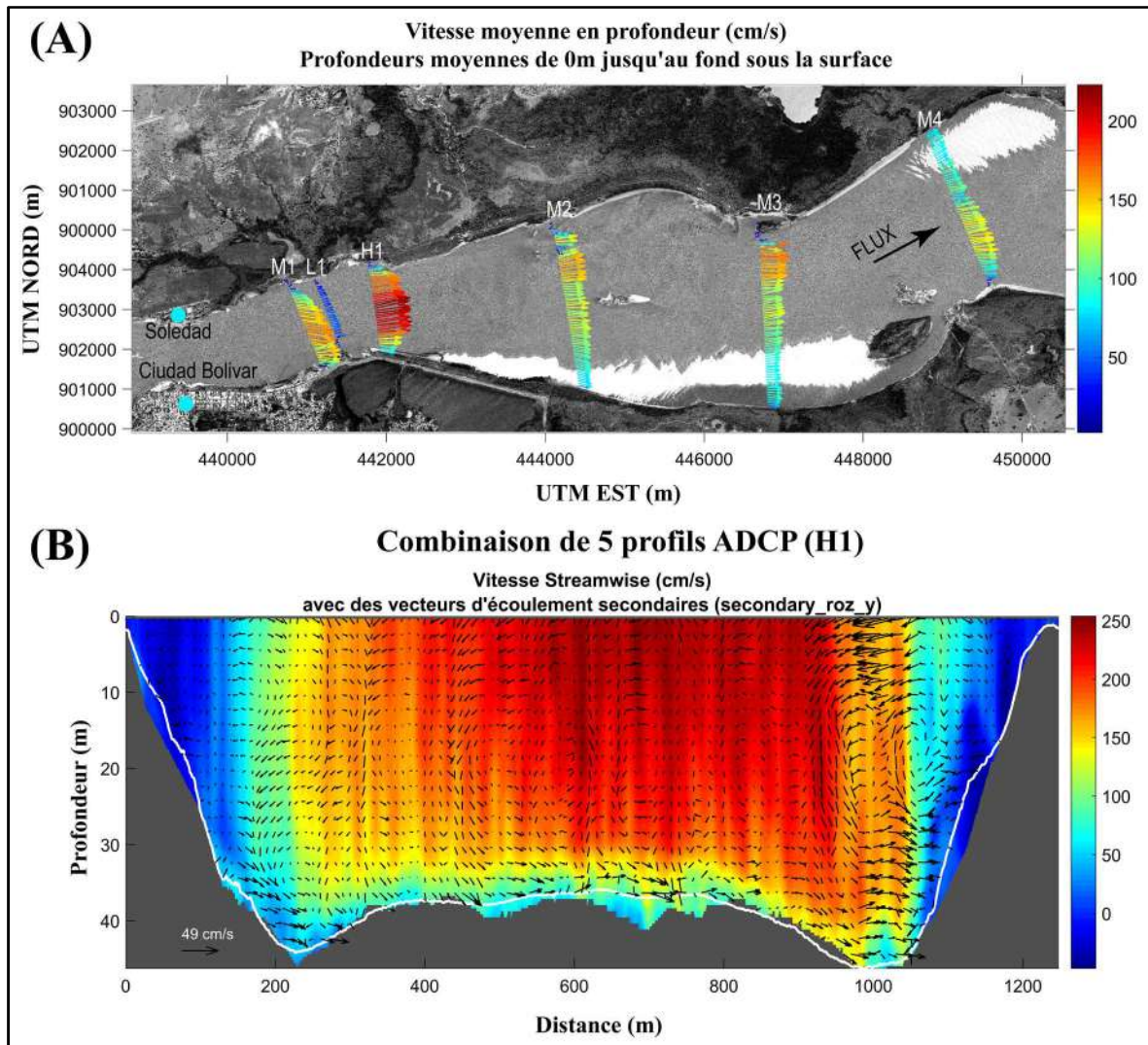


Figure 26. (A) Profils ADCP acquis à différents moments du régime hydrologique, entre 2012 et 2016. Les profils sont affichés à l'aide du programme VMT d'USGS. La longueur et la couleur du vecteur correspondent à la vitesse d'écoulement. (B) Le profil ADCP (H1) montre les champs de débit moyens pour cinq transects ADCP interpolés. Les profils ADCP ont été acquis le 14/08/2012 pendant le débit maximal, enregistrant un $Q = 64\,821 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, avec une vitesse moyen de $1,52 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Le programme projette les profils ADCP le long de plusieurs trajectoires irrégulières du bateau, ou transects de mesure, dans un plan linéaire qui définit une section transversale de mesure. Les données de vitesse des différents transects sont ensuite calculées en moyenne pour obtenir une représentation composite de la section transversale du champ de flux. Le

programme peut être utilisé pour explorer des modèles tridimensionnels de mouvements de fluides à l'aide de diverses méthodes de calcul des flux secondaires (Lane et al., 2000, Rhoads & Kenworthy, 1999), une caractéristique unique du programme VMT (Figure 26), contrairement à d'autres programmes disponibles. Le programme comprend également des capacités d'analyse: rétrodiffusion acoustique, bathymétrie et données de température obtenues à partir de l'ADCP.

2.5.2. Répartition des sédiments en suspension dans la colonne d'eau

Pour étudier la distribution des sédiments en suspension dans la section étudiée, le long de la colonne d'eau, la méthodologie décrite par (Guyot et al., 1999) est appliquée. Cette méthodologie permet d'établir le degré de représentativité des matières en suspension, qui existe entre les mesures des MES superficielles, par référence à la moyenne des MES dans toute la section. Pour ce faire, les mesures doivent être effectuées dans différentes conditions du régime hydrologique.

Avant l'échantillonnage ponctuel, il est nécessaire d'effectuer un profil de mesure des débits à l'aide d'équipements ADCP. Les verticales d'échantillonnage sont sélectionnées par une analyse *in situ* de l'image, c'est-à-dire à partir de la section acquise par l'ADCP, les données de l'intensité du signal réfléchi par les particules en suspension ou rétrodiffusion en décibels [dB], fournissent une vue assez réaliste de la stratification et de la distribution de la MES.

Pour l'échantillonnage à proximité de la station hydrologique de Ciudad Bolívar, on utilise généralement 3 verticales par section, positionnées autour de 25%, 50% et 75%, selon la largeur du fleuve dans chaque section transversale de l'étude. (Figure 27). De cette façon, des mesures en 9 points sont récoltées dans trois verticales à différentes profondeurs. Pour ce faire, on utilise un échantillonneur ponctuel de 2,2 litres (Ben Meadows) basé sur la méthodologie de Guyot et al., 1999. La fermeture de l'échantillonneur est activée au moyen d'un «messenger» passant par le câble de sustentation de l'échantillonneur. En dépit de son propre poids (échantillonneur), il est nécessaire de placer un poids mort de 10 kg sous l'échantillonneur pour les mesures pendant la période de crue (Figure 28).

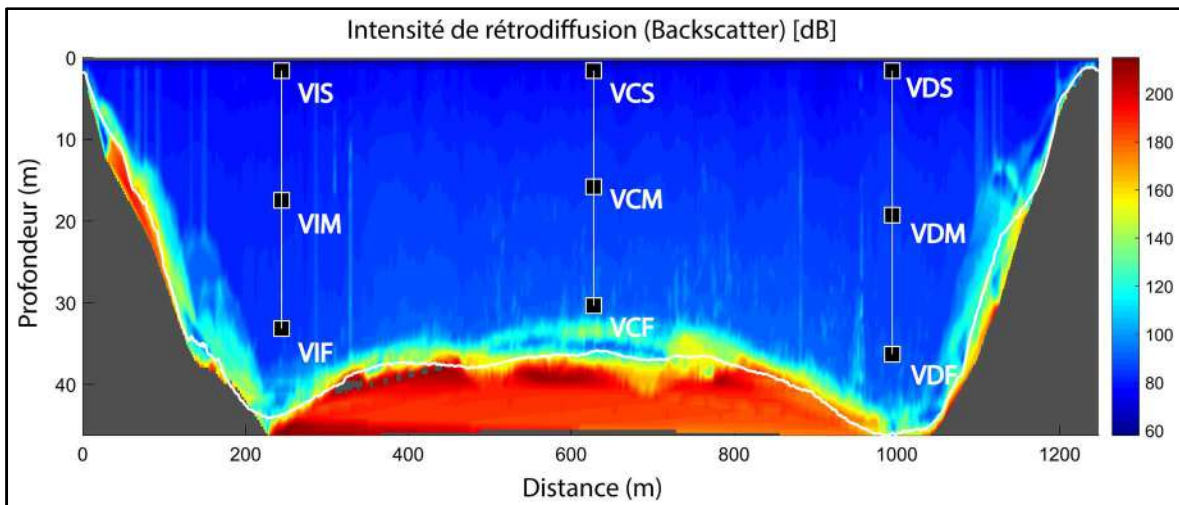


Figure 27. Distribution de trois sections verticales et emplacement des points de prélèvement d'eau à différentes profondeurs (jaugeages solides). Un profil ADCP est utilisé pour afficher les données de rétrodiffusion (backscatter) afin d'approcher la distribution des sédiments en suspension dans la section de Ciudad Bolívar. Ce profil ADCP a été acquis le 14/08/2012 pendant le débit maximum.

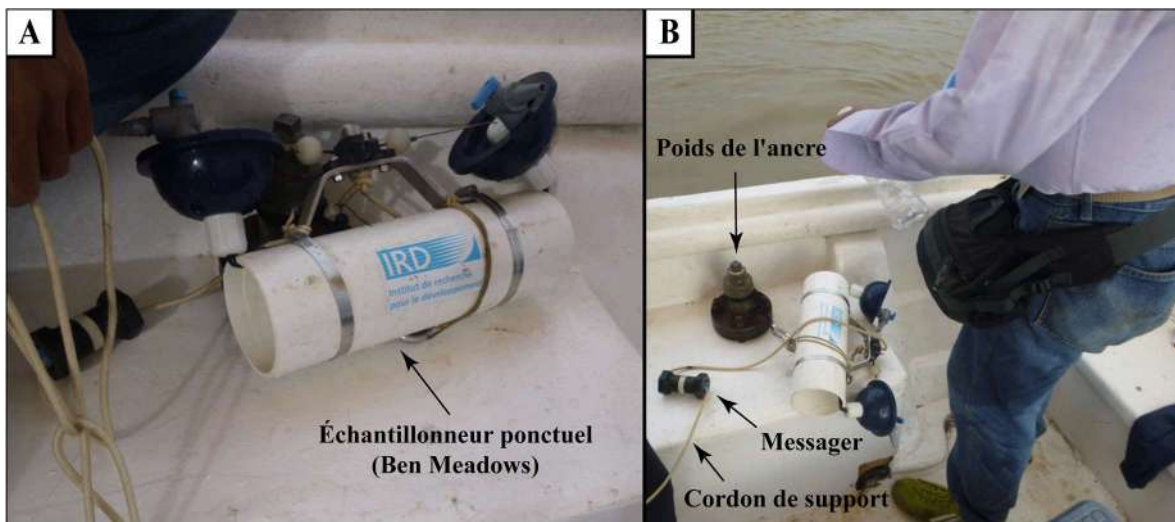


Figure 28. (A) Vue de face d'un échantillonneur à points Ben Meadows de 2,2 litres de l'IRD. (B) Description des différents éléments utilisés lors de la mesure d'eau ponctuelle (verticale) à différentes profondeurs.

Huit campagnes d'échantillonnage (jaugeages solides) ont été réalisées dans le cadre des mesures de l'Observatoire SNO-Hybam et dans le cadre des activités du projet Ecos-Nord (V14U01) entre 2009 et 2015 au cours des différentes étapes du régime hydrologique.

Pour chaque jaugeages solides (MES) dans la section Ciudad Bolivar, la valeur moyenne de la concentration de MES en surface a été comparée avec la concentration moyenne de MES pour toute la section du fleuve. Cela a permis d'évaluer le degré d'homogénéisation des sédiments en suspension dans ce secteur particulier du fleuve, en établissant le degré de corrélation entre les deux moyennes.

2.5.3. Inversion du signal ADCP : application à la détermination des concentrations des matières en suspension

Dans cette étape de notre analyse, nous évaluons la relation entre la concentration de sédiments en suspension, mesurée à partir d'un échantillonnage vertical, et les valeurs acquises simultanément de rétrodiffusion acoustique corrigées à l'aide de transects ADCP. Les travaux antérieurs ont montré une bonne relation entre les deux variables ([Filizola & Guyot 2004](#), [Kostaschuk et al. 2005](#), [Leyland et al. 2017](#), [Shugar et al. 2010](#), [Szupiany et al. 2009](#)). Cette relation est basée sur l'hypothèse que l'intensité de la rétrodiffusion acoustique enregistrée par l'ADCP varie en fonction des caractéristiques de l'équipement et des conditions de flux (c'est-à-dire, la concentration et la taille des sédiments en suspension). Le coefficient d'absorption acoustique, qui est utilisé pour estimer l'intensité de l'écho en décibels, varie selon la fréquence. WinRiver II normalise l'intensité de l'écho en utilisant la formule :

$$I_{db} = C.I_{counts} + 20.\log_{10}(R) + 2\alpha R - 10.\log_{10}\left(\frac{L_{Xmit}}{\cos\theta}\right) \quad (4)$$

où :

$$R = \frac{r + 0.5 L_{Xmit}}{\cos \theta}$$

y

r = La distance entre le transducteur et le centre du bin

θ = Angle de faisceau

L_{Xmit} = Longueur de transmission

α = Coefficient d'absorption acoustique

C = Échelle d'intensité de l'écho.

Pour obtenir une mesure des concentrations de sédiments en suspension, afin de calibrer le signal de rétrodiffusion acoustique enregistré, des échantillons ponctuels d'eau ont été analysés à l'aide de l'échantillonneur de 2,2 litres (bouteilles Ben Meadows) (cette méthode d'acquisition était déjà décrite au point §2.5.3). Ces échantillons ponctuels ont été obtenus simultanément avec la collecte de données ADCP, dans une variété de décharges et d'emplacements le long de l'Orénoque inférieur, ce qui nous a permis de produire des courbes d'étalonnage pour l'unité RiverRay 600 kHz ADCP. Les concentrations de sédiments en suspension pour cette procédure d'échantillonnage variaient de 62.7 à 288.8 mg.l⁻¹. Grâce à ces calibrations, il est possible d'estimer les concentrations de sédiments en suspension dans toute la colonne d'eau, en utilisant les valeurs corrigées de rétrodiffusion acoustique renvoyées par l'unité ADCP. Les mesures de vitesse associées à l'ADCP ont été utilisées pour convertir ces concentrations en un flux de sédiments dans chaque cellule, et celles-ci ont ensuite été intégrées à travers chaque section transversale, pour déterminer la charge instantanée de sédiments en suspension (Kg.s⁻¹) de cette même section. Les données RiverRay sont exportées vers des fichiers ASCII et entièrement traitées par le logiciel VMT de l'USGS, ainsi que par le programme Matlab pour appliquer le modèle d'inversion. Ce modèle d'inversion est mis en œuvre à partir de mathématiques de bande dans la matrice de profil.

2.5.4. L'hydrodynamique et le transport des sédiments

Dans toute étude hydrodynamique fluviale, deux coefficients sont essentiels pour expliquer tout écart dans la distribution uniforme de la vitesse, sur toute la section transversale du fleuve. Ce sont le coefficient de Coriolis α pour analyser l'énergie cinétique et le coefficient de Boussinesq β pour le momentum ([Chanson, 2004](#)). Ces deux paramètres devraient être appliqués dans toute analyse ou tous calculs basés sur le principe de l'énergie et du momentum, respectivement, si la vitesse moyenne est utilisée. Si la densité de l'eau est constante, le coefficient de Coriolis et Boussinesq est défini comme suit:

$$\alpha = \frac{\int_A V^3 dA}{V_{avg}^3 A} \quad (5)$$

$$\beta = \frac{\int_A V^2 dA}{V_{avg}^2 A} \quad (6)$$

, où V_{avg} est la vitesse moyenne de la section transversale et V est la vitesse instantanée à n'importe quel point. Dans cette étude, la vitesse moyenne en profondeur a été appliquée pour représenter la distribution des vitesses dans la section transversale du fleuve.

Les valeurs théoriques pour α et β peuvent être dérivées de leur puissance et de la loi logarithmique pour la distribution de la vitesse dans la colonne d'eau pour de larges canaux. Pour les flux turbulents dans un canal droit avec une morphologie géométrique typique, d'une section transversale rectangulaire, trapézoïdale ou circulaire, α est habituellement inférieur à 1,15 ([Henderson, 1966](#)), alors que pour les canaux naturels, les coefficients de Coriolis et Boussinesq ont des valeurs typiques de 1,15 à 1,50 et 1,05 à 1,17 ([Chaudhry, 2008](#)). En utilisant l'information provenant de divers transects ADCP, acquise à différentes époques du régime hydrologique. Les coefficients de Coriolis et Boussinesq ont permis d'évaluer différents tronçons du fleuve, dominés par des rétrécissement et extensions du canal.

Pour le transport des sédiments, dans le lit du fleuve, la contrainte de cisaillement du lit (bed shear stress), ou la vitesse de cisaillement (shear velocity), fournit un indice (par unité de surface) sur les paramètres basiques de la force du fluide. Ce paramètre a été associé à la mobilisation et au transport des sédiments par de nombreux traitements théoriques et empiriques, y compris l'initiation du mouvement des sédiments, ainsi que l'apparition de mouvements de fond / suspension de la charge, à travers le seuil classique des nombres de Shields / Rouse ([Chanson, 2004](#)).

De cette façon, la tension de cisaillement du lit est appliquée pour caractériser l'interaction entre l'hydrodynamique et le transport des sédiments. Plusieurs méthodes ont été proposées

pour calculer la contrainte de cisaillement du lit (bed shear stress), y compris des ratios moyens dans les sections du fleuve, des hypothèses théoriques sur la structure de turbulence et des mesures directes de la turbulence.

A partir d'un grand nombre de transects ADCP collectés dans cette étude, l'effort de cisaillement du lit a été calculé en utilisant l'approche proposée par [Sime et al., 2007](#). Différentes méthodes ont été comparées pour estimer la tension de cisaillement du lit, depuis un bateau en mouvement avec des profils ADCP. On a trouvé que la méthode la plus précise était une approche de tension quadratique, qui utilise la vitesse verticale moyenne et une hauteur de vitesse nulle basée sur les informations de granulométrie. Dans cette méthode, la tension de cisaillement du lit dépend aussi de la profondeur de l'eau. En utilisant cette méthode, la tension de cisaillement du lit a été calculée pour chaque groupe, en obtenant la distribution de la tension de cisaillement du lit le long de chaque transect. Une comparaison des résultats a été faite en analysant les transects acquis à différentes périodes du régime hydrologique.

2.6. Images satellites optiques

Pour l'observation de la couleur de l'eau, de nombreux capteurs ont été développés au cours des 30 dernières années comme: CZCS (Coastal Zone Color Scanner), SEAWIFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor), MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer), MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer), VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) et récemment le OLCI (Ocean Land Colour Instrument - Sentinel-3). Ces capteurs avec une bonne répétabilité temporelle ont évolué, augmentant leur résolution spectrale et radiométrique (21 bandes et un rapport signal-bruit (SNR) ~ 1200 pour OLCI) permettant des analyses plus sophistiquées sur la couleur de l'eau (Sylla, 2014), principalement dans les applications pour les eaux océaniques. Cependant, pour les études liées aux eaux continentales, sa résolution spatiale reste limitée (dans le meilleur des cas entre 250 et 300 m).

D'autres capteurs satellites dotés d'une résolution spatiale adaptée aux eaux intérieures, tels que Landsat ETM+, SPOT, Worldview, Ikonos ou Quickbird, ne disposent pas d'une

résolution spectrale suffisante (nombre de bandes spectrales) et de la qualité radiométrique (rapport signal/bruit élevé) nécessaire pour surveiller correctement la couleur des eaux. Actuellement, les techniques appliquées à la couleur de l'eau, dans les eaux océaniques (les plus développées jusqu'à présent), ne sont pas directement applicables aux eaux intérieures, essentiellement en raison des différences de propriétés optiques, de turbidité et de granulométrie.

Le rapport signal/bruit (SNR) décrit la sensibilité du capteur et déterminera la précision des estimations des variables biophysiques, ce qui améliorera considérablement la capacité de détection des changements à la surface de la Terre. Pour cette étude, le capteur OLI du satellite Landsat-8 a été sélectionné, principalement parce qu'il a un SNR de 400 (Irons et al., 2012), ce qui permet d'effectuer, correctement, une analyse du suivi de la couleur apparente des eaux du fleuve Orénoque.

2.6.1. Images satellites Landsat-8 OLI

Les systèmes OLI (Operational Land Imager) et TIRS (Thermal Infrared Sensor) sont des instruments du satellite Landsat-8, lancé en février 2013. C'est un satellite héliosynchrone à une altitude orbitale de 705 km, qui collecte des images de la Terre avec un cycle de 16 jours, avec un passage en Equateur à $10h00 \pm 15'$ en mode descendant, en utilisant le World Reference System-2 (Zanter, 2015).

Les bandes spectrales du capteur OLI (Tableau 5), bien que similaires à son prédécesseur Landsat-7 ETM+, présentent des améliorations significatives par rapport aux premiers instruments de la série Landsat, avec l'ajout de deux nouvelles bandes spectrales: un canal visible bleu profond (bande 1) spécifiquement dessiné pour l'exploration des ressources en eau et des zones côtières, et un nouveau canal infrarouge (bande 9) pour la détection des cirrus. Deux bandes thermiques (TIRS) capturent les données à une résolution spatiale minimale de 100 mètres, qui sont enregistrées et envoyées avec les données de produit OLI à 30 mètres, ainsi qu'une bande panchromatique à 15 mètres (bande 8).

Au cours du développement de Landsat 8 et de Sentinel-2A, les scientifiques ont travaillé ensemble pendant la phase de calibration des deux projets pour graduer les capteurs conjointement (Figure 29).

Tableau 5. Spécification des bandes spectrales Landsat-8 du capteur OLI
(source : (Vanhellemont & Ruddick 2014)).

Bande spectrale	Longueur d'onde (µm)	Résolution (m)
Bande 1 - Coastal / aerosol	0.433 - 0.453	30
Bande 2 - Blue	0.450 - 0.515	30
Bande 3 - Green	0.525 - 0.600	30
Bande 4 - Red	0.630 - 0.680	30
Bande 5 - Near Infrared (NIR)	0.845 - 0.885	30
Bande 6 - Short Wavelength Infrared (SWIR)	1.560 - 1.660	30
Bande 7 - Short Wavelength Infrared (SWIR)	2.100 - 2.300	30
Bande 8 - Panchromatic	0.500 - 0.680	15
Bande 9 - Cirrus	1.360 - 1.390	30

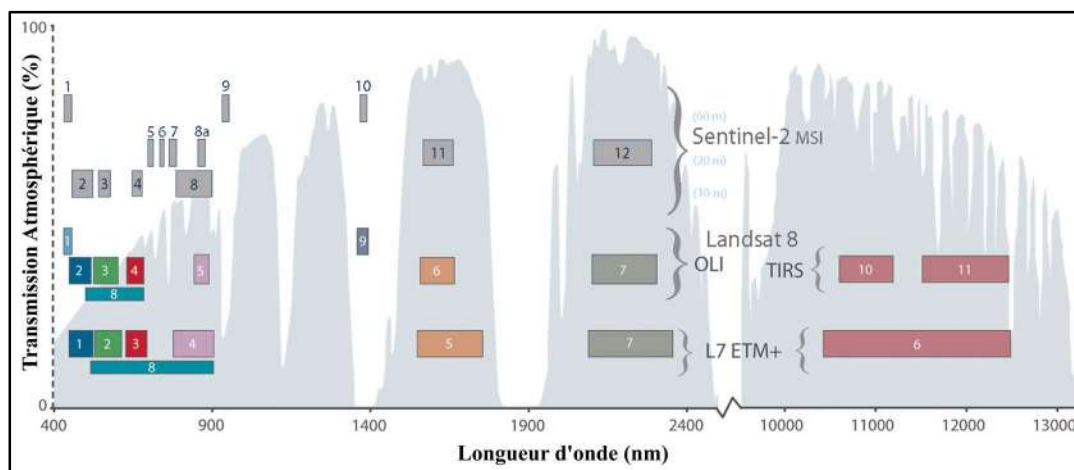


Figure 29. Comparaison des bandes spectrales des capteurs ETM+, OLI et MSI. Le capteur OLI affiche de meilleures performances que son prédécesseur ETM+, ce qui se traduit par un meilleur rapport signal/bruit (SNR), principalement grâce à un temps de balayage plus long et une meilleure résolution radiométrique (12 bits). OLI dispose également d'une architecture spectrale très similaire au nouveau SENTINEL-2 MSI qui, à l'avenir, permettra de combiner les informations spectrales de ces deux capteurs (modifié d'après <https://landsat.gsfc.nasa.gov/sentinel-2a-launches-our-compliments-our-complements/>).

Actuellement, Sentinel-2 et Landsat-8 produisent les uniques données satellitaires multispectrales à une résolution spatiale moyenne, et sont accessibles dans le monde entier. A la suite des récents lancements des deux satellites Sentinel-2, l'utilisation synergique des

deux sources offre un potentiel, sans précédent, d'observation précise en temps réel de l'état de la dynamique de la Terre. Récemment, la NASA a lancé une initiative d'harmonisation des deux produits (Claverie et al., 2016), et les premières activités de traitement combiné de ces données sont en cours (<https://hls.gsfc.nasa.gov/>), mais une meilleure coordination est encore nécessaire pour permettre, à la plupart des utilisateurs, d'inclure facilement et efficacement les deux types de données dans leur travail. A ce jour, seules quelques zones d'essai sont traitées dans le monde, il est prévu que ces données soient régulièrement disponibles d'ici 2018.

Son utilisation est d'un grand intérêt, en particulier, dans le cadre de notre étude visant à estimer les variables biophysiques dans les eaux intérieures, car les deux systèmes peuvent être combinés pour créer des algorithmes d'inversion, en utilisant une seule Réflectance de surface harmonisée. Cela se traduit par une augmentation de la résolution temporelle des scènes sur la zone d'étude (images tous les 2-3 jours à une résolution <30 m), un aspect de grande importance pour la communauté scientifique, qui travaille avec des séries temporelles dans la modélisation et l'estimation des variables.

2.6.2. Acquisition d'images Landsat-8 OLI

Comme mentionné ci-dessus, l'un des aspects les plus critiques dans le suivi de la couleur de l'eau des fleuves, est d'avoir un capteur à haute résolution temporelle, qui peut suivre les changements rapides du fleuve, chaque semaine, grâce à des scènes satellites. Afin de pallier la limitation de la résolution temporelle du satellite Landsat-8 (avec un cycle de 16 jours), nous avons travaillé avec la station hydrologique de Ciudad Bolívar. La zone spatiale où se trouve cette station est couverte par deux orbites du satellite Landsat-8 (path/row : 1/54 - 2/54), avec une superposition spatiale d'environ 22 km. (Figure 30).

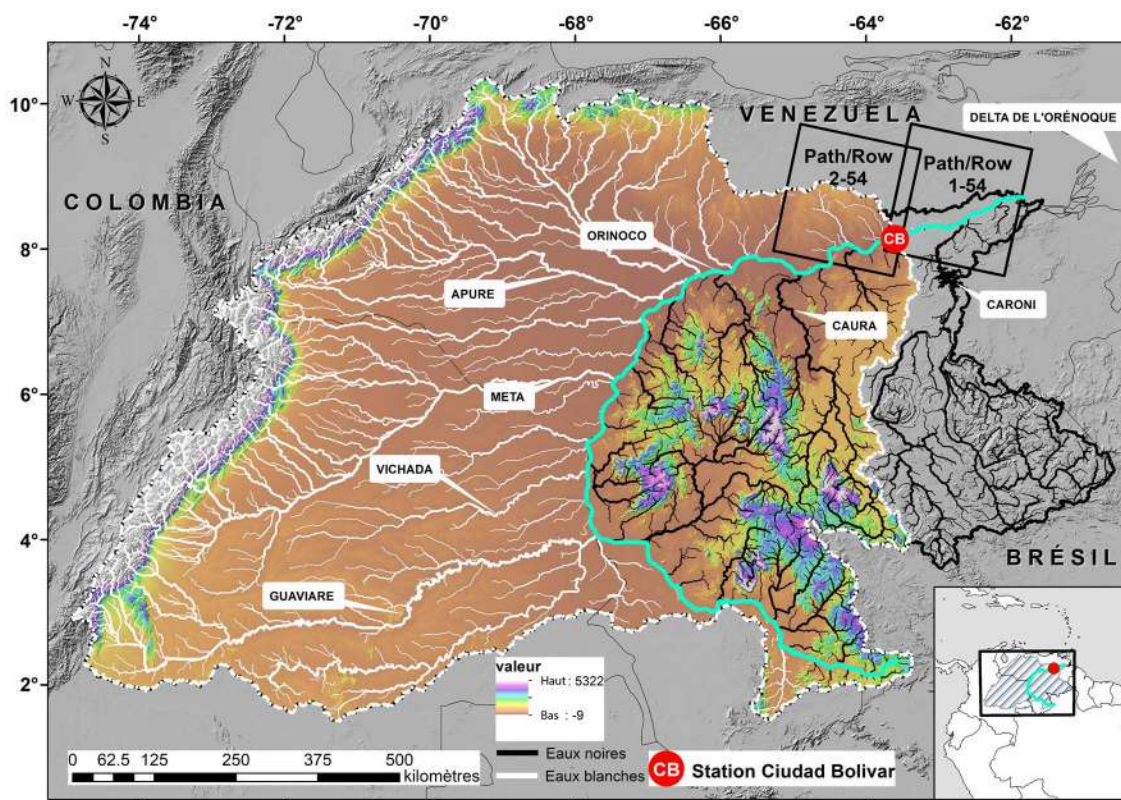


Figure 30. Le bassin de l'Orénoque, avec les principaux affluents et la couverture spatiale des scènes OLI Landsat-8 dans la partie inférieure du bassin (Path/Row: 1-54 et 2-54).

Dans cette étude, une centaine d'images satellitaires OLI du satellite Landsat-8 ont été analysées. Ces images ont été collectées entre 2013 et 2016 et téléchargées sur le site Internet : <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Deux types de produits de capteurs OLI ont été utilisés dans notre analyse :

- 1) Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1
- 2) Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-2 (on-demand)

Avec le premier produit de Landsat 8 OLI/TIRS C1 Level-1, les données sont déjà accompagnées de corrections radiométriques et géométriques. Cependant, ces données ne sont pas corrigées atmosphériquement dans les valeurs de réflectance. Elles ont été utilisées pendant la phase initiale de l'analyse, qui consistait à comparer diverses méthodes de correction atmosphérique avec des données des capteurs OLI. La signature spectrale de

l'eau *in situ* à différents régimes hydrologiques a été utilisée comme référence dans la comparaison de ces méthodes.

Le deuxième produit de Landsat 8 OLI / TIRS C1 Level-2 (on-demand), est géré par l'USGS et EROS Science Processing Architecture (ESPA), qui corrige les images satellitaires des distorsions atmosphériques, afin de créer des données de niveau 2. Les données du produit Landsat-8 sont appelées "Surface Reflectance", qui sont générées à partir du code LaSRC (Landsat Surface Reflectance Code). LaSRC utilise la bande côtière pour réaliser l'inversion des aérosols, ainsi que les données climatiques de MODIS et un modèle unique de transfert radiatif.

2.6.3. Propriétés optiques des eaux

La télédétection des eaux intérieures est basée sur les propriétés optiques des composantes de l'eau (Morel, 2001). Ces propriétés peuvent être divisées en deux catégories: (1) celles qui ne dépendent que de l'environnement physique et sont indépendants du champ lumineux environnemental, appelés propriétés optiques inhérentes (IOPs) et (2) propriétés qui dépendent de l'environnement physique et de la structure directionnelle du champ lumineux environnemental, connues sous le nom de propriétés optiques apparentes (AOPs); (Preisendorfer, 1976). Les propriétés, telles que les coefficients d'absorption (a) et de dispersion (b), qui varient en fonction de la composition de l'environnement physique ou des constituants, sont des IOPs. D'autre part, les propriétés optiques, telles que la Réflectance d'irradiation (R), la Réflectance de télédétection (respectivement (R_{rs} ou r_{rs}), au-dessus et au-dessous de l'eau, et les diverses fonctions d'atténuation diffuse (K), sont des AOP, car elles varient selon la composition de l'environnement physique et du champ lumineux.

- Propriétés optiques inhérentes (IOPs)

Les IOPs sont définies à l'aide d'une couche parallèle imaginaire associée au milieu physique, d'épaisseur infinitésimale d_z , éclairée à angle droit par un rayon parallèle à flux rayonnant incident $\emptyset$ (Figure 31). Seulement deux choses peuvent arriver aux photons à l'intérieur de la couche: ils peuvent être absorbés ou dispersés. Les pertes sont quantifiées

par le flux absorbé, $d\phi_a$, et le flux diffusé $d\phi_b$. La perte d'énergie du rayon transmis est $d\phi_a + d\phi_b$, c'est-à-dire que le flux transmis est $\phi_t = \phi - d\phi_a - d\phi_b$

Le coefficient d'absorption est défini comme le flux absorbé par longueur en rapport au flux incident:

$$a = \frac{1}{\phi} \frac{d\phi_a}{dz} [m^{-1}] \quad (8)$$

De façon similaire, le coefficient de dispersion est le flux dispersé en longueur par rapport au flux incident:

$$b = \frac{1}{\phi} \frac{d\phi_b}{dz} [m^{-1}] \quad (9)$$

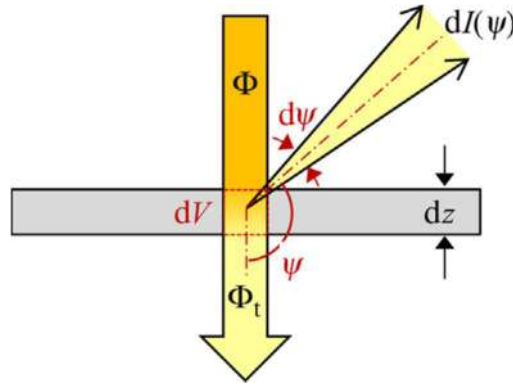


Figure 31. Interaction d'un rayon de lumière (flux radiant Φ) avec une fine couche du milieu physique.

La somme des deux est le coefficient d'atténuation du rayon :

$$c = a + b = \frac{1}{\phi} \frac{d\phi_a + d\phi_b}{dz} = \frac{1}{\phi} \frac{\phi - \phi_t}{dz} [m^{-1}] \quad (10)$$

Où le coefficient :

$$\omega_0 = \frac{b}{c} \quad (11)$$

connu sous le nom d'albédo de dispersion unique, est la probabilité qu'un photon soit dispersé plutôt qu'absorbé (Mobley, 1994). Les coefficients a, b et c sont suffisants pour

décrire les propriétés du matériau pour l'interaction de la lumière dans une dimension, c'est-à-dire pour un rayon parallèle de lumière.

- Propriétés optiques apparentes (AOPs)

Les AOPs décrivent les propriétés du matériau sur le terrain dans des conditions d'éclairage naturel. Ils sont définis en termes de quotients ou de dérivés de la profondeur des magnitudes radiométriques, puisqu'ils dépendent beaucoup moins du champ lumineux que des magnitudes radiométriques elles-mêmes (Mishra et al., 2017).

L'extinction de la lumière par un corps aquatique est caractérisée par un certain nombre de coefficients d'atténuation, définis comme les taux de changement des magnitudes radiométriques avec la profondeur.

Le coefficient d'atténuation diffus de l'Irradiance est défini comme la dérivée de la profondeur de l'Irradiance:

$$K = -\frac{1}{E} \frac{dE}{dz} [m^{-1}] \quad (12)$$

Les variantes communes de K sont : K_d (Coefficient d'atténuation diffuse verticale descendante) et K_u (Coefficient d'atténuation diffuse verticale ascendante), où E de Éq. (12) est remplacée par les irradiances respectives E_d et E_u , définies comme:

E_d = Irradiance descendant

E_u = Irradiance ascendante

En optique hydrologique, la Réflectance mesurée est composée de la lumière réfléchiée par les surfaces (substrats de surface et du fond de l'eau), et la lumière diffusée par un volume (masse d'eau). Les paramètres de Réflectance dans cet environnement doivent être encore plus spécifiques que pour les applications terrestres, parce que la réflexion sur la surface de l'eau est spéculaire, alors que la dispersion dans la masse d'eau et la réflexion dans le fond, sont diffuses. Les définitions les plus courantes sont la Réflectance de la télédétection:

$$R_{rs} = \frac{L_w(0^+)}{E_d(0^+)} [sr^{-1}] \quad (13)$$

Le quotient de télédétection (Mobley et al., 2010),

$$r_{rs}(z) = \frac{L_u(z)}{E_d(z)} [sr^{-1}] \quad (14)$$

et la Réflectance d'irradiation $R(z) = \frac{E_u(z)}{E_d(z)} \quad (15)$

R_{rs} c'est la proportion de radiance qui sort de l'eau L_w , avec l'irradiance planaire descendante E_d , le symbole 0^+ indique une mesure juste au-dessus de la surface de l'eau. L_w ne peut pas être mesuré directement, mais doit être dérivé d'une mesure de radiance ascendante, $L_u = L_w + L_r$, en soustrayant la radiance L_r réfléchi sur la surface de l'eau. Bien que R_{rs} soit défini au-dessus de la surface de l'eau, r_{rs} et R sont définis pour les mesures sous-marines, comme indiqué par le paramètre de profondeur z . La relation L_u/E_d correspond au facteur de Réflectance hémisphérique-conique, et E_u/E_d et la réflectance bisémisphérique, généralement appelée albédo (Schaepman-Strub et al., 2006).

2.6.4. Correction atmosphérique pour les eaux continentales

La lumière reçue, à distance, par un capteur passif d'observation de la Terre, traverse deux fois l'atmosphère terrestre, du Soleil à la surface de la Terre et de la surface au capteur. Ainsi, la lumière reçue dans le capteur est invariablement affectée par l'absorption et la dispersion des molécules gazeuses et des particules dans l'atmosphère. Le processus de correction des effets atmosphériques et de récupération de la Réflectance d'une zone d'intérêt à la surface de la Terre, est appelé correction atmosphérique (Mishra et al., 2017).

L'effet atmosphérique sur la radiance reçue par un capteur à distance est significativement plus grand sur un corps d'eau, parce que l'eau est très absorbante elle contribue seulement à 20% ou moins de la totalité de radiance du capteur (Hovis & Leung, 1977). La correction de ces effets atmosphériques est un pré-requis pour obtenir des estimations précises de la radiance laissée par l'eau, afin d'obtenir l'estimation quantitative des paramètres biophysiques (Mishra et al., 2017).

L'équation de base du transfert radiatif pour la correction atmosphérique des données de télédétection d'un plan d'eau peut être exprimée comme suit (les termes de radiance pour la contribution des zones terrestres adjacentes sont omis ici, par souci de simplicité, en supposant une grande masse d'eau):

$$L_{at-sens} = L_{atm} + L_{spec}t_{spec} + L_w t_w \quad (16)$$

où $L_{at-sens}$ est la radiance reçue par le capteur, L_{atm} est la radiance de la trajectoire atmosphérique, L_{spec} est la radiance spéculaire de la surface de l'eau, t_{spec} est la transmission de la radiance spéculaire à travers l'atmosphère, L_w est la radiance qui sort de l'eau, y t_w est la transmittance de la radiance du plan d'eau qui atteint le capteur (Figure 32).

