

G
70,45
uS
T45
2012

Université de Sherbrooke

**Contribution de l'altimétrie satellitaire à l'étude de la variabilité du
niveau d'eau du Delta intérieur du fleuve Niger**

Telly Diepkilé, Adama

**Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (Ph.D.)
en télédétection**

Novembre 2012

© Telly Adama Diepkilé, 2012

Composition du jury

Directeur de recherche

Professeur Kalifa Goïta, Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke

Membres du jury

Prof. Goze Bertin Béné, Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke

Prof. Marie-Françoise Courel, Université de Paris-Panthéon Sorbonne, France (à la retraite)

Prof. Yannick Huot, Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke

Résumé

L'altimétrie radar a été initialement développée pour contribuer à l'étude de la dynamique des eaux océaniques. Elle a permis d'avoir des résultats significatifs sur les océans, en particulier à cause de leur vaste étendue et de leur homogénéité. Les succès obtenus sur les océans ont poussé plusieurs chercheurs à investiguer l'utilisation de l'altimétrie satellitaire pour la caractérisation des eaux et des surfaces continentales. Jusque-là, des résultats encourageants ont été rapportés par certaines études sur l'hydrologie des mers intérieures, des grands lacs et fleuves et des zones inondables.

Dans cette thèse, nous évaluons l'apport de l'altimétrie satellitaire dans l'analyse des variations des niveaux d'eau dans le Delta Intérieur du fleuve Niger au Mali, en Afrique de l'Ouest. Classé parmi les sites de la Convention Ramsar sur les zones humides, le Delta intérieur joue un rôle de premier plan pour le Mali et l'ensemble de la sous-région, à la fois aux niveaux socio-économique et environnemental. Le Delta est caractérisé par une période de crue, pendant laquelle une superficie de plus de 20 000 km² de terre reste inondée. L'eau se retire complètement pendant la période de décrue. Cette dynamique crue-décrue conditionne pratiquement l'ensemble des activités humaines dans la région et influence significativement les processus écologiques. D'où l'intérêt scientifique de mieux la comprendre. Cet intérêt est aussi justifié par la fragilité du Delta face aux changements climatiques et à la désertification.

Les données d'altimétrie considérées dans l'étude proviennent des satellites Topex/Poseidon (1992-2005) et Envisat (2002-2009). Les données ont été corrigées des effets environnementaux. Afin de pouvoir élaborer des séries temporelles incluant les données provenant des deux satellites, nous avons analysé leur période de chevauchement (2002-2005). Cette analyse a révélé une bonne corrélation entre les deux séries de mesures ($R^2 = 0,76$), et un biais systématique d'environ 89 cm. Les mesures Envisat ont alors été corrigées pour les ramener au même niveau que Topex/Poseidon, permettant ainsi de produire des séries temporelles sur 17 ans (1992-2009). Suite à cette analyse, nous proposons un algorithme de retraitement de forme d'onde qui intègre le coefficient de rétrodiffusion à l'échelle du temps de pénétration de l'onde dans un milieu en présence de végétation. L'idée ici c'est de tenir compte de l'hétérogénéité d'un milieu comme le Delta,

qui peut être couvert de végétation. Pour cela, nous introduisons dans l'équation de la forme d'onde, le coefficient de rétrodiffusion estimé à partir du modèle dit des nuages d'eau, pour créer un nouvel algorithme appelé algorithme des nuages d'eau. Cet algorithme a été appliqué sur les données Envisat, mais également sur OSTM/Jason-2. Les résultats de l'algorithme ont été validés avec des mesures *in situ* de la Direction Nationale de l'Hydraulique du Mali et aussi avec des mesures acquises lors d'une campagne de terrain conduite entre août et octobre 2009. Les écarts observés sont généralement faibles ($< \pm 1\text{m}$). L'algorithme des nuages d'eau a été comparé à d'autres algorithmes existants. Il montre surtout une forte corrélation avec Ice-1 ($R^2 = 0,84$).

Enfin, nous analysons l'influence des précipitations sur les variations de niveaux d'eau obtenues. Trois sources de précipitations provenant de mesures satellitaires ou des réanalyses de modèles ont été considérées dans trois bassins d'alimentation (bassin du Fouta-Djalon en amont, bassin du Bani et le bassin intérieur au Mali). L'analyse révèle l'importance des précipitations, particulièrement dans le bassin du Fouta-Djalon. En effet, environ 70% des sites analysés dans le Delta montrent une corrélation relativement forte ($R^2 > 0,40$) avec les cumuls de précipitations dans les bassins considérés.

Mots-clés : Télédétection, Altimétrie par satellites, Eaux continentales, Niveaux d'eau, Analyse à long terme, Delta Intérieur du Fleuve Niger, Modèle des nuages d'eau, Envisat, Topex/Poseidon.

Abstract

Title: Contribution of satellite altimetry to the study of the spatial and temporal variability of water level in the Inner Delta of Niger River

Content: The radar altimeter was originally developed to contribute to the study of ocean waters dynamics. The large size of oceans and their relative homogeneity favor the use of satellite altimetry. The success on the oceans led many researchers to investigate the use of satellite altimetry for the characterization of inland waters and land surfaces. Encouraging results have been reported by some studies on the hydrology of inland seas, lakes and rivers and floodplains.

In this thesis, we evaluate the contribution of satellite altimetry in the analysis of changes in water level in the Inner Delta of Niger River in Mali, in West Africa. Classified among the sites of the Ramsar Convention on Wetlands, the Inner Delta plays a leading role for Mali and the whole sub-region, both on the socio-economic and environmental scales. The Delta is characterized by a flooding period, during which an area of over 20,000 km² of land is flooded. The water withdraws completely during the recession. These dynamic flooding-recession conditions practically control all the human activities in the region and significantly influence the ecological processes. On the other hand, the Delta is becoming more and more fragile due to desertification, climate change and agricultural activities. A better characterization of water level variations and understanding the hydrological regime are of critical importance in the Delta.

Satellite altimetry data considered in the study come from Topex/Poseidon (1992-2005) and Envisat (2002-2009). The data were corrected for environmental effects. In order to develop time series including data from both satellites, we analyzed their overlapping period (2002-2005). This analysis revealed a good correlation between the two sets of measurements ($R^2 = 0,76$), and a systematic bias of about 89 cm. The Envisat measurements were then corrected to bring them in the same altimetry reference level as Topex/Poseidon, thereby producing time series of 17 years (1992-2009). Following this analysis, we proposed a waveform retracking algorithm that integrates the backscattering coefficient to the time scale of penetration of the radar pulse in a medium with a presence

of vegetation. The idea here is to consider the heterogeneity of a medium such as the Delta, which can be covered with vegetation. For this, we introduce into the equation of the waveform, the backscattering coefficient estimated from the so called water cloud model, to create a new algorithm called retracking algorithm of water cloud. This algorithm was applied to the Envisat and OSTM/Jason-2 data. The results of the algorithm were validated with *in situ* measurements of the Direction Nationale de l'Hydraulique du Mali and also with measurements acquired during a campaign of data collection conducted between August and October 2009. The observed differences are generally small ($< \pm 1$ m). The retracking algorithm of water cloud was compared to other existing algorithms. It shows a strong correlation with Ice-1 ($R^2 = 0,84$).

Finally, we analyzed the influence of precipitation on the variations of the altimetry-derived water levels. Three sources of precipitations from satellite measurements and reanalysis data were considered in three catchments (basin Fouta Djallon in upstream, Bani basin and the inner basin in Mali). The analysis reveals the importance of precipitations, particularly in the basin of Fouta Djallon. Approximately 70% of sites analyzed in the Delta show a relatively strong correlation ($R^2 > 0,40$) with the cumulative precipitations in the basins considered.

Keywords : Remote Sensing, Satellite altimetry, Continental waters, Water level, Long term analysis, Inner Delta of Niger River, Water-cloud model, Envisat, Topex/Poseidon.

Table des matières

Liste des figures.....	iv
Liste des tableaux.....	vii
Liste des annexes.....	viii
Liste des symboles et notations.....	ix
Liste des sigles et acronymes.....	ix
Glossaire.....	xii
Chapitre 1 : Introduction	1
1.1 - CONTEXTE.....	1
1.2 - PROBLÉMATIQUE.....	2
1.3 - OBJECTIFS.....	5
1.4 - HYPOTHÈSES.....	5
1.5 – ORGANISATION DE LA THÈSE.....	6
Chapitre 2 : Cadre théorique de l’altimétrie radar.....	7
2.1 - INTRODUCTION.....	7
2.2 – PRINCIPE DE BASE.....	8
2.3 - ESTIMATION DE LA FAUCHÉE.....	11
2.4 – CARACTÉRISATION DU MILIEU DE DIFFUSION.....	13
2.5 – RETRAITEMENT DE FORME D’ONDE.....	15
2.5.1 – <i>Allure générale de la forme d’onde</i>	15
2.5.2 - <i>Types de forme d’onde</i>	17
2.5.3 – <i>Fondement du retraitement de la forme d’onde</i>	18
2.6 - SOMMAIRE.....	29
Chapitre 3 : Site d’étude et données.....	30
3.1 – SITE D’ÉTUDE.....	30
3.2 – DONNÉES.....	36
3.2.1 – <i>Satellites d’altimétrie utilisés</i>	38

3.2.2 – Localisation des stations virtuelles et des profils hydrologiques	40
3.2.3 - Mesures in situ	46
3.2.4 - Données de précipitation	52