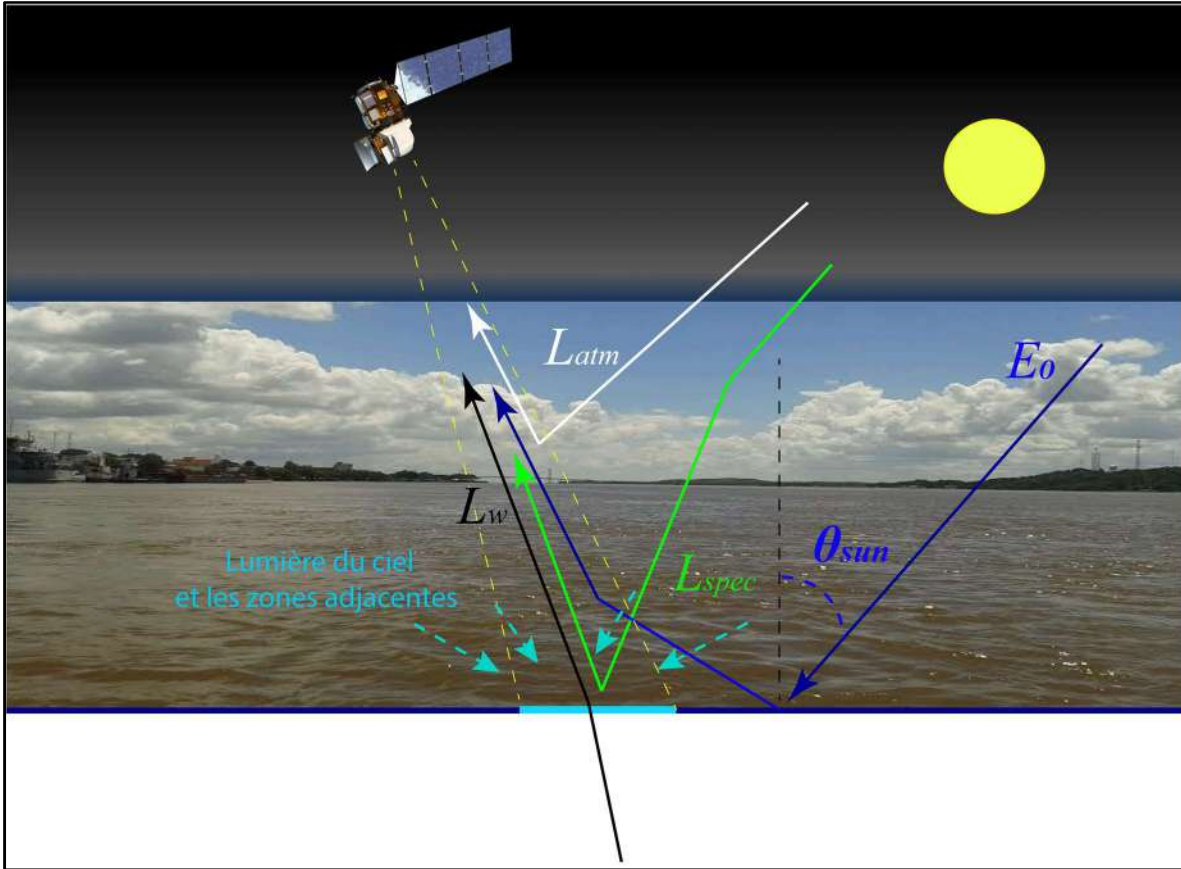


Figure 32. Les composants de la radiance qui atteignent le capteur à partir d'une cible à la surface de l'eau (modifié d'après Sterckx et al., 2011). L_w est la radiance qui sort de l'eau; L_{atm} est la radiance du trajet atmosphérique; L_{spec} est la radiance spéculaire de la surface de l'eau; E_0 est l'irradiance solaire scalaire; et θ_{sun} est l'angle zénithal solaire.

L_{atm} y $L_{spec}t_{spec}$ représente la composante non aquatique de la radiance atteignant le capteur, et peut être remplacée par une relation simple, $L_0 = (L_{atm} + L_{spec}t_{spec})$. La valeur de la Réflectance non dimensionnelle de l'eau, ρ_w , est exprimée comme suit :

$$\rho_w = \frac{\pi L_w}{\cos(\theta_{sun})E_0 t_{sun}} \quad (17)$$

où E_0 est l'irradiance solaire scalaire, θ_{sun} est l'angle de zénith solaire, et t_{sun} est la transmittance de la radiation solaire qui atteint le plan d'eau. Les réflexions multiples entre l'eau et l'atmosphère sont approximatives lorsqu'on multiplie la valeur Réflectance par $(1 - s\rho_w)^{-1}$, où s est l'albédo sphérique de l'atmosphère (Chandrasekhar 1960).

Voici comment l'équation (16) devient:

$$L_{at-sens} = L_0 + \frac{\rho_w \cos(\theta_{sun}) E_0 t_{sun} t_w}{\pi(1 - s\rho_w)} \quad (18)$$

L'objectif de la correction atmosphérique est de récupérer ρ_w de L_{at-se} après avoir factorisé les autres composantes. Ceci se fait en récupérant les propriétés atmosphériques du signal reçu, en modélisant les propriétés de dispersion et d'absorption de l'atmosphère, en utilisant des valeurs connues de paramètres atmosphériques si possible, et en utilisant des hypothèses sur les propriétés de Réflectance de l'eau. La Réflectance de la télédétection des eaux de surface, R_{rs}^w , est calculée en divisant ρ_w par π .

Dans cette étude, 2 méthodes de correction atmosphérique basées sur la modélisation atmosphérique ont été implémentées: FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes) comme module dans le programme ENVI sur le langage IDL (Anderson et al., 2002) et le produit Landsat-8 "Surface Reflectance" ou LaSRC (Vermote et al., 2016). De plus, une méthode plus simple a été incorporée dans l'évaluation. Cette dernière est basée sur la correction atmosphérique, en appliquant une approximation de la méthode Dark Object Subtraction (DOS) (Chavez, 1988), et en utilisant le programme ENVI. Cette comparaison des méthodes de correction atmosphérique est développée au chapitre §3 de cette thèse.

2.6.5. Spectrométrie de terrain et signatures spectrales

Les analyses de spectroradiométrie sur le terrain ont été réalisées avec des équipements de la société Malvern Panalytical, avec spectromètres ASD FieldSpec modèle FS3 et 4. Les ASD FieldSpec FS3 et 4 sont des spectromètres portables alimentés par piles. Ce type d'équipement est destiné aux mesures sur le terrain ou en laboratoire (**Figure 33**). La gamme spectrale de ce dispositif haute résolution couvre des longueurs d'onde comprises entre 350 et 2500 nm, la fréquence d'échantillonnage est de 0,2 seconde par spectre. Trois détecteurs différents facilitent l'enregistrement des spectres: un groupe silicium-photo-diode composé de 512 éléments pour le VNIR (350-1000nm) et des photodiodes InGaAs refroidies thermoélectriquement (Indium, Gallium, Arséniides) pour chaque SWIR1 (1000-1800nm) et SWIR2 (1800-2500nm). Avec une résolution spectrale qui varie entre 3 nm pour les longueurs d'onde très courtes, et 10 nm pour les longueurs d'onde les plus éloignées, le dispositif enregistre des spectres basés sur 2151 bandes avec une fibre optique de 1,5 m (25° de champ visuel) ([Danner et al., 2015](#)).

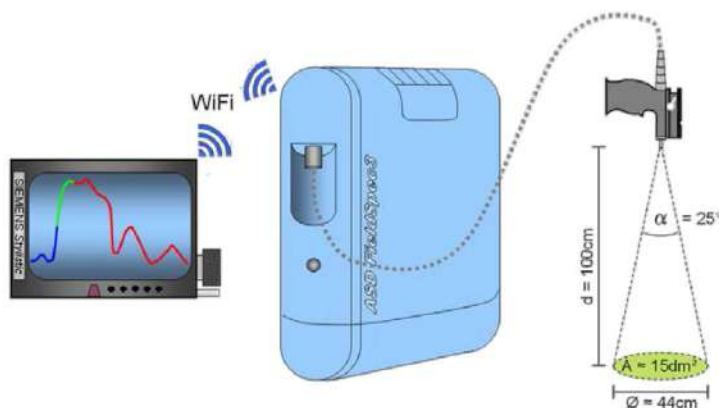


Figure 33. Illustration schématique de la disposition technique d'une mesure hyperspectrale, de terrain ou en laboratoire (modifié d'après [Danner et al., 2015](#)).

En général, le graphique d'une fonction qui attribue la quantité d'énergie réfléchie ou émise pour chaque longueur d'onde, est appelé signature spectrale d'un matériau. En théorie, ces signatures révèlent des informations détaillées sur la composition physique, biochimique et structurale d'une surface et de certaines parties de son corps.

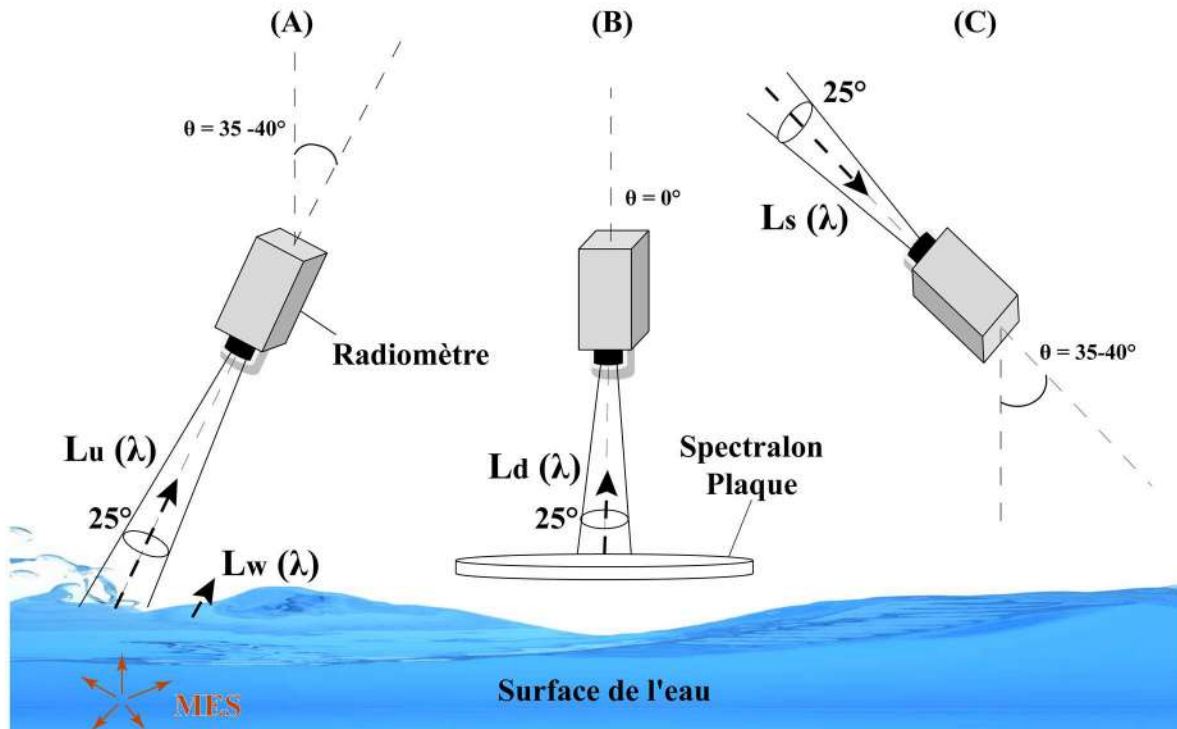


Figure 34. Procédure de mesure de la Réflectance R_{rs} *in-situ*, ainsi que l'interaction de la lumière avec la colonne d'eau, (A) Mesure de radiance ascendante L_u ; (B) Mesure de radiance descendante L_d ; (C) Mesure de radiance du ciel L_s , (modifié d'après [Doxaran et al., 2002](#) et [Espinoza Villar, 2013](#)).

La procédure de mesure de la Réflectance de la **Figure 34** est résumée comme suit:

- 1) Un spectre de radiance ascendant $L_u(\lambda)$ est mesuré quand le capteur regarde la surface de l'eau avec un angle zénithal de 35-40° (**Figure 34-A**); environ 10 mesures sont moyennées pour donner la valeur finale de $L_u(\lambda)$.
- 2) Un spectre de radiance descendant $L_d(\lambda)$ est mesuré quand le capteur est orienté verticalement ($\theta = 0^\circ$) contre un spectralon (LapSphere Spectralon), avec un facteur de Réflectance $R_p(\lambda)$ de 0,982 et 0,988 pour les longueurs d'onde comprises entre 350 et 1050 nm (**Figure 34-B**); et puis la radiance descendante du ciel $L_s(\lambda)$ est mesurée, avec un angle zénithal de 35-40° et une moyenne de 10 mesures pour obtenir la valeur finale (**Figure 34-C**).
- 3) Un échantillon d'eau est prélevé à une profondeur comprise entre 0 et 1 m de la surface. La concentration de MES est déterminée en filtrant l'échantillon d'eau avec des filtres en acétate de 0,45 mm.

Le capteur est placé à 3 m au-dessus de la surface, en mesurant $L_u(\lambda)$ 20 cm au-dessus de la plaque Spectralon, quand on mesure $L_d(\lambda)$.

La plaque est d'un blanc lambertien pour les angles du zénith solaire (θ_s) entre 0° et 40° , puisque sa réflectance varie seulement de 3% (Dilligeard, 1997). Dans ces conditions, l'irradiance descendante E_d ($\mu\text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$) est donnée par l'équation (19) :

$$E_d(\lambda) = \pi \frac{1}{R_p(\lambda)} L_d(\lambda) \quad (19)$$

La réflectance totale de la télédétection $R_{rs}(\lambda)$ (sr^{-1}), est calculée comme suit dans l'équation (20):

$$R_{rs}(\lambda) = R_p(\lambda) \frac{L_u(\lambda)}{\pi L_d(\lambda)} = \frac{L_u(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (20)$$

Le radiance sur l'eau $L_u(\lambda)$ a été corrigée par des effets de réflexion (sky glint), comme partie de la lumière incidente, qui est réfléchi directement dans l'interface air-eau (Mobley, 1999). La radiance sur l'eau $L_u(\lambda)$, est donc (Mobley, 1999) par l'équation (21) :

$$L_u(\lambda) = L_w(\lambda) + L_r(\lambda) \quad (21)$$

$L_r(\lambda)$ peut être estimé à partir des mesures de la radiance du ciel $L_s(\lambda)$ (Mobley, 1999) :

$$L_r(\lambda) = \rho L_s(\lambda) \quad (22)$$

où ρ est un facteur proportionnel (associé à la rugosité de l'eau par le vent) lié à la radiance du ciel (L_s) et à la radiance réfléchi directement par la surface L_r .

Le radiance qui sort de l'eau (L_w) est l'équation (23):

$$L_w(\lambda) = L_u(\lambda) - \rho L_s(\lambda) \quad (23)$$

L'équation finale pour calculer la Réflectance de télédétection corrigée de l'effet "sky glint" est égale à:

$$R_{rs(sky-glnt)}(\lambda) = \frac{L_u(\lambda) - \rho L_s(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (24)$$

Environ 96 mesures de signatures spectrales associées à des données de Réflectance *in situ* ont été collectées à la surface du fleuve en mai, août et novembre 2014, tout près de la station Ciudad Bolívar. Afin de limiter les effets des facteurs externes, toutes les mesures radiométriques ont été obtenues à l'intérieur de la géométrie de vision, définie par Mobley, 1999, dans des conditions de vent faible ($0-4 \text{ m.s}^{-1}$), de ciel clair et d'angle solaire zénithal variant de 0° à 30° . Ces mesures ont été effectuées à différents stades du régime hydrologique, en considérant les variations saisonnières, les conditions de luminosité, les aérosols, la géométrie d'acquisition. (Figure 35)

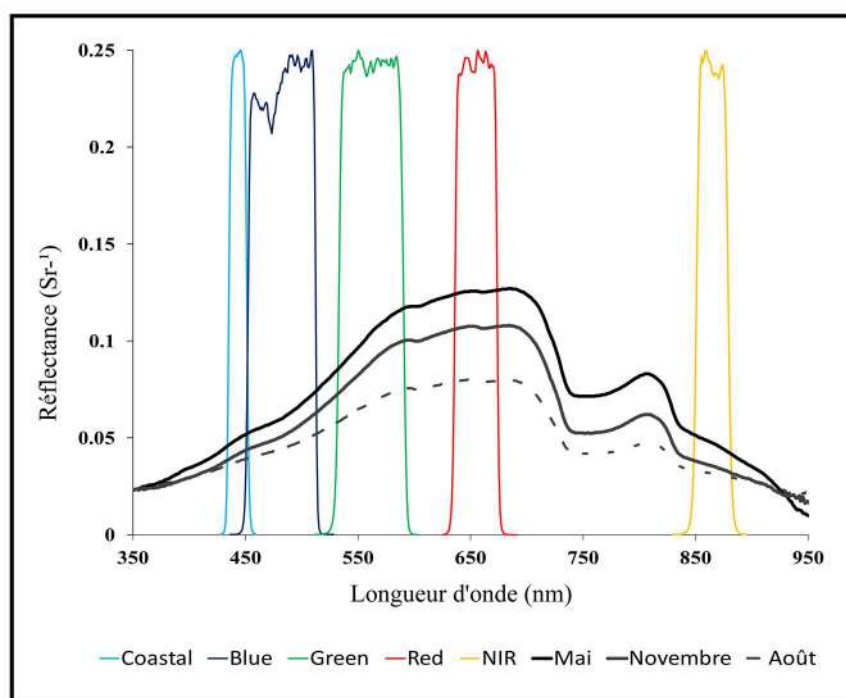


Figure 35. Comparaison de certaines signatures spectrales obtenues lors des campagnes de mai, août et novembre 2014 dans l'Orénoque et les bandes de capteurs OLI, près de la station hydrologique de Ciudad Bolívar. Il est possible d'observer les variations spectrales dans l'eau, à partir des changements de concentration en MES mesurés *in situ*.

Il convient de noter que ces profils spectraux ont été mesurés simultanément par l'acquisition d'images satellites L-8 (près de la station Ciudad Bolívar) et ont servi de référence pour mesurer la performance des trois modèles de correction atmosphérique évalués dans cette étude. Cette question sera traitée en détail au chapitre §3.

2.6.6. Analyse spectrale et démixage spectral linéaire

Avant de calibrer les relations spectrales entre la Réflectance et les valeurs MES (collectées simultanément ou avec un décalage de quelques jours), il est nécessaire d'effectuer une première évaluation des scènes en fonction de leur teneur en aérosols et du degré d'altération de la distorsion atmosphérique. Ensuite, un masquage est appliqué pour éliminer des pixels altérés, car s'ils sont utilisés dans l'analyse d'extraction des valeurs de Réflectance, ils peuvent affecter considérablement les performances de corrélation, comme la robustesse du modèle d'inversion généré. La prémisse de base de la modélisation des mélanges est que dans une scène donnée, la surface est dominée par un petit nombre de matériaux différents, qui ont des propriétés spectrales relativement constantes. Ces variables distinctives (p. ex. l'eau, la végétation, une barre de sable) sont appelées "endmembers", à l'intérieur d'un pixel mixte, les fractions dans lesquelles elles apparaissent sont appelées abondances fractionnelles.

Généralement, les raisons pour lesquelles il existe des pixels mixtes sont principalement :

- 1) Si la résolution de l'image est suffisamment faible, différents matériaux occuperont un seul pixel, la mesure spectrale résultante sera la combinaison des spectres individuels.
- 2) Des pixels mixtes peuvent apparaître quand différentes variables sont combinées dans un mélange homogène.

Dans le cas du capteur OLI Landsat-8, ce satellite a une résolution spatiale de 30 m, ce qui signifie que dans un pixel d'une surface de 900 m², il est possible de trouver le mélange de plusieurs variables. Par exemple, le mélange du sol sur les rives du fleuve avec l'eau, ou l'apparition d'une barre de sable dans la zone d'échantillonnage, produit des changements du régime hydrologique. Pour cette raison, il est nécessaire durant notre analyse, de reconnaître ces pixels spectralement purs (ou endmembers), afin de pouvoir étudier de façon appropriée, les variations spectrales de l'eau liées aux changements de teneur en MES (Figure 36).

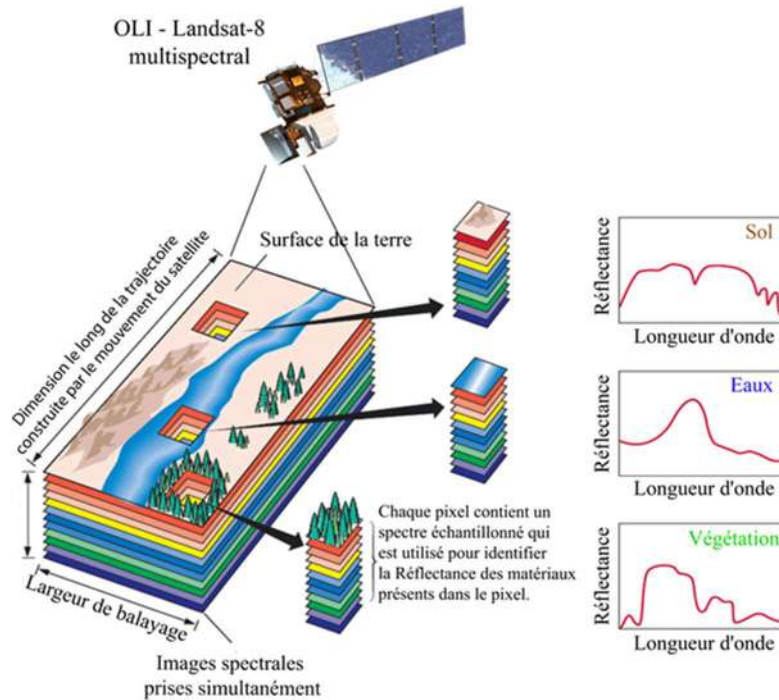


Figure 36. Le signal détecté par un capteur dans un pixel est souvent une combinaison de plusieurs signaux différents. La clé de notre analyse est d'essayer de reconnaître les pixels ou «endmembers» avec pureté spectrale (modifié d'après Rémon et al., 2013).

2.6.7. Extraction de Réflectance à base de masque aérosol

Pour obtenir de meilleurs résultats dans le suivi de la variabilité des propriétés optiques, en utilisant des modèles de régression linéaire (dans l'estimation MES), il est nécessaire de construire et d'appliquer un masque à partir de l'information sur les produits Quality Assurance (USGS 2015). Cela facilite la sélection des pixels de la Réflectance, qui ne sont pas affectés par les distorsions atmosphériques (nuages, ombres nuageuses, aérosols, etc.). La construction du masque s'effectue avec les valeurs en bits issus de la bande «sr_cloud». Pour le cas particulier de cette étude, les valeurs 16 et 32 bits ont été choisies pour la construction du masque. Ce codage en nombre binaire correspond aux classes :

16 bits 00010000 = Contenu en aérosols climatiques

32 bits 00100000 = Faible contenu en aérosols

2.6.8. Sélection d'endmembers

Pour rechercher des éléments spectralement "purs", ou endmembers, sur la série temporelle des images OLI Landsat-8, nous utilisons l'outil PPI (Pixel Purity Index) dans le programme ENVI-IDL. Cet outil crée une image PPI montrant l'emplacement des pixels les plus purs (**Figure 37**). Par définition, un pixel pur est un pixel qui ne contient qu'un seul matériau spectral. En contraste, la plupart des pixels contiennent des mélanges de matériaux ([Chaudhry et al., 2006](#)).

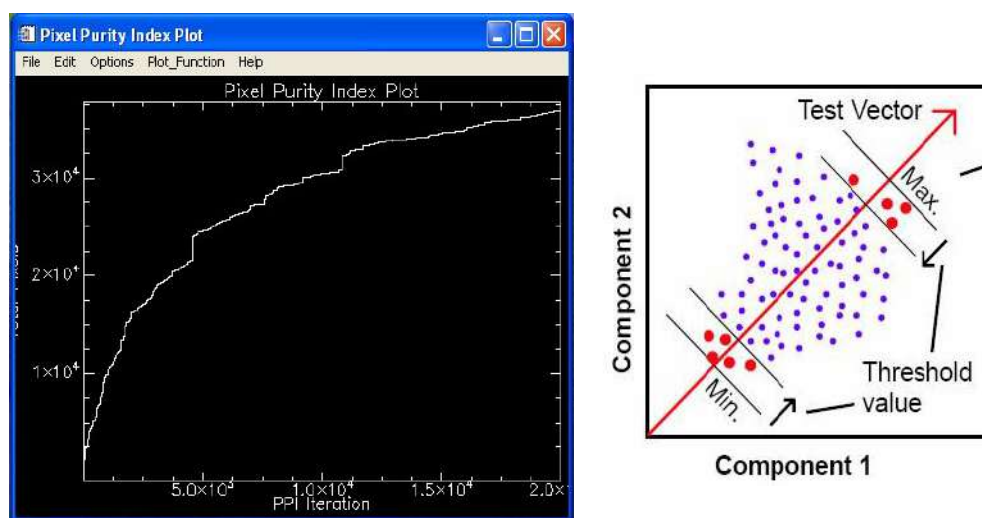


Figure 37. Diagramme Pixel Purity Index représentant l'histogramme avec le nombre total de pixels par rapport au nombre d'itérations et une schématisation de la méthode (les points rouges sont les extrémités selon le seuil défini) (modifié d'après [Smith, 2006](#)).

Le calcul PPI identifie uniquement les pixels les moins mélangés (**Figure 38**). Si l'étude est concentrée dans certaines zones de l'image, l'analyse PPI ne trouvera pas nécessairement des pixels de ces zones, à moins qu'elles ne soient spectralement pures, par rapport au reste des pixels de l'image ([Chaudhry et al., 2006](#)).

L'intérêt de trouver des pixels spectralement plus purs dans une image, favorise une meilleure analyse au niveau sub-pixel en utilisant ENVI, y compris le démixage spectral linéaire.

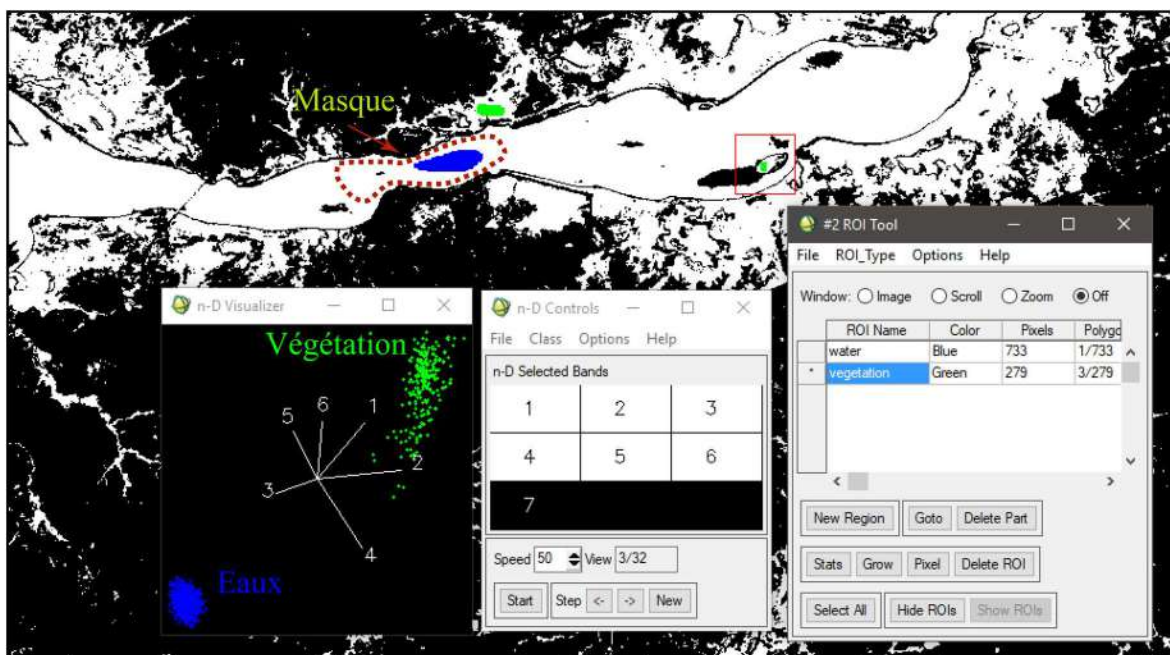


Figure 38. L'image en noir et blanc montre le résultat final du modèle PPI. Les zones blanches sont les pixels qui sont signalés comme des "endmembers" potentiels, étant classifiés comme des pixels extrêmes pendant l'analyse. Pour évaluer leur séparabilité spectrale dans l'image, une nouvelle réduction spatiale des données doit être effectuée, en définissant les régions d'intérêt (ROI), via un affichage N-dimensionnel avec ses variables d'intérêt (eau et végétation)

Le calcul PPI sélectionne un vecteur aléatoire, à travers le nuage de données n-dimensionnel (chaque vecteur aléatoire est forcé de passer par le centre de valeur moyenne du nuage de point) et projette ensuite chaque pixel de l'image sur un vecteur aléatoire. Un histogramme est calculé pour montrer comment les pixels sont projetés dans le vecteur aléatoire. Les pixels sont considérés comme purs s'ils tombent aux extrémités de la distribution des histogrammes. Les extrémités de l'histogramme sont définies par la valeur de seuil PPI entrée par l'utilisateur, (**Figure 37**). Tout au long du processus PPI, ENVI trace les pixels identifiés comme purs pour chaque vecteur aléatoire. Chaque fois que le même pixel est identifié comme pur à l'aide d'un nouveau vecteur aléatoire, sa valeur dans l'image de sortie est augmentée d'une unité. Ensuite, un nouveau vecteur aléatoire est choisi et le processus est répété (**Chaudhry et al., 2006**). Le résultat de la routine PPI est une image où la valeur de chaque pixel correspond au nombre de fois où il a été identifié comme un pixel pur pendant toutes les itérations PPI (**Figure 38**).

2.6.9. Démixage spectral linéaire

La méthode de démixage spectral linéaire est basée sur les caractéristiques spectrales des images, elle est utilisée pour déterminer l'abondance relative de «l'endmember» présenté dans les images multispectrales ou hyperspectrales. Cette méthode est considérée comme un modèle linéaire parfait (Somers et al., 2011), car la Réflectance de chaque pixel de différents «endmember» est une combinaison linéaire de Réflectance pour chaque élément pur.

Par exemple, si 25% d'un pixel contient l'élément A, 25% du pixel contient l'élément B et 50% l'élément C, le spectre pour ce pixel est une moyenne pondérée de 0,25 fois le spectre de l'élément A, plus 0,25 fois le spectre de l'élément B, plus 0,5 fois le spectre de l'élément C. Par conséquent, compte tenu du spectre résultant (données d'entrée) et des spectres entrants (classes à évaluer: eau, végétation, sable), le mélange spectral linéaire est résolu par les valeurs d'abondance de chaque classe entrante dans chaque pixel.

Le nombre de classes à évaluer doit être inférieur au nombre de bandes spectrales et tous les éléments de l'image doivent être utilisés. Pour inclure les classes connues, l'outil ROI (Regions of Interest) est généralement utilisé. Ces régions sont des portions d'images sélectionnées graphiquement ou par seuil défini. Les ROIs peuvent être appliqués afin d'effectuer l'extraction de statistiques pour la classification, le masquage et d'autres fonctions. Toute combinaison de polygones, de points ou de vecteurs peut être utilisée comme ROI.

Une fois la méthode de démixage spectrale linéaire exécutée, les valeurs de pixel de ces images indiquent la fraction du pixel qui contient la classe entrante, correspondant à cette image. Par exemple, un pixel de la **Figure 39-A** montre l'abondance avec une valeur de 0,99, indiquant que 99% du pixel contient la classe "Eaux". Si de nombreux pixels ont des valeurs supérieures à 1,0 ou inférieures à 0,0, cela indique qu'un ou plusieurs des membres choisis pour l'analyse ne sont probablement pas bien caractérisés, ou qu'un ou plusieurs autres membres sont absents de l'analyse. Il est ensuite nécessaire d'évaluer l'image d'erreur RMS, pour aider à déterminer les zones de membres manquants ou incorrects (**Figure 39-C**).



Figure 39. Montre le résultat de la méthode de démixage spectral linéaire. L'image (A) montre l'abondance de la variable «Eaux», tandis que l'image (B) montre l'abondance de la «Végétation». Enfin, l'image (C) montre l'erreur RMS pour évaluer les résultats d'abondance dans chaque image.

Le programme ENVI permet de travailler avec des séries temporelles d'images satellites, à partir d'un traitement semi-automatique, en mode «Batch». Il s'agit d'une séquence linéaire de tâches dans ENVI de manière non interactive. Une routine par étapes (en langage IDL) est écrite et appelée directement depuis le menu ENVI classique pour exécuter ces processus de manière semi-automatique. Par la suite, la même région d'intérêt est évaluée dans le secteur fluvial pour toute la série temporelle OLI, et les valeurs de Réflectance qui correspondent à la variable «eaux» sont extraites. Un rapport statistique pour chaque image est produit avec cette analyse.

2.6.10. Estimation de la concentration de matière en suspension (MES)

Pour l'estimation de la concentration de sédiments en suspension, une comparaison est faite avec les deux séries temporelles (images et mesures de MES *in situ*), en extrayant les données de Réflectance de chaque bande de capteurs OLI et en les associant aux données de MES *in situ* en mg.l^{-1} , (ces données ont la même date d'acquisition ou très proche). Le meilleur algorithme de récupération de MES est empiriquement trouvé en dérivant un modèle de régression linéaire pour toutes les combinaisons possibles de bandes et de

quotients de bande. Enfin, l'algorithme avec le plus haut coefficient de Pearson R^2 est sélectionné.

Lors de la détermination de l'algorithme pour la récupération des MES, les cartes de distribution spatiales des MES seront construites. Les MES permettent d'analyser la variabilité de la charge suspendue dans de longs segments du fleuve. Pour cette analyse, plusieurs images correspondant à des changements importants au cours du régime hydrologique sont sélectionnées, en utilisant l'hydrogramme de la station hydrologique de Ciudad Bolívar. Ensuite, chaque image a fait l'objet d'une classification supervisée à l'aide de la méthode «Spectral Angle Mapper» (SAM) pour extraire les corps des eaux (Kruse et al., 1993). Enfin, l'inversion des données a été appliquée en utilisant l'algorithme de récupération de MES (modèle de régression linéaire). Ceci a été fait par les mathématiques de bande sur la matrice d'image de Réflectance dans chaque pixel. Une palette de couleurs a été assignée pour discriminer les changements et étudier la variabilité des matériaux en suspension à différents moments du cycle hydrologique.

2.6.11. Validation statistique des estimations

Plusieurs techniques statistiques ont été utilisées pour valider les estimations des MES sur l'imagerie satellitaire Landsat-8 d'OLI. Ceci a permis d'évaluer le degré de précision du modèle d'investissement. Certaines méthodes utilisées pour mesurer l'erreur dans les estimations étaient les suivantes :

- *Erreur d'estimation* = valeur véritable - valeur estimée

- *L'erreur de pourcentage moyenne absolue (MAPE)*

$$MAPE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{y_i - y'_i}{y_i} \right| * 100\%$$

où n est le nombre d'échantillons, y_i et y'_i se réfèrent aux valeurs réelles et estimées pour un nombre d'échantillons n.

MAPE est exprimée en pourcentage des valeurs réelles, c'est à dire, la moyenne de l'erreur ou de la différence absolue entre les valeurs réelles et celles estimées.

- *Déviatiion moyenne absolue*

Mesure la dispersion de l'erreur d'estimation, c'est-à-dire, la mesure de la taille de l'erreur en unités. C'est la valeur absolue de la différence entre la valeur réelle et la valeur estimée, divisée par le nombre de périodes.

Tout processus de validation implique d'analyser la précision de l'ajustement de régression, d'analyser si les résidus de régression sont aléatoires, si le rendement du modèle se détériore lorsque des données qui n'ont pas été utilisées dans l'évaluation du modèle sont appliquées. En ce sens, de nouvelles séries chronologiques d'images OLI Landsat-8 et de données de MES *in situ* (données indépendantes) de la station Ciudad Bolívar ont été évaluées en 2016. Cela nous a permis de mesurer indépendamment la performance du modèle d'inversion, dans l'estimation de la concentration des sédiments en suspension dans le fleuve Orénoque.

2.7. Images satellites Radar

Contrairement aux capteurs optiques passifs qui requièrent de la lumière du soleil, un instrument SAR (Synthetic Aperture Radar) actif transmet son propre signal micro-ondes pour illuminer la surface de la Terre d'un certain angle. SAR transmet activement les signaux micro-ondes à la Terre et reçoit une partie de l'énergie transmise en rétrodiffusion du sol. La rétrodiffusion d'échos renvoyée par la scène est reçue par l'antenne de l'instrument peu après, dans un endroit légèrement différent, puisque le satellite se déplace le long de son orbite. L'amplitude de la luminosité du signal renvoyé, ainsi que ses informations de phase, sont enregistrées pour construire une image de la scène ([ESA, 2013](#)).

L'instrument SAR fournit des mesures de rétrodiffusion radar influencées par la structure du sol et la rugosité de la surface. En général, plus il y a de rugosité ou de structure dans le sol, plus grande est la dispersion. Les surfaces rugueuses dispersent l'énergie et restituent

une quantité importante de l'énergie à l'antenne, ce qui donne une caractéristique de brillant. Les surfaces planes (spéculaires) reflètent le signal, ce qui donne une caractéristique sombre à l'image. De même, les zones plus complexes, telles que les forêts, sembleront plus lumineuses, car l'interaction du signal avec les feuilles, les branches et les troncs d'arbres se traduira par une proportion plus élevée du signal retransmis au capteur (Liu, 2016).

2.7.1. Images satellites Sentinel-1

L'agence spatiale européenne (ESA) lance en 1998 le programme Copernicus. Il se compose de six groupes de satellites dotés d'une technologie radar et multispectrale pour la surveillance de la couverture terrestre, océanique et atmosphérique (Attema et al., 2009). Au sein de cette constellation de satellites, la mission Sentinel-1, avec deux satellites appelés: Sentinel-1A et Sentinel-1B, permet l'observation de la Terre grâce à cette technologie radar.

Ils ont les caractéristiques suivantes:

- ☐ Les satellites ont une orbite quasi polaire et héliosynchrone à 693 km d'altitude.
- ☐ La fréquence de passage du satellite est de 12 jours.
- ☐ Avec les deux satellites entièrement opérationnels, la fréquence du passage satellite se réduit à 6 jours
- ☐ Les satellites partagent la même orbite, à 180°.
- ☐ Ils ont un positionnement précis dans leur orbite (moins de 50 m), afin de permettre l'interférométrie (Figure 40).

Le capteur SAR actif en bande C du Sentinel-1 peut observer la surface de la Terre à n'importe quelle heure du jour ou de la nuit, quelles que soient les conditions météorologiques et environnementales. Le SAR a l'avantage de fonctionner à des longueurs d'onde qui ne sont pas affectées par la couverture nuageuse ou le manque de luminosité.

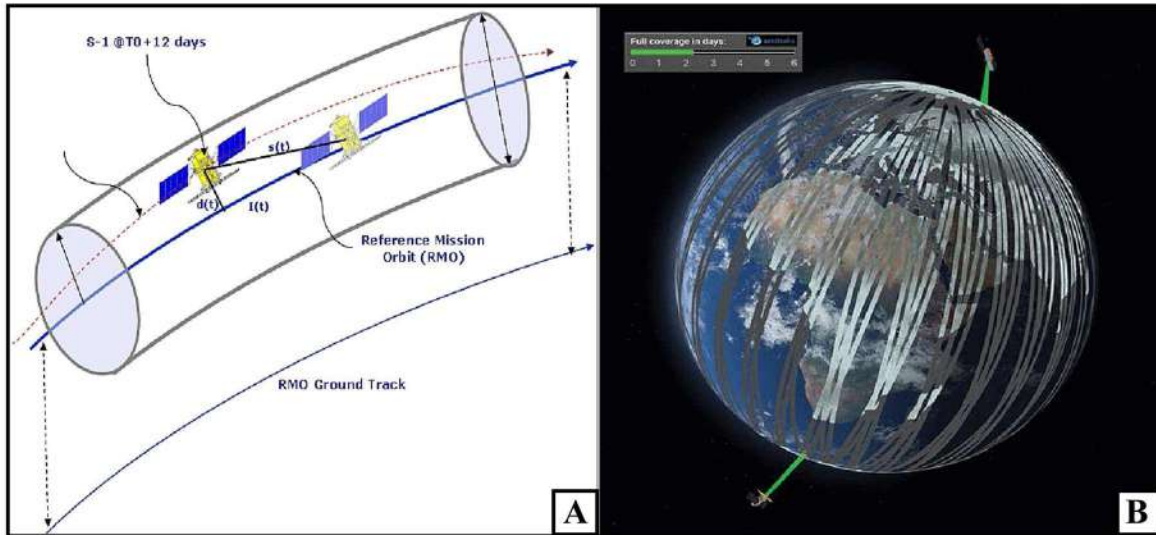


Figure 40. (A) Sentinel-1A et 1B ont un positionnement orbital précis (dans un cylindre de 50 m de rayon) pour permettre l'interférométrie. (B) Vues des orbites des satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B, partageant la même orbite, mais avec un déphasage de 180° (modifié d'après <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar>).