Chapitre 4 : Étude de la variabilité spatiale et temporelle du niveau d'eau du Delta. 54

4.1 – MÉTHODOLOGIE.....	54
4.1.1 – Extraction des quantités altimétriques à fréquence élevée.....	56
4.1.2- Correction des erreurs environnementales.....	58
4.1.3 – Estimation du niveau d'eau.....	61
4.2 – SÉRIES TEMPORELLES AUX POINTS DE STATION VIRTUELLE	64
4.2.1 - Comparaison des algorithmes existants pour Envisat.....	64
4.2.2 - Analyse de la phase de chevauchement des satellites T/P et Envisat.....	65
4.2.3 – Ajustement des systèmes de référence altimétrique des satellites	65
4.2.4 – Validation des mesures de niveaux d'eau	66
4.2.5 – Construction des profils hydrologiques	66
4.2.6 – Construction des séries temporelles individuelles des stations virtuelles	67
4.2.7 – Construction des séries temporelles à long terme	68
4.2.8 Relations entre les niveaux d'eau estimés et les précipitations.....	69
4.2.9 – Impact des ouvrages installés en amont du Delta	72
4.2.10 – Analyse du délai de réponse des précipitations sur le niveau d'eau.....	73
4.3 – RÉSULTATS DES VARIATIONS DU NIVEAU D'EAU	73
4.3.1 - Comparaison des algorithmes existants pour Envisat.....	73
4.3.2 - Analyse de la phase de chevauchement des satellites T/P et Envisat.....	75
4.3.3 – Ajustement des systèmes des références altimétriques des satellites.....	77
4.3.4 – Validation des mesures de niveaux d'eau	81
4.3.5 – Profils hydrologiques	86
4.3.6 – Séries temporelles individuelles	90
4.3.7 – Séries temporelles à long terme.....	93
4.2.81 - Influence des précipitations	96
4.3.9 – Impact des ouvrages sur la crue du Delta	104
4.3.10 – Analyse du délai de réponse des précipitations sur le niveau d'eau.....	106
4.4 - DISCUSSIONS	107
4.5 – CONCLUSION PARTIELLE.....	110

Chapitre 5 : Algorithme des nuages d'eau de retraitement des formes d'onde 112

5.1 – INTRODUCTION	112
--------------------------	-----

5.2 – MÉTHODOLOGIE.....	112
5.2.1 – Analyse conceptuelle.....	113
5.2.2 – Analyse de la géométrie de la forme d'onde.....	115
5.2.3 – Analyse de la contribution du coefficient de rétrodiffusion.....	117
5.2.4 – Estimation du coefficient de rétrodiffusion par le modèle des nuages d'eau.....	120
5.3 - DÉMARCHE ALGORITHMIQUE	124
5.4 – RÉSULTATS ET VALIDATION DE L'ALGORITHME DES NUAGES D'EAU	128
5.4.1 – Simulations de l'algorithme.....	128
5.4.2 – Analyse de sensibilité	131
5.4.3 - Validation de l'algorithme des nuages d'eau	133
5.4.4 – Reconstruction des profils hydrologiques.....	134
5.5 - DISCUSSIONS	136
5.6 - CONCLUSION PARTIELLE	138
Conclusion générale	139
Annexe I : Repères de mesure et stations virtuelles.....	152
Annexe II : Mesures <i>in situ</i>	157
Annexe III : Formes d'onde.....	159
Annexe IV : Organigramme de l'algorithme des nuages d'eau.....	162
Annexe V : Représentation des précipitations	164

Liste des figures

Figure 1 : Différentes phases de déroulement des travaux de recherche.....	6
Figure 2 : Conditions d'amélioration de la précision en altimétrie radar.....	7
Figure 3 : Principe de l'altimétrie radar.....	8
Figure 4 : Forme d'onde diffuse individuelle d'Envisat.....	10
Figure 5 : Évolution du temps d'illumination.....	12
Figure 6 : Mesure du coefficient de rétrodiffusion selon les phases d'évolution du Delta : a) Envisat (044); b) Envisat (237).....	14
Figure 7 : Caractéristiques de la forme d'onde.....	16
Figure 8 : Exemple de représentation de fonction d'erreur (erf).....	16
Figure 9 : Principaux types de forme d'onde mesurée sur le Delta.....	18
Figure 10 : Superposition d'une forme d'onde avec une fonction polynomiale.....	19
Figure 11 : Retraitement par la méthode OCOG.....	20
Figure 12 : Paramètres de l'algorithme β -retracker (Inspirée de Lee, 2008).....	22
Figure 13 : Illumination d'une surface de diffusion.....	24
Figure 14 : Plan de situation du Delta /Extrait de la carte du Mali au 1 : 2 000 000.....	31
Figure 15 : Représentation du Delta au moyen du MNA de SRTM.....	33
Figure 16 : Phases de crue du Delta.....	35
Figure 17 : Localisation des traces des satellites T/P et Envisat et des stations virtuelles aux croisements (Inspirée de la grille des demi-orbités d'AVISO, 2008).....	40
Figure 18 : Station virtuelle à Babougou sur la trace de T/P (13°45N, 5°44O).....	41
Figure 19 : Matérialisation du site de station virtuelle à Siranikoro (13°54N, 5°33O).....	42
Figure 20 : Points de station virtuelle considérés dans le Delta.....	43
Figure 21 : Lignes de profils hydrologiques en différentes localités du Delta.....	45

Figure 22 : Variations du niveau d'eau en différentes localités du Delta.	47
Figure 23 : Courbe de niveau du site station virtuelle de Soarah.	50
Figure 24 : Espèces de végétation généralement rencontrés dans le Delta.	51
Figure 25 : Bassin d'inondation du Delta et les zones d'alimentation.	53
Figure 26 : Processus de traitement des quantités altimétriques.	55
Figure 27 : Points de mesure des quantités à taux élevé (Gx correspond à l'azimut Az).	57
Figure 28 : Estimation du niveau d'eau.	62
Figure 29 : Médiation de conflits de pics.	71
Figure 30 : Séries temporelles issues de quatre algorithmes de retraitement d'Envisat.	74
Figure 31 : Superposition des mesures de T/P et Envisat.	76
Figure 32 : Rapports de corrélation entre les systèmes de référence des satellites.	78
Figure 33 : Différences de niveau entre le géoïde de T/P et le géoïde d'Envisat.	79
Figure 34 : Ajustement des systèmes de références de T/P et Envisat.	80
Figure 35 : Représentation en série des mesures de T/P, Icesat et Envisat (Ice-1) aux points de croisement.	81
Figure 36 : Séries temporelles des mesures de T/P (085) et des relevés <i>in situ</i> à la station hydrométrique de Macina.	82
Figure 37 : Séries temporelles des mesures de T/P (046) et des relevés <i>in situ</i> à la station hydrométrique de Tonka.	83
Figure 38 : Séries temporelles des mesures d'Envisat et des relevés <i>in situ</i> à la station hydrométrique de Tonka.	84
Figure 39 : Rapport de corrélation des données de T/P sur sa trace 224 vs mesures <i>in situ</i> de la station hydrométrique de Macina.	85
Figure 40 : Rapport de corrélation des données d'Envisat sa trace 008 vs mesures <i>in situ</i> de la station hydrométrique de Macina.	86
Figure 41 : Profil hydrologique d'Envisat (Trace 273) au cours de son cycle 067.	87

Figure 42 : Profils hydrologiques d'Envisat (Trace 316) pour l'année 2009.....	88
Figure 43 : Section de profils d'Envisat entre les kilométrages 35 et 70 de la trace (316); année 2009.	89
Figure 44 : Séries temporelles en différentes localités du Delta.....	91
Figure 45 : Évolution annuelle des variations du niveau d'eau.....	92
Figure 46 : Croisement de séries temporelles de T/P et Envisat à Sorobougou.....	94
Figure 47 : Croisement de séries temporelles entre T/P et Envisat à Macina.	95
Figure 48 : Croisement de séries temporelles entre T/P et Envisat à Léré.....	96
Figure 49 : Comparaison entre les quantités des précipitations dans le Fouta Djallon.....	98
Figure 50 : Comparaison des précipitations du bassin du Fouta Djallon à l'évolution annuelle des hauteurs d'eau moyennes sur la station virtuelle de Babougou.....	100
Figure 51 : Classification des résultats des coefficients de détermination entre les précipitations et les moyennes annuelles des hauteurs d'eau des stations virtuelles.....	102
Figure 52 : Rapport de corrélation (R^2) des précipitations obtenues de TRMM à la moyenne générale des variations annuelles des hauteurs d'eau du Delta.....	103
Figure 53 : Projection des dates d'ouverture du barrage de Sélingué sur les séries temporelles.....	105
Figure 54 : Évolution des modèles analytiques.....	114
Figure 55 : Deux méthodes de traitement pour la caractérisation des formes d'onde :	117
Figure 56 : Analyse en composante principales des paramètres de mesure.....	119
Figure 57 : Sommaire de l'algorithme de retraitement de nuage d'eau.....	126
Figure 58 : Simulation et retraitement de formes d'onde mesurées sur le Delta.....	130
Figure 59 : Effets des variations du coefficient de rétrodiffusion.....	132
Figure 60 : Écarts-types des estimations de puissance par l'algorithme ARNE.....	133
Figure 61 : Comparaison des mesures de différents algorithmes.....	135
Figure 62 : Rapport de régression entre l'algorithme Ice-1 et ARNE.....	136