Sentinel-1 peut collecter plusieurs images différentes de la même série d'impulsions électromagnétiques, en utilisant son antenne pour recevoir des polarisations spécifiques simultanément. Le Sentinel-1 SAR est un radar à double polarisation. Il peut transmettre un signal, et recevoir à la fois, la polarisation horizontale (H) et la polarisation verticale (V). Les produits SAR à double polarisation, contenant des informations de valeur complexe et des informations de phase entre les canaux, permettent la mesure des propriétés du terrain, en plus de la rétrodiffusion mesurable à partir d'une seule polarisation (Torres et al., 2012). Certaines caractéristiques de l'équipement sont:

- ☐ Antenne : 12.5 x 0,821 m
- ☐ Équipé d'une bande SAR C (Longueur d'onde: ~ 5.55 cm).
- ☐ Polarisation : HH + HV, VV + VH, VV, HH
- ☐ Angle d'incidence: $20^\circ - 46^\circ$
- ☐ Direction de vue: Droite
- ☐ Quantification des données: 10 bits

2.7.2. Acquisition et étalonnage

La Figure 41 montre les quatre modes d'acquisition possibles avec Sentinel-1 :

- ☐ Stripmap (SM) $\Rightarrow$ Il est utilisé exceptionnellement en cas d'urgence
- ☐ Interferometric Wide swath (IW) $\Rightarrow$ C'est le mode de fonctionnement principal sur Terre
- ☐ Extra-Wide swath (EW) $\Rightarrow$ Il est utilisé pour l'observation des zones polaires et de certaines zones marines
- ☐ Wave mode (WV) $\Rightarrow$ Acquérir des données sur l'océan.

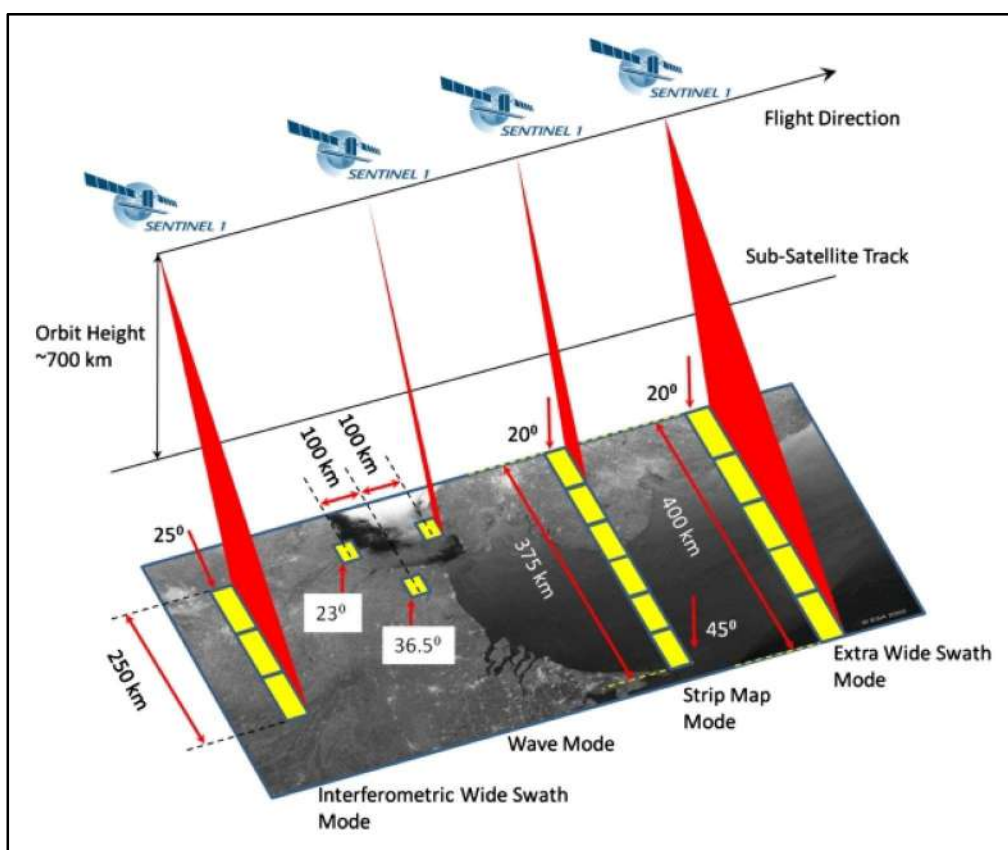


Figure 41. Modes d'acquisition par satellite Sentinel-1 (modifié d'après <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar>).

Dans cette étude, le mode d'acquisition IW a été utilisé, avec deux produits de niveau 1 :

- 1) Les produits SLC (Single Look Complex) sont des images dont le pixel est représenté par un nombre complexe, avec l'information d'amplitude et de phase.

2) Les produits GDR (Ground Range Detected) sont les images du continent avec des coordonnées géographiques. En mode IW, ils ont une résolution spatiale de 5x20 m et une couverture spatiale de 250 km.

L'analyse est effectuée avec le traitement des données produit par GRD. Les données sont obtenues en trois bandes à l'aide de la technique TOPSAR (Terrain Observation with Progressive Scanning SAR). En mode d'acquisition IW, les rafales de balayage sont synchronisées pas à pas pour assurer l'alignement des paires interférométriques.

Pour notre analyse, seules les longueurs d'onde polarisées VV ont été sélectionnées, car elles sont plus sensibles à la rugosité de la surface de l'eau, généralement causée par le vent ou la pluie, ou à la forte hydrodynamique du fleuve, ce qui augmente le retour de la rétrodiffusion vers le satellite (Clement et al., 2017).

En général, un faible retour de la rétrodiffusion est attendu, en raison de la réflexion spéculaire du signal radar à la surface de l'eau. Cependant, le vent ou turbulence, associés aux forts tourbillons et aux rapides, provoquent des vagues qui peuvent causer de la rugosité à la surface de l'eau, produisant un signal de retour élevé. Cette analyse démontre la capacité des images Radar Sentinel-1 d'observer et de caractériser les flux turbulents dans le courant principal. Cela permet d'obtenir des informations sur le mélange des sédiments dans cet important réseau fluvial.

Un total de 26 images SAR avec polarisation VV ont été utilisées pour la période entre février 2015 et mars 2017 dans le secteur de Ciudad Bolívar. Ces images peuvent être téléchargées gratuitement depuis l'agence spatiale européenne (ESA), via le site Web: Sentinels Scientific Data Hub (<https://scihub.esa.int/dhus/>).

Le traitement des images SAR Sentinel-1 est entièrement réalisé avec le logiciel SNAP (Sentinels Application Platform) (<http://step.esa.int/main/download/>). Grâce à ce programme, les données SAR peuvent être lues directement à l'aide du fichier ZIP de

Sentinel-1. La **Figure 42** décrit la méthode d'étude utilisée pour caractériser les sections turbulentes, à l'aide de la série chronologique d'images satellites Sentinel-1 :

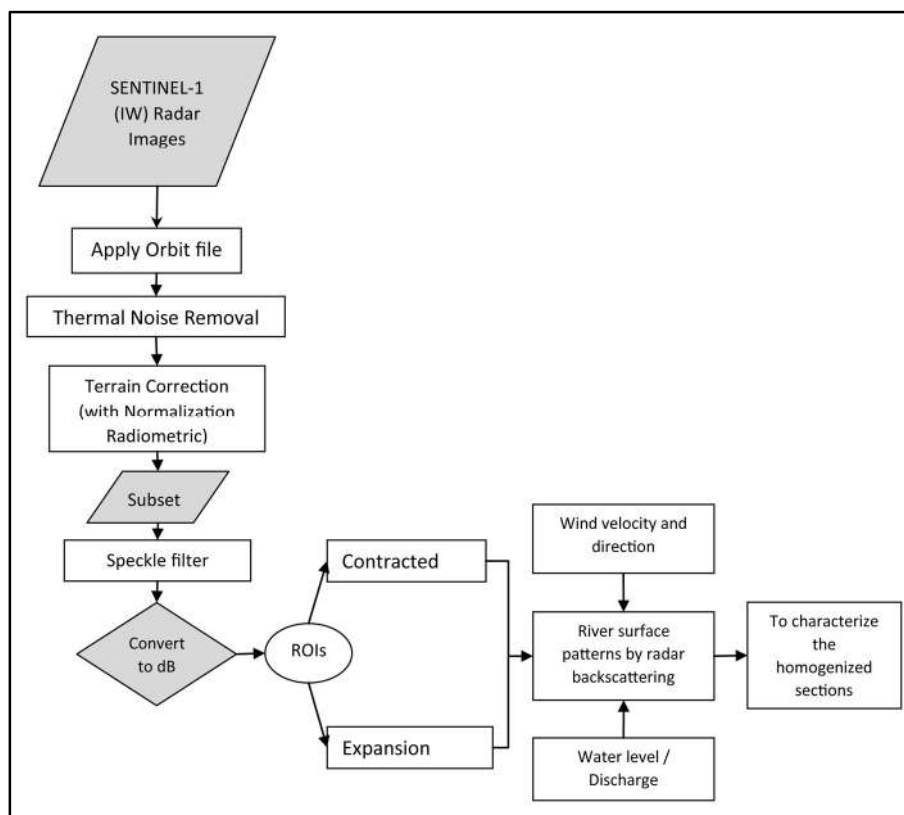


Figure 42. Fluxogramme illustrant la méthodologie appliquée aux images satellites Sentinel-1.

Pour la comparaison d'images acquises à différentes dates, il est conseillé d'avoir l'orbite précise pour chaque scène. Ceci est fait en utilisant l'outil "Apply Orbit File". C'est un fichier d'information des éphémérides avec l'orbite précise lors de la prise de l'image. Ce fichier est disponible dans un délai de 20 jours (par rapport à l'acquisition de la scène), le fichier peut être localisé à l'adresse web suivante : https://qc.sentinel1.eo.esa.int/aux_poeorb/. Si une connexion Internet est disponible, SNAP recherche le fichier automatiquement. Sinon, le fichier doit être téléchargé et copié dans le classeur suivant sur votre ordinateur : `C:\Utilisateurs\snap\auxdata\Orbits\Sentinel-1\POEORB`.

Le bruit thermique est un bruit qui apparaît comme des lignes obscures aux bords de la scène, sa correction est nécessaire à l'aide de l'outil "Thermal Noise removal". Son apparition est plus fréquente dans les produits à double polarisation. Il est recommandé pour les études multi-temporelles.

La correction géométrique de l'image est effectuée avec la fonction "Range Doppler Terrain Correction", en utilisant l'interpolation bilinéaire et le modèle numérique d'élévation (DEM) SRTM à 3 secondes d'arc. Par la suite, les scènes sont réduites spatialement en utilisant la fonction "subset", toutes les scènes sont redimensionnées à la même extension spatiale, en utilisant les coordonnées de la zone d'étude.

Un des processus les plus importants de l'analyse est l'application d'un filtre au phénomène du speckle. Pour cela, une technique appelée Multi-looking est utilisée, qui réduit l'effet de bruit associé à ce phénomène. La moyenne des vues adjacentes dans le domaine spatial et spectral est réalisée, et une image de taille nominale est obtenue.

La rétrodiffusion de l'image par unité de surface sur la Terre s'appelle Sigma Nought (σ_0). C'est une variable adimensionnelle qui évalue les conditions de la réflectivité des surfaces. Dans l'utilisation de la fonction "Calibrate" du programme SNAP: Radar → Radimetric → calibrate, les images obtenues comportent les pixels qui sont des valeurs normalisées de la rétrodiffusion de la scène. Ceci permet de comparer les images calibrées obtenues par d'autres capteurs, à des dates différentes, puis les valeurs σ_0 sont converties en unités de décibels [dB].

L'objectif de notre étude est d'évaluer la variabilité du coefficient de rétrodiffusion en unités de [dB], dans un chenal contracté du fleuve Orénoque à Ciudad Bolívar. Un secteur du fleuve présente une forte altération de son hydrodynamique. Le phénomène est associé à un contrôle géomorphologique, compte tenu de la forme en entonnoir du chenal, qui va d'une largeur de 8 km à 1 km, provoquant dans la partie la plus étroite, la génération d'une forte turbulence et de tourbillons qui augmentent la rugosité à la surface de l'eau. Ce phénomène de turbulence (associé à la rugosité détectée des images Sentinel-1) permet d'établir une relation directe avec le degré d'homogénéisation des sédiments en suspension dans ce secteur contracté du chenal.

Deux régions d'intérêt (ROIs) sont générées à la surface du cours principal du fleuve, juste dans le secteur en forme d'entonnoir de Ciudad Bolívar. Un premier ROI #1 est situé à la

partie la plus large de l'entonnoir, tandis que le second ROI#2 est situé à la partie la plus étroite, les deux couvrant plus de 3000 pixels (Figure 43).

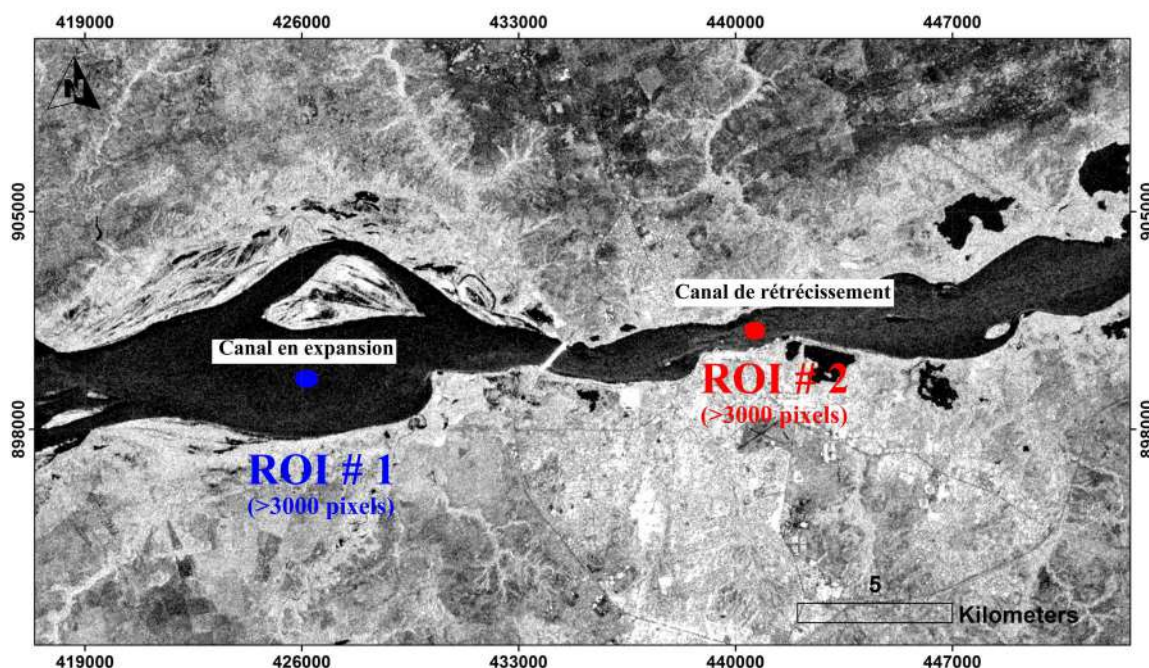


Figure 43 Image sentinel-1 Septembre 2015 dans le secteur de l'entonnoir du bas cours de l'Orénoque. Les polygones bleu et rouge représentent les zones utilisées pour extraire les valeurs des coefficients de rétrodiffusion [dB] dans les 26 images du satellite Sentinel-1, à différentes conditions du régime hydrologique.

Les deux ROI sont utilisés pour extraire les valeurs du coefficient de rétrodiffusion en [dB] (extraction des valeurs moyennes et écart-type) pour toute la série temporelle d'images satellites Sentinel-1. Ensuite, les données sur le débit, le niveau d'eau, le vent et les sédiments en suspension, sont comparées pour comprendre la variabilité du coefficient de rétrodiffusion dans les deux zones du canal (zone contractée et en expansion) afin d'essayer de comprendre comment ces variables sont liées à la rugosité détectée à la surface de l'eau, à différents stades du régime hydrologique. Cela permettra une reconnaissance directe des sections de flux turbulent dans le fleuve, qui peuvent éventuellement avoir un comportement homogène dans le transport des sédiments en suspension. Cet aspect sera examiné plus en détail au chapitre §4.

2.7.3. Données du vent

Les données de vitesse et de direction du vent sont fournies par l'agence vénézuélienne de l'eau (INAMEH), qui est responsable de toutes les stations météorologiques du pays, y compris la station de l'aéroport Ciudad Bolívar, très proche de la zone d'étude, qui gère les données météorologiques toutes les demi-heures et toutes les heures. Pendant l'étude, ces données n'étaient pas toujours disponibles pendant la chronologie de l'acquisition des images, mais elles ont été utilisées pour des comparaisons, lorsque c'était possible (Figure 44).

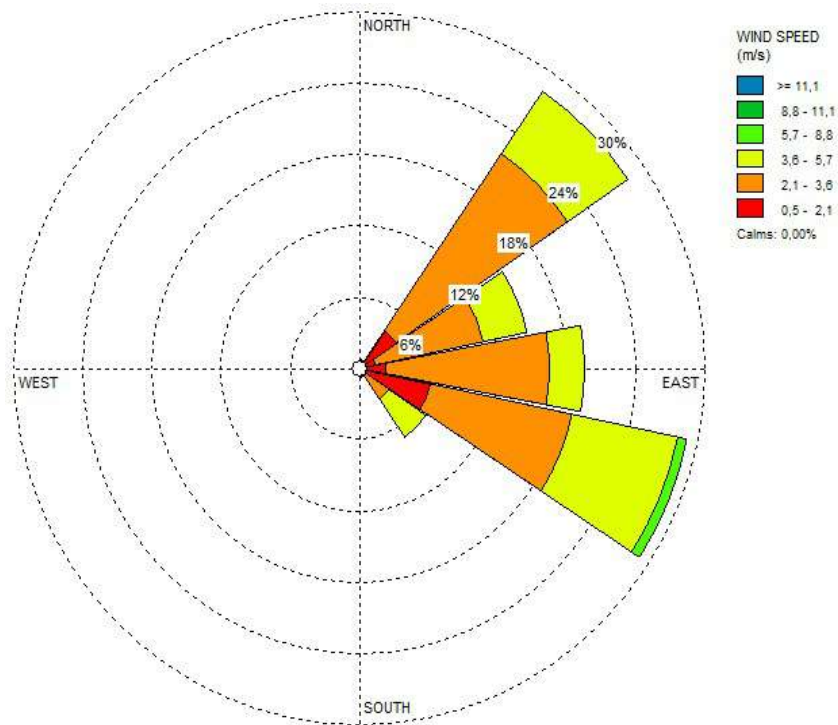


Figure 44. Graphique de rose des vents pour l'année 2015 à la station de l'aéroport de Ciudad Bolívar.

Notez que les valeurs moyennes de la vitesse du vent sont relativement faibles (Source : INAMEH).

2.8. Analyse du changement morphodynamique dans les grands fleuves

Le changement volumétrique associé à la différence de charge de fond et à sa quantification, est l'un des principaux objectifs de nombreuses études qui cherchent à comprendre le transport des sédiments dans les grands fleuves. Cependant, dans de nombreux cas, ce type d'analyse est effectué sous une forme bidimensionnelle. Un exemple de ceci est la délimitation des rives du fleuve à partir d'images obtenues par télédétection, où des zones d'accumulation et d'érosion sont calculées, en utilisant des plates-formes aéroportées et des plates-formes satellites.

Cependant, au cours des dernières années, les progrès de la télédétection et de la technologie SIG a permis aux géomorphologues fluviaux de mettre au point des levés topographiques de plus en plus détaillés, précis et fréquents. Ces levés topographiques permettent non seulement de détecter les changements morphologiques en surface, mais aussi de quantifier volumétriquement la sédimentation et l'érosion.

Aujourd'hui, il est possible d'obtenir des modèles d'élévation de terrain à haute résolution avec une plus grande couverture spatiale. Ces modèles numériques d'élévation (DEMs), construits à partir de différentes techniques, peuvent être utilisés pour produire des cartes de différence de DEMs appelées DoD, afin d'estimer les bilans volumétriques des sédiments liés aux changements morphologiques ([Wheaton, 2008](#)).

Dans cette étude, nous avons développé une méthodologie combinée pour la construction de modèles numériques de terrain ([Figure 45](#)), suffisamment précise et de haute résolution spatiale, pour pouvoir observer les variations de sédimentation et d'érosion, qui se produisent sur une île fluviale (barre du chenal moyen). Cette île fluviale est représentative du bassin inférieur de l'Orénoque, proche de Ciudad Bolívar. Pour ce faire, nous avons combiné deux technologies dans la construction de modèles numériques d'élévation:

1) L'application d'une stratégie des transects répétitifs, avec une équipe ADCP autour d'une île fluviale, combinée à un équipement DGPS. Ceci permet l'extraction d'un nuage de points bathymétriques X, Y, Z, suffisamment dense et précis dans la partie semi-submergée, facilitant l'analyse liée aux changements du charriage de fond, à différents moments du régime hydrologique ([Figure 45-C-D](#)).

2) Dans la partie exposée de l'île fluviale, des relevés topographiques ont été effectués à l'aide de récepteurs DGPS-RTK (Differential GPS+ Real-time Kinematics), en même temps que l'acquisition des transects bathymétriques de l'ADCP. Tout d'abord, une station de base fixe a été définie au centre de l'île et différentes mesures, avec le récepteur DGPS ont été calibrées au moyen d'un signal radio grâce à la station de référence de base, garantissant ainsi la meilleure précision planimétrique et altimétrique des mesures. (Figure 45-A-C).

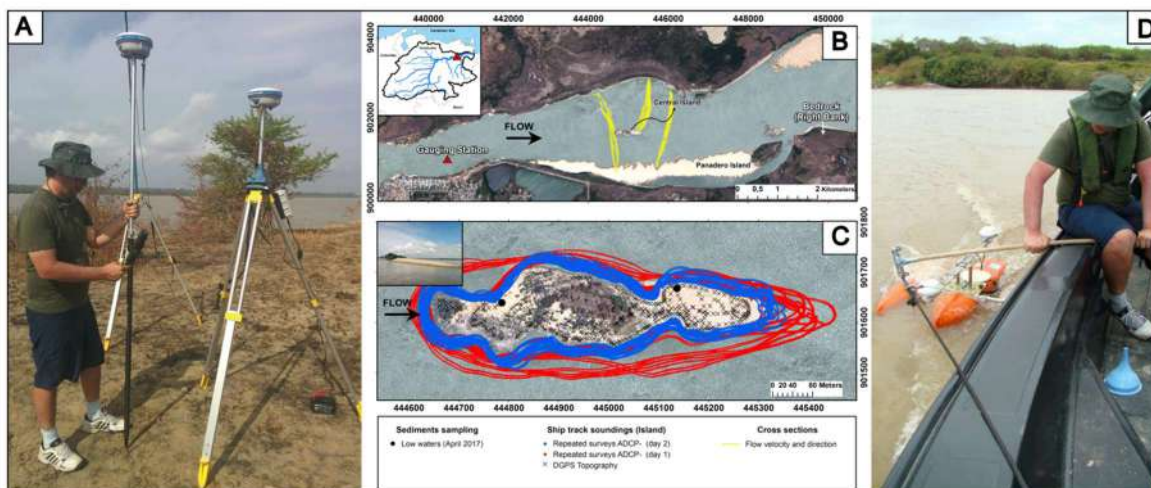


Figure 45. Diverses activités de terrain réalisées sur l'île fluviale près de Ciudad Bolívar: (A) Installation de la station de base, pour les mesures topographiques en mode DGPS-RTK (partie exposée de l'île); (B) Mesure transversale de transects ADCP pour le calcul du débit; (C) Trajectoires des transects répétitifs autour de l'île fluviale pour l'extraction des nuages de points (partie semi-submergée) et (D) Acquisition de données bathymétriques en utilisant l'équipement ADCP RiverRay combiné avec un DGPS.

2.8.1. Données bathymétriques utilisant des transects répétitifs d'ADCP

Le relevé bathymétrique a été effectué à l'aide d'un ADCP (RiverRay 600 KHz RDI Teledyne) attaché à un appareil Crescent VS100 série GPS compas (en mode différentiel). La méthodologie d'extraction des points bathymétriques autour de l'île fluviale (la partie semi-submergée) est basée sur les travaux de (Dinehart & Burau, 2005). Les distances de profondeur sont habituellement mesurées le long de quatre faisceaux transducteurs jusqu'au lit du fleuve. Chacune de ces distances est convertie par l'équipement, en profondeurs individuelles. Les quatre profondeurs obtenues pour chaque faisceau, sont enregistrées et

calculées en moyenne par l'ADCP, pour obtenir une mesure entre le dispositif et le lit du fleuve. Cependant, il est possible d'utiliser chacune de ces distances pour créer une bathymétrie précise et adéquate à des profondeurs relativement faibles. L'orientation de chacun des quatre faisceaux du transducteur est généralement comprise entre 20 et 30° à la verticale. L'angle du cône de chaque faisceau est de 2°, ce qui assure une très faible couverture entre le contact du faisceau et le lit de fleuve. Les coordonnées sont corrigées à partir des mesures enregistrées en tangage et roulis (pitch & roll) par l'ADCP, afin d'obtenir les coordonnées réelles. Chaque série de transects de l'ADCP comporte entre 69 100 points (correspondant à 8,41 hectares) et 131 963 points (correspondant à 16,24 hectares). Une première campagne de terrain autour de l'île a été réalisée en crue et la seconde en étiage. Les différences dans le nombre de points étudiés des deux campagnes sur le terrain, étaient principalement dues à la plus grande émergence de l'île fluviale, au cours de la phase d'étiage d'avril 2017.

2.8.2. Données topographiques par DGPS-RTK

Le relevé topographique dans la partie exposée de l'île fluviale a été réalisé à l'aide de deux récepteurs DGPS en mode RTK S9 Stonex (avec une précision centimétrique) dans le Système de référence WGS84. La première partie de l'acquisition consistait en l'installation d'une station de base fixe au centre de l'île, référée au système géodésique national SIRGAS-REGVEN. La phase de mesure a été réalisée en mode statique, avec une durée de 4 heures, 5 secondes pour les intervalles de capture, et 10° de coupure d'élévation. Pour le calcul, l'analyse et le traitement des données différentielles, a été utilisé avec le mode de service en ligne AUSPOS (<http://www.ga.gov.au/bin/gps.pl>). Un total de 371 points (topographie) ont été mesurés de 1 à 10 secondes en mode RTK. La ligne de base n'a pas dépassé 552 m. Pour obtenir les hauteurs orthométriques à partir des altitudes ellipsoïdales, on a utilisé le modèle Geoidal vénézuélien 2017 - VGM17 ([Acuña, 2017](#)).

2.8.3. Construction de modèles numériques de terrain

La création du modèle numérique du terrain de toute l'île se fait avec l'union des données topographiques (superficie) et du nuage de point associé à la bathymétrie (partie semi-soufflée) acquise par l'ADCP. Pour ce faire, les données X, Y, Z ont été traitées sous forme de points au format shapefile avec l'extension GDC (Geomorphic Change Detection Software) développée par (Wheaton, 2008), directement à partir du programme ArcGIS d'ESRI (<http://gcd.joewheaton.org/>). Les données sont interpolées à l'aide d'un réseau triangulaire irrégulier (TIN) appliquant la triangulation de Delaunay. Par la suite, le modèle TIN est ré-échantillonné linéairement dans une grille avec une résolution spécifique définie par l'utilisateur. Un polygone a été construit autour du nuage de points, puis utilisé comme masque dans la construction du modèle TIN, pour atténuer les effets de l'interpolation en dehors de la zone où les points ont été acquis. Une résolution de 1 m a été choisie pour les deux DEMs utilisés dans cette analyse (Figure 46).

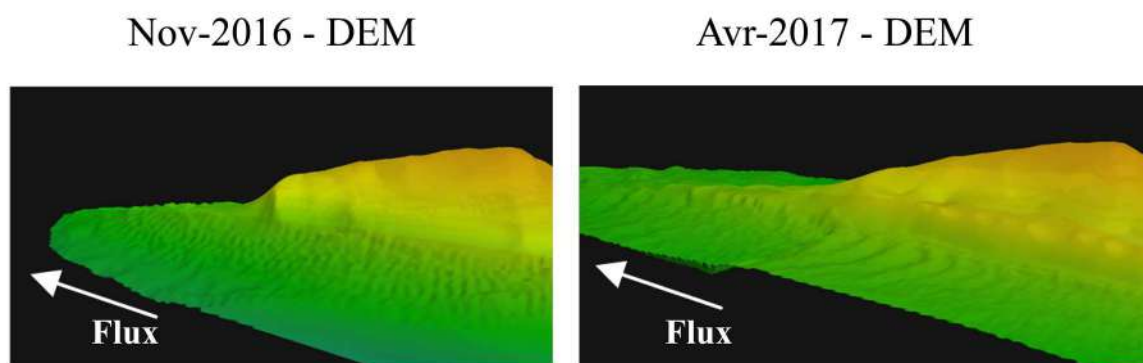


Figure 46. Modèles numériques du terrain sur une île fluviale dans le bassin inférieur du fleuve Orénoque. Le modèle de la gauche Nov-2016, a été créé pendant la période des crues, tandis que le DEM du côté droit, en Avr-2017, a été créé pendant la période des étiages. Note: la morphologie détaillée de la partie semi-soufflée, où il est possible d'apprécier la morphologie des dunes dans les deux modèles.

2.8.4. Différence de DEMs

L'application des cartes de différence de DEMs (DoD) implique la quantification du changement volumétrique entre les relevés topographiques successifs. Le principe de la technique est relativement simple, mais la distinction entre les changements

géomorphologiques réels et le bruit des relevés, exige des méthodes appropriées d'analyse des erreurs, afin d'assurer la fiabilité des DoD.

Cela est particulièrement important lorsque les DEMs ont été fusionnés avec des données acquises à l'aide de différentes techniques de relevé ou de capture, ce qui fait que l'erreur verticale est variable dans l'espace, et/ou dans le temps entre les différentes parties du DEM.

Dans le cas des modèles numériques d'élévation sous un format de grille (DEM), tant que les résolutions et les emplacements des cellules pixélisées correspondent entre elles, le changement d'élévation est en fait une soustraction directe entre les cellules correspondantes de chaque DEM. Le DoD montre les changements d'élévation. Pour convertir ces résultats en changements volumétriques, les différentes altitudes sont multipliées par la surface des cellules de la grille. L'analyse des différences entre les DEMs est réalisée à l'aide de l'extension GDC (Geomorphic Change Detection Software) du programme ArcGIS d'ESRI (Figure 47).

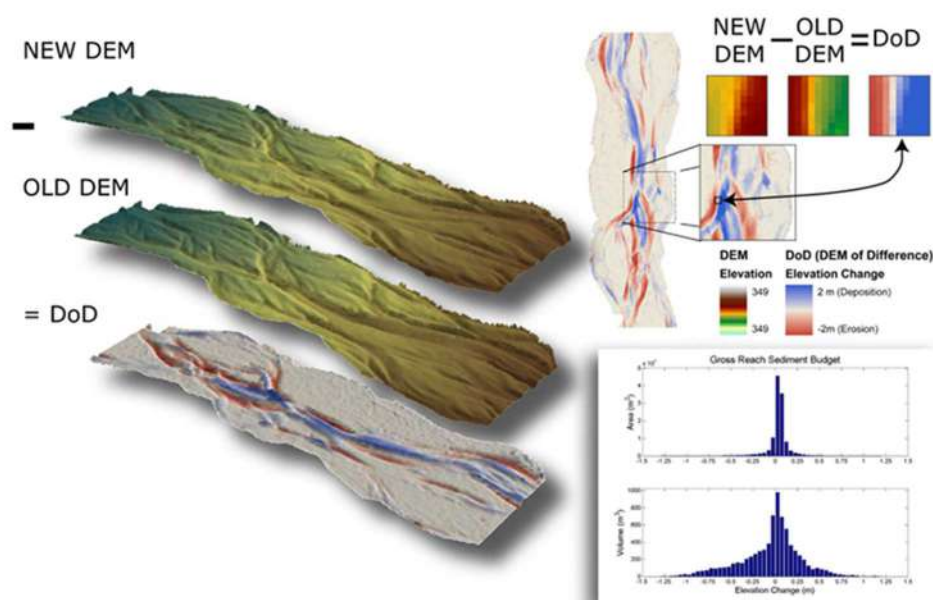


Figure 47. Schéma de la technique DoD utilisant l'extension GDC, pour la quantification du changement volumétrique entre différents modèles d'élévation numérique (modifié d'après Wheaton, 2008).

La **Figure 48** montre les conditions du régime hydrologique du fleuve Orénoque au moment de l'acquisition, pour chaque série de données, tant la topographie DGPS-RTK que les relevés bathymétriques obtenus par redondance des transects ADCP autour de l'île. On peut voir des lignes jaunes et blanches autour de l'île, correspondant à la vitesse de l'eau pour chaque période d'acquisition.

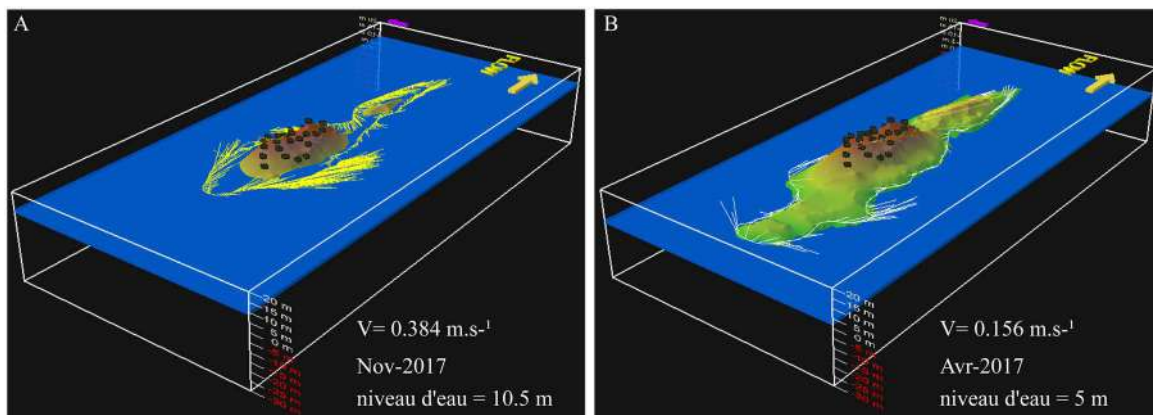


Figure 48. Illustration de l'acquisition de modèles numériques de terrain à différentes conditions du régime hydrologique. L'image (A) correspond à la période de crues en novembre-2016, et l'image (B) correspond à la période d'étiage en avril-2017. La variation volumétrique dans la zone semi-submergée est liée au charriage de fond.

2.8.5. Évaluation de l'exactitude des résultats

Les résultats du calcul des balances volumétriques sédimentaires, utilisant la technique des DoD, doivent être attentivement évalués, car ils peuvent être très sensibles à la qualité des DEM, notamment en raison d'erreurs inhérentes aux modèles de surface. Une évaluation de l'erreur de calcul sédimentaire peut être effectuée de manière simple et appropriée, à partir de la théorie de la propagation des erreurs (Williams, 2012). L'erreur combinée dans un DoD peut être expliquée par une constante δU_{DOD} , qui représente l'erreur combinée résultant de l'addition ou de la soustraction de deux DEM, $Z_{(1)}$ y $Z_{(2)}$.

Cette constante peut être estimée à partir de la racine carrée de la somme des erreurs:

$$\delta U_{\text{DOD}} = \sqrt{\delta z_{(1)}^2 + \delta z_{(2)}^2} \quad (26)$$

Où $\delta z_{(1)}$ et $\delta z_{(2)}$ représente les erreurs liées respectivement à $Z_{(1)}$ y $Z_{(2)}$. Pour appliquer le Niveau Minimum de Détection (LOD_{Min}), la valeur de δU_{DOD} est appliquée comme seuil constant par l'analyse DoD. Cette optique est conservatrice parce que seul un changement morphologique supérieur à LOD_{Min} est considéré comme fiable.

Références Bibliographiques

- Acuña, G. 2017. VGM 17, el nuevo modelo geoidal LGFS-LUZ de ultra-alta-resolución 30×30m para Venezuela y regiones vecinas. Notas de Geodesia Geométrica. Laboratorio de Geodesia Física y Satelital. Dpto. de Geodesia Superior. Escuela de Ingeniería Geodésica. Facultad de Ingeniería. La Universidad del Zulia.
- Anderson, G. P., Felde, G. W., Hoke, M. L., Ratkowski, A. J., Cooley, T. W., Chetwynd Jr, J. H., Gardner, J., Adler-Golden, S. M., Matthew, M. W., & Berk, A. 2002. MODTRAN4-based atmospheric correction algorithm: FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes). Paper presented at the AeroSense 2002.
- Attema, E., Davidson, M., Snoeij, P., Rommen, B., & Floury, N. 2009. Sentinel-1 mission overview. Paper presented at the Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2009 IEEE International, IGARSS 2009.
- Boldt, J. A., & Oberg, K. A. 2015. Validation of streamflow measurements made with M9 and RiverRay acoustic Doppler current profilers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 142(2): 04015054.
- Claverie, M., Masek, J. G., & Ju, J. 2016. Harmonized Landsat-8 Sentinel-2 (HLS) Product User's Guide.
- Clement, M., Kilsby, C., & Moore, P. 2017. Multi-temporal synthetic aperture radar flood mapping using change detection. *Journal of Flood Risk Management*.
- Chandrasekhar, S. 1960. *Transfer, Radiative*. Dover Publications New York.
- Chanson, H. 2004. *Hydraulics of open channel flow*: Butterworth-Heinemann.
- Chaudhry, F., Wu, C.-C., Liu, W., Chang, C.-I., & Plaza, A. 2006. Pixel purity index-based algorithms for endmember extraction from hyperspectral imagery. *Recent Advances in Hyperspectral Signal and Image Processing*, 37(2): 29-62.
- Chaudhry, M. H. 2008. *Open Channel Flow*.
- Chavez, P. S. 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote sensing of environment*, 24(3): 459-479.
- Danner, M., Locherer, M., Hank, T., & Richter, K. 2015. Spectral Sampling with the ASD FieldSpec 4 – Theory, Measurement, Problems, Interpretation. In G. D. S. EnMAP Field Guides Technical Report (Ed.): 20: GFZ.
- Dilligeard, É. 1997. Télédétection des eaux du cas II: caractérisation des sédiments marins.
- Dinehart, R., & Burau, J. 2005. Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river. *Journal of hydrology*, 314(1): 1-21.
- Doppler, C. 1842. Über das farbige Licht der Doppelsterne und einiger anderer Gestirne des Himmels: Calve.

- 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(1): 149-161.
- ESA. 2013. Sentinel-1 User Handbook. In E. S. A. (ESA) (Ed.): 80.
- Espinoza Villar, R. 2013. Suivi de la dynamique spatiale et temporelle des flux sédimentaires dans le bassin de l'Amazonie à partir d'images satellite. Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- 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'Amazonie. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1): 143-153.
- Gallay, M. 2017. Etude de la dynamique hydro-sédimentaire de fleuves tropicaux : le cas du Maroni, de l'Oyapock et de l'Orénoque. Unpublished Thèse de Doctorat Université de la Guyane.
- Guyot, J. L., Filizola, N., Guimaraes, V., & Johnson, A. 1998. Amazon suspended sediment yield measurements using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP): first results. *IAHS PUBLICATION*: 109-116.
- Guyot, J. L., Filizola, N., Laraque, A., & Seyler, P. 1999. La variabilité saisonnière des flux sédimentaires dans le bassin de l'Amazonie. Paper presented at the Conference on Hydrological and Geochemical Processes in Large-scale River Basins, Manaus, Brazil.
- Hach. 2004. Turbidímetro Portátil Modelo 2100P - Manual del instrumento. In H. Company (Ed.): 1-80.
- Henderson, F. 1966. *M. 1966 Open Channel Flow*. Macmillan Publishing Co. Inc., New York, ISBN-10, 23535105: 250-252.
- Hovis, W., & Leung, K. 1977. Remote sensing of ocean color. *Optical Engineering*, 16(2): 162-158.
- Irons, J. R., Dwyer, J. L., & Barsi, J. A. 2012. The next Landsat satellite: The Landsat data continuity mission. *Remote Sensing of Environment*, 122: 11-21.
- Kitchener, B. G., Wainwright, J., & Parsons, A. J. 2017. A review of the principles of turbidity measurement. *Progress in Physical Geography*, 41(5): 620-642.
- Kostaschuk, R., Best, J., Villard, P., Peakall, J., & Franklin, M. 2005. Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler. *Geomorphology*, 68(1): 25-37.
- Kruse, F., Lefkoff, A., Boardman, J., Heidebrecht, K., Shapiro, A., Barloon, P., & Goetz, A. 1993. The spectral image processing system (SIPS)—interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote sensing of environment*, 44(2): 145-163.
- Lane, S. N., Bradbrook, K., Richards, K., Biron, P., & Roy, A. 2000. Secondary circulation cells in river channel confluences: measurement artefacts or coherent flow structures? *Hydrological Processes*, 14(11-12): 2047-2071.
- Laraque, A., Castellanos, B., Steiger, J., López, J. L., Pandi, A., Rodriguez, M., Rosales, J., Adèle, G., Perez, J., & Lagane, C. 2013. A comparison of the suspended and dissolved matter dynamics of two large inter-tropical rivers draining into the Atlantic Ocean: the Congo and the Orinoco. *Hydrological Processes*, 27(15): 2153-2170.