Liste des tableaux

Tableau 1 : Principales bandes de fréquence utilisées en altimétrie radar.....	11
Tableau 2 : Types de données d'étude.....	37
Tableau 3 : Résumé des caractéristiques des satellites.....	39
Tableau 4 : Listes des stations virtuelles de validation.....	44
Tableau 5 : Récapitulatif des mesures de hauteurs d'eau sur le terrain.....	48
Tableau 6 : Quelques erreurs de détermination des paramètres de correction environnementale.....	61
Tableau 7 : Écarts-types et pourcentages des mesures admissibles résultant des deux satellites.....	64
Tableau 8 : Coefficients de détermination R^2 entre les différents algorithmes d'Envisat.....	75
Tableau 9 : Précipitations dans les zones d'alimentation selon les trois sources de données.	97
Tableau 10 : Délai de réponse fréquemment enregistré par zone d'alimentation et par source de données.....	106
Tableau 11 : Délai minimal enregistré par zone d'alimentation et par source de données.	107
Tableau 12 : Conditions de rugosité de quelques bandes de fréquences employées en altimétrie radar.....	120
Tableau 13 : Comparaison entre les hauteurs d'eau des relevés <i>in-situ</i> et les résultats de différents algorithmes de retraitement.....	134

Liste des annexes

Annexe I : Repères de mesure et stations virtuelles.....	152
Annexe II : Mesures <i>in situ</i>	157
Annexe III : Formes d'onde.....	159
Annexe IV : Organigramme de l'algorithme des nuages d'eau	162
Annexe V : Représentation des précipitations	164

Liste des symboles et notations

Symbole	Signification	Unité
c	- Vitesse de la lumière dans le vide ($c=2.998E+8$)	$m.s^{-1}$
h	- Distance du centre de masse du satellite par rapport à un élément de la cible	m
h_0	- Hauteur du satellite au-dessus de la cible suivant le nadir	m
λ	- Longueur d'onde	m
Ω	- Ouverture de l'antenne radar	rd
θ	- Angle d'incidence du faisceau d'onde	rd
G	- Gain d'antenne	$w.m^{-2}$
P	- Puissance : P_e (émise ou transmise), P_r (reçue)	W
R_e	- Rayon de la terre	m
σ	- Section efficace	dB
σ^0	- Coefficient de rétrodiffusion	dB
τ	- Amplitude de l'onde (temps d'illumination)	s
t	- Temps de propagation aller-retour de l'onde	s
ϵ	- Constante diélectrique	$F.m^{-1}$

Liste des sigles et acronymes

ABFN	Autorité du Bassin du Fleuve Niger
ARNE	Algorithme de retraitement au moyen du modèle des nuages d'eau
AVISO	Archivage Validation Interprétation des données des Satellites Océanographiques
DAAC	Centre de distribution des archives actives, <i>Distributed Active Archive Center</i>
DISC	Centre de services d'information des données, <i>Data and Information Services Center</i>
DNH	Direction Nationale de l'Hydraulique

ECMWF	Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme, <i>European Center for Medium-Range Weather Forecasts</i>
Envisat	Satellite d'étude environnementale, <i>Environmental Satellite</i>
ERS-1&2	Satellites de télédétection européens, <i>European Remote Sensing satellites</i>
ESA	Agence spatiale européenne, <i>European Space Agency</i>
GDR	Enregistrement de données géophysiques, <i>Geophysical Data Record</i>
GES	Centre des sciences de la terre de Goddard, <i>Goddard (Robert Goddard) Earth Sciences</i>
GLAS	Système d'altimètre à Laser pour les géosciences, <i>Geoscience Laser Altimeter System</i>
GPCP	Projet de climatologie de la précipitation globale, <i>Global Precipitation Climatology Project</i>
GSFC	Centre de vols spatiaux de Goddard, <i>Goddard (Robert Goddard) Space Flight Center</i>
HYCOS	Système d'observation du cycle hydrologique, <i>Hydrological Cycle Observing System</i>
Icesat	Satellite d'étude du glacier, des nuages et de la topographie terrestre - <i>Ice, Cloud, and land Elevation Satellite</i>
IGM	Institut Géographique du Mali
MGDR	Enregistrement de données géophysiques fusionnées, <i>Merged Geophysical Data Record</i>
MKPS	Modèle de Kirchhoff des Phases Stationnaires appelé aussi modèle d'approximation des phases tangentes
MODIS	Capteur Spectroradiomètre Imageur à moyenne résolution à bord des satellites Terra et AQUA, <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MPP	Modèle des Petites Perturbations

MSS	Niveau moyen des mers, <i>Mean Sea Surface</i>
NASA	Agence nationale de l'aéronautique et de l'espace, <i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NOAA	Agence nationale de l'Océanographie et de l'atmosphère, <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NRA	Altimètre radar de la NASA, <i>NASA Radar Altimetry</i>
NSIDC	Centre national des données de neige et des glaciers, <i>National Snow and Ice Data Center</i>
Jason-1&2	Mission spatiale Jason-1&2. Voir aussi OSTM
OCOG	Décentrement du centre de gravité, <i>Offset Centre Of Gravity</i>
OMM	Organisation mondiale de la météorologie
OSTM	Mission d'étude topographique de la surface océanique, <i>Ocean Surface Topography Mission</i> . Il est aussi dénommé Jason-2
Po.daac	Service de la physique océanographique du Centre de distribution des archives actives, <i>Physical Oceanography Distributed Active Archive Center</i>
RA2/MWR	Altimètre radar et radiomètre micro-onde de l'ESA, <i>Radar Altimeter/MicroWave Radiometer</i>
Ramsar	Convention internationale sur les zones humides de Ramsar, appelée Convention de Ramsar, <i>The Ramsar convention on wetlands</i>
SGDR	Enregistrement des données géophysiques du capteur, <i>Sensor Geophysical Data Record</i>
SRTM	Mission de topographie radar de la navette spatiale, <i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
Topex/Poséidon (T/P)	Mission d'expérimentation topographique, <i>Topography Experimentation</i>
TRMM	Mission satellitaire de mesure des pluies tropicales, <i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>

- SWOT** Satellite d'étude de la topographie des surfaces d'eau océaniques, *Surface Water Ocean Topography*
- WGS84** Système géodésique global, *World Geodesic System (1984)*

Glossaire

Altitude : Hauteur d'un point ou détail terrestre au-dessus d'une surface de référence. La référence altimétrique des données géophysiques est l'ellipsoïde WGS84, et celle utilisée pour le calcul du niveau d'eau et des points topographiques dans le présent document est le géoïde.

Altimètre : Système de mesure radar à bord des satellites d'altimétrie radar permettant de mesurer le coefficient de rétrodiffusion de la cible, la portée du satellite par rapport au sol et d'autres paramètres de surface afin de déterminer de manière plus précise les altitudes des détails terrestres.

Altimétrie radar : Partie de la télédétection active consistant à mesurer l'altitude d'un point ou détail terrestre sur la base du principe radar. Elle est considérée comme une branche de l'altimétrie satellitaire.

Altimétrie satellitaire : Technique de télédétection permettant la détermination de l'altitude d'un point ou détail terrestre par interprétation des données satellitaires. Elle inclut l'altimétrie radar.

Bassin du fleuve Niger : Ensemble des régions tributaires du fleuve Niger comprenant, selon la définition de l'ABN, quatre sous-ensembles : le Niger supérieur, le Delta intérieur du fleuve Niger, le Niger moyen et le Niger inférieur.

Bourgou : Haute herbe connue sous le nom scientifique de *echinochloa stagnina*, elle peut atteindre une hauteur de près 1,8 m au-dessus de l'eau. Le bourgou couvre la majeure partie du Delta intérieur du fleuve Niger en période de crue. Il est beaucoup apprécié pour l'élevage des bovins, ovins, et caprins.

Cercle d'observation : Appelé aussi cercle d'indécision, il délimite le périmètre de mesure sur une station virtuelle. Il est défini de sorte à contenir toutes les mesures aux environs du centre du cercle à chaque passage du satellite.

Coefficient de rétrodiffusion : quantité par unité de surface de la section efficace. Il est représenté par le symbole (σ^0), et s'exprime en décibel (dB).

Delta intérieur du fleuve Niger : Vaste surface d'inondation alimentée par le fleuve Niger et ses principaux affluents. Il est situé au Mali et couvre quatre composantes naturelles : le Delta vif, le Delta mort, la zone lacustre et la vallée des chenaux. Il est souvent désigné tout simplement par Delta (Voir aussi : bassin du fleuve Niger).

Diffusion : Processus physique de la déviation par une surface cible de la trajectoire de propagation d'un rayonnement électromagnétique suivant une ou plusieurs directions (Rees, 2001).

Ellipsoïde : Forme mathématique de la terre définie par une ellipse de révolution autour de celle-ci. Il est caractérisé par un grand demi-axe, un aplatissement, et un centre d'excentricité.

Fauchée : Empreinte au sol de la surface illuminée par le faisceau d'onde électromagnétique envoyé par le système radar. Elle peut varier des centaines de m à quelques km de diamètre. C'est le « *footprint* » en anglais.

Forme d'onde : Profil des puissances mesurées à l'échelle du temps par l'altimètre. Elle est appelée « *waveform* » en anglais.

Gain d'antenne : Capacité de transmission de l'onde émise par le système radar vers la cible ou vice versa. Il est déterminé par l'efficacité et la surface effective de l'antenne.