- Leyland, J., Hackney, C. R., Darby, S. E., Parsons, D. R., Best, J. L., Nicholas, A. P., Aalto, R., & Lague, D. 2017. Extreme flood-driven fluvial bank erosion and sediment loads: direct process measurements using integrated Mobile Laser Scanning (MLS) and hydro-acoustic techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(2): 334-346.
- Liu, C. 2016. Analysis of Sentinel-1 SAR data for mapping standing water in the Twente region.
- Marsden, R., Gast, J., & Dumville, F. 2011. RiverRay ADCP: Performance of a shallow water phased array ADCP. Paper presented at the Current, Waves and Turbulence Measurements (CWTM), 2011 IEEE/OES 10th.
- Mishra, D. R., Ogashawara, I., & Gitelson, A. A. 2017. *Bio-optical Modeling and Remote Sensing of Inland Waters*: Elsevier.
- Mobley, C., Boss, E., & Roesler, C. 2010. *Ocean optics web book*.
- Mobley, C. D. 1994. *Light and water: radiative transfer in natural waters*: Academic press.
- Mobley, C. D. 1999. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Applied Optics*, 38(36): 7442-7455.
- Morel, A. 2001. *Bio-optical models*. Villefranche-sur-mer, France: Academic Press.
- Mueller, D. S., Wagner, C. R., Rehm, M. S., Oberg, K. A., & Rainville, F. 2009. *Measuring discharge with acoustic Doppler current profilers from a moving boat*: US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Parsons, D., Jackson, P., Czuba, J., Engel, F., Rhoads, B., Oberg, K., Best, J., Mueller, D., Johnson, K., & Riley, J. 2013. Velocity Mapping Toolbox (VMT): a processing and visualization suite for moving-vessel ADCP measurements. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(11): 1244-1260.
- Preisendorfer, R. W. 1976. *Hydrologic Optics. Volume 5. Properties*: Honolulu: US Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory.
- Remón, A., Sánchez, S., Bernabé, S., Quintana-Ortí, E. S., & Plaza, A. 2013. Performance versus energy consumption of hyperspectral unmixing algorithms on multi-core platforms. *EURASIP Journal on Advances in Signal Processing*, 2013(1): 68.
- Rhoads, B. L., & Kenworthy, S. T. 1999. On secondary circulation, helical motion and Rozovskii-based analysis of time-averaged two-dimensional velocity fields at confluences. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24(4): 369-375.
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M., Painter, T., Dangel, S., & Martonchik, J. 2006. Reflectance quantities in optical remote sensing—Definitions and case studies. *Remote sensing of environment*, 103(1): 27-42.
- Shugar, D. H., Kostaschuk, R. A. Y., Best, J. L., Parsons, D. R., Lane, S. N., Orfeo, O., & Hardy, R. J. 2010. On the relationship between flow and suspended sediment transport over the crest of a sand dune, Río Paraná, Argentina. *Sedimentology*, 57(1): 252-272.
- Sime, L. C., Ferguson, R. I., & Church, M. 2007. Estimating shear stress from moving boat acoustic Doppler velocity measurements in a large gravel bed river. *Water Resources Research*, 43(3).
- Smith, R. B. 2006. *Introduction to hyperspectral imaging*. Microimages. Retrieved on June, 30: 2008.

- Somers, B., Asner, G. P., Tits, L., & Coppin, P. 2011. Endmember variability in spectral mixture analysis: A review. *Remote Sensing of Environment*, 115(7): 1603-1616.
- Sterckx, S., Knaeps, E., & Ruddick, K. 2011. Detection and correction of adjacency effects in hyperspectral airborne data of coastal and inland waters: the use of the near infrared similarity spectrum. *International Journal of remote sensing*, 32(21): 6479-6505.
- Sylla, D. 2014. Fusion de données provenant de différents capteurs satellitaires pour le suivi de la qualité de l'eau en zones côtières. Application au littoral de la région PACA. Toulon.
- Szupiany, R. N., Amsler, M. L., Parsons, D. R., & Best, J. L. 2009. Morphology, flow structure, and suspended bed sediment transport at two large braid-bar confluences. *Water Resources Research*, 45(5).
- Torres, R., Snoeij, P., Geudtner, D., Bibby, D., Davidson, M., Attema, E., Potin, P., Rommen, B., Floury, N., & Brown, M. 2012. GMES Sentinel-1 mission. *Remote Sensing of Environment*, 120: 9-24.
- TRDI. 2009. RiverRay ADCP - For Moving Boat Discharge Measurement: 1-3: Teledyne RD Instruments.
- USGS. 2015. U.S. Geological Survey Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, 2015-07-02, L8 OLI/TIRS - Landsat Surface Reflectance: USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center: Sioux Falls, South Dakota, USA, http://landsat.usgs.gov/documents/Provisional_Landsat_8_SURFACE_REFLECTANCE_EE.pdf.
- Vanhellemont, Q., & Ruddick, K. 2014. Turbid wakes associated with offshore wind turbines observed with Landsat 8. *Remote Sensing of Environment*, 145: 105-115.
- Vauchel, P. 2007. Derniers développements du logiciel hydraccess. *IRD*, 30: 247-251.
- 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.
- Wheaton, J. M. 2008. Uncertainty in morphological sediment budgeting of rivers. Unpublished PhD, University of Southampton, Southampton, 412.
- Williams, R. 2012. DEMs of difference. *Geomorphological Techniques*, 2(3.2).
- Yepez, S., Laraque, A., Martinez, J.-M., De Sa, J., Carrera, J. M., Castellanos, B., Gallay, M., & Lopez, J. L. 2018. Retrieval of suspended sediment concentrations using Landsat-8 OLI satellite images in the Orinoco River (Venezuela). *Comptes Rendus Geoscience*, 350: 20-30.
- Yu, X., & Gordon, L. 1995. 38 kHz broadband phased array acoustic Doppler current profiler. Paper presented at the Current Measurement, 1995., Proceedings of the IEEE Fifth Working Conference on.
- Zanter, K. 2015. Landsat 8 (L8) data users handbook. Survey, Department of the Interior US Geological.

Publication I

Estimations des concentrations de sédiments en suspension transitant dans le bas cours d'Orénoque, à partir de mesures *in-situ* et d'images satellites Landsat-8 (OLI)

**RETRIEVAL OF SUSPENDED SEDIMENT CONCENTRATIONS
USING LANDSAT-8 OLI SATELLITE IMAGES IN THE ORINOCO RIVER
(VENEZUELA)**

COMPTES RENDUS GEOSCIENCE

Volume 350, Issues 1–2, January–February 2018, Pages 20-30

Reçu le : 15-08-2016

Accepté le : 26-09-2017

Santiago Yepez ^{a, b, *}, Alain Laraque ^a, Jean-Michel Martinez ^a, Jose De Sa ^b,
Juan Manuel Carrera ^d, Bartolo Castellanos ^c, Marjorie Gallay ^c, Jose L. Lopez ^c

^a GET, UMR5563, CNRS / IRD / Université Toulouse 3, 14 Avenue Edouard Belin, 31400
Toulouse, France

^b CPDI, Fundación Instituto de Ingeniería (FIIIDT), Estado Miranda 1040-A, Venezuela

^c IMF - UCV Instituto de Mecánica de Fluidos, Caracas 1041-A, Venezuela

^d COEA, Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC), Caracas 1020-A,
Venezuela

^e UG - Université Guyane, Cayenne (Guyane Française)

*Corresponding author tel.: +33 (0) 6.03.54.54.48

E-mail address: santiago.yepez@get.omp.eu or syepez14@gmail.com

3.1. Résumé

Cette étude se concentre sur le développement d'une méthodologie détaillée pour l'estimation des sédiments en suspension dans le bassin inférieur de l'Orénoque. L'interaction de la lumière avec des particules en suspension produit un signal sur la Réflectance de l'eau, qui peut être détecté en utilisant des techniques de spectrométrie d'image. 81 scènes OLI Landsat-8 ont été acquises entre 2013 et 2015, aussi des mesures de la concentration de matière en suspension (MES) ont été réalisées *in situ*, dans la station hydrologique principale de Ciudad Bolívar, au Venezuela. Cette station de mesure, surveille une zone en amont, correspondant à 89% du bassin versant total, dont le débit moyen annuel est de $33.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Pour étudier la variabilité spatio-temporelle de la MES, il a été nécessaire de documenter les variations des propriétés optiques des eaux turbides de l'Orénoque, par rapport au régime hydrologique. 96 mesures de Réflectance de télédétection (R_{sr}) ont été mesurées à l'aide de spectro-radiomètres de terrain (ASD FieldSpec 3 et 4). Pour limiter les effets des facteurs externes, toutes les mesures radiométriques ont été effectuées dans le cadre de la géométrie de vision définie par Mobley (1999), dans des conditions de vent faible ($4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), de ciel clair et dans des valeurs d'angle zénithal solaire entre 0 et 30° . Ces mesures correspondent à différents niveaux d'eau, en tenant compte des variations saisonnières, des conditions de luminosité, des aérosols et de la géométrie d'acquisition. De plus, ces signatures spectrales ont été mesurées simultanément avec l'acquisition d'images du satellite L-8, et ont servi de référence pour mesurer le rendement de trois modèles de correction atmosphérique.

Les images OLI Landsat-8 sont affectées par l'absorption et la dispersion des molécules de gaz et des particules dans l'atmosphère. Corriger ou atténuer ces distorsions atmosphériques dans le signal de Réflectance est une étape indispensable, car il est essentiel d'estimer correctement la Réflectance qui interagit avec l'eau, ceci étant la base des estimations de paramètres biophysiques tels que la MES.

Trois types de modèles de correction atmosphérique ont été évalués pour corriger les images OLI Landsat-8 : DOS (Dark Object Subtraction), FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes) et L8SR (Landsat 8 Surface Reflectance). Pour cela, les mesures de Réflectance ont été utilisées comme référence du comportement spectral réel de l'eau, à différentes périodes du régime hydrologique. La correction atmosphérique la plus performante est la méthode L8SR, générée par l'USGS (U.S. Geological Survey). De plus, cette méthode de correction atmosphérique fournit une bande "sr_cloud", qui classe les distorsions des aérosols durant l'acquisition d'images. Avec cette information, il est possible de masquer les images, et tous leur pixels altérés par les distorsions atmosphériques, qui pourraient affecter la performance des modèles d'inversion de la MES.

La Réflectance de surface a été comparée à l'échantillonnage mensuel de l'eau, pour calibrer un modèle de récupération de MES, en utilisant le rééchantillonnage par bootstrapping. Un modèle de régression linéaire, basé sur la Réflectance de la surface aux longueurs d'onde proche de l'infrarouge (NIR), a montré la meilleure performance : $R^2 = 0,92$ ($N = 27$) pour la plage de MES (18 à 203 mg.l^{-1}) mesurée à cette station, pendant la période d'étude.

Pour le processus de validation, le rendement du modèle d'inversion de la MES, a été analysé à l'aide de nouvelles séries temporelles d'images OLI Landsat-8 et de données de MES *in situ* (données indépendantes) couvrant l'ensemble de l'année 2016. L'algorithme de récupération de MES a fait état d'un relevé, avec un pourcentage d'erreur de 19,8 % et une RMSE 12.8 mg.l^{-1} . Ces résultats ont confirmé la robustesse du modèle, pour une ample gamme dynamique.

Des cartes de distribution de MES ont été obtenues à partir d'images satellitaires pour analyser les processus hydrosédimentaires en surface. Ces cartes ont permis de reconnaître les modèles associés au mélange de sédiments en suspension, qui sont principalement favorisés par la géomorphologie liée aux rétrécissements et expansions des chenaux. La géomorphologie a permis également d'homogénéiser les sédiments dans ce secteur, ce qui facilite l'estimation des flux hydrosédimentaires provenant des données de télédétection.

Cet aspect de la représentativité de la matière en suspension dans la section, et du mélange de sédiments, sera abordé en profondeur dans le chapitre §4.

Cette méthode offre une approche nouvelle et simple pour estimer les MES le long du cours inférieur de l'Orénoque, et démontre la faisabilité et la fiabilité des images du capteur OLI Landsat-8, pour cartographier la variabilité spatio-temporelle du transport des sédiments dans les grands fleuves.



Hydrology, Environment

Retrieval of suspended sediment concentrations using Landsat-8 OLI satellite images in the Orinoco River (Venezuela)

Santiago Yepez^{a,b,*}, Alain Laraque^a, Jean-Michel Martinez^a, Jose De Sa^b,
Juan Manuel Carrera^d, Bartolo Castellanos^c, Marjorie Gallay^e, Jose L. Lopez^c

^a GET, UMR5563, CNRS/IRD/Université Toulouse-3, 14, avenue Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France

^b CPDI, Fundación Instituto de Ingeniería (FIIIDT), 1040-A Estado Miranda, Venezuela

^c IMF-UCV Instituto de Mecánica de Fluidos, 1040-A Caracas, Venezuela

^d COEA, Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC), 1020-A Caracas, Venezuela

^e UG-Université de Guyane, Cayenne, French Guiana

ARTICLE INFO

Article history:

Received 15 August 2016

Accepted after revision 26 September 2017

Available online 20 December 2017

Handled by François Chabaux

Keywords:

Suspended sediment concentration

Funnel effect

Surface Reflectance

Landsat-8

Atmospheric correction

Orinoco River

L8SR

ABSTRACT

In this study, 81 Landsat-8 scenes acquired from 2013 to 2015 were used to estimate the suspended sediment concentration (SSC) in the Orinoco River at its main hydrological station at Ciudad Bolívar, Venezuela. This gauging station monitors an upstream area corresponding to 89% of the total catchment area where the mean discharge is of $33,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. SSC spatial and temporal variabilities were analyzed in relation to the hydrological cycle and to local geomorphological characteristics of the river mainstream. Three types of atmospheric correction models were evaluated to correct the Landsat-8 images: DOS, FLAASH, and L8SR. Surface reflectance was compared with monthly water sampling to calibrate a SSC retrieval model using a bootstrapping resampling. A regression model based on surface reflectance at the Near-Infrared wavelengths showed the best performance: $R^2 = 0.92$ ($N = 27$) for the whole range of SSC (18 to $203 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) measured at this station during the studied period. The method offers a simple new approach to estimate the SSC along the lower Orinoco River and demonstrates the feasibility and reliability of remote sensing images to map the spatiotemporal variability in sediment transport over large rivers.

© 2017 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

1. Introduction

The Orinoco River is an important water way that will be of great significance for the development of the Orinoco Oil Belt (the region with the major proven oil reserves on the planet). Nowadays, there is a critical need to

strengthen our understanding of the hydro-sedimentary behavior and of the fluvial morphology in the lower stretch of the Orinoco River to support the dredging projects and to ensure the navigability towards the Atlantic Ocean.

The Orinoco River is the third largest river of the world, after the Amazon and Congo in terms of discharge of water to the oceans with $37,600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Laraque et al., 2013). The specific discharge of the Orinoco River to the ocean is around $37.6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$, among the highest ones for large rivers with catchment larger than one million square kilometers or more. This value corresponds to more than

* Corresponding author at: GET, UMR5563, CNRS/IRD/Université Toulouse-3, 14, avenue Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France.

E-mail addresses: santiago.yepez@get.omp.eu, syepez14@gmail.com (S. Yepez).

three times the value of specific discharge ($11.6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$) of the Congo River (Laraque et al., 2013), and even has a value higher in order of magnitude ($34.6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$) than that reported for the Amazon River (Callède et al., 2010).

For large catchments such as the Orinoco River basin, it is difficult and costly to develop *in situ* studies related to sediment flux. However, in recent decades, new technologies based on remote sensing have been increasingly used to obtain accurate spatiotemporal information of water quality. It has been demonstrated that suspended sediments increase the reflected light from the water surface in the visible (VIS) and near-infrared (NIR) part of the electromagnetic spectrum (Aranuvachapun and LeBlond, 1981; Doxaran et al., 2002; Froidefond et al., 1991; Islam et al., 2001; Liew et al., 2003; Lobo et al., 2015; Ma and Dai, 2005; Mertes et al., 1993; Ritchie and Cooper, 1988; Ritchie et al., 1987, 1990; Shi et al., 2015; Wang et al., 2009; Watanabe et al., 2015; Wu et al., 2015; Zhou et al., 2006), making the satellite images an essential tool to study the variability of the SSC in fluvial systems, in particular in large rivers.

Among the investigations of imaging and field spectroscopy in large river basins, where relations were established between *in situ* SSC and reflectance for inland waters (turbid waters), those by Espinoza Villar et al., 2013 and Martinez et al., 2015 were notable for their broad, regional scale and the fact that they characterize with great precision the optical properties of inland waters. The analysis of field radiometric measurements of the remote sensing reflectance and of time series of satellites images (MODIS satellite imagery) allows us to conclude that there exists a relationship with SSC that was sufficiently robust to be used for the accurate monitoring of surface-suspended sediment discharge in the largest river of the world (Martinez et al., 2015). Park and Latrubesse, 2014, carried out another important reference investigation, where they concluded that this type of model is a tool that can be applied to characterize the suspended sediment distribution patterns at a suitable resolution, not just in the Amazon River, but even in other complex and dynamic branches of other large rivers.

Since 2013, a new satellite of the Landsat series is available, called Landsat-8 OLI, which was designed with similar characteristics to Landsat-5 and Landsat-7 ETM⁺ sensors in terms of spatial resolution. This feature of the OLI images offers a great advantage over previous global ocean color imagers, such as MODIS satellite imagery, providing a much higher spatial resolution that allows resolving the fine-scale distribution of suspended sediments and bio-optical water constituents in coastal and estuarine environments (Concha and Schott, 2014; Franz et al., 2015). Additionally, OLI has the required spectral bands and sufficient radiometric performance to support the standard atmospheric correction approach used for NASA's global ocean color missions, including determination and removal of aerosol contributions based on realistic aerosol models (Franz et al., 2015).

In this paper, we analyze the variability of remote sensing reflectance as a function of the concentration of suspended sediment on the water surface of the Orinoco River at Ciudad Bolívar station. This station is marked by a

“funnel effect”, which homogenizes the SSC (Laraque et al., 2013), facilitating the analysis with remote sensing technologies. There exists a significant body of work that have developed statistical relationships (algorithms) between SSC and the radiance or reflectance for a specific date or site. This research study intends to build an inversion algorithm to estimate suspended sediments in the Orinoco River, without limiting itself to any particular region or to any specific time interval.

Based on the above considerations, an assessment of three types of atmospheric correction models to correct OLI scenes was developed. The three methods were: Dark Object Subtraction (Chavez, 1996), Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Hypercubes (FLAASH) (Anderson et al., 2002) and the new product provisional Landsat-8 (L8SR) “Surface Reflectance” (USGS, 2015), recently developed for the U.S. Geological Survey (USGS). These algorithms were evaluated to establish the best model to mitigate the atmospheric contribution over the Landsat-8 scenes.

This study seeks to reveal and quantify the seasonal changes in the SSC pattern caused by environmental factors and geomorphologic controls, and attempts to clarify their relationships. We used remote sensing data from Landsat-8 satellite over a 2.5-year period (2013–2015) with the following three objectives:

- to evaluate three methods of atmospheric correction to establish the best model to mitigate the atmospheric contribution over the Landsat-8 scenes;
- to develop a model, based on the Landsat-8 OLI images, that addresses seasonal differences and atmospheric corrections to estimate SSC in the lower Orinoco River with extreme variation;
- to provide spatial information of SSC through remote sensing technologies and understand its relationship to environmental factors and geomorphologic controls over the main channel characterized by an alternation of contraction and expansion zones.

2. Overview of the Orinoco basin

The Orinoco basin is located in the Northern Hemisphere, specifically in the northern region of South America, between 2° and 10° N and 75° and 61° W, where 70% of its basin area lies in Venezuela and 30% in Colombia (Fig. 1). The basin is divided in three major geographic zones: (i) the Andes and Caribbean Coastal Ranges, where most of the suspended sediment is generated; (ii) the lowlands and floodplain, locally named “Llanos”, which are crossed by all major tributaries coming from the Andes, and (iii) the Precambrian Guiana Shield, which is drained essentially by black waters with very low suspended sediment content (Depetris and Paolini, 1991; Lewis and Saunders, 1984, 1989; López and Perez-Hernandez, 1999; Paolini et al., 1987; Warne et al., 2002).

The study site, which is the focus of the present research, is located in the main gauging station at Ciudad Bolívar. The mean annual discharge is around

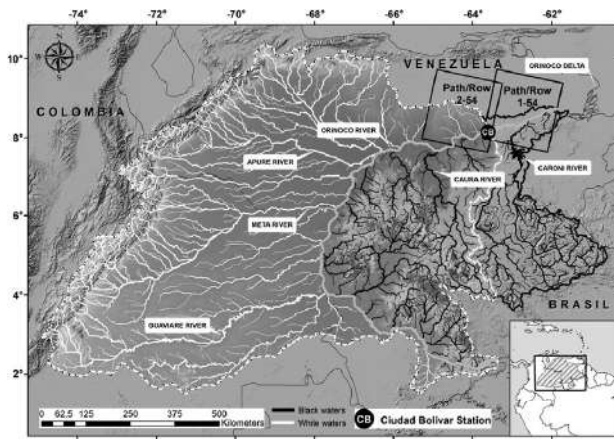


Fig. 1. Catchment area of the Orinoco River, representing the principal tributaries and spatial coverage of the Landsat-8 OLI scenes in the lowest part of the basin (path/row: 1-54 and 2-54). The gauging station Ciudad Bolívar (CB) drains 89% of the catchment area.

$33,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (average during the 1926–2015 period in this study). This station drains 89% of the total catchment area of the Orinoco River, which corresponds to $819,252 \text{ km}^2$ according to the watershed analysis combined with GIS techniques on the Digital Elevation Model-SRTM (Farr et al., 2007).

3. Methods

3.1. Available data

3.1.1. Water discharge and suspended-sediment concentration data

Daily water stage records and discharges are available at Ciudad Bolívar gauging station (Fig. 2) since 1926, which has been registered by the Venezuelan Hydrological National Service (INAMEH) and by the Central University of Venezuela (UCV), using traditional gauging techniques with current meters before 2010 and Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) thereafter. The hydrological cycle of the lower Orinoco at Ciudad Bolívar is characterized by a unimodal regime with high flows between August and September, and low flows between February and March. The sedimentological cycle is bimodal, as displayed in

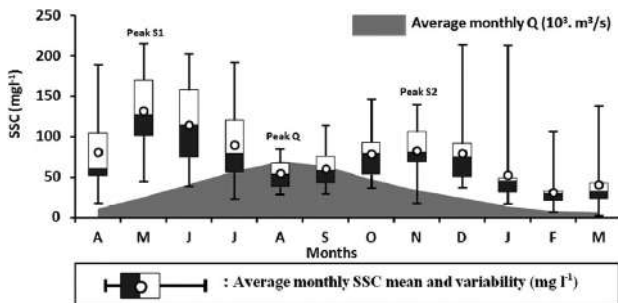


Fig. 2. Mean monthly discharge (gray area) and average monthly suspended-sediment concentration (white dots) between 2007 and 2015 at the Ciudad Bolívar station. The box plots (white/black) indicate the variability of SSC derived from samples collected by the HYBAM observation service.

Fig. 2, marked by two SSC peaks respectively, before and after the maximum water discharge peak. This singularity was explained and commented on by Laraque et al. (2013), where the authors observed that, during the hydrological cycle of the Orinoco River, the presence of hysteresis between discharge and SSC and the two peaks of SSC (Fig. 2) invalidates the use of relations ($\text{SSC} = f(Q)$) to calculate the sediment discharge.

The HYBAM observation service (<http://www.so-hybam.org/index.php/eng/Data>) collected 266 surface water samples each 10 days for SSC determination between January 2007 and December 2015 at the Ciudad Bolívar gauging station ($8^\circ 9' 1.79'' \text{ N}$, $63^\circ 32' 25.26'' \text{ W}$, 8 m a.s.l.) from which 33 were acquired after June 2013. It is on this date that Landsat-8 satellite began operating.

A second set of 15 SSC data (*in situ*) were used to test the SSC retrieval model. The data retrieved from the HYBAM sampling at the Ciudad Bolívar station coincides with the acquisition of OLI cloud-free images during the year 2016. The data is independent of that used to build the SSC retrieval model.

3.1.2. Landsat-8 OLI data

Landsat-8 (L-8) was launched on February 11, 2013 and normal operations commenced on May 30, 2013. This satellite has a ground track repeat cycle of 16 days, which crosses the equator at 10:00 a.m. The Operational Land Imager (OLI) on L-8 is a nine-band push broom scanner with a swath width of 185 km and eight channels at 30 m, and one panchromatic channel at 15 m spatial resolution. Compared to the Thematic Mapper (L4-5/TM) and the Enhanced Thematic Mapper Plus (L-7/ETM+) previous Landsat missions, L-8/OLI offers higher signal-to-noise ratios (SNR)—mainly because of longer integration times on the push broom scanner—and an improved quantization (12 bits instead of 8 bits for radiometric digitization). This new sensor shows great potential, in terms of radiometric and spatial accuracy for monitoring turbid waters (Case 2) (Gerace et al., 2013).

The Ciudad Bolívar station is located at the overlap of Landsat-8 frames (path/row: 1/54–2/54, with an overlapping of approximately $\sim 22 \text{ km}$). This situation results in an increased revisit frequency of 3–4 images per month instead of 1 or 2 per month (Fig. 1). After a preliminary analysis of the 81 images without cloud cover, 27 scenes were selected. We examined the correspondence of 27 *in situ* SSC (HYBAM dataset) with their corresponding satellite images to derive empirical relationships between SSC ($\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$) and reflectance in both path/row at the Ciudad Bolívar station.

The foundation of remote sensing approach for SSC estimation is that the amount of sediment in water directly affects the reflectance of solar radiation in the VIS and NIR portions of the spectrum. We decided to evaluate only the VIS and NIR bands of Landsat-8 OLI (Band 1—coastal/aerosol: 433–453 nm, Band 2—blue: 450–515 nm, Band 3—green: 525–600 nm, Band 4—red: 630–680 nm and Band 5—NIR: 845–885 nm). Shortwave infrared (SWIR) bands were excluded from this analysis.

In reference to the validation section, 15 new OLI images from January 19, 2016 to December 10, 2016 were

used to extract surface reflectance values at the Ciudad Bolívar station. Subsequently, the SSC retrieval model (Eq. (1)) was applied to predict the 15 SSC values. These measures were used to assess the algorithm's performance and product uncertainties at the pixel level.

3.2. Spatial-temporal representativeness of SSC sampling on the study section

A total of 33 samples from June 2013 to December 2015 (HYBAM dataset) were collected monthly at the river water surface in the middle of the channel at the Ciudad Bolívar station. Out of 33 samples, only 27 were realized during Landsat-8 acquisition day or very close to. The 500-ml water samples were transported to the laboratory and filtered using 0.45- μm cellulose acetate filters to assess the SSC. After filtration, the filters are dried for 24 h at 60 °C and weighed. SSC is computed as the difference between the weights of the filter after and before filtration divided by the volume of water collected (Martínez et al., 2015).

Ten-river sediment discharge assessments were realized from 2007 to 2010 using the sampling protocol (Filizola and Guyot, 2004), which uses a point sampler at various depths in selected vertical profiles within the sampling transect. Based on a larger dataset of sediment discharge measurements acquired at the same station, Laraque et al. (2013) demonstrate that one sample taken close to the water's surface in the middle of the transect is representative of the average SSC across the whole of the river's reach. According to Laraque et al. (2013), this particular situation was also reported by other authors (López and Pérez-Hernández, 1999; Meade, 1994; Mora, 2011), and can be explained by the fluvial geomorphology affecting the course of the river upstream (presence of closed meanders, a tectonic threshold, fluvial islands, etc.), which generates rapid and strong vortexes in the river's reach, dominated by a "funnel effect". Indeed, the width of the channel changes rapidly from 8 km to 1 km upstream in the Ciudad Bolívar "estrecho", inducing a SSC homogenization in the water column, which is dominated by a rate fine distribution with a particle size distribution $D_{50} = 8$ to 10 μm (Laraque et al., 2014).

3.3. Processing of Landsat-8 OLI data

3.3.1. Atmospheric correction evaluation

In this study, we compared three types of atmospheric correction models aiming at producing surface reflectance from radiance L-8 OLI images. For this assessment, we used two field spectroradiometers (ASD Field Spec 3 & 4 model) to collect remote sensing reflectance data on the river's surface in May, August, and November 2014 near the Ciudad Bolívar station. To limit the effects of the external factors, all radiometric measurements were acquired within the viewing geometry defined by Mobley (1999) under low-wind conditions ($0\text{--}4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), clear-sky conditions and sun zenith angle values ranging from 0 to 30°. These measurements correspond to different water stages, considering seasonal changes, lighting conditions, aerosol, acquisition geometry, among others. Additionally, these spectral profiles were measured simultaneously to the L-8

satellite acquisition, and were used as a reference to benchmark the performance of the three atmospheric correction models:

- the first method is the Dark Object Subtraction, which removes the effects of atmospheric scattering from an image by subtracting the darkest pixel value that represents a background signature from each band. This value can be the band minimum, an average based upon a region of interest (ROI), or a fixed value (Chavez, 1988, 1996);
- the second method is the Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes (FLAASH). The algorithm derives its first-principles physics-based calculations from the MODTRAN4 radiative transfer code (Anderson et al., 2002). The main objective of FLAASH is to eliminate the atmospheric effects caused by molecular and particulate scattering and absorption from the "radiance-at-detector" measurements to retrieve "reflectance-at-surface" values (Felde et al., 2003);
- the third method is the L8SR (Landsat 8 Surface Reflectance) algorithm, which is distributed by the USGS (USGS, 2015).

The comparison of these three methods is illustrated in Fig. 3; due to editorial constraints, only the analysis for August 2014 was displayed and described in the Supplementary Material.

For evaluating the results obtained for each algorithm, a multispectral analysis has been developed. The spectra obtained in the L-8 scenes (for each method) are compared with the *in situ* spectral profiles that were acquired at the same time as the L-8 scenes. For this comparison, only the first five bands of the images L-8 were processed (Fig. 3). This was due to the fact that the bands from VIS and NIR are the bands most sensitive to SSC changes in water surface. The scatter plots have been generated between each method, as well as the calculation of the Root Mean Square Error (RMSE), which is taken as an indicator of the accuracy, the correlation (R^2) and the mean difference between the pixels of the images processed with the values of spectral profiles for each spectral range (simulation of the five spectral bands of L-8).

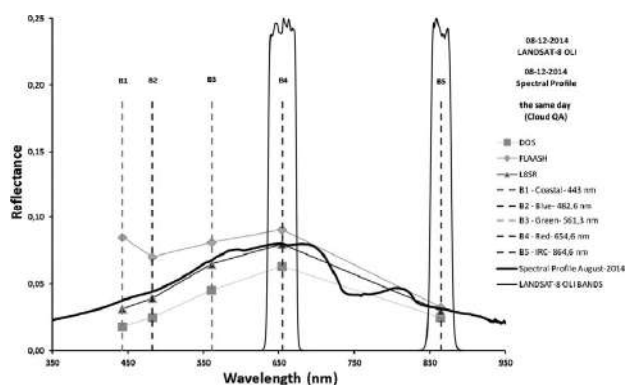


Fig. 3. Spectral profile of water surface (black line) with the comparison of Landsat-8 image corrected by means of the three algorithms DOS (grey square), FLAASH (grey rhombus), and L8SR (grey triangle).

stages were used to map the SSC distribution. For each image, we used GIS techniques and supervised the classification using the Spectral Angle Mapper (SAM) method (Kruse et al., 1993) to extract water bodies from the river. We subsequently applied the regression relation algorithm to estimate SSC from reflectance for each pixel of the water bodies.

Finally, a validation of the results of estimated SSC was realized, using a comparison with observed SSC data from diverse sampling at Ciudad Bolivar during the year 2016.

4. Results and discussion

4.1. Atmospheric correction results

The accuracy of each atmospheric correction method was assessed using the reflectance's spectra collected during the August 2014 fieldwork as a reference (Table SM1). For this analysis, the field reflectance spectra were resampled using the spectral response functions available for the L-8 images and for the bands B1 → B5.

The RMSE for L8SR algorithm was 0.004 (sr^{-1}), being reported as the most precise reflectance estimation with regards to the values obtained from *in situ* spectral signatures. On the other hand, reflectance that was processed with DOS algorithm showed a RMSE much smaller than the FLAASH algorithm, when evaluating the overall average of the five bands. However, if we analyze the results in detail band by band, it is possible to appreciate that the values for the bands Red and NIR reported in FLAASH model correspond much more closely to the true values calculated from the spectral profile (August 2014), in comparison with the DOS model.

We can conclude that the first option to correct the images atmospherically is the L8SR produced by USGS. However, it is important to consider that this algorithm does not work properly, in scenes with solar zenith angle greater than 72° (USGS, 2015). A second option is to use the FLAASH algorithm. There are, however, many factors that must be considered. For example, the first bands may be

affected by an overestimation of the aerosols and other atmospheric contributions to the total reflectance. Finally, we can affirm that the accuracy of the DOS method is lower than the physical-based correction, but however is very useful when no atmospheric measurements are available.

4.2. SSC retrieval model

Fig. 5 shows the results of the variation of the surface reflectance as a function of SSC for 27 different dates for the red channel (left), near-infrared (NIR) channel (center), and for the NIR/red ratio (right). The best retrieval algorithm for SSC was found empirically by deriving a regression model for all possible bands and band ratio combinations, and then selecting the algorithm with the highest R^2 .

NIR reflectance showed the best performance and bootstrapping resampling technique that was used to calculate the retrieval model robustly. We made use of the bootstrapping procedure described by Carboneau (2005) and Wang et al. (2009), called Jackknife procedure, which was introduced by Tukey (1958). Using this procedure, which consisted in creating new datasets by removing alternatively one sample from the initial dataset. For each new dataset, the slope and intercept of the linear retrieval model was calculated using least square regression and then used to estimate the SSC of the excluded sample (the estimated SSC value was obtained from the reflectance value). We returned the excluded sample to the original dataset, and repeated the process by excluding the next sample from the model. This process was repeated by excluding all the samples in the calibration table, one by one, resulting in a series of 27 slope values, intercept values, R^2 values, and estimated SSC values.

The calibration curve (Fig. 6A) was then taken as the mean of slope and intercept with goodness-of-fit as given by mean of the R^2 values, as follows:

$$\text{SSC} = 1.35512 \times (\rho_{w5 \times 1000}) - 2.9385 \quad (1)$$

$(R^2 = 0.92, n = 27; \text{SSC in } \text{mg} \cdot \text{l}^{-1}; \rho_{w5} \text{ in percentage})$

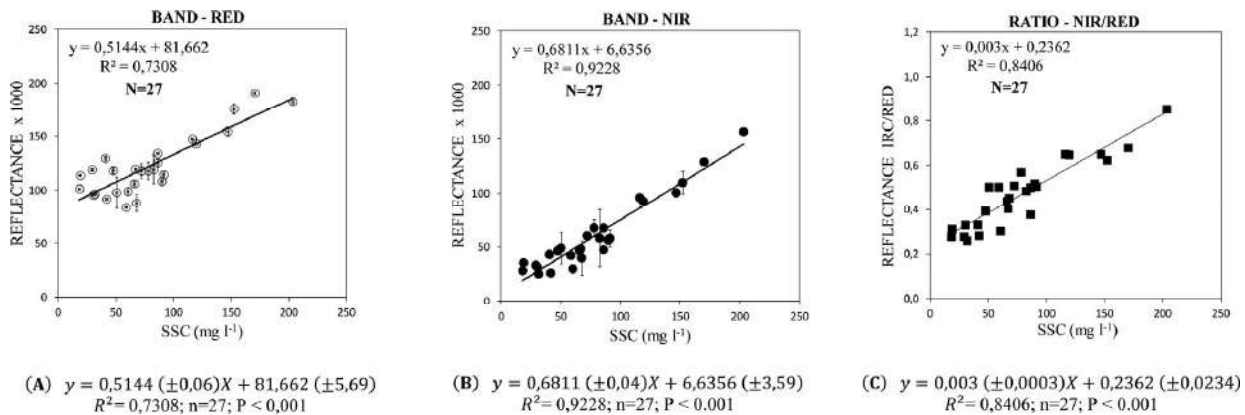


Fig. 5. Regressions between water reflectance and SSC (using HYBAM dataset) at RED (A) and NIR (B) bands as well as the ratio NIR/RED (C) in the lower Orinoco at the Ciudad Bolivar station (the error bars indicate the standard deviation for each sample). We used the best-fit line to data with errors in both variables using a least-squares solution (York et al., 2004).

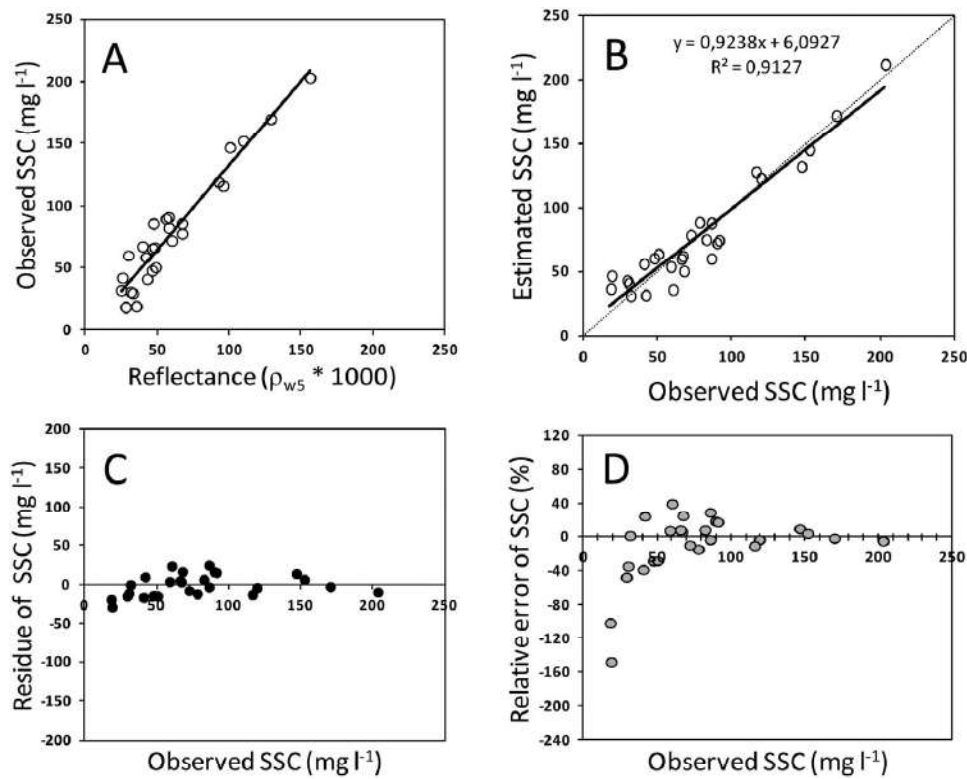


Fig. 6. Details on the results of regression between SSC and water reflectance at Band 5 within the SSC range 18–203 mg·l⁻¹ in the lower Orinoco River at Ciudad Bolivar. A. Raw data with the bootstrapped calibration curve. B. Validation results. C. Residue of SSC versus observed SSC. D. Relative error of SSC in percentage versus observed SSC. Note that “Residue of SSC (mg·l⁻¹)” refers to (“Observed SSC (mg·l⁻¹)” – “Estimated SSC (mg·l⁻¹)”), and “Relative error of SSC (%)” refers to ((“Observed SSC (mg·l⁻¹)” – “Estimated SSC (mg·l⁻¹)”)/“Observed SSC (mg·l⁻¹)” × 100 (%).