Géoïde : Forme de la terre correspondant à une surface équipotentielle qui équivaut au niveau moyen des océans au repos, prolongée de façon imaginaire sous les continents. Il est très proche de l'ellipsoïde.

Milieu hétérogène : Milieu qui n'est pas homogène. Un milieu de diffusion est dit électriquement homogène lorsque ses paramètres constitutifs, notamment le

complexe de constante diélectrique (ou permittivité électrique) et la perméabilité magnétique restent constants partout à l'intérieur de son volume et de sa surface (Ulaby, 1989). Un milieu hétérogène présente une topographie complexe pouvant inclure des plans d'eau, du sol, des surfaces couvertes de végétation ou de neige, etc.

Monostatique : Se dit d'un système radar lorsque l'émission et la réception de l'onde sont effectuées à travers une même antenne.

Niveau moyen des mers (MSS) : Moyenne des hauteurs d'eau estimées de la mer et des océans. Il est similaire au géoïde.

Portée : Distance suivant le nadir entre l'altimètre du satellite (source) et la surface terrestre (cible). Elle est déterminée en altimétrie à partir de la durée de propagation de l'onde électromagnétique entre la source et la cible. Elle est appelée « range » en anglais.

Rétrodiffusion : Lorsqu'un système radar envoie une onde vers une surface cible, le processus physique qui consiste à renvoyer les échos d'onde résultant de l'interaction avec la cible vers le même système est appelé la rétrodiffusion (Rees, 2001). La rétrodiffusion est la diffusion des échos sur la même direction que l'onde incidente.

Retraitement : Opération d'altimétrie radar qui consiste à calculer à nouveau les paramètres de mesure au moyen d'un algorithme qui tient en compte les propriétés physiques et géométriques de la surface cible. Il est appelé « *retracking* » en anglais.

Section efficace : Capacité de diffusion ou de rétrodiffusion d'une surface. Elle correspond au rapport de la puissance diffusée par celle qui serait diffusée si la surface de diffusion était isotrope. Elle est notée (σ), et exprimée en décibel (dB). Lorsque la section efficace est exprimée par unité de surface, elle est appelée coefficient de rétrodiffusion.

Station virtuelle : Point au sol situé au nadir de l'altimètre de mesure et au centre de la fauchée.

Zone d'alimentation : Ensemble de la région dont les précipitations peuvent contribuer à l'alimentation en eau du Delta. Cette zone est définie de manière simple dans la thèse. Ses limites sont englobantes et ne correspondent pas nécessairement à celles des bassins versants. Les grilles de précipitations sont superposées sur la zone d'alimentation afin de calculer les valeurs moyennes mensuelles ou annuelles.

Dédicace

- ❖ Nidj Sana
- ❖ Dé Domo
 - ❖ Essi
- ❖ Famille Dimbodo
- ❖ Yanda, Boulou, Mory

Remerciements

Le Programme Canadien de Bourse de la Francophonie (PCBF) et l'Université de Bamako sont considérés comme les parrains de la présente thèse. Je remercie l'Université de Sherbrooke pour le cadre très confortable du travail.

À mon directeur de recherche, le professeur Kalifa Goïta, qui a identifié dès le début de ce travail tous mes points forts pour réussir, je ne puis que témoigner ma profonde reconnaissance. Il ne pouvait en être autrement. Votre confiance en moi et votre suivi constant sur l'évolution de mon travail m'ont permis d'atteindre cette fierté d'aujourd'hui.

C'est aussi le moment opportun de me souvenir de toutes ces personnes, à tous les échelons de ma formation, qui m'ont témoigné de leur soutien mémorable. La liste est sans doute non exhaustive : MM. Amaiguiré Ogobara Dolo, Housseyni Siné Diawara, Issiaka T. Sanogo, Sidy Moctar Sangaré. Vous trouverez à travers ce résultat toute ma reconnaissance.

Je dois cette reconnaissance aux professeurs et à tous le personnel du département pour l'attention dont j'ai pu bénéficier. Je remercie les professeurs Yannick Huot, Dong-Chen He et Goze Bertin Bénié qui ont accepté d'évaluer et d'apporter des regards critiques et des suggestions sur mon projet de recherche au cours des différentes étapes de son évolution. J'adresse mes vifs remerciements aux membres de jury d'avoir accepté d'évaluer cette thèse : Prof. Yannick Huot, Prof. Goze Bertin Bénié et Prof. Marie-Françoise Courel.

À ma grande sœur Déné, qui m'inspire tant et mon petit frère Saïdou, je reste toujours le vôtre. Quant à toi chère épouse Ami, je ne puis que reconnaître tout ton courage exceptionnel et ton soutien sans faille à mon appétit du savoir. i fo ! Mes remerciements sincères s'adressent à tous les parents et amis, particulièrement à mes chers oncles et tantes de Ningary, Sévaré et Bamako.

Mes remerciements également à mes chers collègues du Département de géomatique appliquée, au Dr HuiZung Lu pour le soutien permanent, sans oublier Denis Maillard pour le moment de collaboration. Je remercie également tout le personnel du service de l'hydraulique du Mali, en particulier le grand frère Gouno Kouriba.

Chapitre 1 : Introduction

1.1 - Contexte

L'eau est source de vie. Elle constitue une importante ressource pour les besoins quotidiens de l'humanité et contribue aux divers processus biologiques, physiques et chimiques se déroulant à la surface terrestre. À cet effet, l'eau représente un facteur essentiel de l'évolution climatique de notre planète (Bartsch et *al.*, 2008 ; Elmar et *al.*, 2007 ; Gleick et *al.*, 2002). À l'échelle continentale les plans d'eau peuvent favoriser la régulation des microclimats (Lebel, 2006 ; Lopez-Moreno et *al.*, 2011 ; Reihan et *al.*, 2007 ; Xu et *al.*, 2012).

Le Delta intérieur du fleuve Niger est un vaste bassin d'inondation situé en république du Mali, au confluent de deux zones climatiques distinctes, le Sahara désertique et le Sahel. Le Delta est un environnement très fragile dans un contexte de changements climatiques au Sahel. Il subit les conséquences des changements et peut à son tour contribuer à les amplifier. Le Delta se caractérise actuellement par une dégradation continue de son écosystème à cause de la perte progressive de la surface inondable, du couvert végétal, et de la régression du niveau d'eau. Cette situation est inquiétante compte tenu du fait que l'ensemble des activités économiques et les processus écologiques et biologiques dans le Delta sont fortement liés à la dynamique de l'eau, c'est-à-dire l'alternance des crues et décrues (De Noray, 2003 ; Orange, 2002 ; Zwarts et *al.*, 2005).

La population du milieu, essentiellement nomade, s'est fortement accrue pendant les dernières années (Seiler et *al.*, 2008). Les principales activités de production sont : la pêche, l'élevage, et l'agriculture. Toutes ces activités se déroulent tour à tour dans le même milieu, en fonction du niveau de l'eau et suivant les différentes périodes de l'année. On note donc une influence importante de la dynamique de l'eau dans l'ensemble de la chaîne écologique, socio-économique, et culturelle. Le Delta est un baromètre de l'économie de la région.

Au plan écologique, le Delta représente un milieu de refuge pour les oiseaux migratoires d'origines diverses pendant la période d'hiver. L'inondation du Delta constitue donc une ressource économique inestimable pour le pays et pour l'ensemble de la sous-région d'une part, et d'autre part, elle contribue à la régulation de l'écosystème, afin de préserver

l'habitat des oiseaux et des animaux. La question fondamentale que nous devons nous poser *a priori* est: comment améliorer la compréhension des variations spatiales et temporelles du niveau d'eau afin de faciliter la gestion rationnelle des ressources en eau d'une part, et d'autre part, de limiter la vulnérabilité du système écologique du milieu ?

1.2 - Problématique

Les variations climatiques épisodiques au Sahel, qui se traduisent très souvent par des sécheresses, constituent une préoccupation importante pour les populations, les pouvoirs publics et pour la communauté internationale. L'analyse du régime hydrologique de la large plaine d'inondation du Delta en lien avec les variations climatiques est d'une importance capitale compte tenu du rôle primordial du Delta pour la vie humaine dans la région (Fensholt et *al.*, 2010 ; Jarlana et *al.*, 2005 ; Zwarts et *al.*, 2005). En région sahélienne les processus écologiques dominants interviennent sous forme de précipitations, de variations saisonnières, d'évapotranspiration globale, d'actions anthropiques, de migrations des animaux et oiseaux, etc. Ces événements évoluent en fonction des périodes de l'année. Ils sont influencés par les fluctuations du niveau de l'eau dans le bassin inondé. Le régime du fleuve Niger ainsi que son parcours, de la source au bassin, pourraient également influencer les processus, comme déjà démontré pour d'autres bassins à travers le monde (Jung et *al.*, 2011; Kouraev et *al.*, 2004 ; Seiler et *al.*, 2008). La mise en évidence de la variabilité du niveau d'eau permet d'établir les liens de cause à effet entre ces variations du niveau d'eau et les différents paramètres climatiques et anthropiques évoluant dans le milieu (Berry et Benveniste, 2010 ; Calmant et Seyler, 2006 ; Frappart et *al.*, 2011).