The mean absolute percentage error (MAPE) on slope and intercept was calculated by Eq. (2)

$$MAPE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{y_i - \hat{y}_i}{y_i} \right| \times 100\% \quad (2)$$

where n is the number of samples, and y_i and $\hat{y}_i$ refer to the measured and predicted values for the i -th sample. This analysis revealed a MAPE on slope of 0.68%, while that the MAPE on intercept was 28.7%.

Fig. 6B shows the predicted SSC versus observed SSC. The satellite-derived SSC estimates agree very well with field measurement, with a R^2 of 0.91, and a bias of 7%. Retrieval mean absolute error is of 11.64 mg·l⁻¹ with a mean relative error of -9.63% and a standard deviation of the error of 13.90 mg·l⁻¹. Fig. 6C and B present the retrieval residual and error as a function of SSC concentration, showing that the model performs relatively uniformly over the whole SSC range of 18–210 mg·l⁻¹. However, it can be noted that the model slightly overestimates SSC in the 18–40 mg·l⁻¹ range.

Many authors have proposed the use of the NIR wavelength to assess SSC from different remote sensing data (Doxaran et al., 2002; Ma and Dai, 2005; Wang et al., 2009; Zhou et al., 2006) or Landsat-8 OLI (Zheng et al., 2015). Our results are consistent with the results of studies conducted under controlled experimental conditions, as detailed in the work of Wang et al. (2009). In particular, with reference to Chen et al. (1992), it was demonstrated

that the relations between SSC and water reflectance were generally linear within a SSC range of 0–590 mg·l⁻¹, and they indicate that the coefficient of determination (R^2) between SSC and reflectance was 0.90. Other authors, such as Han and Rundquist (1994), agreed that the SSC–reflectance relation for wavelengths 700–900 (especially 726–868 nm) is linear over the range 50–600 mg·l⁻¹, and pointed out that the relation is non-linear at higher SSC levels (600–1000 mg·l⁻¹).

Fig. 7 compares the temporal behavior of SSC as calculated from OLI images and measured with the HYBAM observation service from 2013 to 2015 at the Ciudad Bolivar station. A good fit was found between the two datasets, illustrating the capability to monitor the temporal variability of SSC using satellite data, even in the rainy season where the sector of study is strongly affected by atmospheric artifacts (from May to November). This hydrologic station is overlapped by two orbits of the Landsat-8 satellite, which favors the continuity in the SSC monitoring due to the increase in the number of revisits on the station. An important aspect of the applicability of the technique is to estimate the SSC on the river, where *in situ* observations are absent, which can be observed between the months from March to April in 2014. In this period, SSC measurements were not collected in the river due to social and political demonstrations at national and regional levels. However, using the retrieval algorithm, Eq. (1), it was possible to estimate and interpret the suspended sediment concentration during these months, demonstrat-

ing the great potential of satellite time series in studying the spatiotemporal variability in sediment transport.

4.3. Modeling suspended-sediment distribution patterns and validation

The SSC retrieval model was validated a second time using data collected specifically during 2016. For this comparison, 15 satellite-derived SSC estimates were compared with 15 field SCC samples collected at the same date or close to (< 4 days apart) (Table SM2). Fig. 8 shows that there was a significant correlation between the observed SSC data and the OLI-based SSC values, at a significance level of $p < 0.001$. The SSC retrieval model showed fine performance with a mean absolute percentage error of 19.8%, and RMSE of 12.8 mg.l^{-1} . These results confirmed the robustness of the SSC retrieval model for a large dynamic range. However, it is noted that the SSC retrieval model still slightly overestimated the SSC values for the $18\text{--}40 \text{ mg.l}^{-1}$ range.

Fig. 9 shows SSC distribution maps that were derived from satellite images to analyze the hydro-sedimentary processes at the river surface near the Ciudad Bolívar station for different periods of the hydrological cycle. The Orinoco River currently does not receive any major tributaries around Ciudad Bolívar. The Caura River, which is very small in proportion to the Orinoco, flows from the Guyana Shield about 190 km above Ciudad Bolívar. On the left bank, the Apure River, flowing from the Llanos, joins the Orinoco River approximately 360 km above Ciudad Bolívar, indicating that the mainstream at Ciudad Bolívar may show homogeneous suspended sediment lateral distribution at the river surface (Lewis and Saunders, 1984).

The satellite-retrieved mean SSC values at Ciudad Bolívar on May 24, 2014; August 12, 2015 and February 20, 2016 were of 113 mg.l^{-1} , 29 mg.l^{-1} and 51 mg.l^{-1} , respectively. The satellite-retrieved SSC values match well the ranges of SSC values registered in the hydrological station at Ciudad Bolívar (see hydrographs between 2007 to 2015 shown in Fig. 9).

Fig. 9A shows the Orinoco River SSC map during the flood peak of May 2014. The white window #1 divided by Angostura Bridge, shows that there is a slight contrast in SSC values. In general, upstream from Ciudad Bolívar, SSC tends to increase from the riverbanks toward the center of the river associated with higher velocity flow. However, at Ciudad Bolívar, the satellite-derived SSC map shows very high homogeneity of SSC, with a mean SSC value of 113 mg.l^{-1} , denoting a “funnel” effect for this reach.

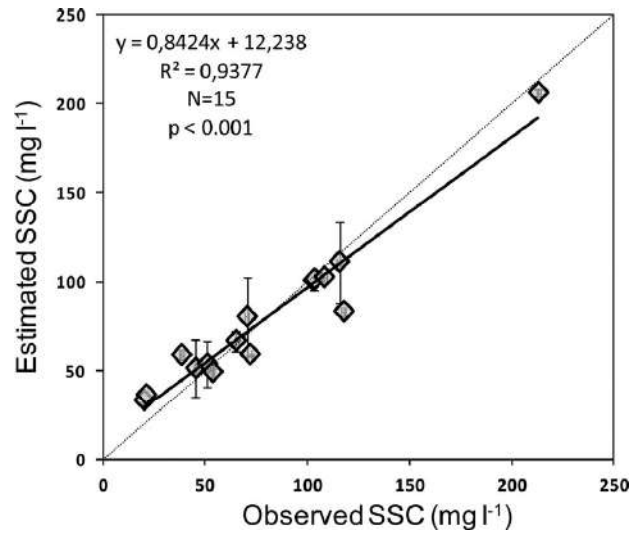


Fig. 8. Second validation using the SSC-derived model during the year 2016. Fifteen estimated SSC values versus 15 *in situ* SCC values were compared to assess the algorithm's performance and product uncertainties at the pixel level.

Fig. 9B matches the river discharge peak of August 2014 with a mean river discharge of $67,332 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ at the Ciudad Bolívar station. The white window #3 shows a mean SSC value of 29 mg.l^{-1} . Again, this sector shows high SSC values in the mainstream until the river broadens downstream, inducing a decrease in SSC. The SSC at peak discharge also shows an increase from the sides toward the center. In the white window #4, it is possible to observe the remobilization of suspended sediments due to increased turbulence and vorticity, particularly in the center of the mainstream.

Fig. 9C corresponds to a low-water stage (February–March). The white window #2 shows an increase in SSC, due to resuspension processes of the fine material that was deposited during the previous flood on islands that appeared during the dry-period stage. This can be seen clearly in the white windows #5 and #6. The image shows a very high homogeneity in SSC with a mean SSC value of 51 mg.l^{-1} along almost the entire length of the channel.

These three satellite-derived SSC maps illustrate successfully that remote sensing can be used either to study seasonal variability of SSC or to infer transport processes related to fluvial geomorphology.

5. Conclusions and perspectives

Three atmospheric correction methods applied to L-8 OLI images were compared using spectral profiles at

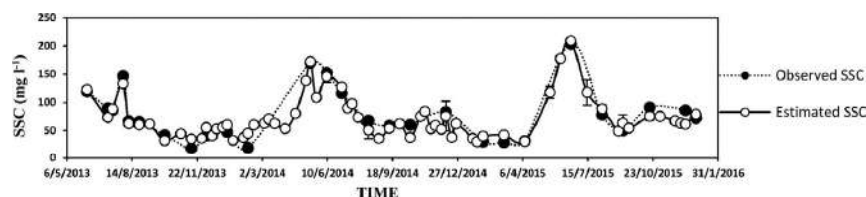


Fig. 7. SSC time series retrieved from 65 L8SR images (gray dots) assessed monthly from 27 water samples (HYBAM) from 2013 to 2015 (black dots) at the Ciudad Bolívar station. The error bars indicate the standard deviation of the estimation.

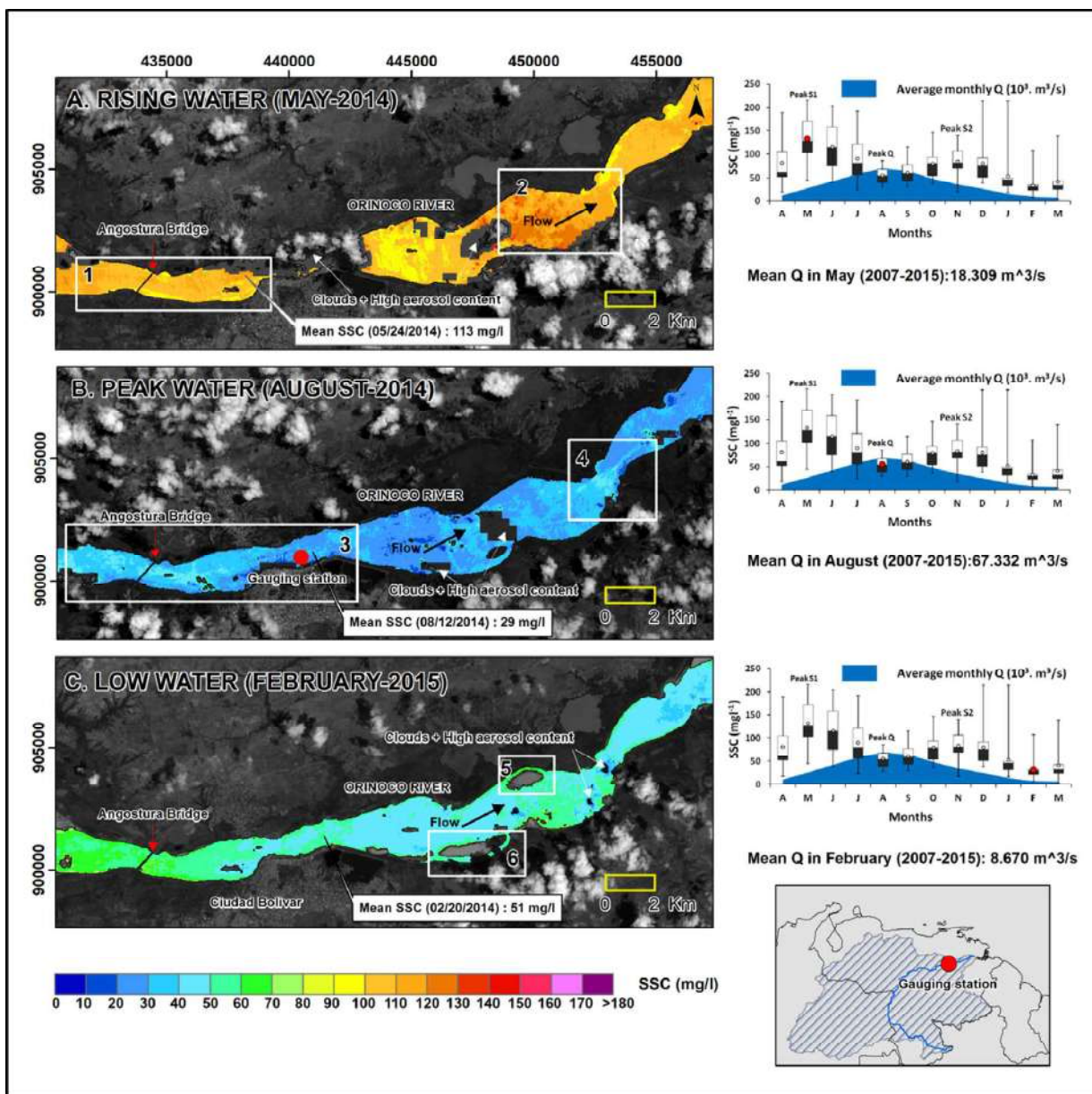


Fig. 9. Comparison of surface sediment concentration maps during rising (A), peak (B) and low (C) waters stages in 2014 and at the beginning of the 2015 around Ciudad Bolívar (note that the same legend was used in the three maps to highlight the SSC variations). SSC values were retrieved directly from images Landsat-8 OLI (WRS path1/row54), acquired on May 24, 2014, August 12, 2014, and February 20, 2015 using the regression Eq. (1).

different river stages to determine the most accurate method, considering: seasonal changes, lighting conditions, aerosol, acquisition geometry, among others. The L8SR product used in this study appears to be the most adequate for atmospheric correction. The application of the quality mask from the “sr-cloud” band (Zhu et al., 2015) makes it possible to filter out the pixels that are affected by atmospheric distortions. However, the accuracy of the product L8SR used in this study should be further investigated in the future, as it can be viewed as a provisional product from USGS.

This study established a procedure to estimate and map the SSC in turbid waters by developing and applying linear regression models to Landsat-8 OLI data, using the lower

Orinoco as a case study. The method described in this paper can be used to map and analyze spatial patterns of SSC, as well as statistical analyses using multi-spectral imagery. Considering its temporal coverage, spatial resolution and data availability, the Landsat-8 OLI system is well suited for the study suspended sediments in the Orinoco River.

The band 5 (NIR) L-8 OLI reflectance channel demonstrated very good SSC retrieval performances ($R^2 = 0.92$) and for different river stages. The stability in time of the linear regression model using band 5-NIR (Eq. (1)), indicated that it is feasible to apply this equation to SSC estimate in different seasons in any reach of the lower Orinoco, even if no *in situ* data are available.

One river reach was studied with more attention, where a funnel effect at Ciudad Bolívar promotes the homogenization of suspended sediments throughout the water column, making that SSC at the river surface is representative of the average suspended sediment concentration in the whole river section. For “non-homogenized” river sections in the upper reaches of the Orinoco River, the relationship between SSC at the river surface and in the whole water column should be investigated, as it is currently largely unknown. Performing systematic measurements of SSC at different water depths using sampling protocols developed for large rivers (Filizola and Guyot, 2004), it may be possible to assess the average SSC value from the satellite-derived surface SSC value for the fine fraction of the suspended sediment.

The methods outlined in this paper could be applied to other inland waters, but the specific coefficients of the model may vary because of the optical characteristics of the SSC, based on size of particle, form, color, and type of mineral, as well as on organic substances that can affect the optical characteristics of turbid waters. These aspects will be addressed in future studies to fully understand the suspended-sediment transport processes of the Orinoco River.

Our upcoming efforts will be directed towards coordinated measurements related to *in situ* SSC and satellite acquisitions over tributaries, floodplains, and lagoons nearby the Orinoco River mainstream. In particular, we will explore the potential of new spaceborne sensors satellites such as the Sentinel-2A (available since June 2015) and Sentinel-2B (available from mid-2017). By combining with Landsat-8 images, it will be possible to increase the revisit frequency down to 2–3 days, enhancing the remote sensing monitoring capacity for suspended sediment retrieval and supporting the modeling of sediment discharge along the Orinoco River.

Acknowledgements

This study is part of the two bi-national cooperation projects between Venezuela and France. The SO-HYBAM monitoring project (www.so-hybam.org) and the Ecos-NORD/Fonacit (V14U01) project financed the collection of *in situ* SSC data and laboratory analysis. Mr. Santiago Yepez' PhD thesis and stay at GET Laboratory (GET, UMR5563, CNRS/IRD/UPS3) in Toulouse is funded through Venezuela's FUNDAYACUCHO Grant No. E-223-14-2014-2 and Campus France. We wish to thank all Venezuelan and French participants in these two projects who contributed to this study. Landsat Surface Reflectance products were downloaded from the U.S. Geological Survey. The authors are also grateful to the SAMSAT2 and OBS2CO projects funded by the French Space Agency CNES.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.08.004>.

References

- Anderson, G.P., Felde, G.W., Hoke, M.L., Ratkowski, A.J., Cooley, T.W., Chetwynd Jr., J.H., Gardner, J., Adler-Golden, S.M., Matthew, M.W., Berk, A., 2002. MODTRAN4-based atmospheric correction algorithm: FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes). Paper read at AeroSense.
- Aranuvachapun, S., LeBlond, P.H., 1981. Turbidity of coastal water determined from Landsat. *Remote Sensing Environ.* 11, 113–132.
- 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. *Rev. Sci. Eau/J. Water Sci.* 23 (3), 247–273.
- Carbonneau, P.E., 2005. The threshold effect of image resolution on image-based automated grain size mapping in fluvial environments. *Earth Surf. Process. Landforms* 30 (13), 1687–1693.
- Chavez, P.S., 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing Environ.* 24 (3), 459–479.
- Chavez, P.S., 1996. Image-based atmospheric corrections-revisited and improved. *Photogrammetric Eng. Remote Sensing* 62 (9), 1025–1035.
- Chen, Z., Curran, P.J., Hansom, J.D., 1992. Derivative reflectance spectroscopy to estimate suspended sediment concentration. *Remote Sensing Environ.* 40 (1), 67–77.
- Concha, J., Schott, J.R., 2014. In-water component retrieval over Case 2 water using Landsat-8: Initial results. In: Paper read at Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2014 IEEE International.
- Depetris, P.J., Paolini, J.E., 1991. Biogeochemical aspects of South American rivers: the Paraná and the Orinoco. *Biogeochem. Major World Rivers* 42, 105–125.
- 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 Environ.* 81 (1), 149–161.
- Espinoza Villar, R., 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 (0), 45–54.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., 2007. The shuttle radar topography mission. *Rev. Geophys.* 45 (2).
- Felde, G.W., Anderson, G.P., Cooley, T.W., Matthew, M.W., Adler-Golden, S.M., Berk, A., Lee, J., 2003. Analysis of Hyperion data with the FLAASH atmospheric correction algorithm. In: Paper read at Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS'03. Proceeding 2003 IEEE International.
- Filizola, N., Guyot, J.L., 2004. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon. (L'utilisation du journal des techniques Doppler pour la détermination du transport solide de l'Amazonie). *Hydrol. Sci. J.* 49 (1), 143–153.
- Franz, B.A., Bailey, S.W., Kuring, N., Werdell, P.J., 2015. Ocean color measurements with the Operational Land Imager on Landsat-8: implementation and evaluation in SeaDAS. *J. Appl. Remote Sensing* 9 (1) (096070–096070).
- Froidefond, J.-M., Castaing, P., Mirmand, M., Ruch, P., 1991. Analysis of the turbid plume of the Gironde (France) based on SPOT radiometric data. *Remote Sensing Environ.* 36 (3), 149–163.
- Gerace, A.D., Schott, J.R., Nevins, R., 2013. Increased potential to monitor water quality in the near-shore environment with Landsat's next-generation satellite. *J. Appl. Remote Sensing* 7 (1) (073558–073558).
- Han, L., Rundquist, D.C., 1994. The response of both surface reflectance and the underwater light field to various levels of suspended sediments: preliminary results. *Photogrammetric Eng. Remote Sensing* 60 (12), 1463–1471.
- Islam, M.R., Yamaguchi, Y., Ogawa, K., 2001. Suspended sediment in the Ganges and Brahmaputra Rivers in Bangladesh: observation from TM and AVHRR data. *Hydrol. Process.* 15 (3), 493–509.
- Kruse, F., Lefkoff, A., Boardman, J., Heidebrecht, K., Shapiro, A., Barloon, P., Goetz, A., 1993. The spectral image processing system (SIPS)—interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing Environ.* 44 (2), 145–163.
- Laraque, A., Castellanos, B., Steiger, J., López, J.L., Pandi, A., Rodriguez, M., Rosales, J., Adèle, G., Perez, J., Lagane, C., 2013. A comparison of the suspended and dissolved matter dynamics of two large inter-tropical rivers draining into the Atlantic Ocean: the Congo and the Orinoco. *Hydrol. Process.* 27 (15), 2153–2170.
- Laraque, A., Gally, M., Yepez, S., Carrera, J., 2014. Campagne de terrain sur l'Orénoque à Ciudad Bolívar et à Puerto Ordaz dans le cadre du programme ECOS-Nord-FONACYT V14U01 et de l'ORE-HYBAM. ORE VE23 & ECOS VE02. 1–51.

- Lewis, J., Saunders, W.M.J.F., 1984. Cross-sectional variation in the chemistry and suspended sediment load of the Orinoco River at Ciudad Bolívar. *Acta Científica Venezolana* 35, 382–385.
- Lewis, J.W.N., Saunders, J.F., 1989. Concentration and transport of dissolved and suspended substances in the Orinoco River. *Biogeochemistry* 7 (3), 203–240.
- Liew, S., Lu, X., Chen, P., Zhou, Y., 2003. Remote sensing estimation of suspended sediment concentrations in highly turbid inland river waters: an example from the lower Jinsha Tributary, Yunnan, China. In: Paper read at International Symposium on Remote Sensing of Environment.
- Lobo, F.L., Costa, M.P., Novo, E.M., 2015. Time-series analysis of Landsat-MSS/TM/OLI images over Amazonian waters impacted by gold mining activities. *Remote Sensing Environ.* 157, 170–184.
- López, J., Perez-Hernandez, D., 1999. Some Morphological Aspects of the Orinoco River. In: Paper read at IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Genova. Italy.
- 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 Sensing* 26 (13), 2779–2795.
- Martínez, 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. *Geophys. Res. Earth Surf.* 120 (7), 1274–1287.
- Meade, R.H., 1994. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quat. Int.* 21, 29–39.
- Mertes, L.A., Smith, M.O., Adams, J.B., 1993. Estimating suspended sediment concentrations in surface waters of the Amazon River wetlands from Landsat images. *Remote Sensing Environ.* 43 (3), 281–301.
- Mobley, C.D., 1999. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Appl. Opt.* 38 (36), 7442–7455.
- Mora, A., 2011. Variación temporal y espacial de la concentración de cationes mayoritarios y elementos traza disueltos en el sistema río Orinoco, Venezuela. Tesis de Doctorado. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España.
- Paolini, J., Hevia, R., Herrera, R., 1987. Transport of carbon and minerals in the Orinoco and Caroni rivers during the years 1983–1984. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg* 64, 325–338.
- Park, E., Latrubesse, E.M., 2014. Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data. *Remote Sensing Environ.* 147, 232–242.
- Ritchie, J.C., Cooper, C.M., 1988. Comparison of measured suspended sediment concentrations with suspended sediment concentrations estimated from Landsat MSS data. *Remote Sensing* 9 (3), 379–387.
- Ritchie, J.C., Cooper, C.M., Schiebe, F.R., 1990. The relationship of MSS and TM digital data with suspended sediments, chlorophyll, and temperature in Moon Lake, Mississippi. *Remote Sensing Environ.* 33 (2), 137–148.
- Ritchie, J.C., Cooper, C.M., Yongqing, J., 1987. Using Landsat multispectral scanner data to estimate suspended sediments in Moon Lake, Mississippi. *Remote Sensing Environ.* 23 (1), 65–81.
- Shi, K., Zhang, Y., Zhu, G., Liu, X., Zhou, Y., Xu, H., Qin, B., Liu, G., Li, Y., 2015. Long-term remote monitoring of total suspended matter concentration in Lake Taihu using 250 m MODIS-Aqua data. *Remote Sensing Environ.* 164, 43–56.
- Tukey, J.W., 1958. Bias and confidence in not-quite large samples. *Ann. Math. Stat.* 29, 614.
- USGS, 2015. U.S. Geological Survey Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, 2015-07-02-L-8 OLI/TIRS — Landsat Surface Reflectance. USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota, USA. , http://www Landsat.usgs.gov/documents/Provisional_Landsat_8_SURFACE_REFLECTANCE_EE.pdf.
- Wang, J.-J., Lu, X.X., Liew, S.C., Zhou, Y., 2009. Retrieval of suspended sediment concentrations in large turbid rivers using Landsat ETM+: an example from the Yangtze River, China. *Earth Surf. Process. Landforms* 34 (8), 1082.
- Warne, A.G., Meade, R.H., White, W.A., Guevara, E.H., Gibeau, J., Smyth, R.C., Aslan, A., Tremblay, T., 2002. Regional controls on geomorphology, hydrology, and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. *Geomorphology* 44 (3), 273–307.
- Watanabe, F.S.Y., Alcântara, E., Rodrigues, T.W.P., Imai, N.N., Barbosa, C.C.F., Rotta, L.H.D.S., 2015. Estimation of chlorophyll-a concentration and the trophic state of the barra bonita hydroelectric reservoir using OLI/Landsat-8 images. *Int. J. Environ. Res. Public Health* 12 (9), 10391–10417.
- Wu, G., Cui, L., Liu, L., Chen, F., Fei, T., Liu, Y., 2015. Statistical model development and estimation of suspended particulate matter concentrations with Landsat-8 OLI images of Dongting Lake, China. *Int. J. Remote Sensing* 36 (1), 343–360.
- York, D., Evensen, N.M., Martínez, M.L., Delgado, J.D.B., 2004. Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. *Am. J. Phys.* 72 (3), 367–375.
- Zheng, Z., Li, Y., Guo, Y., Xu, Y., Liu, G., Du, D., 2015. Landsat-based long-term monitoring of total suspended matter concentration pattern change in the wet season for Dongting Lake, China. *Remote Sensing* 7 (10), 13975.
- Zhou, W., Wang, S., Zhou, Y., Troy, A., 2006. Mapping the concentrations of total suspended matter in Lake Taihu, China, using Landsat-5 TM data. *Int. J. Remote Sensing* 27 (6), 1177–1191.
- Zhu, Z., Wang, S., Woodcock, C.E., 2015. Improvement and expansion of the Fmask algorithm: cloud, cloud shadow, and snow detection for Landsats 4–7, 8, and Sentinel 2 images. *Remote Sensing Environ.*

SUPPLEMENTARY MATERIAL

Atmospheric corrections methods

Two sets of L-8 OLI images at Ciudad Bolivar station (path/row: 1/54) were downloaded from the USGS Earth Explorer (see <http://earthexplorer.usgs.gov>). The first set of images are Level 1T processed, meaning that they have been processed with geometric correction and terrain calibration, however, no atmospheric correction has been applied. When performing the atmospheric correction, the uncalibrated digital numbers (DN) from Level T1 scenes for each band of OLI was first converted to dimensionless top-of-atmosphere (TOA) radiances and reflectance values using the following equations:

$$L_{\lambda} = M_l Q_{\text{cal}} + A_l \quad (1)$$

where:

- L_{λ} is spectral radiance
- M_l is band specific multiplicative rescaling factor
- Q_{cal} is the quantized and calibrated standard product pixel values (DN).
- A_l is band specific additive rescaling factor

$$\rho_{\text{TOA}} = M_{\rho} Q_{\text{cal}} + A_{\rho} \quad (2)$$

where:

ρ_{TOA} is the planetary reflectance

M_{ρ} is the band specific multiplicative rescaling factor

A_{ρ} is the band specific additive rescaling factor.

Once the TOA reflectance was corrected by the sun angle, the atmospheric correction was carried out using the dark object subtraction (DOS) method. DOS is based on the assumption that, within the image, some pixels are in complete shadow and their radiances received by the satellite are due to the path radiance (Chavez, 1988, 1996). The path radiance L_p was provided by Sobrino *et al.* (2004):

$$L_p = L_{\min} - L_{\text{D01\%}} \quad (3)$$

where $L_{\min}$ is “the radiance that corresponds to a digital count value for which the sum of all the pixels with digital counts lower or equal to this value is equal to the 0.01% of all the pixels from the image considered” (Sobrino *et al.*, 2004), and $L_{\text{D01\%}}$ is the radiance of dark object. The surface reflectance is thus computed using the following Equation (4).

$$\rho = \frac{[\pi \times (L_{\lambda} - L_p) \times d^2]}{[ESUN_{\lambda} \times \cos \theta_s]} \quad (4)$$

The second method is FLAASH, which is a first-principle atmospheric correction tool that corrects wavelengths in the visible through near-infrared and shortwave infrared regions, up to 3 μm . We can choose any of the standard MODTRAN model atmospheres and aerosol types to represent the scene; a unique MODTRAN solution is computed for each image (Adler-Golden *et al.*, 1999).

For images that do not contain bands in the appropriate wavelength positions to support water retrieval (for example, Landsat or SPOT), the column water vapor amount is determined by the user-selected atmospheric model ([Anderson *et al.*, 2002](#)).

The third method of atmospheric correction is L8SR – it was evaluated using the second set of images. The L8SRs were ordered through the Earth Explorer on-demand service. These products directly provide the atmospherically-corrected land surface reflectance data through a series of processing, which ensures the comparability of satellite imagery data across different acquisition dates. In addition, a new cloud mask is also produced for each Landsat imagery data using the CFMask algorithm ([Zhu *et al.*, 2015](#)). This cloud mask can help users to identify whether a pixel is cloud, cloud shadow, snow, or water, and thus useful for selecting good quality data for further analysis ([USGS, 2015](#)).

References

- Adler-Golden, S.M., Matthew, M.W., Bernstein, L.S., Levine, R.Y., Berk, A., Richtsmeister, S.C., Acharya, P.K., Anderson, G.P., Felde, G., Gardner, J., Hoke, M., Jeong, L.S., Pukall, B., Ratkowski, A., Burke, H.-H., 1999. Atmospheric Correction for Short-wave Spectral Imagery Based on MODTRAN 4. SPIE Proceedings on Imaging Spectrometry, Vol. 3753, pp. 61–69.
- Anderson, G.P., Felde, G.W., Hoke, M.L., Ratkowski, A.J., Cooley, T.W., Chetwynd, J.H., Jr., Gardner, J., Adler-Golden, S.M., Matthew, M.W., Berk, A., 2002. MODTRAN4-based atmospheric correction algorithm: FLAASH (Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercube). Paper read at AeroSense 2002.
- Chavez, P.S., 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. Remote sensing Environ. 24 (3), 459–479.
- Chavez, P.S., 1996. Image-based atmospheric corrections-revisited and improved. Photogrammetric engineering and remote sensing 62 (9), 1025–1035.
- Sobrino, J.A., Jiménez-Munoz, J.S., Paolini, L., 2004. Land surface temperature surface temperature from Landsat TM 5. Remote sensing Environ. 90 (4), 434–440.

Tables

Table SM1. L-8/OLI bands for each atmospheric correction model and the “reference reflectance” from the *in situ* spectral profile August-2014 using a field spectroradiometer.

L-8 OLI	Band	Wavelength (nm)	Obs. Value (sr ⁻¹)	P. DOS (sr ⁻¹)	P. FLAASH (sr ⁻¹)	P. L8SR (sr ⁻¹)
Coastal	1	443	0.038	0.018	0.085	0.031
Blue	2	482.6	0.044	0.025	0.070	0.039
Green	3	561.3	0.068	0.045	0.081	0.065
Red	4	654.6	0.080	0.063	0.090	0.080
NIR	5	864.6	0.032	0.025	0.033	0.030
ROOT-MEAN-SQUARE DEVIATION				RMSE DOS	RMSE FLAASH	RMSE L8SR
VALUE				0.0179	0.0251	0.0040

Table SM 2. Validation using the SSC-derived model during the year 2016

Site /sample - CB station (8°11'28.06"N / 63°24'28.12"W)	Observed SSC Date	Observed SSC (mg·l ⁻¹)	Estimated SSC date	Estimated SSC (mg·l ⁻¹)	days apart	Residual SSC (mg·l ⁻¹)
HYBAM Dataset - 2016						
1	01/09/2016	71.88	01/06/2016	59.13	3	12.75
2	01/16/2016	53.62	01/13/2016	49.21	3	4.41
3	02/10/2016	20.10	02/07/2016	33.01	3	-12.91
4	03/10/2016	21.14	03/10/2016	36.37	0	-15.23
5	04/23/2016	103.36	04/27/2016	101.23	4	2.13
6	05/07/2016	212.96	05/04/2016	205.97	3	6.99
7	07/23/2016	65.02	07/23/2016	66.67	0	-1.65
8	08/11/2016	51.02	08/08/2016	53.71	3	-2.69
9	09/10/2016	45.34	09/09/2016	51.32	1	-5.98
10	09/25/2016	70.40	09/25/2016	80.23	0	-9.83
11	10/11/2016	102.82	10/11/2016	100.47	0	2.35
12	10/29/2016	38.40	10/27/2016	58.81	2	-20.41
13	11/10/2016	117.80	11/12/2016	83.12	2	34.68
14	11/27/2016	108.22	11/28/2016	102.34	1	5.88
15	12/10/2016	115.54	12/07/2016	110.83	3	4.71
Mean		79.84		79.49		0.35
Min		20.10		33.01		-20.41
Max		212.96		205.97		34.68
SD		49.38		42.95		13.25

Publication II

L'utilisation de l'imagerie Sentinel-1 et des données ADCP pour étudier les effets des zones d'expansion/contraction sur l'hydrodynamique et les flux hydro-sédimentaires du cours inférieur de l'Orénoque

**THE USE OF SENTINEL-1 IMAGERY AND ADCP DATA TO STUDY THE
EFFECTS OF EXPANSION/CONTRACTION ZONES ON HYDRODYNAMICS
AND HYDRO-SEDIMENTARY FLUXES IN THE LOWER ORINOCO**

International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation
(*soumis : 15-08-2018*)

^{1,*} YEPEZ, S., ¹ MARTINEZ J.M., ² GUALTIERI C., ^{3,4} BERMUDEZ M.,
⁵ CASTELLANOS B., ⁵ LOPEZ J.L., ⁶ ALFONSO J.A., ¹ LARAQUE A.

¹ GET, UMR CNRS / IRD / UPS – UMR 5563 du CNRS, UMR234 de l'IRD, 31400
Toulouse, France

² University of Napoli Federico II, 80138 Napoli, Italy

³ Escuela de Ingeniería Geológica. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia,
Facultad Seccional Sogamoso, 152211 Sogamoso-Boyacá-Colombia.

⁴ Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas. Universidad de Ibagué, 730001, Colombia

⁵ IMF - UCV Instituto de Mecánica de Fluidos, Caracas 1041-A, Venezuela

⁶ COEA, Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC), Caracas 1020-A,
Venezuela

*Corresponding author tel.: +33 (0) 6.03.54.54.48

E-mail address: santiago.yepez@get.omp.eu or syepez14@gmail.com

4.1. Résumé

L'Orénoque a le troisième débit le plus important au monde avec un débit annuel moyen de $37,600 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. En raison de la présence du Bouclier Guyanais sur la rive droite du fleuve, son cours inférieur est caractérisé par l'alternance de zones de rétrécissement et d'expansion. La largeur du canal change rapidement juste en amont de Ciudad Bolívar, ce qui provoque des tourbillons et vortex forts dans ce secteur. Ce phénomène est principalement provoqué par une forme d'entonnoir qui domine la géomorphologie du chenal. Les changements de la vitesse d'écoulement sur un canal d'expansion / rétrécissement sont présentés comme un cas idéal pour comprendre les processus qui contrôlent le mélange des flux d'eau et des sédiments dans les fleuves.

Une première analyse a consisté à estimer les flux de sédiments en suspension entre 2012 et 2017 pour la station hydrologique de Ciudad Bolivar. Une valeur moyenne annuelle de 94 Mton.an^{-1} , a été calculée à l'aide de la base de données de l'Observatoire SNO-Hybam. Ces estimations sont cohérentes avec les dernières études développées dans l'Orénoque inférieur (ver section §2.2. Chapitre 1).

Des mesures avec une équipe ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) ont été effectuées entre 2012-2016 dans le cadre de différentes campagnes sur le terrain et à différents temps de régime hydrologique. Les données de terrain ont été analysées pour étudier comment évoluent les vitesses des flux primaire et secondaire, les directions des flux, la tension de cisaillement du lit et la vitesse de cisaillement en fonction du niveau d'eau.

Les changements de la vitesse moyenne ont été évalués en utilisant la distribution des coefficients: Coriolis α (énergie cinétique) et Boussinesq β (momentum), pour cela la densité d'eau a été considérée constante. Il a été observé que les deux coefficients dans le canal de contraction, ont des valeurs plus élevées que celles rapportées pour les canaux naturels. Dans le cas du coefficient β , plus le débit est faible, plus le coefficient est élevé. Cela indique que les conditions de flux élevé ($Q = 64\,821 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) tendent à homogénéiser la distribution de la vitesse, tandis que pour les conditions de faible flux ($Q = 10\,515 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$),

la distribution de la vitesse moyenne en profondeur présente de grandes variations par rapport à la vitesse moyenne dans la section transversale.

Pour la première fois dans l'Orénoque, il a été possible d'établir une relation $MES = f[dB]$ entre le signal acoustique de rétrodiffusion de l'ADCP, et des échantillons ponctuels de concentration de la matière en suspension. Cette procédure d'échantillonnage a été expliquée en détail dans la section §2.5.3. (Chapitre 2). Pour cette analyse, un bon ajustement ($R^2 = 0.74$; $p < 0.05$) a été trouvé entre le MES en $mg.l^{-1}$, et le signal de rétrodiffusion acoustique en décibels (600 kHz RiverRay). De plus, en utilisant cette calibration dans le logiciel Matlab, il a été possible d'obtenir l'estimation MES pour toute la section, à partir des valeurs de rétrodiffusion acoustique corrigées et enregistrées par l'unité ADCP. Les valeurs de flux de sédiments en suspension (instantanées) ont été calculées pour l'ensemble du transect, intégrant les débits (vitesse x la surface de la cellule) et les valeurs MES calculées précédemment.

Ces valeurs de la MES et du flux de sédiments en suspension, correspondent bien aux données échantillonnées par l'observatoire Hybam pendant la période d'étude. Ceci représente un grand progrès dans l'estimation des flux sédimentaires en suspension dans fleuve Orénoque, car avec des mesures de ce type de façon régulière, il sera possible de calibrer la concentration de matière en suspension de surface à partir d'images satellitaires. Un thème déjà abordé au chapitre §3, sur la représentativité de la matière en suspension dans la colonne d'eau.

De plus, une analyse comparative a été effectuée utilisant une série chronologique d'images radar Sentinel-1, afin d'évaluer la variabilité spatio-temporelle du coefficient de rétrodiffusion radar pendant deux ans du cycle hydrologique. Deux secteurs d'intérêt (ROIs) ont été comparés dans le canal principal, qui a la forme d'un entonnoir. Un premier secteur associé à la zone en expansion, et un second situé dans la zone de contraction du canal qui varie de 8 km à 1 km. À partir de ces ROIs, une statistique a été obtenue (valeurs moyennes et écart-type), qui a permis l'évaluation pendant la période de l'analyse.

Les variations du coefficient de rétrodiffusion Sentinel-1, sont principalement dues aux changements rapides du niveau d'eau résultant du régime hydrologique. Le début du secteur de contraction du chenal est caractérisé par le contrôle du lit rocheux, où se produisent de forts rapides et vortex. Cette forte perturbation induit des ondes qui provoquent une rugosité de la surface de l'eau, ce qui produit un retour élevé du signal radar. Ces augmentations du signal de retour radar se produisent principalement au début de l'élévation du niveau de l'eau, et s'intensifient au cours des mois d'août, septembre et octobre.

L'étude a également réussi à identifier les causes possibles qui affectent la rétrodiffusion dans le rétrécissement /expansion des canaux des grands fleuves. En général, la recherche a contribué à tester et à approfondir les connaissances sur le traitement des images SAR en bande-C pour l'étude des grands fleuves.

The use of Sentinel-1 imagery and ADCP data to study the effects of expansion/contraction zones on hydrodynamics and hydro-sedimentary fluxes in the Lower Orinoco

¹* Yepez, S., ¹ Martinez J.M., ² Gualtieri C., ^{3,4} Bermudez M., ⁵ Castellanos B.,
⁵ Lopez J.L., ⁶ Alfonso J.A., ¹ Laraque A.