Cependant, toute activité de suivi des variations du niveau d'eau, d'analyse des phénomènes climatiques ou d'aménagement des ressources en eau dans un large bassin comme le Delta, exige des données précises et en grande quantité concernant les principales variables influant le régime hydrologique. Il s'agit par exemple des estimations de hauteurs d'eau, des superficies inondées, du débit de l'écoulement, des apports des précipitations et des eaux souterraines, de l'évapotranspiration, et des indicateurs sur les actions anthropiques. Toutefois, les méthodes traditionnelles de mesure de niveau d'eau restent insuffisantes pour mener des études pertinentes dans le cas de grandes étendues d'eau, notamment

quand il s'agit d'estimer le volume de stockage. Le nivellement classique au moyen du niveau d'ingénieur ou du théodolite reste impraticable dans les grands bassins inondables. Les méthodes de mesure à l'aide du niveau à eau et de l'échelle limnométrique présentent des limites en raison de leur exigence en investissement humain, matériel, de temps ; de l'accessibilité du milieu, des imprévus qui surviennent dans l'intervalle de temps des relevés, de la faible densité des réseaux de stations de mesure, etc. (Coe and Birkett, 2004; Getirana et al., 2009; Roux et al., 2008).

Les techniques de la télédétection peuvent présenter différentes possibilités d'estimation des variations du niveau d'eau, de façon continue et en temps réel. En effet, depuis les années 1970, la télédétection s'est employée à étudier les conditions climatiques, la gestion des ressources en eau, la cartographie des lieux, la caractérisation de sol, la surveillance de la couverture végétale, etc. (Campbell, 2007). Le profileur laser est un système aéroporté permettant d'obtenir la topographie d'un terrain avec beaucoup de précision (Rees, 2001). Il est assez rapide et peut s'exécuter de jour comme de nuit. Mais son handicap se situe au niveau de la faible densité de couverture spatiale. La photogrammétrie numérique qui apparaît satisfaisante aussi bien pour la précision que pour la densité se révèle très coûteuse. L'une des techniques pouvant remarquablement contribuer à la télédétection des eaux est l'altimétrie satellitaire. Les satellites Calipso et Icesat, grâce respectivement aux techniques du Lidar et de l'altimétrie Laser, ont permis d'obtenir de grandes quantités de mesures sur la topographie des glaciers, des océans et des surfaces continentales (Duong et al., 2009; Urban et al., 2008). Mais malgré les précisions intéressantes qu'elles apportent, ces techniques sont limitées tantôt par la faible résolution temporelle, tantôt par l'insuffisance des mesures dans les surfaces continentales.

L'altimétrie radar a démontré beaucoup de possibilités dans plusieurs domaines dont la topographie des surfaces maritimes et terrestres, les événements survenus sur les océans, et la surveillance des inondations dans des lacs et grands bassins continentaux (Crétaux et al., 2011; Rosmorduc et al., 2006). Après plus de deux décennies d'activités, l'altimétrie radar a permis d'acquérir une énorme quantité de données, et a permis de mener des études continues sur la dynamique des surfaces océaniques. Au-delà des océans, l'altimétrie

radar a un grand potentiel pour la caractérisation des eaux continentales. Des études menées sur plusieurs grands lacs et fleuves sur la base des données d'altimétrie radar présentent des résultats encourageants (Alsdorf et *al.*, 2010; Campos et *al.*, 2001; Frappart et *al.*, 2006, 2008; Maheu et *al.*, 2003). L'altimétrie peut être avantageusement utilisée pour l'analyse de la dynamique des cycles hydrologiques des grands bassins inondables comme le Delta intérieur du fleuve Niger. Un de ses avantages reste la possibilité d'effectuer des mesures en des lieux encore peu accessibles aux mesures *in situ*, et qui se trouvent généralement très pauvres en installations hydrométriques de suivi des variations du niveau d'eau. Toutefois, cette technique peut présenter des limites, compte tenu de son concept initialement adapté aux surfaces océaniques. Les principaux problèmes qui peuvent survenir au cours des mesures sur les surfaces topographiquement complexes sont généralement liés : au décrochage de l'altimètre (déviation de l'angle de pointage du faisceau d'onde) lorsque la plage d'enregistrement des échos excède la fenêtre préalablement calculée et maintenue par l'algorithme à bord; aux variations rapides du relief; à la non fidélité de l'écho avec l'algorithme à bord qui est adapté aux surfaces similaires aux océans (Bamber, 1994; Lee et *al.*, 2008).

Les mesures de niveau d'eau effectuées au moyen des satellites ERS-2 et Envisat donnent des incertitudes d'environ 20 cm pour le premier et 15 cm pour le second (Frappart et *al.*, 2006). Tandis que les mesures de Topex/Poséidon peuvent produire de bonnes séries temporelles permettant de déceler les variations annuelles et saisonnières de niveau d'eau (Birkett, 2002). Mais les algorithmes de retraitement des mesures d'altimétrie radar donnent les hauteurs de niveau d'eau et autres paramètres de surface avec des précisions beaucoup moindres, en comparaison aux mesures *in situ*. Toutefois, avec environ soixante-dix picosecondes (70 pico seconde) de précision de mesure du temps de propagation, les altimètres – RA 2 et Poséidon 3, embarqués respectivement sur les satellites Envisat et OSTM/Jason 2, devraient être capables de fournir des mesures d'altitude à près de 2 cm de précision (Rosmorduc et *al.*, 2006). Pour les milieux hétérogènes comme le Delta, cette précision pourrait atteindre environ 6 cm (Birkett, 1995 ; Birkett et *al.*, 2002 ; Brenner et *al.*, 2007). Mais des méthodes de traitement plus adaptées et rigoureuses doivent être développées pour y arriver.

La présente étude consiste à combiner les données d'altimétrie radar de différentes sources pendant une période relativement longue, afin d'étudier les conditions de la variabilité spatiale et temporelle du niveau d'eau du Delta intérieur du fleuve Niger et par la suite, d'étudier les conditions d'amélioration des résultats de mesure.

1.3 - Objectifs

L'objectif général de cette étude est de contribuer à la compréhension de la dynamique de l'eau dans le Delta intérieur du fleuve Niger au Mali. L'étude consiste d'abord à établir les principes du traitement et de l'utilisation des données d'altimétrie radar pour analyser les variations du niveau d'eau du Delta, et par la suite d'améliorer les résultats de mesure des satellites d'altimétrie radar. De manière spécifique, l'étude porte sur les objectifs suivants :

- Concevoir et développer une approche permettant d'établir et d'analyser des séries temporelles cohérentes de niveau d'eau dans le Delta à partir des données des deux satellites Topex/Poséidon et Envisat;
- Analyser les variations du niveau d'eau dans le Delta, en lien avec l'apport des précipitations.
- Proposer une approche de retraitement des formes d'onde, en intégrant le modèle des nuages d'eau, pour améliorer l'estimation des niveaux d'eau dans un milieu hétérogène comme le Delta.

1.4 - Hypothèses

Cette thèse traite de deux questions fondamentales à savoir : comment fluctue le niveau d'eau dans le Delta intérieur du fleuve Niger d'année en année ? L'utilisation de l'altimétrie satellitaire permet-elle de caractériser cette variabilité ? Les hypothèses qui sous-tendent l'étude sont les suivantes :

- L'exploitation de la période de chevauchement entre les missions des satellites Topex/Poséidon et Envisat permet de générer les facteurs nécessaires à l'établissement de séries temporelles cohérentes à partir des deux satellites ;

- Les variations de niveau d'eau dans le Delta sont essentiellement liées à l'apport des précipitations ;
- L'intégration en fonction du temps du coefficient de rétrodiffusion dans l'algorithme de Brown (1977) permet de mieux caractériser les mesures altimétriques dans un milieu hétérogène comme le Delta.

1.5 - Organisation de la thèse

Cette thèse est organisée comme suit : à la suite du présent chapitre sur l'introduction, intervient le chapitre 2 qui analyse le cadre théorique de l'altimétrie radar et de réalisation de la présente étude (Figure 1). Le chapitre 3 est consacré au site d'étude, à la collecte des données, à l'analyse et au traitement des données. Le chapitre 4 étudie les variations spatiales et temporelles du niveau d'eau dans le Delta intérieur du fleuve Niger, ainsi que l'influence des précipitations sur ces variations. Le chapitre 5 se consacre au développement d'un algorithme de retraitement de forme d'onde basé sur le modèle des nuages d'eau. Une conclusion générale de l'étude termine la thèse.

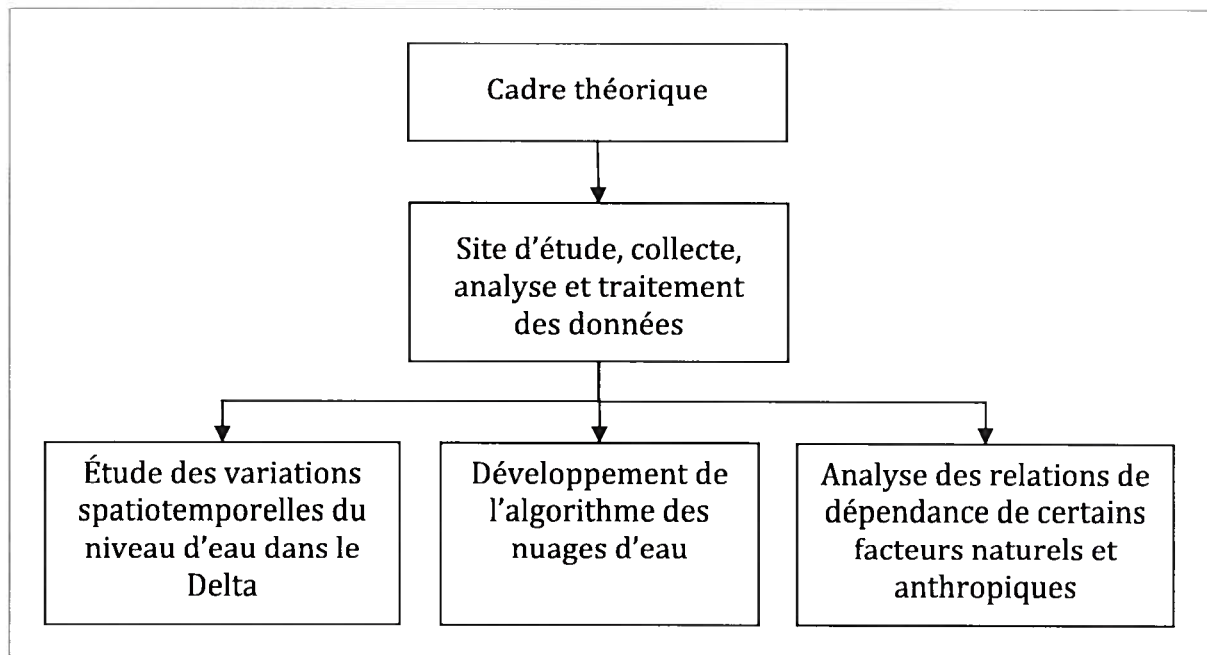


Figure 1 : Différentes phases de déroulement des travaux de recherche.