¹ GET, UMR CNRS / IRD / UPS – UMR 5563 du CNRS, UMR234 de l'IRD, 31400 Toulouse, France

² University of Napoli Federico II, 80138 Napoli, Italy

³ Escuela de Ingeniería Geológica. Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, Facultad Seccional Sogamoso, 152211 Sogamoso-Boyacá-Colombia.

⁴ Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas. Universidad de Ibagué, 730001, Colombia

⁵ IMF - UCV Instituto de Mecánica de Fluidos, Caracas 1041-A, Venezuela

⁶ COEA, Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC), Caracas 1020-A, Venezuela

*Corresponding author tel.: +33 (0) 6.03.54.54.48

E-mail address: santiago.yepez@get.omp.eu or syepez14@gmail.com

Abstract

The Orinoco River is considered the third most important river in the world in discharge with 37,600 m³.s⁻¹. Due to the presence of the Guiana shield on the right bank, the lower reach of the Orinoco presents a mainstream planform characterized by alternance of contraction and expansion zones. The width of the channel changes rapidly, just upstream of Ciudad Bolívar, which creates rapids and strong vortexes in this sector. This phenomenon is originated mainly by a funnel shape that dominates the channel's geomorphology. The changes of flux velocity over an expansion/contraction channel is presented as an ideal case to understand the processes that control the mixture of water and sediment fluxes in rivers. Measurements associated with an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) were performed between 2012-2016 for different water stages in this sector. Field data was analyzed to study how the primary and secondary velocities, the flow directions, the bed shear stress, and shear velocity evolve as a function of the water level. For the first time in the Orinoco, an attempt was made to use the relationship between the ADCP signal and suspended sediment concentration (SSC) to calculate hydrosedimentary flows. This allowed also to gain understanding about the mixture of suspended sediments along the water column. Finally, a backscatter analysis using multitemporal Synthetic Aperture Radar (SAR) using the new Sentinel-1 data was implemented. Time series images of two full years of the hydrological regime, allowed us to evaluate the variations of radar backscatter coefficient [dB] between periods of high and low water (using radar polarization VV). In general, a low backscatter return is expected due to the specular reflection of the radar signal on the water surface. However, wind and turbulence generated by rapids strong, eddies and vortexes induced waves that can cause roughness on the water surface, which results in a high return signal. This new approach demonstrated the capacity of Radar Sentinel-1 images to discriminate turbulent flows in the mainstream.

Keywords: Orinoco River, River hydrodynamics, Radar, Turbulence, Sentinel-1

1 Introduction

A feature poorly analyzed in the dynamics of hydro-sedimentary fluxes in "mega rivers" is the relationship that exist between geomorphologic characteristics of the channel planform and its relation with the flow velocity (not including conceptual models). Understanding the particularities of how water mixing and sediment fluxes occurs in the whole section of the river, allows us to evaluate the factors that control sediment transport and the evolution of these important waterways (Braden, 2015; Claude et al., 2014)

The Orinoco River at Ciudad Bolívar (Figure 1) flows between the Precambrian Guiana Shield to the south and the late-Tertiary and Quaternary alluvial plains on the left bank (Lewis and Saunders, 1989; López and Perez-Hernandez, 1999; Mora, 2011; Nordin and Meade, 1985). The marked transition of these geological formations

divided by the river, promotes the singular narrowing of the channel, called “Angostura”, that only gets to reach ~900 m in the high water period compared to other sections with an average width of up to 8 km.

In the lower stretch of the Orinoco River, spatial and temporal restrictions through the application of traditional technologies imply great effort and time. Recently, with the use of ADCP equipment is not only possible to measure the flow, but also to analyze other hydrodynamic characteristics that occurs in the fluvial processes (Jamieson et al., 2011). Field data was analyzed to study how the primary and secondary velocities, the flow directions, the bed shear stress, and shear velocity evolve as a function of the water level.

In addition, a punctual sampling of suspended sediment was carried out at the hydrological station in Ciudad Bolívar. This first experiment in the Orinoco River seeks to establish the relationship between the ADCP acoustic backscatter signal and the suspended sediments concentration (SSC) along a section of the river. The objective is to understand some of the mechanisms of mixing the suspended sediments in the water column.

Additionally, a Radar Backscatter Analysis over two full hydrological years is performed. A large area has been considered as a case study in the funnel-shaped section, where a large number of Sentinel-1 C-band data sets were available. The radar backscatter coefficient has been calculated and its behaviour over time has been analysed for two segments of the river (in contraction and expansion), in order to detect possible statistical differences between the varying flow conditions. Subsequently, radar backscattering coefficient [dB] variations using VV radar polarization was compared with: wind velocity and water level and SSC samplings.

Synthetic Aperture radar (SAR) systems are used in numerous remote sensing applications due to their high spatial resolution and insensitivity to weather conditions (Guccione et al., 2016). However, there are not many studies on the detection of turbulence and currents using radar images in rivers. Most existing studies on monitoring currents, wind estimation, waves analysis are performed for seas and oceans and not for inland water bodies (Rathee, 2017).

This work aims to detect river segments associated with turbulent flow. This is done from the variability of surface roughness associated with water alteration, which allows the characterization with precision of rivers reaches, through the discrimination of homogenized sections and of those that do not.

The specific objectives of this study focus on the coupling of field measurements and remote sensing for:

- I. To analyze hydrodynamics and sediment transport using hydrological field data and ADCP transects.
- II. To develop a procedure for reliable processing of the Sentinel-1 SAR data.
- III. To determine if turbulent fluxes within in the contraction reach can be detected from a time series of Sentinel-1 images.
- IV. To establish a relationship between $SCC = f [dB]$ using ADCP transects and fixed-point samples of suspended sediment to understand the distribution of hydro-sedimentary flows in the study section.

2 Study area

2.1 The Orinoco River and the Expansion/Contraction Channel at Ciudad Bolívar

The Orinoco, one of the largest rivers in the world is located in the north of South America between 2° and 10° N and 75° and 61° W. 70% of this basin lies in Venezuela, while the remainder 30% covers part of Colombia (Figure 1). This basin has an area of about 10⁶ km² (Silva León, 2005; Yezpe et al., 2016). The river originates from southwestern part of Guiana Shield, on the western slopes of Sierra Parima Mountains from an elevation of 1047 m (a.s.l.).

Flow conditions were surveyed in a 9 km reach of the lower Orinoco River. This section of the river is located between *Piedra del Medio* Island nearby to Ciudad Bolívar town and a downstream sector near to the *Panadero* Island. The analysis covered a period from 2012 to 2016. The Orinoco River at its outlet of Ciudad Bolívar drains an area of 819,252 km² across Venezuela and Colombia, and has an annual mean discharge of 33,000 m³.s⁻¹ with an approximately quasi-sinusoidal form throughout the year (Laraque et al., 2013; Yezpe et al., 2018). 4 km upstream Angostura bridge, the width of the main channel varies from 7-8 km, while in the narrowest part of the funnel between Ciudad Bolívar and Soledad town the width reach a 900 m approximately (Figure 1), marked by the presence of bedrock controls, being one of the most important the *Piedra del Medio* island.

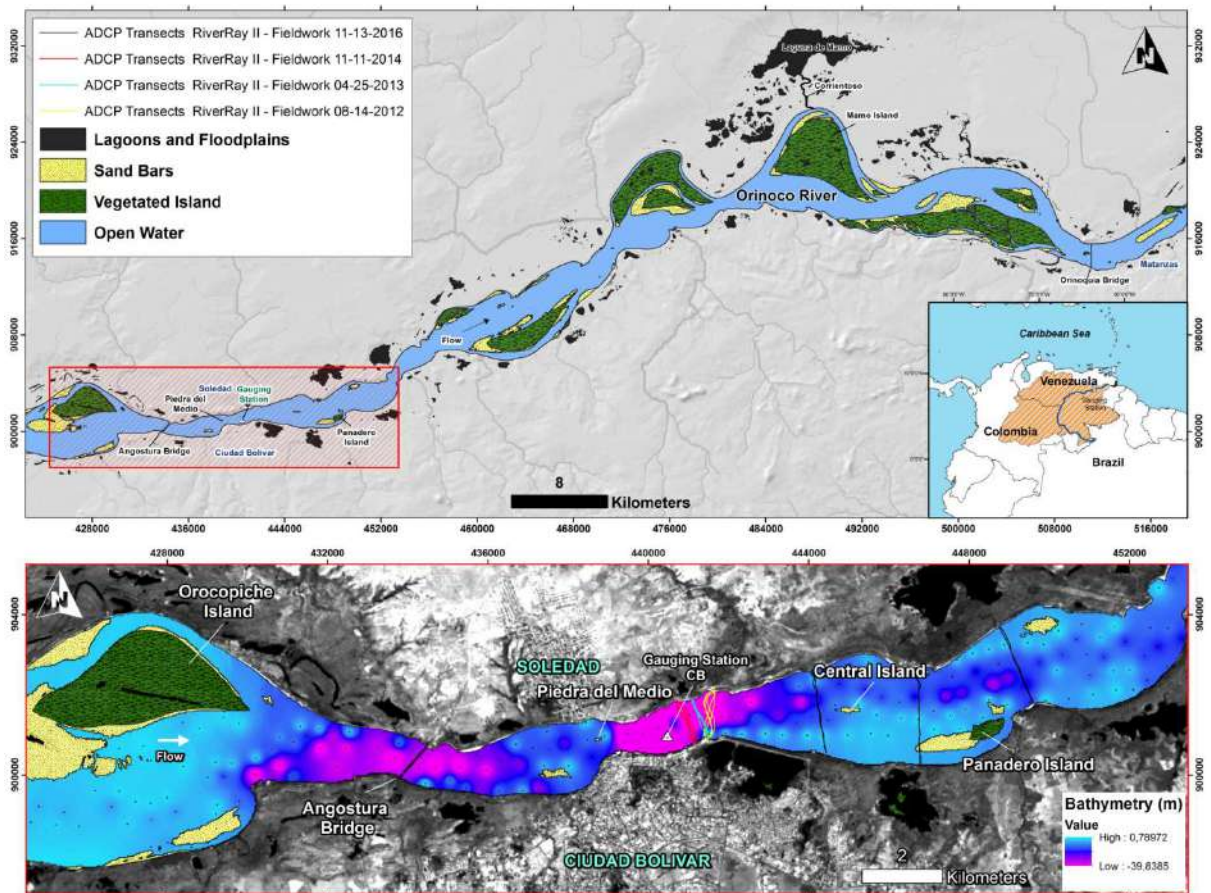


Figure 1. Study area (red square) in the contraction / expansion channel of the lower Orinoco River in Ciudad Bolívar. The bathymetry is superimposed on a Landsat-8 OLI image of January 11, 2016

3 DATA AND METHODS

3.1 Water level / discharge at Ciudad Bolivar station

Daily water stage records and discharges are available at Ciudad Bolivar gauging station since 1926, being the most complete flow measurement station in the Orinoco basin at the present day (Figure 1). This data has been registered by the Venezuelan water agency-INAMEH and with the support of Institute of Fluids Mechanics in the Central University of Venezuela (UCV-IMF) using traditional gauging techniques with current-meters before 2010, and Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) thereafter. The hydrological regime of the lower Orinoco River is characterized by an unimodal regime with high flows between August and September, and low-flow during February and March. As part of this study, 6 complete hydrological cycles were studied from data collected at Ciudad Bolivar between the years 2012 to 2017.

3.2 Suspended Sediments Concentration (SSC) and measurement of particle size data in sediments

The HYBAM observation service (<http://www.so-hyam.org/index.php/eng/Data>) collected on the middle of the cross section at Ciudad Bolivar station (from January 2012 to December 2017), a total of 136 surface water samples, of which 38 were taken with a frequency of 10 days until August 2013 and later, 98 were taken with a lower frequency of 1-2 times per month. For the determination of suspended sediments concentration, a unit of frontal filtration tied to a vacuum pump was used in the water samples, including filters of cellulose acetate of 0.45 μm of porosity. After filtration, the filters are dried for 24h at 60° C and weighed. SSC was calculated as the difference between the weight of the filter after and before filtration divided by the volume of water collected.

3.3 Surface Sedimentary fluxes (SSF)

The sedimentological regime in the hydrological station at Ciudad Bolivar is bimodal, marked by two SSC peaks respectively, before and after the maximum discharge peak. This singularity was reported and proved by [Laraque et al. \(2013\)](#) and invalidate the use of a relation ($SSC \text{ in } mg.l^{-1} = Q \text{ in } m^3.s^{-1}$) to calculate sedimentary fluxes. To estimate sediment flows ([Table 1](#)) we consider that a simple sample in the center of the cross section is representative of the entire section of Ciudad Bolivar ([Laraque et al., 2013](#)). Therefore, SSF (in $Kg.months^{-1}$ and $Ton.yr^{-1}$) was calculated by the Equation (1):

$$SSF = \left[\sum_{i=1}^n \frac{C_i * Q_i}{Q_m} \right] \quad (1)$$

where:

n : the number of analysis during the months,

C_i : is the instantaneous concentration and

Q_i and Q_m are: the daily and monthly water discharge.

Table 1. Estimates of the mean annual sediment flow, weighted by the mean monthly flow between 2012 and 2017 at Ciudad Bolivar station (SNO-Hybam database).

Year	SSC	SSC	SSC	N°	Surface Sediment Flow (*)	Q_{mean}	Q_{max}	Q_{min}
	Mean ($mg.l^{-1}$)	max ($mg.l^{-1}$)	min ($mg.l^{-1}$)	samples	($Mton.yr^{-1}$)	($m^3.s^{-1}$)	($m^3.s^{-1}$)	($m^3.s^{-1}$)
2012	77.7	189.2	21.1	36	88	37090	73483	8396
2013	74.8	213.6	18.2	28	68	32126	62271	5516
2014	89.8	170.0	18.9	10	100	30536	67256	5093
2015	89.0	203.0	29.0	14	91	28531	67183	6434
2016	109.2	277.0	12.0	26	113	34239	73938	4258
2017	97.0	210.9	23.3	24	103	34302	77315	7520
mean	90	211	20	23	94	32804	70241	6203
max	109	277	29	36	113	37090	77315	8396
min	75	170	12	10	68	28531	62271	4258
min/max	0.7	0.6	0.4	0.3	0.6	0.8	0.8	0.5

(*) Sediment flow weighted by mean monthly flow

3.4 ADCP transects (2012-2016)

Several measurements with an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) - RiverRay model integrated with the Trimaran float was conducted from August 14, 2012 to November 11, 2016 ([Figure 1](#)) near Ciudad Bolivar Town (under the Ecos-Nord V14U01 Project and SNO Hybam Program). The functioning of an ADCP is based on mechanical wave propagation. The equipment transmits sound pulses at a fixed frequency in the column of water and receives the returning echoes from small suspended particles moving within the acoustic beam. Specific details on the RiverRay II equipment used in this study are presented in [RDI \(2017\)](#). [Table 2](#) lists the measured main flow properties, such as: the discharge, the width and the distance from the *Piedra del Medio* island. The length of the analyzed reach is about 8.5 km. In each section, several measurements were carried out (from 2 to 4 transects by section). An average of 20–25 minutes was required for each one of the 19 transects carried out on the 6 cross sections. The maximum width and depth of these cross sections were about 2,294 m and 33.2 m, respectively. It can be seen that the transects were collected in low, medium and high flow conditions with discharge of approximately 10000, 35000, and 65000 $m^3.s^{-1}$, respectively.

Table 2 – Transects analyzed in the lower Orinoco River during the 2012 - 2016 fields studies

Code	Date	Transects	Distance ^(*) (m)	Q (m ³ .s ⁻¹)	W (m)	Water stage	Flow conditions	Type of measurement
H1	08/14/2012	5	2675	64821	1253	High waters	High	ADCP, SSC
L1	04/25/2013	4	2475	10515	978	Low waters	Low	ADCP, SSC
M1	11/11/2014	4	2155	39722	1200	Intermediate stage	Medium	ADCP, SSC
M2	11/13/2016	2	5435	33908	2037	Intermediate stage	Medium	ADCP, SSC
M3	11/13/2016	2	7910	34501	2294	Intermediate stage	Medium	ADCP, SSC
M4	11/13/2016	2	10670	34214	2053	Intermediate stage	Medium	ADCP, SSC

^(*) Distance from the Piedra del Medio island

Legend: Q = discharge; W = transect width; SSC= Suspended Sediment Concentration

A second set of ADCP transects was used to analyze the relationship of the ADCP backscatter signal with a punctual sampling of SSC. For this purpose, the methodology of [Filizola and Guyot \(2004\)](#) was used. Two ADCP transects for this experimental analysis were acquired during: (1) the descent of the waters in 11/13/2016 and (2) during the period prior to the rise of the waters in 04/22/2017. The backscatter data recorded by the ADCP were obtained simultaneously with the SSC sampling (both in the cross section of Ciudad Bolivar).

3.5 Sentinel-1 satellite images

In this study, Sentinel-1 C-band data collected in the Interferometric Wide swath (IW) mode and Level-1 Ground Range Detected (GRD) were downloaded. For land, dual (VV+VH) polarization chains are operated. However, only VV-polarization data was used to our study site because this polarization enhances water backscatter, commonly caused by wind or currents, increasing the backscatter return to the satellite ([Manjusree et al., 2012](#)). This mode allows the combination of a large swath width (250 km) with a moderate geometric resolution (10 m). Twenty six (26) SAR images for the period from February 2015 to March 2017 have been used, being freely available from the European Space Agency (ESA) through the website: Sentinels Scientific Data Hub (<https://scihub.esa.int/dhus/>), with 12-day repeat orbit cycle for each satellite and 6 days with 2 satellites in combined mode. Although only Sentinel-1A scenes acquired at the same time of day were processed (approximately 10:00 a.m.). The main characteristics of the collected Sentinel-1 IW data are provided by [Torres et al \(2012\)](#).

3.5.1. Processing Sentinel-1 C-SAR imagery

A flowchart is presented in [Figure 2](#) showing the steps necessary to extract the radar backscattering coefficient from the Sentinel-1 scenes. These images were downloaded from <https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>. A pre-processing stage was necessary to interpret and compare the images in space-time ([Rathee, 2017](#)).

The reading of the data is done from Sentinel Application Platform (SNAP). SNAP reads Sentinel-1 compressed download files directly. Before using the image, a number of preprocessing steps are necessary. First, a step called 'apply orbit file' is realized before in order to read all auxiliary information of the product. This step loads the precise information about the satellite flight path, coordinates, time and direction necessary for geocoding the product.

Dark lines at the edges of the scene are removed using the "Thermal Noise Removal" tool (SNAP). Their occurrence is more frequent in products with double polarization. It is recommended to applied to Sentinel-1 scenes for multi-temporal studies.

The geometric correction of the image is performed using the Range Doppler Terrain Correction function (SNAP), using a bilinear interpolation and the digital elevation model (DEM) SRTM global 3 arc second. Subsequently, the scenes are spatially reduced using the "subset" function, all scenes are resized to the same spatial extent, using the coordinates of the study area.

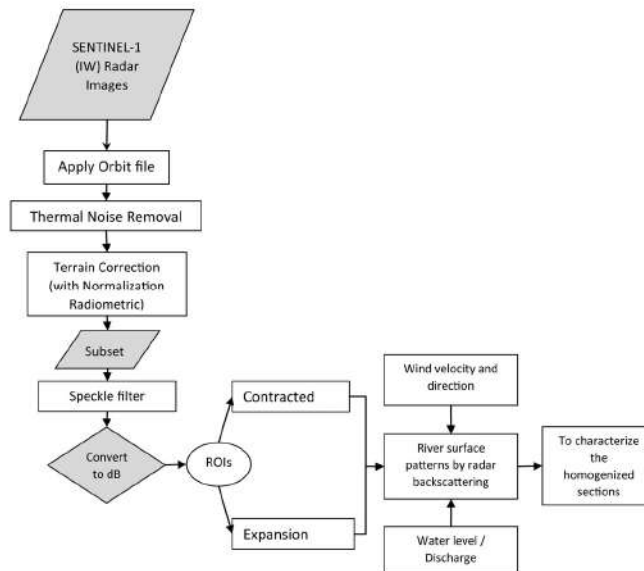


Figure 2. Flowchart shows the applied methodology for the Sentinel-1.

Speckle is a granular disturbance, usually modeled as a multiplicative noise, that affects synthetic aperture radar (SAR) images. The application of a filter is necessary to reduce this noise on the scenes. To do this, a technique called Multi-looking (SNAP) is used, which reduces the effect of the noise associated with this phenomenon. It fixes the inconsistent pixel sizes caused by the angle of the incoming signal and produces an image with "squared" pixels. The speckle is reduced to a certain degree.

The backscatter of the scene per unit area on Earth is called Sigma Nought (σ). It is a dimensionless variable that evaluates the conditions of surface reflectivity. The "Calibrate" function in the SNAP program is used to obtain images whose pixels are normalized values from the scene backscatter. This allowed the comparison of calibrated images obtained by other sensors or on different dates. These values from σ are then converted to units in decibels [dB].

Two regions of interest (ROIs) were created on the surface of the main course of the river, just in the funnel-shaped sector of Ciudad Bolivar. A first ROI #1 is located at the widest part of the funnel, while the second ROI #2 is located at the narrowest part, both covering more than 3000 pixels. Both ROIs are used to extract the values of the radar backscatter coefficient in [dB] (extraction of mean values and standard deviation) for the entire time series of Sentinel-1 satellite images. The data on water level, wind and suspended sediment were then compared with the backscatter coefficient for each area of the channel (contraction and expansion zone). This analysis seeks to understand how the change in the signal of the Radar backscatter coefficient is related to the roughness detected in the surface of the water in the different stages of the hydrological regime. This will allow the direct recognition of the turbulent flow sections in the river, which can favour the homogenization of suspended sediments.

4 Results

4.1 Key observations on hydrodynamics and sediment transport

4.1.1. Basic hydrodynamics parameters

The ADCP was used to measure three-dimensional water velocities over the depth and along the transect, as well the water temperature closer the surface and backscatter acoustic intensity. The analysis of the ADCP data first yielded the basic hydrodynamic parameters, such as: area, wetted perimeter, hydraulic ratio, average/median water depth, aspect ratio, cross-sectional average velocity, and average/median depth-averaged velocity. Some of these parameters are listed in Table 3, in which the median values from each field study are presented.

In Table 3, large differences in discharge and flow rates were observed in the different field studies according to hydrological regime. From low to high flow conditions, the maximum velocity averaged at depth at the end of the contracted channel increased from 1.07 to 2.77 m.s⁻¹, while in the section around Isla Panadero it was 1.75 to 1.95 m.s⁻¹. In the contracted channel, the velocity of the cross section increased from 0.4 to 1.5 m.s⁻¹

from low flow to high flow conditions. In addition, from low flow to high flow conditions, the contracted channel increased in depth from 26 to 34 m and in width from 950 to 1250 m, while downstream of this sector, around the island of Panadero the depth was in the order of 10-16 m, with a width of 2000 m. Thus, the channel aspect ratio (width-depth) after the expansion raised from 37-45 to 125-117. Finally, minor changes were observed during low and high flow conditions in the flow direction.

Table 3 – Main flow properties of the Lower Orinoco River during the 2012 - 2016 field studies

N°	Date	Flow conditions	Q (m ³ .s ⁻¹)	A (m ²)	h _{med} (m)	W/h _{rect}	V _{avg} (m.s ⁻¹)	V _{depth-avg} (m.s ⁻¹)	Dir (°)	V _{max} (m.s ⁻¹)
H1	08/14/2012	High	64821	41783	34.7	-37	1.52	1.28	81	2.77
L1	04/25/2013	Low	10515	24563	25.2	-39	0.43	0.46	83	1.07
M1	11/11/2014	Medium	39722	32217	25.5	-45	1.23	1.24	91	2.05
M2	11/13/2016	Medium	33908	33273	16.5	-125	1.02	1.11	90	1.74
M3	11/13/2016	Medium	34501	33993	10.5	-155	1.01	1.02	84	1.95
M4	11/13/2016	Medium	34214	35948	16.0	-117	0.95	0.98	74	1.75

Legend: Q = discharge; A = cross-sectional area; h_{med} = median depth; W/h_{rect} = median of the aspect ratio; V_{avg} = median of the cross-section velocity (Q/A); V_{depth-avg} = median of the depth-averaged velocity; Dir = median of flow direction degrees from North; V_{max} = maximum depth-averaged velocity

Figure 3 shows the depth-averaged velocity data (magnitude and direction) collected at each transect. The figure was plotted using the Velocity Mapping Tool software (Parsons et al., 2013). Large velocities up to 2 m.s⁻¹ were observed at the contracted channel, while lower velocity were in the reach immediately upstream of the Central Island, where the flow split in two parts. Downstream of this island the flow adjusted its magnitude/trajectory following the change in water depth and the meandering path of the channel.

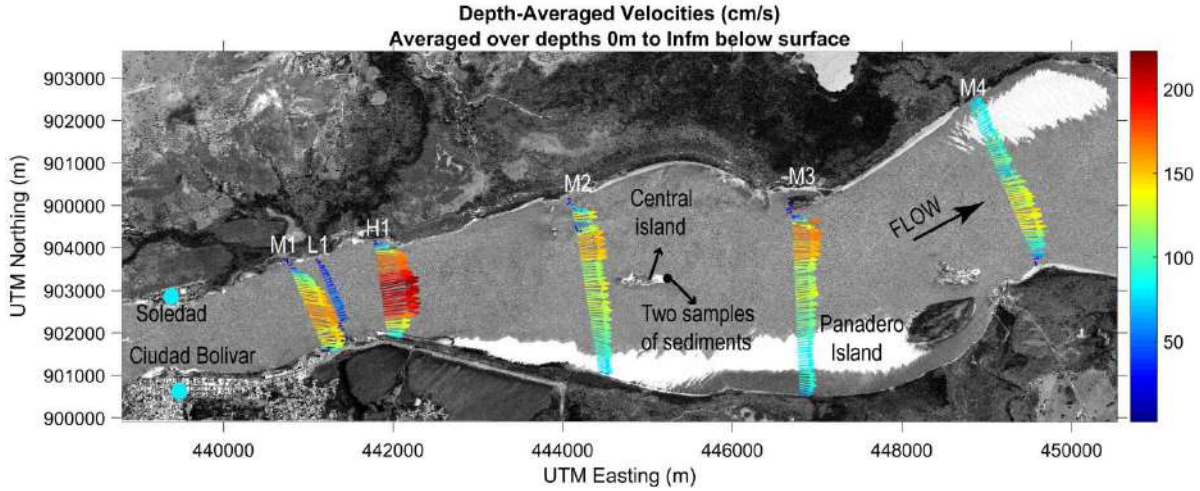


Figure 3. Depth-averaged velocities and flow directions measured along the ADCP transects during the study period (2012-2016) in the lower Orinoco. The dates of each transect are detailed in **Table 3** above.

It is well-known that in river hydraulics any deviation from the assumption of an uniform velocity distribution over the entire cross-section is accounted by introduction of two coefficients, namely the Coriolis coefficient α for kinetic energy and the Boussinesq coefficient β for momentum (Chanson, 2004). These ones must be applied in any analysis or computation based upon the energy and momentum principle, respectively, if the average velocity is used. If the water density is constant, the Coriolis coefficient and the Boussinesq are defined as:

$$\alpha = \frac{\int_A V^3 dA}{V_{avg}^3 A} \quad (2)$$

$$\beta = \frac{\int_A V^2 dA}{V_{avg}^2 A} \quad (3),$$

where V_{avg} is the average cross-sectional velocity and V is the effective velocity in any point. In this study, the depth-averaged velocity was applied to represent the distribution of the velocity in the river cross-section.

Theoretical values for α and β can be derived from the power and the logarithmic law for velocity distribution in the water column inside wide channels. For turbulent flow in a straight channel with a typical geometric morphology of a rectangular, trapezoidal, or circular cross-section, α is usually less than 1.15 (Henderson, 1966), whereas for natural channels Coriolis and Boussinesq coefficients have values typical from 1.15 to 1.50 and from 1.05 to 1.17 (Chaudhry, 2008). For example, in the Amazon Basin, in low flow conditions, values of α were observed between 1.27 and 1.41 in the Solimões and Negro rivers, whereas the Boussinesq coefficient was 1.10 and 1.23, respectively (Gualtieri, 2017).

Figure 4 shows the distribution of α and β in the section of the Orinoco River considered in this study (Table 2). First, it can be seen that in the channel contraction, both coefficients have larger values than those reported for natural channels. Second, for β (Figure 4-B), the lower the discharge, the higher the coefficient. This indicates that high flow conditions ($Q = 64,821 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) tend to homogenize the velocity distribution, while for the falling water stages ($Q = 10,515 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) the distribution of depth-averaged velocity, exhibited large variations respect to the average cross-sectional velocity. Third, in medium flow conditions, both coefficients were larger in the channel expansion than in the channel contraction. Immediately downstream of the island (Figure 3 - transect M3) the coefficients increased having the largest value and then decreased (Figure 3 - transect M4). This suggests an effect of variation in channel width and of the island on the uniformity of velocity distribution.

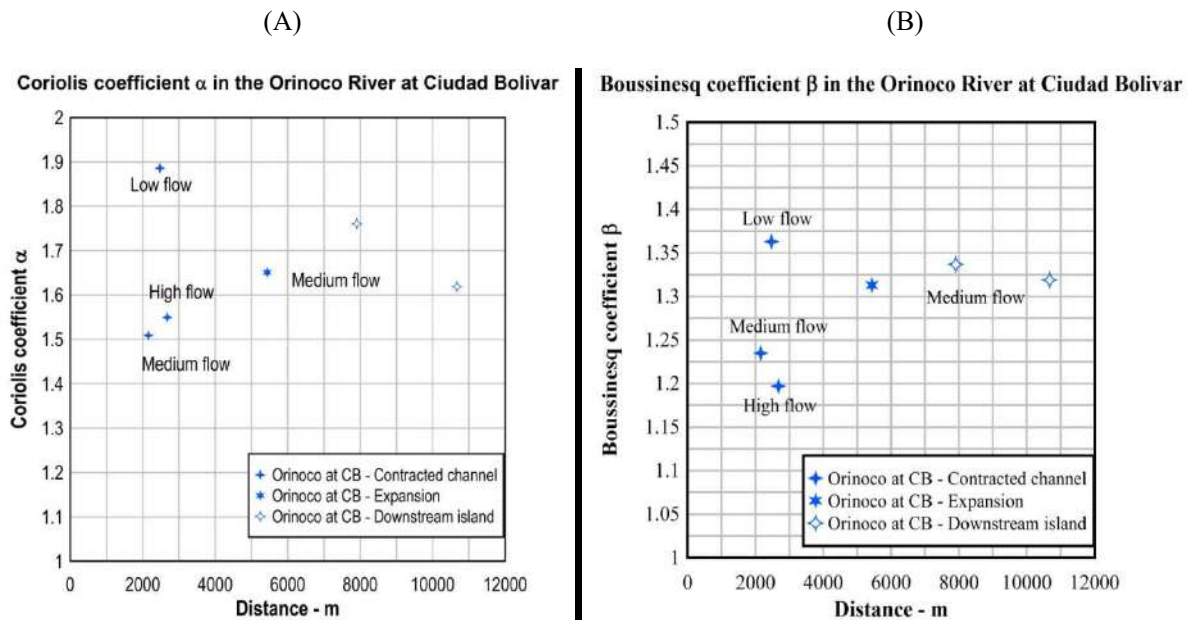


Figure 4. Distribution of α and β coefficients.

4.1.2. Sediment transport parameters

It is well-known that the bed shear stress or the shear velocity provide an index of the basic parameters of fluid force per unit area on the river bed. Therefore, they have been related to sediment mobilization and transport in many theoretical and empirical studies of sediment transport, including the inception of sediment motion and the occurrence of bed/suspended load motion through the classical threshold Shields/Rouse numbers (Chanson, 2004). Hence, the bed shear stress was applied to characterize the interaction between hydrodynamics and sediment transport. Various methods have been proposed to calculate the bed shear stress, including reach-averaged relations, theoretical assumptions about structure of turbulence and direct measurements of turbulence. As in this study a large number of ADCP transects were collected, the bed shear stress was calculated using the approach proposed by Sime et al. (2007). This approach has already been tested also in the Amazon River (Gualtieri et al., 2018; Ianniruberto et al., 2018). Sime et al. (2007) compared different methods to estimate the bed shear stress from moving boat ADCP profiling. They found that the most precise method was a quadratic-stress approach, which used the vertically averaged mean velocity and a zero-velocity height based on bed grain size information. In this method the bed shear stress is depending even on the water depth. Using the above method, the bed shear stress was calculated for each ensemble gaining the distribution of the bed shear stress along each transect.

Table 4 lists the median values for each transect of the main sediment transport parameters. These show a large variation in bed shear stresses from the low flow to the medium/high flow conditions.

Table 4 – Main sediment transport properties in the Lower Orinoco River during the 2012/2016 field studies

Nº Transects	Date	Q (m ³ .s ⁻¹)	τ_b (Pa)	u^* (m.s ⁻¹)
H1	08/14/2012	64821	1.60	0.040
L1	04/25/2013	10515	0.22	0.015
M1	11/11/2014	39722	1.72	0.042
M2	11/13/2016	33908	1.44	0.038
M3	11/13/2016	34501	1.30	0.036
M4	11/13/2016	34214	1.17	0.034

Legend: Q = discharge; τ_b = bed shear stress; u^* = shear velocity

4.2 A backscattering analysis using sentinel-1

4.2.1. Evaluation of contraction/expansive zones based on variations in the multi-temporal backscatter coefficient.

Figure 5 shows the series temporal of Sentinel-1 images and its relation with the water level changes. Sentinel-1 backscattering coefficient variations in decibels [dB] was evaluated during two years of the hydrological regime, very close to the Ciudad Bolívar hydrological station. As detailed in §3.5.1, two Regions of Interest (ROI) in both river sectors (contraction and expansion) were selected for this analysis (> 3000 pixels). From these ROIs the statistics were extracted, allowing comparison of Sentinel-1 backscatter coefficient values from February 2015 to March 2017.

From the results obtained based on the comparison of the zones of contraction and expansion, it can be highlighted that for the stretch of the river in expansion, the values of the Sentinel-1 backscatter coefficient report a mean value of -19.25 [dB], with the minimum and maximum values being -23.72 and -16.97 [dB], respectively. For the sector where the river width contracts, an average value of -18.90 [dB] was recorded, with a minimum value of -21.66 [dB] and a maximum value of -15.80 [dB], the latter value was recorded during the high water period. Similarly, in August 2015, a very equivalent value was recorded (-15.91 [dB]) coinciding with the peak water maximum in Ciudad Bolívar.

During the analysis, it was found that these variations in the radar backscatter coefficient over both stretches of the river are mainly due to rapid changes in the water level, as a result of the hydrological regime. Based on previous studies of Mora et al (2009) and Laraque et al (2013), the presence of strong rapids and high turbulence at the entrance of the contraction is identified, in a sector that is considered as a bedrock control. This strong disturbance on the surface of the water induces waves, which cause roughness on the surface of the water, resulting in a high return of the radar signal. These increases in the radar's return signal occur mainly at the beginning of the water rise and intensify during the months of August, September and October (Figure 5).

The graphs associated with the standard deviation and the values of the Sentinel-1 backscatter coefficient in the expansion and contraction zones are shown in Figure 6. In Figure 6-A, the mean values of the sentinel-1 backscatter coefficient were higher for the contraction channel, showing a value of -18.40 [dB] over the two years of the analysis. Similarly, in Figure 6-B the standard deviation was much lower for the contracted channel, indicating that this sector had a more uniform flow behaviour during the period evaluated.

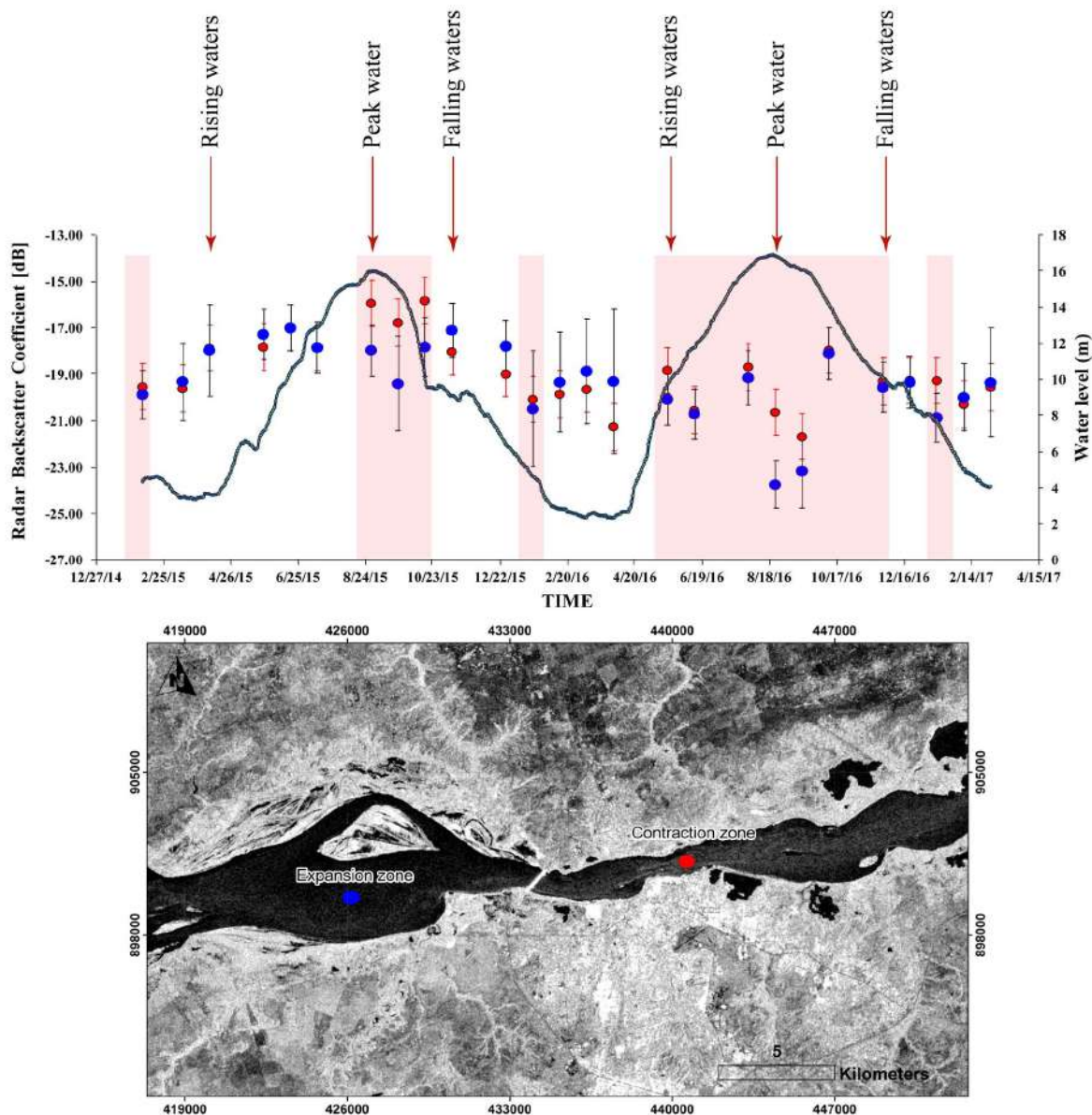


Figure 5. Radar backscatter analysis on a funnel-shaped river section. It is possible to appreciate the space-time variations of the radar backscatter coefficient in [dB] using Sentinel-1 scenes during two years of the hydrological regime in Ciudad Bolivar (main hydrological station). In the graph above, red color = contraction and blue color = expansion.

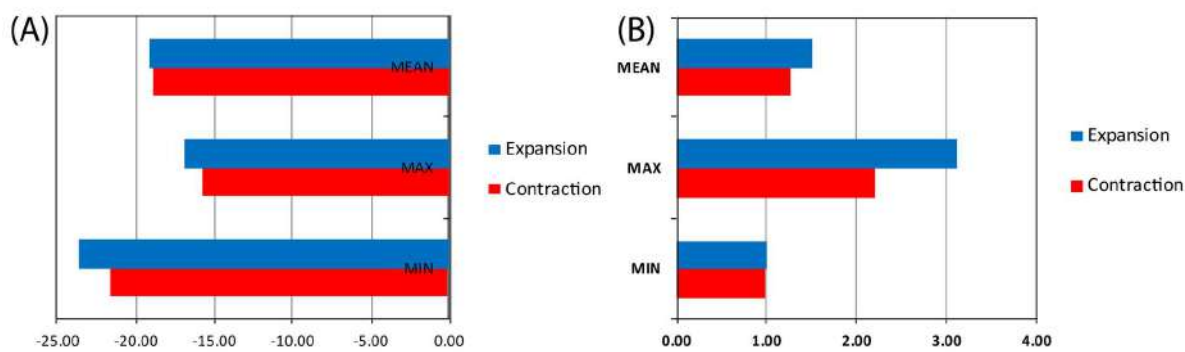


Figure 6. Backscatter statistics for the two classes evaluated (Contraction and Expansion). (A) Mean backscatter for VV polarization and (B) Standard deviation for VV polarization.

Although strong winds induce waves on open water surfaces, which reduces specular reflection and increases the amount of incident energy back-scattered to the satellite. This is a common phenomenon in wide and calm lakes and rivers, but it occurs infrequently during the funnel-shaped section studied here. In **Figure 7**, a wind rose diagram shows the behavior of wind direction and wind speed for the year 2015. As can be seen, the wind direction is mostly in the river current direction and the mean wind speed does not exceed 5 m.s^{-1} in general. This result is consistent with the study presented by [González-Longatt et al \(2014\)](#), where it was indicated that for the same station in Ciudad Bolívar (Ciudad Bolívar airport), the mean wind speed did not exceed 3.24 m.s^{-1} during the 2005-2007 recording period.

This allows us to state that these disturbances in the water do not seem to be directly related to the action of the wind, and that the origin of the roughness on the water surface could mainly come from variations in hydrodynamics in the contraction channel.

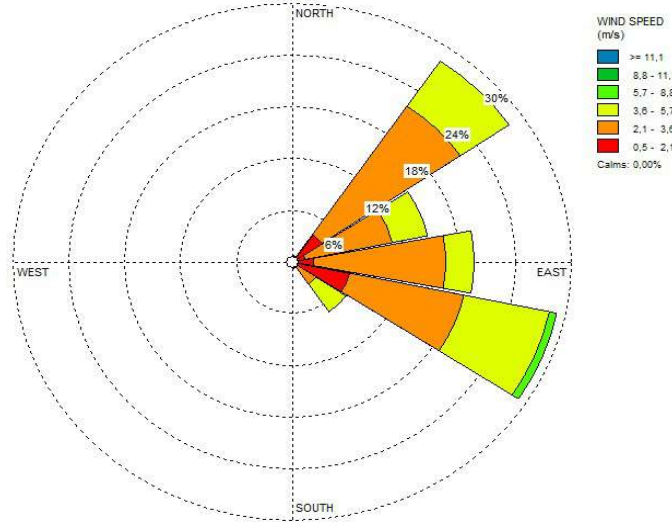


Figure 7. Wind rose for the year 2015 at the Ciudad Bolivar airport station. Note that the mean wind speed values are relatively low (Source: INAMEH).

4.3 The ADCP suspended sediment calibrations

The ADCP data was processed to calculate the primary and secondary flow structure to each cross section, using the Velocity Mapping Toolbox ([Parsons et al., 2013](#)). Previous work have shown a good correlation between suspended sediment concentration and ADCP corrected acoustic dispersion ([Filizola and Guyot, 2004](#); [Shugar et al., 2010](#); [Szupiany et al., 2009](#)). This relation is based on the fact that the intensity of the acoustic backscatter recorded by the ADCP is a function of the equipment characteristics and flow conditions, as well as the concentration and size of the suspended sediments ([Leyland et al., 2017](#)).

This allowed the analysis of the $SSC = f[\text{dB}]$; where SSC is the suspended sediments concentration in mg.l^{-1} and [dB] is the ADCP's acoustic backscatter signal.

Figure 8 shows a good fit ($R^2 = 0.74$; $p < 0.05$) between the SSC in mg.l^{-1} and the ADCP backscatter acoustic signal (600 kHz RiverRay) in [dB]. By implementing this calibration in the Matlab program, it is possible to estimate the SSC for the entire section using the acoustic backscatter values corrected and recorded by the ADCP unit. To calculate instantaneous Suspended Sediment Flow (SSF) using this relation, the following equation was used:

$$SSF = (\sum_1^n q_i SSC_i) \quad (1)$$

where n is the number of ADCP cells used for the measurement (transect); q_i is the discharge for the i th ADCP cell, SSC_i is the suspended sediment concentration at the i th ADCP measured cell, obtained using the

relationship, shown in **Figure 8**. Thus, the instantaneous suspended sediment flows are estimated from derived discharges (velocity x cell area) and SSC values for each cell (estimated by the calibration curve).

Calibration of suspended sediments using ADCP equipment as well as velocity data provide acceptable estimations for the concentration of suspended sediments across the entire section. The instantaneous suspended sediment flow for each cell could also be calculated from the derived discharges (velocity x cell area) and the estimated SSC value, with the calibration curve (**Figure 9-A to C**).

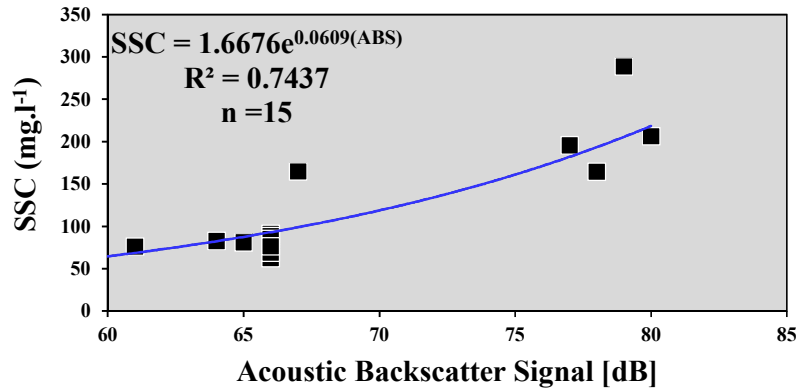


Figure 8. Relationship between the SSC and the ADCP acoustic backscatter signal. The SSC can be estimated in the whole water column as a function $SSC = f[dB]$.

Figure 9-B shows that there is a fairly uniform distribution pattern of SSC over the complete contracted section, possibly due to the geomorphology of the channel that produces high turbulence and vortices, which favors the homogenization of sediments. SSC values vary on the surface from 60 $mg.l^{-1}$ to about 1000 $mg.l^{-1}$ towards the bottom of the section. For instantaneous suspended sediment flow rates, the maximum values reached by some cells was $0.6 kg.s^{-1}$.

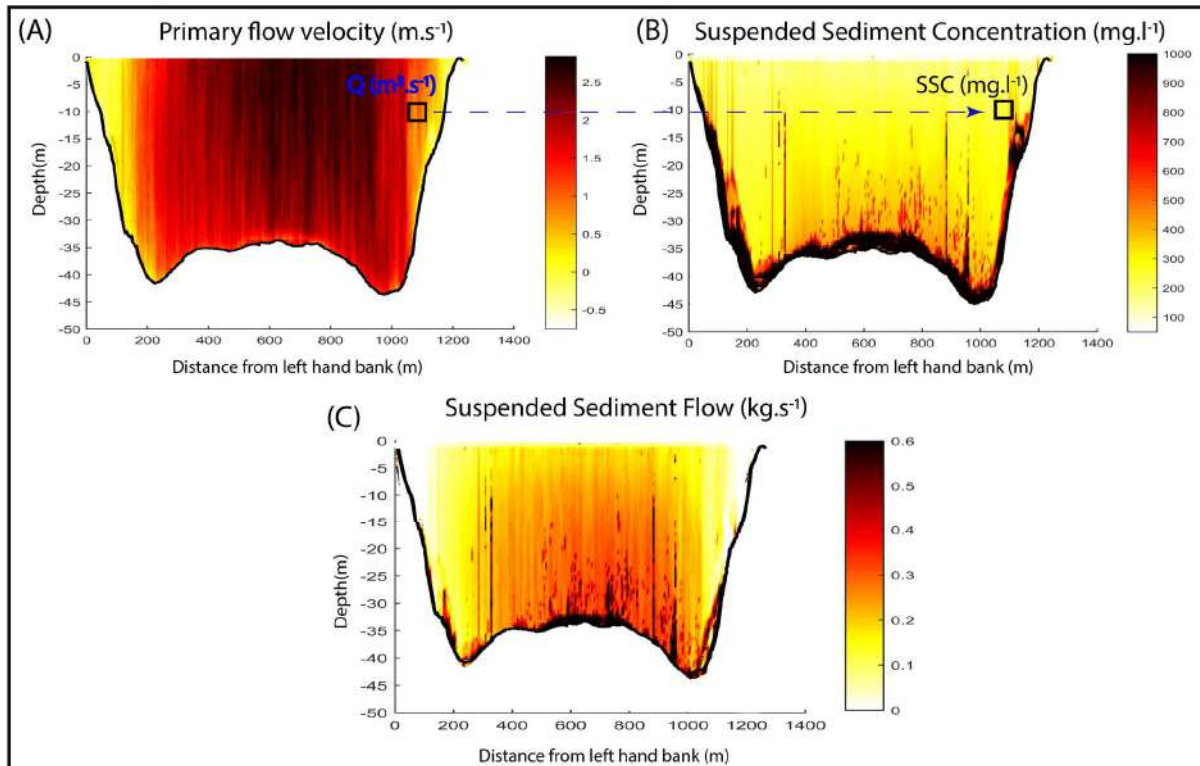


Figure 9. (A) Primary flow velocity component extracted from the ADCP data for the survey undertaken on 08/14/2012 at the study reach (see location on **Figure 4** - transect H1). (B) Suspended Sediment Concentration (in $mg.l^{-1}$) within each ADCP cell calculated using the calibration curve (see **Figure 8**). (C) Estimated instantaneous Suspended Sediment Flow (in $kg.s^{-1}$).

5 Conclusions

This study allowed the coupling of remote sensing data with those of a more traditional field hydrology study. The Sentinel-1 time series made it possible to recover variations in the radar backscatter coefficient as a function of the roughness changes detected on the water surface. Some research results are consistent with the current understanding of radar remote sensing of a body of water.

In addition, the study also successfully raised possible factors affecting radar backscatter in the contraction/expansion channels of large rivers. Overall, the research has contributed to testing and expanding knowledge about C-band SAR image processing in river studies.

Variations in the Sentinel-1 backscatter coefficient are mainly caused by rapid changes in the water level resulting from the hydrological regime. At the beginning of the channel contraction, this sector is characterized by a bedrock control, where strong rapids and vortexes occur. This strong disturbance on the surface of the water induces waves, which cause roughness on the surface of the water, resulting in a high return of the radar signal. These increases in the radar's return signal occur mainly at the beginning of the water rise and intensify during the months of August, September and October. This information can be valuable for the characterization of homogenized sections of suspended sediments in other parts of the river, and especially useful in the selection of keys sites for the installation of permanent hydrological stations in the future.

Upcoming activities will focus on studying the pattern of surface velocities obtained from ADCP transects with respect to changes in the radar backscatter signal, in order to establish relationships between surface velocity variations and the radar signal.

For the first time in the Orinoco River, an $SSC = f [dB]$ relationship was established between the ADCP backscatter acoustic signal and point sampling of suspended sediment concentration. For this analysis a good fit ($R^2 = 0.74$; $p < 0.05$) was found between the SSC in $mg.l^{-1}$ and the ADCP acoustic backscatter signal in decibel units (600 kHz RiverRay). Using this calibration in the Matlab program, the SSC estimate for the whole section could be obtained from the acoustic backscattering values corrected and recorded by the ADCP unit. Instantaneous suspended sediment flow values for the complete transect were calculated by discharge derivation (velocity x cell area) and using previously calculated SSC values. The development of a general calibration algorithm for the Orinoco basin will be of great importance in the future. This will allow the calculation of hydro-sedimentary flows in a fast and accurate way, compared to long and costly procedures based on traditional techniques.

Acknowledgements

The ADCP survey data for the study reach were financed by SNO-Hybam program (www.so-hybam.org) and ECOS-Nord/Fonacit (V14U01), as well as also was supported by the Bolivarian National Armada of Venezuela and COEA-IVIC laboratory. PhD studies of the first author and stay at GET Laboratory (GET, UMR5563, CNRS/IRD/UPS3) in Toulouse is funded through the IRD-ARTS Grant 2017-2018 and Venezuela's Fundayacucho Grant N° E-223-14-2014-2. We also thank to two anonymous reviewers for constructive criticisms of the first version of the paper.

References

- Braden, G.E., 2015. Turbulence, diffusion and sedimentation in stream channel expansions and contractions, Proceedings of the Oklahoma Academy of Science, pp. 73-77.
- Claude, N. et al., 2014. Interactions between flow structure and morphodynamic of bars in a channel expansion/contraction, Loire River, France. Water Resources Research, 50(4): 2850-2873.
- Chanson, H., 2004. Hydraulics of open channel flow. Butterworth-Heinemann. Chanson, H. (2004). The Hydraulics of Open Channel Flow: An Introduction. Butterworth-Heinemann, 2nd edition, Oxford, UK, 630 pages
- Chaudhry, M.H., 2008. Open Channel Flow. Chaudhry, M.H., 2008. Open Channel Flow, 2nd Edition, Springer, Science+Business Media LLC, New York, NY, USA, 524 pages
- 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(1): 143-153.

- González-Longatt, F., González, J.S., Payán, M.B. and Santos, J.M.R., 2014. Wind-resource atlas of Venezuela based on on-site anemometry observation. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 39, pp. 898-911.
- Gualtieri, C., 2017. Personal Communication
- Gualtieri, C., Filizola, N., Oliveira, M., Santos, A. M., Ianniruberto, M., 2018. A field study of the confluence between Negro and Solimões Rivers. Part 1: Hydrodynamics and sediment transport. *Comptes Rendus Geoscience*, 350(1–2), January–February 2018, 31–42.
- Guccione, P., Lombardi, A., Giordano, R., 2016. Assessment of seasonal variations of radar backscattering coefficient using sentinel-1 data, *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 2016 IEEE International. IEEE, pp. 3402-3405.
- Henderson, F., 1966. M. 1966 Open Channel Flow. Macmillan Publishing Co. Inc., New York, ISBN-10, 23535105: 250-252.
- Ianniruberto, M., Trevethan, M., Pinheiro, A., Andrade, J.F., Dantas, E., Filizola, N., Santos, A., Gualtieri, C. 2018. A field study of the confluence between Negro and Solimões Rivers. Part 2: River bed morphology and stratigraphy, *Comptes Rendus Geoscience*, 350(1–2), January–February 2018, 43–54.
- Jamieson, E., Rennie, C., Jacobson, R., Townsend, R., 2011. Evaluation of ADCP apparent bed load velocity in a large sand-bed river: moving versus stationary boat conditions. *Journal of Hydraulic Engineering*, 137(9): 1064-1071.
- Laraque, A. et al., 2013. A comparison of the suspended and dissolved matter dynamics of two large inter-tropical rivers draining into the Atlantic Ocean: the Congo and the Orinoco. *Hydrological Processes*, 27(15): 2153-2170.
- Lewis, J., W.M., Saunders, J.F., 1989. Concentration and transport of dissolved and suspended substances in the Orinoco River. *Biogeochemistry*, 7(3): pp. 203 - 240.
- Leyland, J. et al., 2017. Extreme flood-driven fluvial bank erosion and sediment loads: direct process measurements using integrated Mobile Laser Scanning (MLS) and hydro-acoustic techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(2): 334-346.
- López, J., Perez-Hernandez, D., 1999. Some Morphological Aspects of the Orinoco River, *IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*. Genova. Italy. September, pp. 6-10.
- Manjusree, P., Kumar, L.P., Bhatt, C.M., Rao, G.S., Bhanumurthy, V., 2012. Optimization of threshold ranges for rapid flood inundation mapping by evaluating backscatter profiles of high incidence angle SAR images. *International Journal of Disaster Risk Science*, 3(2): 113-122.
- Mora, A., 2011. Variación temporal y espacial de la concentración de cationes mayoritarios y elementos traza disueltos en el sistema río Orinoco, Venezuela, Tesis de Doctorado. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid, España.
- Mora, A. et al., 2009. Temporal variability of selected dissolved elements in the lower Orinoco River, Venezuela. *Hydrological Processes*, 23(3): 476-485.
- Nordin, C.F., Meade, R.H., 1985. The Amazon and the Orinoco, *McGraw-Hill Yearbook of Science & Technology*. McGraw-Hill Inc., pp. 385 - 390.
- Parsons, D. et al., 2013. Velocity Mapping Toolbox (VMT): a processing and visualization suite for moving-vessel ADCP measurements. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(11): 1244-1260.
- Rathee, G., 2017. Detection of algal blooms in lakes: using Sentinel-1 C-band SAR Images.
- RDI, I., 2017. RiverRay ADCP.
- Shugar, D.H. et al., 2010. On the relationship between flow and suspended sediment transport over the crest of a sand dune, Río Paraná, Argentina. *Sedimentology*, 57(1): 252-272.
- Silva León, G., 2005. La cuenca del río Orinoco: visión hidrográfica y balance hídrico (The Orinoco River basin: hydrographic view and its hydrological balance). *Revista Geografica Venezolana* 46(1): 75–108.
- Sime, L.C., Ferguson, R.I., Church, M., 2007. Estimating shear stress from moving boat acoustic Doppler velocity measurements in a large gravel bed river. *Water Resources Research*, 43(3).
- Szupiany, R.N., Amsler, M.L., Parsons, D.R., Best, J.L., 2009. Morphology, flow structure, and suspended bed sediment transport at two large braid-bar confluences. *Water Resources Research*, 45(5).
- Torres, R. et al., 2012. GMES Sentinel-1 mission. *Remote Sensing of Environment*, 120: 9-24.
- Yepez, S. et al., 2016. Retrieval of suspended sediment concentrations using LANDSAT-8 OLI data in the Orinoco River (Venezuela), *Journée Thématique du Programme National de Télédétection Spatiale: Apport des missions Sentinel- Copernicus à l'observation de la Terre.*, CNES, Paris.
- Yepez, S. et al., 2018. Retrieval of suspended sediment concentrations using Landsat-8 OLI satellite images in the Orinoco River (Venezuela). *Comptes Rendus Geoscience*, 350(1): 20-30.

Publication III

**Quantification des changements géomorphologiques d'une île fluviale
du fleuve Orénoque par combinaison de mesures ADCP et DGPS-RTK**

MORPHODYNAMIC CHANGE ANALYSIS OF BEDFORMS IN THE LOWER ORINOCO RIVER, VENEZUELA

Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences (PIAHS)

Proc. IAHS, 95, 1-10, 2018

Reçu le : 27-06-2017

Accepté le : 11-01-2018

Santiago Yepez ¹, Alain Laraque ¹, Carlo Gualtieri ², Frédéric Christophoul ¹,
Claudio Marchan ³, Bartolo Castellanos ⁴, Jose Manuel Azocar ⁵,
Jose L. Lopez ⁴, and Juan Alfonso ⁵

¹ GET, UMR CNRS / IRD / UPS – UMR 5563 du CNRS, UMR234 de l'IRD, 31400
Toulouse, France.

² University of Napoli Federico II, 80138 Napoli, Italy

³ Centro de Sismología, Universidad de Oriente 6101 - Venezuela

⁴ IMF - UCV Instituto de Mecánica de Fluidos, Caracas 1041-A, Venezuela.

⁵ COEA, Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC), Caracas 1020-A,
Venezuela

*Corresponding author tel.: +33 (0) 6.03.54.54.48

E-mail address: santiago.yepez@get.omp.eu or syepez14@gmail.com

5.1. Résumé

L'Orénoque a le troisième plus grand débit au monde, avec un débit annuel moyen de $37\,600\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à son embouchure dans l'Océan Atlantique. En raison de la présence du Bouclier Guyanais sur la rive droite du fleuve, le cours inférieur de l'Orénoque est caractérisé par des zones de rétrécissement et d'expansion, où des processus alternatifs d'aggradation et d'érosion se produisent dans le lit du fleuve tout au long du régime hydrologique annuel.

Cette recherche établit une méthodologie combinée pour la quantification des changements morphologiques et volumétriques, associés au charriage de fond dans différentes conditions du régime hydrologique, visant à comprendre le transport des sédiments dans la partie semi-submergée des grands fleuves.

Le volume de dépôt et d'érosion sur une barre de canal moyen et son interrelation avec le débit a été estimé à l'aide de la technique du DEMs of Difference (DoD). L'application du DoD consiste à quantifier le changement volumétrique entre deux relevés topographiques successifs. Pour la construction des modèles d'élévation du terrain, une stratégie de transects ADCP répétitifs le long d'une île fluviale, a été réalisée avec simultanément des relevés topographiques utilisant des récepteurs DGPS en mode RTK. Des campagnes de terrain pour l'acquisition de données ont été réalisées pendant les périodes de crues et d'étiages de l'Orénoque, près de Ciudad Bolívar au Venezuela.

Sur la base des travaux de Dinehart et Burau (2005), la bathymétrie a été cartographiée autour de l'île fluviale à l'aide de l'équipement ADCP. Les distances mesurées par les quatre faisceaux transducteurs jusqu'au lit du fleuve ont été utilisées pour extraire les valeurs de profondeur. Les valeurs de distance ont été utilisées pour créer une bathymétrie très précise (également à l'aide d'échosondeurs verticaux) à des profondeurs relativement faibles. L'angle du cône de chaque faisceau est de 2° , ce qui assure une très faible couverture entre le contact du faisceau et le lit de fleuve. Les coordonnées sont corrigées par les mesures enregistrées des tangage et roulis (pitch & roll) par l'ADCP.

Pour l'acquisition des données topographiques, ont été utilisés des récepteurs DGPS en mode RTK. Une station de base de contrôle a été fixée au milieu de l'île fluviale dont la

position a été adaptée au système SIRGAS-REGVEN. Par la suite, différentes mesures effectuées avec un deuxième récepteur GPS en mode différentiel ont été calibrées au moyen d'un signal radio avec la station de base de référence, garantissant une grande précision de mesure.

Les modèles numériques d'élévation (DEM) en format grid ont été construits en combinant les points x, y, z de la bathymétrie avec les données topographiques. L'interpolation des données a été réalisée à partir d'un réseau triangulaire irrégulier (TIN) à l'aide de la triangulation Delaunay. Les deux DEMs ont été rééchantillonnés linéairement sur une grille avec une résolution de 1 m, les deux sont compatibles en l'extension spatiale.

Le DoD a été calculé à l'aide de l'extension GDC (Geomorphic Change Detection Software) dans le programme ArcGIS d'ESRI, développé par Wheaton et al. (2010). Considérant que tant que les résolutions et les emplacements des cellules sont géométriquement cohérents, le changement d'élévation est en fait une soustraction directe entre les cellules correspondantes entre chaque DEM. Le DoD montre les changements d'élévation. Pour convertir ces résultats en changement volumétrique, les différences de hauteur sont multipliées par la surface de chaque cellule ou pixel.

Le principe de la technique est relativement simple, mais la distinction entre les changements géomorphologiques réels et le bruit des relevés, exige des méthodes appropriées d'analyse des erreurs, afin d'assurer la fiabilité des DoD. Une analyse de validation a été réalisée à partir des incertitudes de chacun des équipements utilisés pour la construction des DEMs. Cette erreur est définie comme un seuil, directement appliqué au résultat final de l'analyse du DoD.

D'après les résultats de l'analyse du DoD, le volume total de sédiments a été estimé à $109\,792 \pm 911 \text{ m}^3$ représentant 99,67 % de la différence de volume net total, tandis que le volume d'érosion était de $368 \pm 85 \text{ m}^3$, ce qui représente 0,33 % pendant la période d'étude. Au cours de cette étude, il est conclu que la sédimentation a plus d'influence que l'érosion. La vitesse des vecteurs de flux moyens au cours des deux périodes, est marquée par une diminution de 0,384 à 0.156 m.s^{-1} . Quand le débit commence à décroître, une partie de la charge sédimentaire en suspension se dépose, provoquant une croissance verticale des

sédiments sur la barre, en particulier dans la partie aval de l'île, où une grande dune de sable se développe sous la forme d'une aiguille.

De plus, plusieurs transects bathymétriques perpendiculaires à flux ont été répétés toutes les 24 heures, ce qui permet de comprendre les taux de migration des dunes de sable au fond de la section d'étude. Les comparaisons ont été effectuées sur des périodes de temps relativement courtes, ce qui a facilité l'analyse de la cinématique des dunes de sable. Ces analyses ont permis d'obtenir une idée plus claire de l'évolution de ces formes de fond dans différentes conditions de flux.

Cette méthodologie a démontré qu'il est possible de quantifier de façon précise et adéquate le changement morphologique volumétrique associé au charriage de fond, en plus de permettre d'identifier les principaux mécanismes qui produisent ce changement. Cependant, d'autres relevés topo-bathymétriques sont nécessaires pour comprendre l'équilibre sédimentaire au cours des diverses variations du régime hydrologique.

Ce type d'analyse permet d'accroître les connaissances sur le transport des sédiments dans le lit du fleuve. Ceci, combiné à des études sur l'estimation des sédiments en suspension à partir des techniques de télédétection et l'analyse de la dynamique des sédiments en suspension dans la colonne d'eau (précédemment développées dans les §3 et §4), permettra une compréhension complète de la dynamique des flux hydrosédimentaires. Cela facilitera l'efficacité des opérations de dragage sur l'Orénoque pour maintenir la navigabilité, contribuant ainsi à la gestion de cet important système fluvial.



Morphodynamic change analysis of bedforms in the Lower Orinoco River, Venezuela

Santiago Paul Yepez¹, Alain Laraque¹, Carlo Gualtieri², Frédéric Christophoul¹, Claudio Marchan³,
Bartolo Castellanos⁴, Jose Manuel Azocar⁵, Jose Luis Lopez⁴, and Juan Alfonso⁵

¹GET, UMR CNRS/IRD/UPS – UMR 5563 du CNRS, UMR234 de l'IRD, 31400 Toulouse, France

²University of Napoli Federico II, 80138 Napoli, Italy

³Centro de Sismología, Universidad de Oriente 6101, Venezuela

⁴IMF – UCV Instituto de Mecánica de Fluidos, Caracas 1041-A, Venezuela

⁵COEA, Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC), Caracas 1020-A, Venezuela

Correspondence: Santiago Paul Yepez (syepel4@gmail.com)

Received: 27 June 2017 – Revised: 15 December 2017 – Accepted: 11 January 2018 – Published: 16 April 2018

Abstract. The Orinoco River has the third largest discharge in the world, with an annual mean flow of $37\,600\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ at its outlet to the Atlantic Ocean. Due to the presence of the Guiana Shield on the right bank, the lower reach of the Orinoco has a plan form characterized by contraction and expansion zones. Typical 1–1.5 km wide narrow reaches are followed by 7–8 km wide reaches. A complex pattern of bed aggradation and degradation processes takes place during the annual hydrological regime. A series of Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) transects were collected on an expansion channel in the Orinoco River, specifically over a fluvial island, representative of the lower Orinoco. In this study, temporal series of bathymetric cartography obtained by ADCP profiles combined with Differential Global Position System (DGPS) measurements (with dual-frequency), were used to recover the local displacement of bed forms in this island. The principal aims of this analysis were: (1) to understand the dynamics and evolution of sand waves and bars at this section and (2) to quantify the volume (erosion vs. accretion) of a mid-channel bar with dunes by applying DEM of Difference (DoD) maps on time series of bathymetric data. This required sampling with ADCP transects during the months of: May 2016; November 2016 and April 2017. Each bathymetric transect was measured twice, 1 day apart and on the same trajectory obtained by a GPS receptor. The spatial analysis of these ADCP transects is presented as a novel tool in the acquisition of time series of bathymetry for a relatively deep section ($\sim 20\text{ m}$) and under variable flow conditions.

1 Introduction

The processes of erosion and sediment transport are key components for quantifying the formation of mid-channel bars. Mat Salleh and Ariffin (2013), categorized the fluvial river system into three zones: (1) an erosion zone of runoff production and sediment sources, (2) a transport zone of water and conveyance and (3) a deposition zone of runoff delivery and sedimentation.

River banks have been shown to act as key sediment sources in many different drainage basins, and can supply over 50 % of catchment sediment output (Lawler et al., 1999).

The volumetric change associated with bedload flux difference and its quantification is one of the main objectives of many investigations to understand sediment transport in rivers. However, in many cases this type of analysis is performed in a two-dimensional way. An example of this is the delineation of the riverbank from remotely sensed imagery to calculate accretion and erosion areas, using both airborne platforms and satellite platforms. In the last decades, developments in Remote Sensing and GIS technologies have allowed geomorphologists to develop campaigns of acquisition of Digital Elevation Models (DEMs) at much high precision and temporal frequency to analyze landform evolution

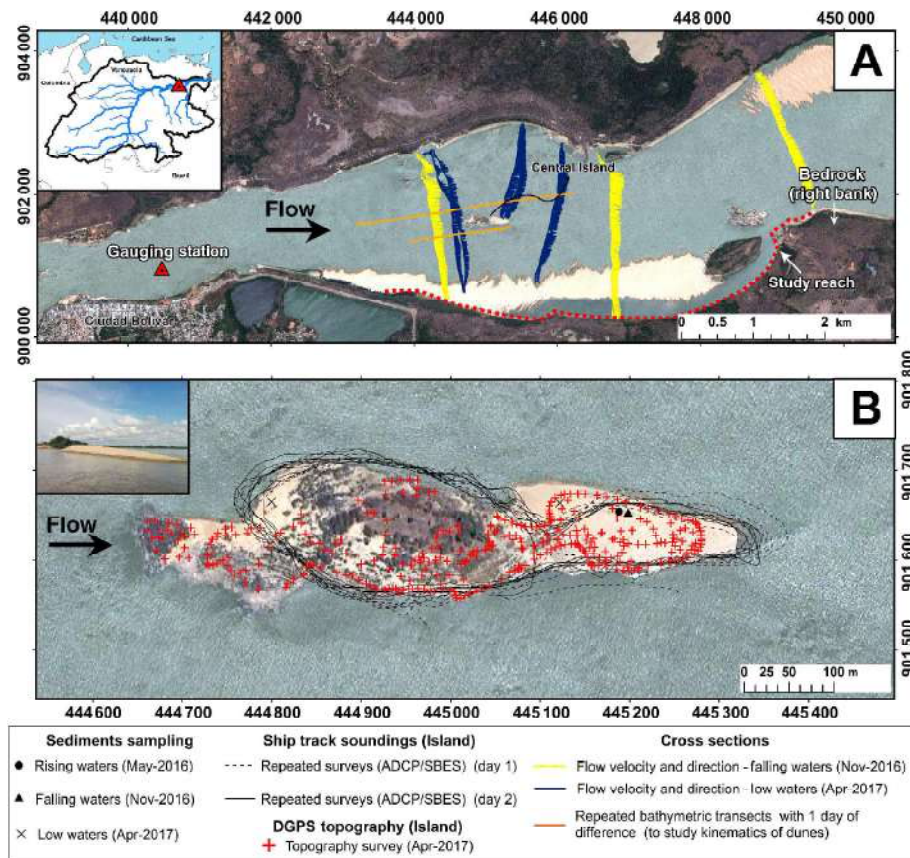


Figure 1. (a) shows ~ 7 km of the study site (Lower Orinoco) drawn with the red dotted line. Channel pattern is developed in a zone of expansion downstream from the gauging station. (b) illustrates the trajectories of the ADCP repeated transects performed during the field campaign.

and the change (Fuller et al., 2002; Williams et al., 2011; Williams, 2012; Carrivick et al., 2013).

In this work, a combined survey strategy using ADCP, Single Beam Echo-sounder (SBES) and DGPS equipments was implemented. The ADCP, mounted on a moving boat, collected data for mapping the flow field, and the SBES, on the same vessel, surveyed the channel bathymetry and the bed forms that create friction losses. Currently, the study of the processes linked to sediment transport, flow dynamics and erosion is a complex task, due in part to the technical and logistical constraints of deploying accurate data acquisition equipment to characterize morphological changes with recent data (Leyland et al., 2016).

The purpose of this research is to describe in a study reach of the lower Orinoco, the methods and advantages of repeated surveys by an ADCP and bathymetric soundings within a mid-channel bar affected by fluvial erosion/deposition. The specific research aims are: (1) to understand the mechanics of formation and evolution of sand waves and bars at this river section and (2) to quantify the volume (erosion vs. deposition) of a mid-channel bar, applying DoD maps (change detection) based on time series

of bathymetric and topographic data. Comparisons between state of the art and traditional techniques are made to evaluate the effectiveness of these methodologies.

2 Study area

The Orinoco Basin is located (Fig. 1) in the north of South America between 2 and 10° N and 75 and 61° W. 70 % of this basin lies in Venezuela, while the remainder 30 % covers part of Colombia (Silva León, 2005). The headwaters of the Orinoco are at 1047 m above sea level and flow from its source at the Cerro Delgado–Chalbaud, in the Parima Range. The main channel covers a distance of 2140 km (Silva León, 2005) from the Brazilian border to its mouth in the Atlantic Ocean.

The basin comprises three large geographic zones: (1) the Andes and Caribbean Coastal Ranges, where most suspended sediments originate; (2) the Llanos (floodplain area), which are crossed by all major tributaries coming from the Andes and (3) the Precambrian Guiana Shield from which drains predominantly black water with very low suspended sediment content (Lewis Jr. and Saunders III, 1984, 1989;

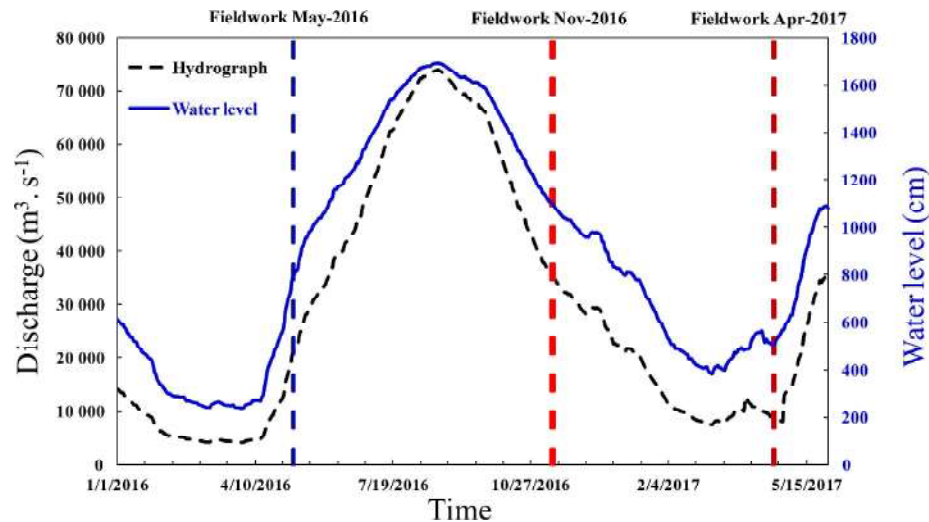


Figure 2. Daily recorded discharge and gauge data from Ciudad Bolívar station during the study period (2016–2017).

Paolini et al., 1987; Depetris and Paolini, 1991; López and Perez-Hernandez, 1999; Warne et al., 2002; Laraque et al., 2013; Yepez et al., 2016).

The study reach is characterized by numerous sand bars and islands that divide the flow into several channels (López and Perez-Hernandez, 1999).

The annual hydrological regime of the lower Orinoco at its main flow gauging station at Ciudad Bolívar in Venezuela is characterized by a unimodal regime where the rising waters begin in April, and maximum streamflow is reached in August (Fig. 2). The amplitude between the low and high waters is ~ 16 m.

For this study, a mid-channel bar (~ 700 m length) representative of many of the banks and flanks of the lower Orinoco, where erosion and accretion of sediments occurs was selected as the study site.

This large mid-river fluvial island is entirely separated from the floodplain by water, exhibits stability, is flooded during bankfull conditions, and has established permanent vegetation. This sector is associated with an open channel characterized by alternating contraction and expansion zones. It is located at a distance of 4 km downstream from the main gauging station of Ciudad Bolívar (Fig. 1). The flanks or banks of the mid-channel bar (Central island) at the study site (Fig. 3) are between 1–10 m in height, although locally it can reach 13 m. The banks are composed of highly erodible and poorly consolidated sand deposits ($D_{50} = 369.55 \mu\text{m}$).

3 Data and methods

3.1 Bathymetric and topographic data

Equipment such as ADCP are essential tools to measure the flow discharge in large rivers, especially when these rivers are dominated by unstable flows. The data associated with



Figure 3. The banks of the mid-channel bar (study area) are associated with highly erodible unconsolidated deposits.

the velocity vector components obtained from ADCP equipment can be accurately plotted if this equipment is combined with dual frequency GPS receivers.

Time-based simulations were built to understand the sediment dynamics and flow in this sector. These simulations were generated from ADCP data sequences and bathymetric profiles combined with DGPS measurements (Table 1). The combination of both data allowed study of the flow dynamics related to river bank erosion/deposition over a fluvial island in the lower Orinoco.

Using the methodology implemented by Dinehart and Burray (2005), bathymetry was mapped on the mid-channel bar with ADCP equipment. The distances were measured along four transducer beams to the bed of the river. Subsequently, each of these distances is internally converted to a depth. The four depths obtained by each beam are recorded and averaged by the ADCP to provide one measurement between the device and the bed. However, each of these distances is suffi-

Table 1. SBES and ADCP surveys acquired on three occasions in the Orinoco River.

Survey campaign	Start	Finish	Number of surveys	water level in cm	Mean discharge in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$
(SBES)					
Rising waters 2016	07:20, 7 May	12:12, 7 May	9	783	20 665
	07:05, 8 May	12:05, 8 May	9	800	20 994
(ADCP + SBES)					
Falling waters 2016	11:00, 11 Nov	17:00, 11 Nov	9	1101	35 866
	08:00, 12 Nov	14:00, 12 Nov	10	1098	35 546
	08:00, 13 Nov	14:00, 13 Nov	3	1091	35 016
(ADCP)					
Low waters 2017	10:00, 21 Apr	17:00, 21 Apr	14	515	7119
	08:00, 22 Apr	17:00, 22 Apr	16	518	9538

ciently accurate to create a precise bathymetry at relatively shallow depths. The orientation of each of the four transducer beams is at 20° downward from the vertical. Two of the beams are aligned at 20° from the vertical to port and starboard, while the two remaining beams maintain the same angle forward and backward. The cone angle of each beam is 2° , which ensures a very small footprint between the beam contact and the bed. The coordinates are rotated using the pitch and roll measurements performed by ADCP, which allows the true coordinates to be obtained.

For the acquisition of topographic data, RTK DGPS (Real Time Kinematic – Differential GPS) equipment was used, which in dynamic mode allows collection of points of coordinates and altitude every second. The DGPS system allows collection of topographic data with a high spatial and temporal resolution, and altitude of great accuracy. Thus, these data can be used to evaluate the processes and changes associated with the fluvial erosion of river banks and islands.

The VMT (Velocity Mapping Toolbox) software (Parsons et al., 2013) allows extraction of the cloud of points in depth (meters) from the ADCP bathymetry transects. The repeated transects used for bathymetric surveying and the topographic survey on the fluvial island was realized with two devices: (1) a River Ray 600 KHz RDI Teledyne coupled to a Hemisphere Crescent VS100 series GPS compass (in differential mode) and (2) two GPS receivers RTK S9 (dual frequency) brand Stonex (cm-level accuracy) using the WGS84 System. Additionally, a Single Beam Echo-sounder (SBES) GPSmap 62S GARMIN was used to compare measurements with repeated transects from ADCP measurements around the fluvial island. Since a known control point did not exist in the study area, it was decided to place a fixed surveying station in the middle of the island, whose position is referred to the SIRGAS-REGVEN National Geodetic System. The measurement phase was performed using the static differential mode, with a duration of 4 h, 5 s for capture intervals and 10° of cut off elevation. For the calculation, analysis and processing of the differential data the AUSPOS Online ser-

vice mode was used. A total of 371 points (topography) were measured from 1 to 10 s in RTK mode. The baseline did not exceed 552 m. To obtain the orthometric heights from the ellipsoidal heights, the Venezuelan Geoidal Model 2017 – VGM17 (Acuña, 2017) was used.

In this study, the data of bathymetric transects from 2016 to 2017 were analyzed. Each series of the ADCP transects has between 69 100 points (corresponding to 8.41 ha) and 131 963 points (corresponding to 16.24 ha). A first field campaign around the island was conducted out in high waters, and later the second one was carried out in the low water stage. The differences in the number of points surveyed in the two field campaigns is mainly due to the greater exposure of the fluvial island during the low water stage in April. For the construction of the digital elevation models repeated transects were surveyed around the island (Fig. 1). By combining topography and bathymetry information at the same time, it is possible to create a single model of the interface between the river bed, the submerged slope of the island and the exposed part of the island.