Chapitre 2 : Cadre théorique de l'altimétrie radar

Dans cette section nous présenterons les bases physiques de l'altimétrie radar et les principes de traitement des mesures radar obtenues dans un milieu hétérogène.

2.1 - Introduction

L'altimétrie radar est une technique originalement dédiée à l'étude de la dynamique des océans (Bamber, 1994; Rosmorduc et *al.*, 2006). Au fil du temps, sa mission s'est élargie à la caractérisation des surfaces continentales et à l'hydrologie (Campos et *al.*, 2001; Frappart et *al.*, 2011; Papa et *al.*, 2003). Toutefois, les surfaces continentales apparaissent généralement hétérogènes et complexes à cause de leur variabilité spatiale et temporelle. Pour améliorer la qualité des mesures altimétriques, il est important de mener des opérations spécifiques de retraitement de forme d'onde et de correction des effets environnementaux (Figure 2).

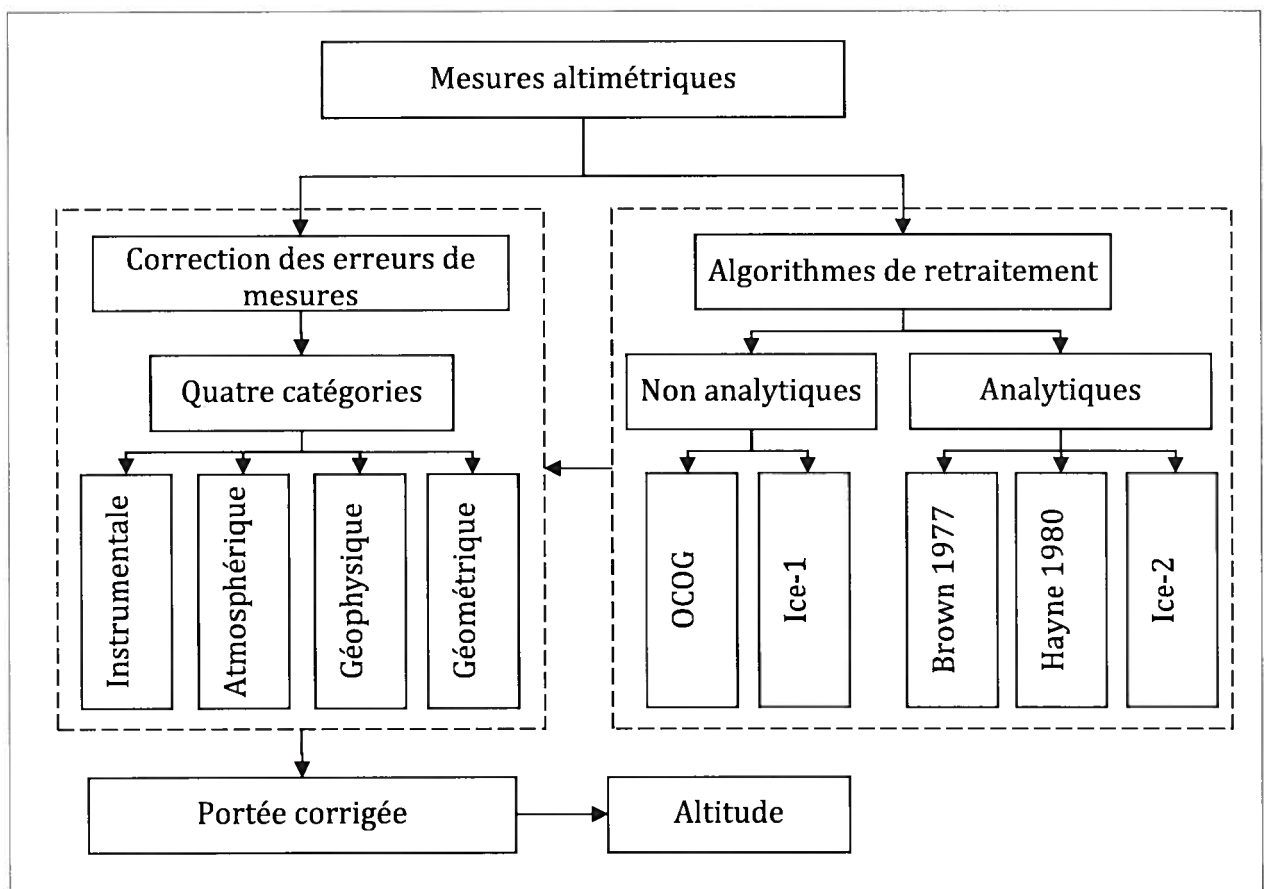


Figure 2 : Conditions d'amélioration de la précision en altimétrie radar.

2.2 - Principe de base

Le principe de base de l'altimétrie radar repose sur l'interprétation du comportement des échos d'ondes électromagnétiques émis par un altimètre radar (l'instrument de mesure embarqué à bord du satellite), et rétrodiffusés par la surface terrestre (Chelton et *al.*, 1988; Hayne, 1980; Jensen, 1999). Dans la pratique, l'onde envoyée vers la cible est dispersée sur sa trajectoire. La distribution de l'intensité de puissance de l'onde est fonction de la direction de l'antenne et de la distance (R) par rapport à la cible (Figure 3). Ainsi, seule une partie du signal émis peut atteindre cette dernière. La rétrodiffusion (ou simplement la diffusion) est le processus physique qui consiste à renvoyer vers un système radar de réception les échos résultant de l'interaction de l'onde incidente avec la surface cible, caractérisée par ses propriétés physiques et géométriques.

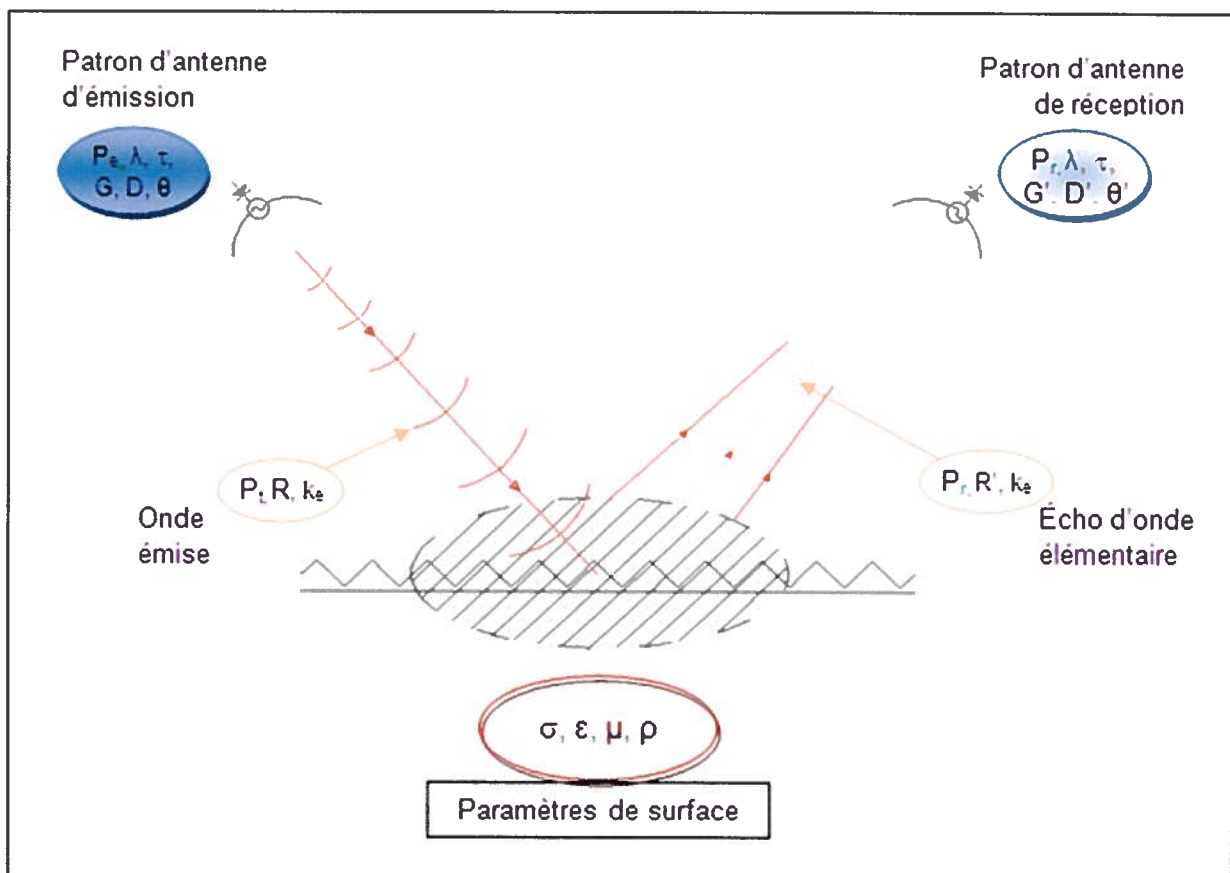


Figure 3 : Principe de l'altimétrie radar.

Pour un bilan d'énergie de l'ensemble du processus de mesure et afin de mieux comprendre les caractéristiques des échos retour, il est important d'analyser toutes les conditions de mesures : la propagation du signal, les influences atmosphériques, l'interaction de l'onde avec la surface cible, ainsi que les aberrations dues aux instruments à bord. Moore et Williams (1957) expriment pour une cible ponctuelle, la puissance moyenne (P_r) captée des échos retour sous forme de facteur incluant quatre composantes : 1) la puissance transmise (P_e) par l'antenne radar en direction de la cible exprimée en termes de densité de puissance (intensité énergétique); 2) la section efficace représentant le rapport de la puissance diffusée à celle incidente; 3) l'effet de dispersion de la radiation sur la distance antenne-cible; 4) et l'ouverture de l'antenne. En négligeant les effets atmosphériques, la puissance (P_r) obtenue d'un diffuseur élémentaire de la cible peut être exprimée par la relation suivante (Équation 1) :

$$P_r(t) = P_e \left(t - \frac{2R}{c} \right) \frac{G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} \quad (1)$$

- ✓ t , temps exprimé en s ;
- ✓ λ , longueur d'onde, exprimée en m ;
- ✓ R , portée exprimée en m ;
- ✓ G , gain d'antenne et intervient comme une constante ;
- ✓ σ , section efficace. Elle exprimée en dB. Lorsque celle-ci est représentée par unité de surface on parle de coefficient de rétrodiffusion (σ^0) ;
- ✓ P_e , puissance maximale transmise par l'antenne. P_e et P_r sont exprimées en W.

La portée (« range » en anglais) est la distance entre le centre de masse du satellite et la surface moyenne de la cible. Le processus de mesure se déroule en quatre phases : 1) l'émission du signal par le système radar ; 2) la propagation de l'onde de la source à la cible à travers l'atmosphère, et vice versa ; 3) l'interaction avec la surface cible ; 4) la réception des échos rétrodiffusés par l'antenne. Les signaux sont par la suite transmis au système de mesure de l'altimètre qui dispose d'un algorithme de traitement des signaux (le

« tracker » en anglais). Le spectre des signaux reçus dans une fenêtre de temps est appelé forme d'onde. Celle-ci permet d'estimer les paramètres de mesure : la portée, le coefficient de rétrodiffusion, le niveau moyen de mer, etc. La figure 4 représente une forme d'onde individuelle mesurée au moyen de l'altimètre RA-2, du satellite Envisat.

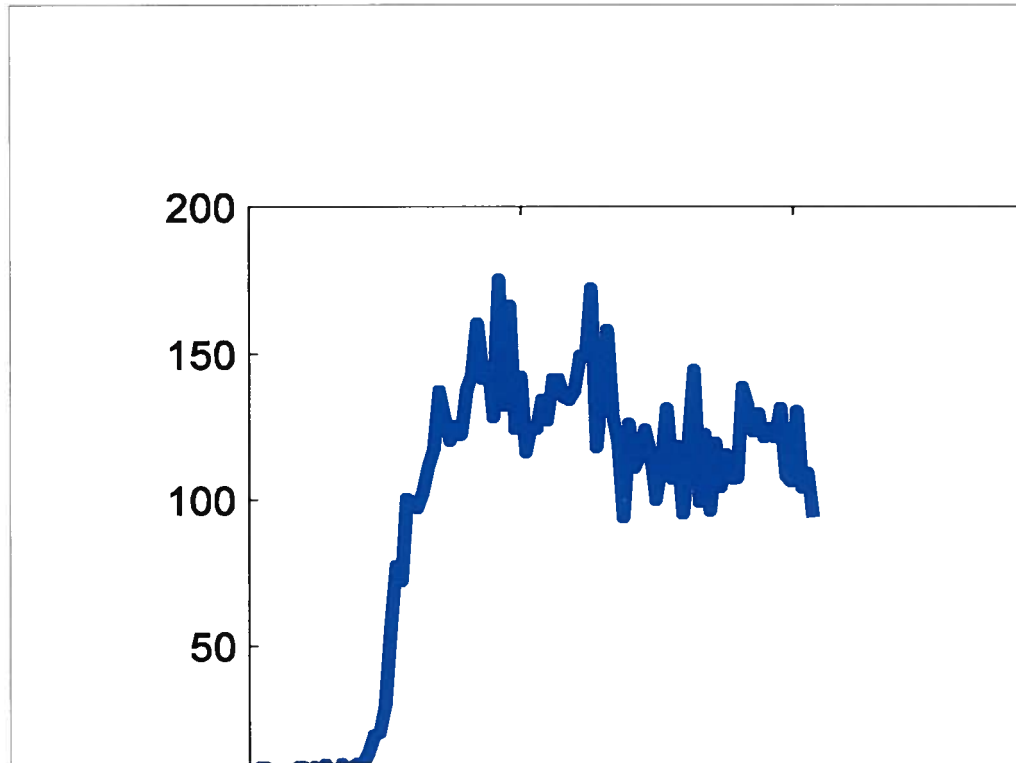


Figure 4 : Forme d'onde diffuse individuelle d'Envisat.

Les altimètres radar utilisent différentes fréquences d'onde. Le choix de l'une ou l'autre d'entre elles dépend de la disponibilité en fonction de la réglementation internationale, du compromis entre la dimension de la fauchée recherchée sur la cible, mais aussi des contraintes techniques de conception des appareils (Jensen, 1999). C'est pourquoi, les bandes Ku (2,2 cm), C (5,8 cm) et S (9,4 cm) sont les plus couramment utilisées (Tableau 1). Quant à la bande Ka (0,8 cm), son avantage se situe dans le fait qu'elle se propage de façon quasi parfaite à travers l'ionosphère, mais elle peut être également beaucoup altérée dans la couche de la troposphère (Rosmorduc et *al.*, 2006).

Tableau 1 : Principales bandes de fréquence utilisées en altimétrie radar.

Dénomination	Bande de fréquence (GHz)	Longueur d'onde nominale (GHz)	Satellites
Ka	26,5 - 40,0	32,5	Mission SWOT (à venir)
Ku	12,5 - 18,0	13,6	T/P, OSTM/Jason-2, Envisat
C	4,0 - 8,0	5,4	T/P, OSTM/Jason-2
S	2,0 - 4,0	3,2	Envisat

2.3 - Estimation de la fauchée

La fauchée est l'emprunte sur la cible de l'onde électromagnétique transmise par l'antenne du système de mesure. Elle représente la dimension de la portion de surface mesurée. Lorsque la cible est étendue, comme c'est le cas en altimétrie radar, l'écho radar enregistré peut être considéré comme la somme de diffusion d'un nombre élevé de facettes de surfaces élémentaires (diffuseurs), qui sont dispersées autour d'une surface moyenne (Ulaby and Dobson, 1989). Dans le processus de mesure du radar, la portion de surface illuminée par le faisceau d'onde appelée fauchée peut évoluer progressivement d'un point à un disque au fur et à mesure que croît la puissance de l'écho réfléchi ou diffusé (P). Chelton et *al.* (1988) distinguent quatre phases fondamentales dans l'illumination d'une surface plane par l'onde (Figure 5).

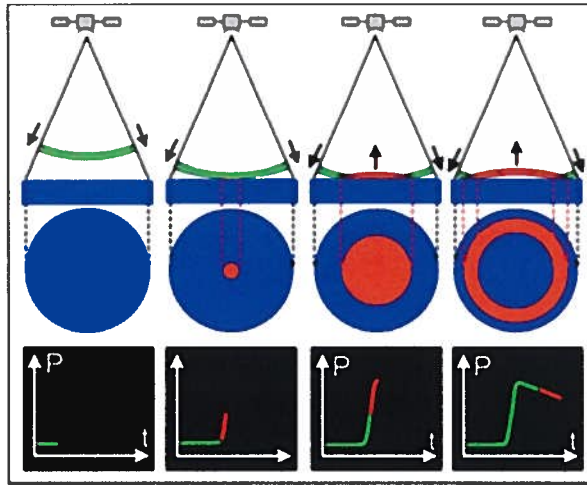


Figure 5 : Évolution du temps d'illumination

(Tiré de Rosmorduc et al., 2006).