This analysis was based on the methodologies of Wheaton et al. (2010), which focus on detecting and quantifying surface and volumetric changes in rivers. For our study these methodologies were applied to different stages of the annual hydrological regime. Terrain digital elevation models were created from data processing with the ESRI ArcGIS program. In this step, our analysis was based on a workflow where survey points were used to perform a Triangular Irregular Network (TIN) applying Delaunay triangulation. Subsequently, the TIN model was linearly resampled in a grid with a specific resolution defined by the user. A polygon feature was built around the cloud of points and then used as a mask in the construction of the TIN model to mitigate the effects of the interpolation beyond the area where the points were acquired. A resolution of 1 m was selected for both DEMs used in this analysis, as a balance between computational time and loss of information. Thus, we have been able to define a resolution fine enough to resolve the morphological changes at

the scale of islands and bars. A DoD was calculated from the subtraction of the elevations of each DEM generated on a different date on a cell-by-cell basis. The net volumetric change estimate was calculated by multiplying the elevation change (measured as depth in m) by the surface area of each cell (1 m^2 for this case). Finally, these volumes were added to erosion and deposition categories to obtain the net volumetric budget.

An error evaluation was implemented in this analysis. Several techniques are used to measure the quality of terrain elevation models (Wheaton et al., 2010), which include: the accuracy given by the equipment manufacturer, the repetition of observations using control points, bootstrapping methods, fuzzy terrain models, repeated surveys of areas without any change and other geostatistical techniques.

In this investigation we used the Minimum Level of Detection (LOD_{Min}). δU_{DoD} is a constant that represents the combined error arising from the addition or subtraction of two DEMs, $Z_{(1)}$ and $Z_{(2)}$. This constant can be estimated from the root sum square of errors:

$$\delta U_{\text{DoD}} = \sqrt{\delta z_{(1)}^2 + \delta z_{(2)}^2} \quad (1)$$

where $\delta z_{(1)}$ and $\delta z_{(2)}$ represent the errors related with $Z_{(1)}$ and $Z_{(2)}$, respectively. For example, if $\delta z_{(1)}$ and $\delta z_{(2)}$ is 0.1 m in each DEM, then δU_{DoD} has a value of 0.14 m. To use the LOD_{Min} , the value of δU_{DoD} is applied in the DoD analysis as a constant threshold. This method is conservative because only the geomorphic change that is greater than the LOD_{Min} is considered adequate. In fact, analyses by Brasington et al. (2003) and Wheaton et al. (2010) indicate that areal and volumetric estimates of morphological change are highly sensitive to this threshold, i.e. information about the actual geomorphic change is very likely to be lost below this threshold (Williams, 2012). An ArcGIS extension for analyzing geomorphic change (Geomorphic Change Detection, <http://gcd.joewheaton.org/home>) was installed as a toolbox within the ArcMap graphical interface. This tool includes a series of procedures such as: the preparation phase of the DEMs and the application of change detection using various methods. The output formats are ESRI GRID files, graphics and txt files.

3.2 Bedform geometry

A GPSmap 62S GARMIN was used to analyze river bed elevation changes. Changes as small as 0.001 m can be measured with this equipment to evaluate the bedform geometry. The depth sounder followed a path with the streamwise direction.

Two longitudinal transects were measured and repeated again 24 h later. The length and lateral separation of the two sounding lines (orange lines) are shown in Fig. 1a. The acquisition of the bed profiles was validated directly in the field using the equipment graphical interface and later the bathymetric points were exported and mapped on a defined fixed

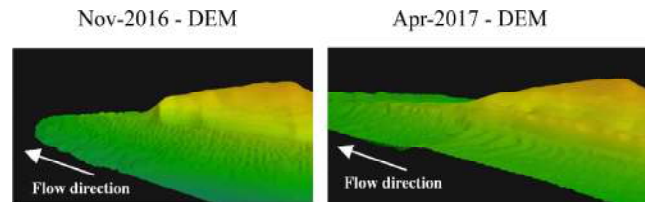


Figure 4. Small bed features (sand dunes) were mapped on the bottom of the river using ADCP repeated transects acquired at different stages of the hydrological regime.

scale. Sand waves and bars can be seen in each cross section. To calculate the height of each dune the difference in elevation between the lowest and highest points of the dune was determined. The slope of the dune was another parameter evaluated, calculated as the ratio of the height and the length of the dune.

Comparative graphs between repeated transects every 24 h were performed in order to understand the dynamics of the sand dunes in the study reach, as well as to have an approximate idea of the rate of displacement of these bed forms at different flow conditions.

4 Results

4.1 Morphological changes recorded by DEM of Difference (DoD) over a mid-channel bar

The low errors associated with the DEMs, derived from the combination of RTK-DGPS measurements and repeated ADCP transects around the island (mid-channel bar), suggest that the methodology is capable of delivering high-accuracy topographic and bathymetric models.

Results of a single ADCP transect are insufficient to build adequate bottom bathymetry. However, the redundancy of multiple ADCP transects on the same path allows the acquisition of a large number of bed elevation points. This allows a sufficiently detailed and precise bathymetric surface to be constructed. Each ADCP transect was separated from the previous path by an appropriate distance following the path of the graphical interface of the GPS. This generated a distribution of thousands of bed elevation points around the mid-channel bar. Subsequently, the points were interpolated and converted into a raster model, thus obtaining the bathymetric surface of the sector with a spatial resolution of 1 m. The reliability of this methodology using repeated transects was confirmed by the observation of small bed forms in the 3-D model of the bathymetric surface. This procedure was repeated at different flow conditions: in November 2016 (during falling waters), and at the start of rising waters in April 2017 (Fig. 4).

As shown in Fig. 5, during the time elapsed between these two surveys, it was possible to analyze mean flow velocity vectors in both periods. A marked decrease of the river flow

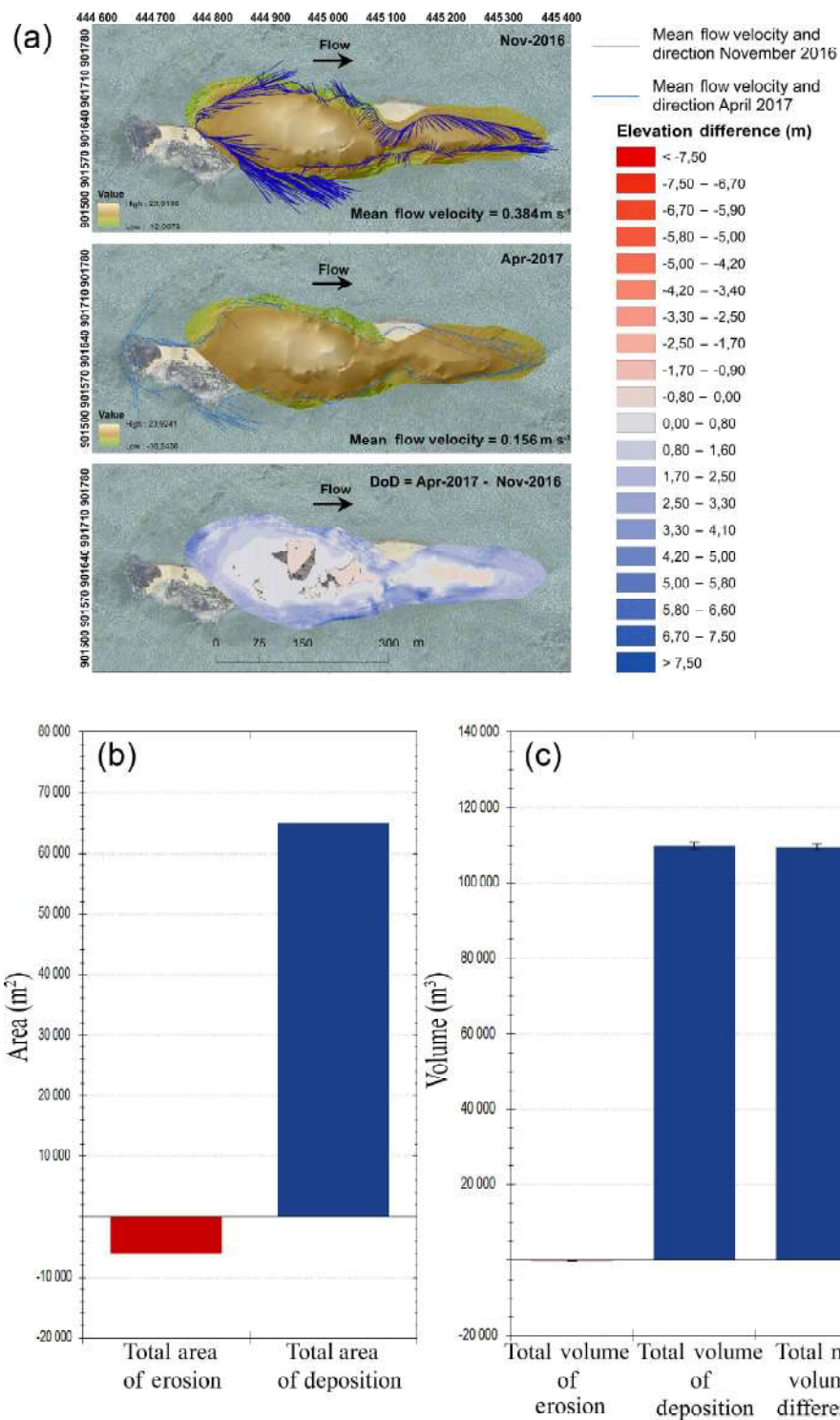


Figure 5. (a) DEMs on the two study dates and DoD over the mid-channel bar using $\text{LOD}_{\min} = 0.01$. In the DoD the red color represents erosion and the blue color deposition. (b, c) show the morphological changes in area (m^2) and volume (m^3).

velocity between the two survey dates occurs, from 0.384 to 0.156 m s^{-1} . The morphological change resulting from the integration of these events can be revealed by subtracting the two (after and before) surface models to generate a DEM of

difference. During this study period deposition of sediment occurs on both flanks of the mid-channel bar. This is due to falling water levels that result in deposition of much of the suspended sediment load over the island, promoting verti-

cal growth by sediment accumulation, especially in the sand dune located downstream of the island.

The results from the DoD analysis are shown in Table 2. The total area of sediment along the mid-channel bar was calculated at about $65\,037\text{ m}^2$, while the total area of erosion was 6066 m^2 during this study period (Fig. 5).

The total volume of sediment was $109\,792 \pm 911\text{ m}^3$ representing 99.67 % of the total net volume of difference, while the total volume of erosion was $368 \pm 85\text{ m}^3$, which represents 0.33 % during the study period. An error assessment was implemented using a $\text{LOD}_{\text{Min}} = 0.01$ calculated by Eq. (1). This value was based on the errors from the manufacturer reported instrument precision used to generate $\delta z_{(1)}$ and $\delta z_{(2)}$. To implement the LOD_{Min} , the value of δU_{DoD} was applied as a constant threshold across the DoD.

To illustrate the evolution of the mid-channel bar during the period of falling waters a 3-D model was generated showing the topography of the sand bar and surrounding bathymetry at different stages of the river (Fig. 6). The formation of this mid-channel bar is likely related to the complex interaction between the change in discharge and water level in the river, the subsequent adjustment of flow velocity/direction and the sediment transport. Figure 6b shows the distribution of the flow velocity vectors surrounding the mid-channel bar. Here, with the advance of the high flow velocity area downstream, especially during the high water period, material is eroded from the tail of the bar. Eventually, this material is deposited the foot of the front slope of the sand bar, where it accumulates.

In Fig. 6c, the discharge decreases and most of the sediment load in suspension is deposited promoting vertical growth. This change in sedimentation volume of the middle channel bar is directly related to the bedload in motion. Analysis of these changes at different river stages may allow us to understand better the dynamics of sediment transport in the bed.

A multimedia file of this simulation is available for downloading from Yezpez (2017).

One of the most important aspects of this analysis is that island and bank heights, obtained by repeated ADCP transects in combination with RTK-DGPS measurements, allows the estimation of volume rates of erosion and deposition in an easy to implement manner. Considering that many of the banks are submerged in many sections of the river as well as in the islands, these techniques are suitable for characterizing the submerged portion of the banks and the riverbed.

Although this paper focuses on the estimation of accretion and erosion volumes in this mid-channel bar over just one year, it is necessary to evaluate the same stages of the river in different years, in order to understand changes in the sediment balance throughout the hydrological regime. This is the focus of ongoing study.

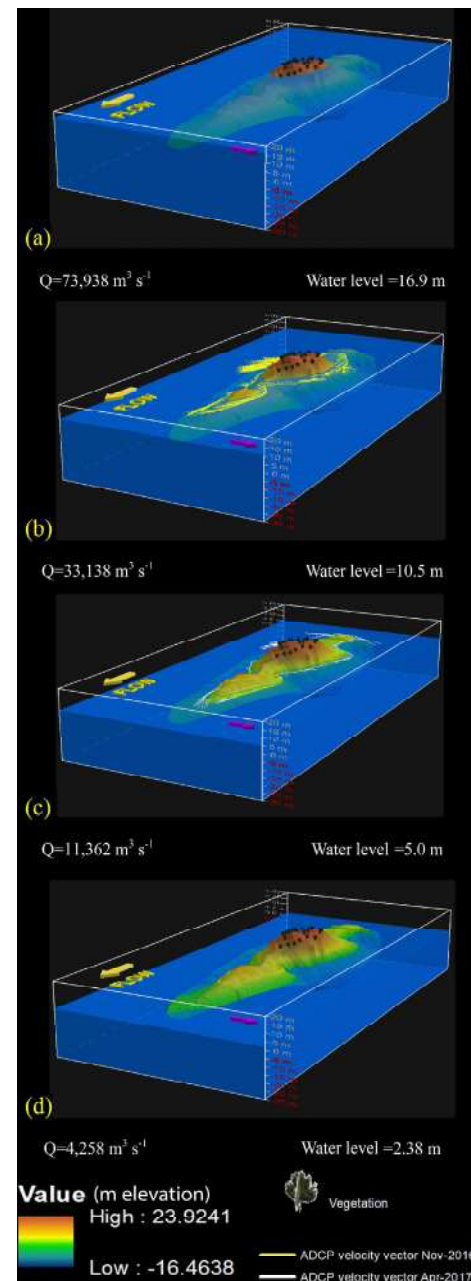


Figure 6. Evolution of a mid-channel bar during falling waters. The yellow (b) and white (c) lines that surround the island represent the flow velocity vectors for the periods of high and low waters, respectively.

4.2 Kinematics of sand dunes at Ciudad Bolívar

The results obtained from the comparison between the May 2016 and November 2016 surveys in this study reach are shown in Fig. 7. In this analysis it is possible to appreciate significant variations in the average rates of migration of the dunes in relation to the discharge. During the rising waters period there was a greater difference between the bathymetry

Table 2. Summary of DoD analysis.

Attribute	Raw	Thresholded DoD Estimate	
Areal			
Total Area of Erosion (m ²)	7753	6066	
Total Area of Deposition (m ²)	67 123	65 037	
Total Area of Detectable Change (m ²)	NA	71 103	
Total Area of Interest (m ²)	74 876	NA	
Percent of Area of Interest with Detectable Change	NA	94.96 %	
Volumetric		± Error Volume	% Error
Total Volume of Erosion (m ³)	379.77	368 ± 85	23.07 %
Total Volume of Deposition (m ³)	109 807	109 792 ± 911	0.83 %
Total Volume of Difference (m ³)	110 187	110 159 ± 995	0.90 %
Total Net Volume Difference (m ³)	109 427	109 423 ± 914	0.84 %

of the two profiles taken 24 h apart compared to during the falling water period.

The highest migration rates (0.07 cm s^{-1}) occur during periods of rising waters compared to the stages of falling waters when migration rates decrease. It is observed that if the dunes are presented with a high frequency and with small sizes during the period of rising waters, the rates will be high. In contrast, in the falling waters stage, the transport of sediment at the same rate in larger dunes implies slower migration rates.

5 Conclusions and recommendations

The volume of deposition/erosion over the mid-channel bar, and their interrelationship with discharge in the Orinoco River was estimated through processing from DEM of Difference (DoD) maps on time series of bathymetric and topography data. Likewise, the analysis of longitudinal bathymetric transects 24 h apart, allowed investigation of the evolution and the kinematics of the sand dunes in this study reach. The results of this study highlighted the effect of seasonal floods on bank accretion/erosion in this fluvial island.

Furthermore, several bathymetric transects perpendicular to the flow were repeated every 24 h, which allowed understanding of the migration rates of sand waves and dunes in the study section. These comparisons made in relatively short periods of time facilitated the analysis of the kinematics of the sand dunes, in order to get a clearer idea about the evolution of these bed forms at different flow conditions.

This paper presents a detailed methodology for the collection and processing of data associated with numerical terrain models, allowing measurements of morphological changes of a fluvial island, which is representative of the lower Orinoco, one of the most important rivers in South America and worldwide.

From the results of DoD analysis to quantify the deposition/erosion volume of this mid-channel bar, it was possible to determine that during the time between the two sur-

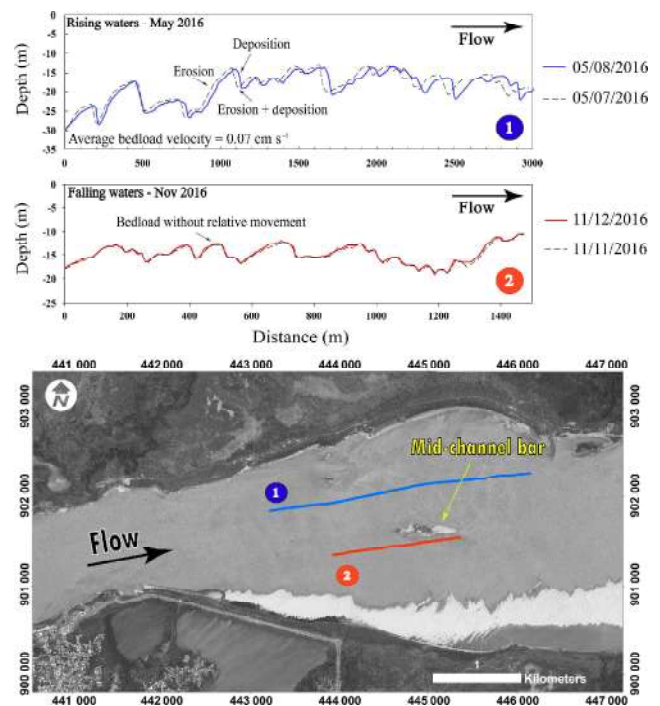


Figure 7. Kinematics of sand dunes at Ciudad Bolivar revealed through bathymetric profiles (upper figures) and a plan view of the profile transects (lower figure). (1) corresponds to rising waters, while (2) corresponds to falling waters.

veys, sedimentation played a more important role than erosion. Also, evaluating the vectors of mean flow velocity in both periods, a marked decrease from 0.384 to 0.156 m s^{-1} was observed. When the discharge began to decrease, part of the sediment load in suspension was subjected to deposition causing a vertical growth of the sediments on the bar, especially in the most downstream part of the island, where a sand dune developed in a needle shape.

One of the aspects that will have to be addressed in future work will be the sedimentary balance. For this, it is necessary to evaluate the same periods of time in different years to understand the morphological changes during the variations in the hydrological regime. The next field campaigns will focus on these objectives. The quality of the DEMs obtained with the implementation of this combined methodology of ADCP transects and RTK-DGPS measurements allowed high-resolution bathymetric models to be created, where it is possible to observe the sand-wave patterns.

Enhancing knowledge of the role of morphological changes (volume) with this new methodology is an opportunity to gain better understanding of river bed sediment transport. This type of study will support dredging projects in the Orinoco River to maintain navigability, which will contribute to the management of this important river basin.

Data availability. A multimedia file of this simulation is available for downloading from Yezpez (2017).

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Special issue statement. This article is part of the special issue “Water quality and sediment transport issues in surface water”. It is a result of the IAHS Scientific Assembly 2017, Port Elizabeth, South Africa, 10–14 July 2017.

Acknowledgements. The field campaigns on the Orinoco River were supported by the SO-HYBAM project and ECOS-Nord/Fonacit (V14U01), as well as by the Bolivarian National Armada of Venezuela and COEA-IVIC laboratory. The first author was financially supported by IRD-ARTS Grant 2017–2018 and Venezuela’s Fundayacucho Grant No. E-223-14-2014-2. The paper greatly benefited from the thorough reviews of anonymous referees.

Edited by: Kate Heal

Reviewed by: two anonymous referees

References

- Acuña, G.: VGM 17, el nuevo modelo geoidal LGFS-LUZ de ultra-alta-resolución 30×30 m para Venezuela y regiones vecinas, Notas de Geodesia Geométrica, Laboratorio de Geodesia Física y Satelital, Dpto. de Geodesia Superior, Escuela de Ingeniería Geodésica, Facultad de Ingeniería, La Universidad del Zulia, February 2017, in preparation, available at: <http://ggenluz.blogspot.fr/2017/01/comienza-la-produccion-de-vgm17-el.html> (last access: 5 February 2018), 2017.
- Brasington, J., Langham, J., and Rumsby, B.: Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport, *Geomorphology*, 53, 299–316, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00320-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00320-3), 2003.
- Carrivick, J. L., Geilhausen, M., Warburton, J., Dickson, N. E., Carver, S. J., Evans, A. J., and Brown, L. E.: Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment, *Geomorphology*, 188, 83–95, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.029>, 2013.
- Depetris, P. J. and Paolini, J.: Biogeochemical aspects of South American rivers: The Paraná and the Orinoco, in: *Biogeochemistry of Major World Rivers*, edited by: Degens, E. T., Kempe, S., Richey, J., J. Wiley & Sons, Chichester, 105–125, 1991.
- Dinehart, R. and Burau, J.: Repeated surveys by acoustic Doppler current profiler for flow and sediment dynamics in a tidal river, *J. Hydrol.*, 314, 1–21, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.03.019>, 2005.
- Fuller, I., Passmore, D., Heritage, G., Large, A., Milan, D., and Brewer, P.: Annual sediment budgets in an unstable gravel-bed river: the River Coquet, northern England, *Geological Society, London, Special Publications*, 191, 115–131, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.191.01.08>, 2002.
- Laraque, A., Castellanos, B., Steiger, J., Lopez, J. L., Pandi, A., Rodriguez, M., Rosales, J., Adèle, G., Perez, J., and Lagane, C.: A comparison of the suspended and dissolved matter dynamics of two large inter-tropical rivers draining into the Atlantic Ocean: the Congo and the Orinoco, *Hydrol. Process.*, 27, 2153–2170, <https://doi.org/10.1002/hyp.9776>, 2013.
- Lawler, D., Grove, J., Couperthwaite, J., and Leeks, G.: Downstream change in river bank erosion rates in the Swale-Ouse system, northern England, *Hydrol. Process.*, 13, 977–992, [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199905\)13:7<977::AID-HYP785>3.0.CO;2-5](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199905)13:7<977::AID-HYP785>3.0.CO;2-5), 1999.
- Lewis Jr., W. M. and Saunders III, J. F.: Cross-sectional variation in the chemistry and suspended sediment load of the Orinoco River at Ciudad Bolívar, *Acta Científica Venezolana*, 35, 382–385, 1984.
- Lewis Jr., W. M. and Saunders III, J. F.: Concentration and transport of dissolved and suspended substances in the Orinoco River, *Biogeochemistry*, 7, 203–240, 1989.
- Leyland, J., Hackney, C. R., Darby, S. E., Parsons, D. R., Best, J. L., Nicholas, A. P., Aalto, R., and Lague, D.: Extreme flood-driven fluvial bank erosion and sediment loads: direct process measurements using integrated Mobile Laser Scanning (MLS) and hydro-acoustic techniques, *Earth Surf. Proc. Land.*, 42, 334–346, <https://doi.org/10.1002/esp.4078>, 2016.
- López, J. and Perez-Hernandez, D.: Some Morphological Aspects of the Orinoco River, in: *IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, Genova, Italy, 6–10 September 1999.
- Mat Salleh, M. and Ariffin, J.: Flow and Sediment Matrix in Mid-Channel Bar Formation, *Int. J. Sci. Eng. Res.*, 4, 1757–1764, 2013.
- Paolini, J., Hevia, R., and Herrera, R.: Transport of carbon and minerals in the Orinoco and Caroni rivers during the years 1983–1984, *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, 64, 325–338, 1987.
- Parsons, D., Jackson, P., Czuba, J., Engel, F., Rhoads, B., Oberg, K., Best, J., Mueller, D., Johnson, K., and Riley, J.: Velocity Mapping Toolbox (VMT): a processing and visualization suite

- for moving-vessel ADCP measurements, *Earth Surf. Proc. Land.*, 38, 1244–1260, <https://doi.org/10.1002/esp.3367>, 2013.
- Silva León, G.: La cuenca del río Orinoco: visión hidrográfica y balance hídrico (The Orinoco River basin: hydrographic view and its hydrological balance), *Revista Geografica Venezolana*, 46, 75–108, 2005.
- Warne, A. G., Meade, R. H., White, W. A., Guevara, E. H., Gibeaut, J., Smyth, R. C., Aslan, A., and Tremblay, T.: Regional controls on geomorphology, hydrology, and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela, *Geomorphology*, 44, 273–307, [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00179-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00179-9), 2002.
- Wheaton, J. M., Brasington, J., Darby, S. E., and Sear, D. A.: Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets, *Earth Surf. Proc. Landf.*, 35, 136–156, <https://doi.org/10.1002/esp.1886>, 2010.
- Williams, R.: DEMs of difference, *Geomorphological Techniques*, vol. 2, no 3.2, 2012.
- Williams, R., Brasington, J., Vericat, D., Hicks, M., Labrosse, F., and Neal, M.: Chapter twenty-monitoring braided River change using terrestrial laser scanning and optical bathymetric mapping, *Dev. Earth Surf. Proc.*, 15, 507–532, <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00020-3>, 2011.
- Yepez, S., Laraque, A., Martinez, J. M., De Sa, J., Carrera, J. M., Gallay, M., and Lopez, J. L.: Retrieval of suspended sediment concentrations using LANDSAT-8 OLI data in the Orinoco River (Venezuela), *Journée Thématique du Programme National de Télédétection Spatiale: Apport des missions Sentinel – Copernicus à l’observation de la Terre*, CNES, Paris, 24 March, <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.36296.32005>, 2016.
- Yepez, S.: Evolution of a mid-channel bar during falling waters (Orinoco River – Venezuela), <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.14443.64802>, 2017.

Conclusions générales et Perspectives

6.1. Conclusions générales

Au cours de cette thèse, une série de méthodologies ont été développées pour analyser pleinement la dynamique des flux hydrosédimentaires dans l'Orénoque inférieur, en appliquant diverses techniques qui combinent directement la mesure de données *in situ* avec la modélisation de séries temporelles d'images satellitaires.

Trois axes de recherche principaux ont été développés :

Dans le premier axe de recherche, une procédure rigoureuse a été réalisée pour estimer et cartographier la concentration des sédiments en suspension dans les eaux turbides, en développant et en appliquant des modèles de régression linéaire aux données OLI Landsat-8 dans un secteur de l'Orénoque inférieur. La méthode décrite dans cette thèse peut être utilisée pour cartographier et analyser les patrons spatiaux des sédiments en suspension. Compte tenu de la couverture temporelle et de la résolution spatiale, on a constaté que le système OLI Landsat-8 est très bien adapté à la surveillance et à l'analyse des sédiments en suspension dans l'Orénoque.

Les mesures de Réflectance *in situ* ont été effectuées dans différentes conditions du régime hydrologique, en tenant compte : des variations saisonnières, des conditions d'éclairage, de la géométrie d'acquisition et des conditions atmosphériques. La méthode de correction atmosphérique la plus appropriée était la L8SR, produite par l'USGS en utilisant un code de transfert radiatif.

La bande 5 (NIR) du capteur OLI Landsat-8 a donné de très bons résultats avec la récupération du MES ($R^2 = 0.92$ pour une gamme de MES de 18 à 203 mg l⁻¹) à différents stades du régime hydrologique. La stabilité dans le temps du modèle de régression, indique qu'il est possible d'appliquer cette équation à différents moments et dans n'importe quel tronçon de l'Orénoque inférieur, même si des mesures *in situ* ne sont pas disponibles.

La section en forme d'entonnoir du fleuve dans le canal de Ciudad Bolivar, a été étudiée plus en détail, car ce phénomène favorise l'homogénéisation des sédiments en suspension dans toute la colonne d'eau, ce qui permet de rendre les MES de surface du fleuve représentatives de la concentration moyenne de sédiments en suspension dans toute la section. Dans les sections "non homogénéisées" du fleuve, dans le bassin supérieur de

l'Orénoque, la relation entre les MES de la surface du fleuve et toute la colonne d'eau doit être étudiée, car elle est actuellement peu connue.

Cet aspect particulier nous a conduit à développer un deuxième axe de recherche, car la question s'est posée de savoir si les estimations MES obtenues à partir des algorithmes de récupération des données OLI de Landsat sont représentatives de la distribution des sédiments en suspension dans la colonne d'eau.

À cette fin, l'utilisation d'images SAR dans la bande C du satellite Sentinel-1 a été explorée, et le coefficient de rétrodiffusion radar a été évalué à partir de la rugosité détectée à la surface de l'eau, dans un chenal en forme d'entonnoir, qui se contracte de 8 à 1 km dans le «estrecho» de Ciudad Bolívar. Cette nouvelle optique a démontré la capacité des images radar Sentinel-1 d'observer et de caractériser les flux turbulents dans le cours d'eau principal, ce qui permet d'obtenir des informations importantes sur la façon dont les sédiments se mélangent dans ce réseau fluvial.

Les variations du coefficient de rétrodiffusion Sentinel-1 sont principalement dues aux variations du régime hydrologique. Le début du secteur de contraction du chenal est caractérisé par le contrôle du lit rocheux, où se produisent de forts rapides et vortex. Cette forte perturbation induit des ondes qui provoquent une rugosité de la surface de l'eau, ce qui produit un retour élevé du signal radar. Ces augmentations du signal de retour radar se produisent principalement au début de l'élévation du niveau de l'eau et s'intensifient au cours des mois d'août, septembre et octobre.

Les flux de sédiments en suspension pendant la période d'étude (2012-2017) ont enregistré une valeur annuelle moyenne de 94 Mton.an⁻¹ à la station hydrologique de Ciudad Bolívar. Ces estimations sont cohérentes avec les dernières études réalisées dans l'Orénoque inférieur.

Pour la première fois dans l'Orénoque, un rapport $MES = f[dB]$ a été établi entre le signal acoustique de rétrodiffusion ADCP, et un échantillonnage ponctuel de la concentration des sédiments en suspension. Pour cette analyse, un bon ajustement ($R^2 = 0.74$; $p < 0.05$) a été trouvé entre les MES en mg.l⁻¹, et le signal de rétrodiffusion acoustique de décibels (600 kHz RiverRay).

Il a été clairement démontré que la distribution de la concentration des sédiments en suspension dans le chenal de contraction de Ciudad Bolivar est relativement uniforme. Ceci a été confirmé par l'application de l'algorithme d'inversion MES à un transect ADCP dans le canal de contraction.

Le troisième axe de recherche s'est concentré sur la quantification du changement volumétrique associé au charriage de fond dans l'Orénoque, en utilisant une méthodologie détaillée pour l'acquisition et le traitement des données associées aux modèles numériques de terrain, pour mesurer les changements morphologiques d'une île fluviale représentative dans le cours inférieur de l'Orénoque. Le volume des dépôts et de l'érosion sur la barre du canal central, a été estimé par le traitement des cartes du DoD (DEMs of Difference).

Les résultats de l'analyse du DoD ont permis de déterminer que pendant la période entre les deux relevés topographiques, la sédimentation a joué un rôle plus important que l'érosion. En évaluant les vecteurs de la vitesse moyenne de flux dans les deux périodes, on a observé une diminution marquée de 0.384 m.s^{-1} à 0.156 m.s^{-1} . Lorsque le débit a commencé à diminuer, une portion de la charge sédimentaire en suspension a été soumise à un dépôt, causant une croissance verticale des sédiments sur la barre sablonneuse, en particulier dans la partie aval de l'île, où une dune de sable en forme d'aiguille s'est formée.

La qualité du DEMS, et les mesures avec l'équipement DGPS en mode RTK, ont permis d'obtenir, des modèles topo-bathymétriques à haute résolution, où il est possible d'apprécier les patrons du train de dunes de sable au fond du fleuve.

Afin de pouvoir estimer adéquatement le changement volumétrique associé au charriage de fond, il est nécessaire d'évaluer le bilan sédimentaire sur l'île fluviale, c'est-à-dire, qu'il est nécessaire d'évaluer les mêmes périodes du temps dans différentes années, afin de comprendre comment les changements morphologiques se produisent pendant les variations du régime hydrologique.

Ces nouvelles méthodologies, qui permettent de quantifier les changements morphologiques, développent les connaissances sur le transport des sédiments dans le lit du fleuve, ce qui sera d'une utilité primordiale pour les futurs projets de dragage dans

l'Orénoque afin de maintenir la navigabilité, contribuant ainsi à l'efficacité de la gestion de cet important bassin.

6.2. Perspectives

Les perspectives à court, moyen et long terme proposées sur la base de cette étude sont :

→A court terme, il est prévu d'utiliser les séries temporelles des satellites jumeaux Sentinel-2 du programme Copernicus de l'Agence spatiale européenne (ESA). Cela permettra d'affiner la résolution spatiale et temporelle de la surveillance des sédiments en suspension dans l'Orénoque. Ces deux satellites prennent des images sur le continent tous les cinq jours, à une résolution de 10 m avec 13 bandes spectrales du visible à l'infrarouge. Le Laboratoire Theia produit et distribue actuellement des données de niveau 2A, corrigées des effets atmosphériques grâce au logiciel MAJA développé en coordination entre le CNES/CESBIO et le DLR. Ce processeur utilise des informations multitemporelles pour détecter les nuages (et les ombres des nuages) et pour estimer les propriétés optiques de l'atmosphère.

En outre, il est prévu d'évaluer la combinaison des données Landsat-8 et Sentinel-2, car elle offre une occasion unique d'observer la Terre à l'échelle mondiale tous les 2-3 jours à une résolution spatiale moyenne (<30m). Actuellement, dans le cadre d'une initiative de la NASA, le projet Harmonized Landsat-Sentinel-2 (HLS) est en cours d'élaboration afin de produire un produit de Réflectance de surface uniforme et harmonisé à partir de ces deux satellites.

→A moyen terme, une étude plus détaillée de la relation entre le signal acoustique de rétrodiffusion ADCP et les mesures de points verticaux à différentes profondeurs de concentration de sédiments en suspension est prévue. Des campagnes de terrain sont planifiées pour les mois à venir dans les principaux affluents de l'Orénoque. Un protocole plus détaillé est requis pour l'acquisition simultanée de l'échantillonnage des concentrations de sédiments en suspension et la récupération du signal acoustique de rétrodiffusion du transect ADCP.

Une partie de l'étude évaluera comment le flux de sédiments en suspension, la concentration et les conditions de taille du sédiment modifient le signal acoustique de rétrodiffusion ADCP. Des comparaisons des estimations de l'écoulement des sédiments en suspension seront effectuées à différentes périodes du régime hydrologique.

→À long terme, il est prévu de développer un modèle d'analyse du bilan hydrique à l'échelle de l'ensemble du bassin versant, à l'aide du programme ArcSWAT. Une base de données sur les débits de liquides de plus de 90 ans ainsi que des données météorologiques sont actuellement disponibles. Toutefois, pour atteindre cet objectif, il faut obtenir des renseignements sur la qualité de l'eau associée aux sédiments en suspension. Pour le moment, cette information n'est pas disponible pour la majeure partie du bassin supérieur de l'Orénoque. Les méthodologies développées dans cette thèse pourraient aider à combler ces lacunes dans l'information sur ces vastes zones du bassin de l'Orénoque.

Étude intégrée de la dynamique des flux hydrosédimentaires dans le bas cours du fleuve Orénoque (Venezuela) par mesures *in-situ* et Télédétection

RÉSUMÉ

L'objectif principal de cette thèse est d'étudier la dynamique des flux hydrosédimentaires dans le bas cours de l'Orénoque à partir de la mise en œuvre de diverses techniques qui combinent directement la mesure des données *in situ* et la modélisation par séries chronologiques d'images satellites. Cette thèse aborde pour la première fois trois méthodologies complémentaires pour analyser les flux hydrosédimentaires dans les grands fleuves : (i) un algorithme d'inversion robuste pour l'estimation de MES à l'aide de données Landsat-8 (OLI) permet de suivre de façon systématique et fiable les variations spatio-temporelles des flux hydro-sédimentaires de surface, (ii) de même, il a été montré qu'il existe une forte relation entre le coefficient de rétrodiffusion du radar (images Sentinel-1) et les segments fluviaux d'écoulement turbulent. Cette nouvelle utilisation du radar en complément des approches classiques en géomorphologie et hydro-sédimentologie permet d'identifier des sections du fleuve où les MES sont homogénéisées, ce qui est fondamental pour le calcul des flux hydro-sédimentaires en suspension, enfin, (iii) une troisième méthodologie a été mise en œuvre pour mesurer durant le cycle hydrologique, les modifications géomorphologiques d'une île semi-submergée au centre du chenal principal. Grâce à des séries topobathymétriques fines, associées à une modélisation 3D, l'on peut dorénavant quantifier le charriage de fond. Ces trois approches combinées permettent une évaluation plus précise du bilan hydro-sédimentaire en tenant compte des matières en suspension comme du charriage de fond. Ces études pourront servir aux gestionnaires du fleuve, confrontés à de complexes, lourdes et coûteuses opérations de dragage périodiques pour maintenir sa navigabilité, ce qui est d'extrême importance pour les projets de développement socio-économiques de la frange pétrolière du bas cours de l'Orénoque.

Mots-clés : Orénoque, Landsat-8 OLI, Sentinel-1, Flux hydrosédimentaires, Charriage de fond, DoD, ADCP, DGPS-RTK.

Integrated study of the dynamics of hydro-sedimentary flows in the Lower Orinoco (Venezuela) using in-situ measurements and Remote Sensing

ABSTRACT

The main objective of this thesis is to study the dynamics of hydro-sedimentary flows in the lower Orinoco from the implementation of various techniques that directly combine the measurement of in situ data and the modelling of time series of satellite images. This thesis addresses for the first time three complementary methodologies for the analysis of hydro-sedimentary flows in large rivers: i) a robust inversion algorithm for estimating suspended sediment concentration (SSC) using Landsat-8 (OLI) satellite data allows a systematic and reliable monitoring of spatial and temporal variations of surface hydro-sedimentary flows, (ii) it was shown that there is a strong relationship between the radar backscatter coefficient (Sentinel-1 images) and the turbulent flow segments in the river. This new use of radar, in addition to traditional geomorphological and hydro-sedimentological approaches, allows the identification of river sections in which suspended sediments are homogenized, which is fundamental for the calculation of suspended hydro-sedimentary flows, and finally (iii) a third methodology has been implemented to measure during the hydrological regime the geomorphological modifications of a semi-submerged island in the center of the mainstream. Thanks to a high spatial resolution topo-bathymetric series, combined with 3D modeling, it is now possible to quantify and to gain better understanding of river bed transport. These three combined approaches allow a more accurate evaluation of the hydro-sedimentary equilibrium taking into account suspended solids as well as bedload. These studies can be used by those responsible for river management, who face complex, heavy and costly periodic dredging operations to maintain their navigability, which is of extreme importance for socio-economic development projects in the Orinoco oil belt in the lower Orinoco.

Keywords: Orinoco, Landsat-8 OLI, Sentinel-1, Hydro-sedimentary flows, Bedload, DoD, ADCP, DGPS-RTK.

TITRE :	Étude intégrée de la dynamique des flux hydrosédimentaires dans le bas cours du fleuve Orénoque (Venezuela) par mesures <i>in-situ</i> et Télédétection
DOMAINE :	Sciences de la Terre et des Planètes Solides
LANGUE DU DOCUMENT :	Français et anglais (publications)
DATE DE SOUTENANCE :	Toulouse, le 18 de juin 2018
ORGANISME DE DELIVRANCE :	Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)
LABORATOIRE :	Géosciences Environnement Toulouse (URM 5563)
DIRECTEUR DE THESE :	Alain Laraque