En considérant la hauteur du satellite au-dessus de la cible (h_0) et le rayon de la terre (R_e), le processus de Chelton peut s'expliquer de la façon suivante :

- Avant que le signal incident n'atteigne la cible ($t < \frac{2h_0}{c}$), la surface illuminée est nulle ;
- celle-ci devient un point dès l'instant ($t = \frac{2h_0}{c}$) où le signal atteint la cible. Puis, elle constitue un disque de rayon Δ , qui croît progressivement jusqu'à atteindre son maximum lorsque la durée correspondant à l'amplitude (τ) de l'onde est accomplie (Équation 2). On parle alors de fauchée de l'altimètre (ou *pulse limited footprint*).

$$\Delta = \frac{\pi h_0 c t}{1 + \frac{h_0}{R_e}} \quad (2)$$

- après que cette durée soit complétée ($t > \frac{2h_0}{c} + \tau$), les échos sont issus de cercles concentriques au nadir, et la surface illuminée devient un anneau.
- enfin, la surface illuminée décroît, pour s'annuler lorsque la durée d'illumination devient très grande par rapport à τ .

Pour une forme d'onde idéale, l'instant de mesure de la portée correspond au centre de l'amplitude de l'impulsion : $t \in [-\frac{\tau}{2}, +\frac{\tau}{2}]$. La fauchée qui résulte de la durée d'illumination peut varier de centaines de mètres à quelques kilomètres en fonction de cette amplitude, de l'état de surface (marées en océan, ou le relief sur les surfaces continentales), et de la rugosité de la surface de diffusion.

2.4 – Caractérisation du milieu de diffusion

L'analyse du bilan d'énergie des échos retour, en tenant compte des variations des propriétés de l'onde après interaction avec l'atmosphère et la cible, permet d'estimer certaines caractéristiques de la surface cible et de définir sa position relative. Pour Brown (1977), il existe un lien étroit entre les caractéristiques des surfaces observées et les échos mesurés, représentés par l'allure de la forme d'onde et les puissances moyennes. Les signaux reçus par l'altimètre dépendent de la constante diélectrique et de la rugosité de surface. Ainsi, les différents types de sol peuvent être distingués au moyen des coefficients de rétrodiffusion des bandes C et Ku, et de leur différence (Papa et *al.*, 2003). Toutefois, la présence d'une toute petite portion de surface d'eau libre dans la fauchée peut dominer le coefficient de rétrodiffusion sur le reste des composantes. D'une manière générale, il ressort une corrélation entre la puissance mesurée dans une bande donnée et la portion de surface d'eau comprise dans la fauchée (Guzkowska et *al.*, 1990, dans Papa et *al.*, 2003).

Les mesures de coefficient de rétrodiffusion obtenues des satellites Envisat et OSTM/Jason-2 dans la bande de Ku sur le Delta ont permis de tracer des profils pour trois périodes de l'année (d'étiage, de crue, et de hautes eaux). Les figures (6a et 6b) montrent les représentations des coefficients de rétrodiffusion mesurés. On observe des quantités plus élevées du coefficient de rétrodiffusion dans la partie inondable du bassin. Cette situation peut s'expliquer d'une part, en raison du relief relativement plat à l'intérieur du bassin. Mais, le facteur le plus dominant reste sans doute la présence de l'eau. Ainsi, faut-il constater la forte variabilité du coefficient de rétrodiffusion pendant la période de crue.

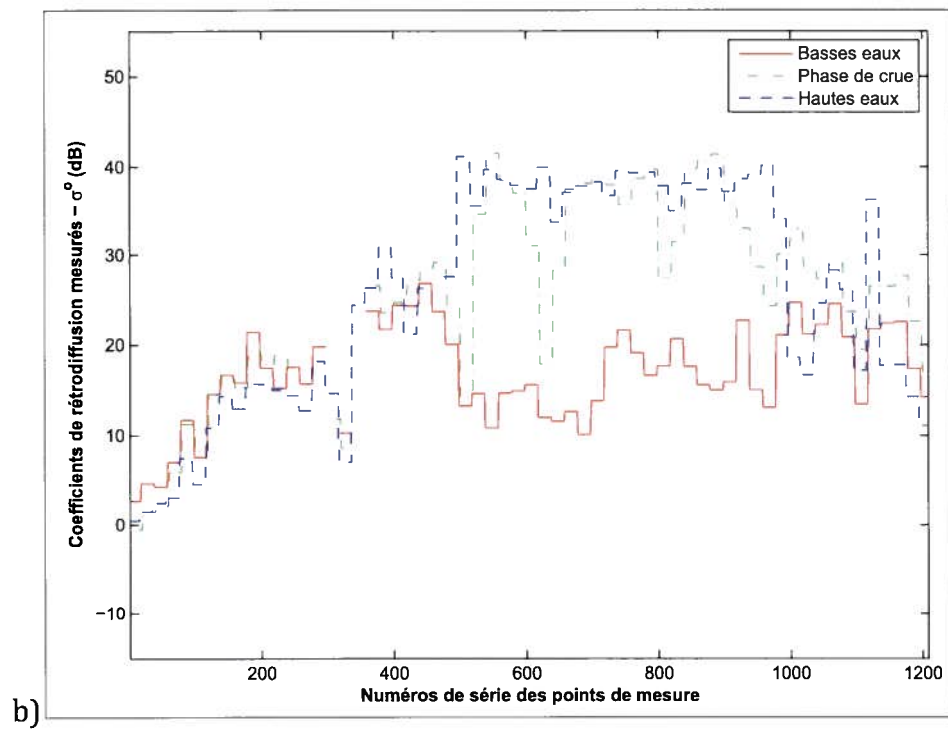
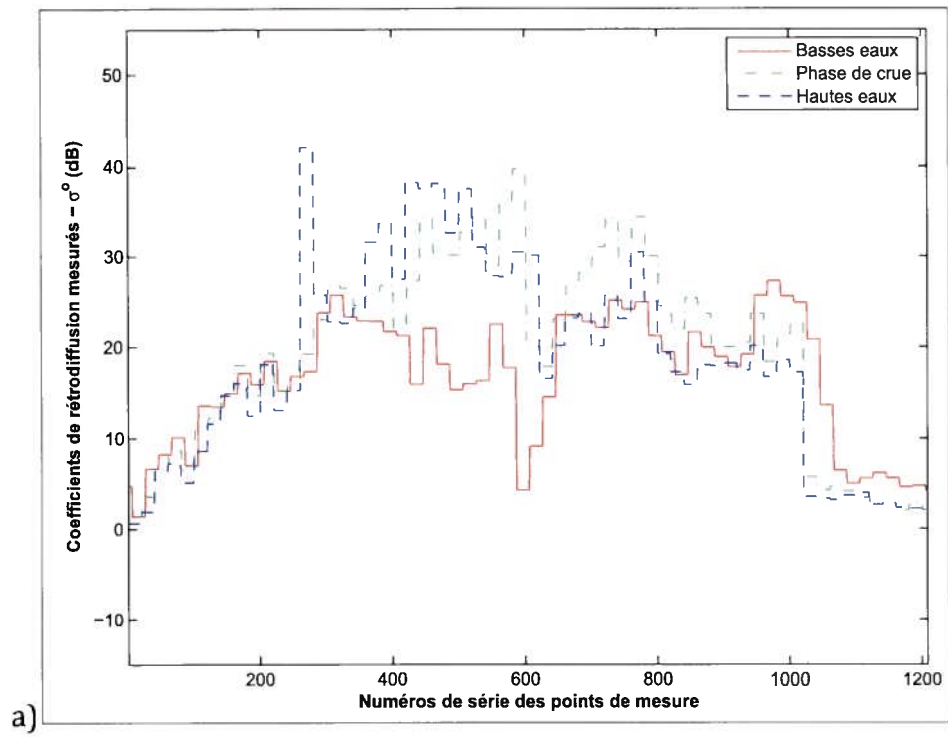


Figure 6 : Mesure du coefficient de rétrodiffusion selon les phases d'évolution du Delta : a) Envisat (044); b) Envisat (237).

2.5 – Retraitement de forme d’onde

La forme d’onde altimétrique est par définition, l’histogramme en fonction du temps de l’énergie rétrodiffusée par la surface cible (Jensen, 1999; Legresy et *al.*, 2005; Zieger et *al.*, 1991). La mesure de la forme d’onde se déroule dans un intervalle de temps d’une durée de l’ordre d’une micro seconde. Cet intervalle de temps est appelé fenêtre de mesure.

2.5.1 – Allure générale de la forme d’onde

La figure 7 présente les différentes parties et les principales caractéristiques de la forme d’onde diffuse. La première partie de la forme d’onde représente le bruit à la réception des échos. Le bruit permet de caractériser la capacité d’enregistrement par l’altimètre des échos rétrodiffusés, au sens où il représente l’effet acoustique du front d’onde sur le récepteur. À partir du premier enregistrement, la puissance captée continue de croître conformément au processus de Chelton. Cette phase marque le front avant de la forme d’onde ou front de montée. Les puissances enregistrées au cours de cette phase évoluent suivant une pente croissante. À la fin de la phase du front avant, survient un état stationnaire, constituant le plateau. Quant au front arrière, il marque plutôt la fin du processus d’enregistrement des échos compris dans la fenêtre d’enregistrement prédéfinie. L’antenne du capteur se trouve, à cet effet, déviée par rapport au nadir du point de mesure.

Le front avant de la forme d’onde ainsi observée présente l’allure de la fonction d’erreur de Gauss (*erf*), comme représentée à la figure 8 dans l’intervalle de résolution de 3,125 pico seconde de l’altimètre NRA du satellite Topex/Poséidon. Une comparaison des deux figures permet de constater que le point d’inflexion de la fonction d’erreur se trouve dans une position similaire à celle du point de mesure « *tracking point* » de la portée sur la forme d’onde.

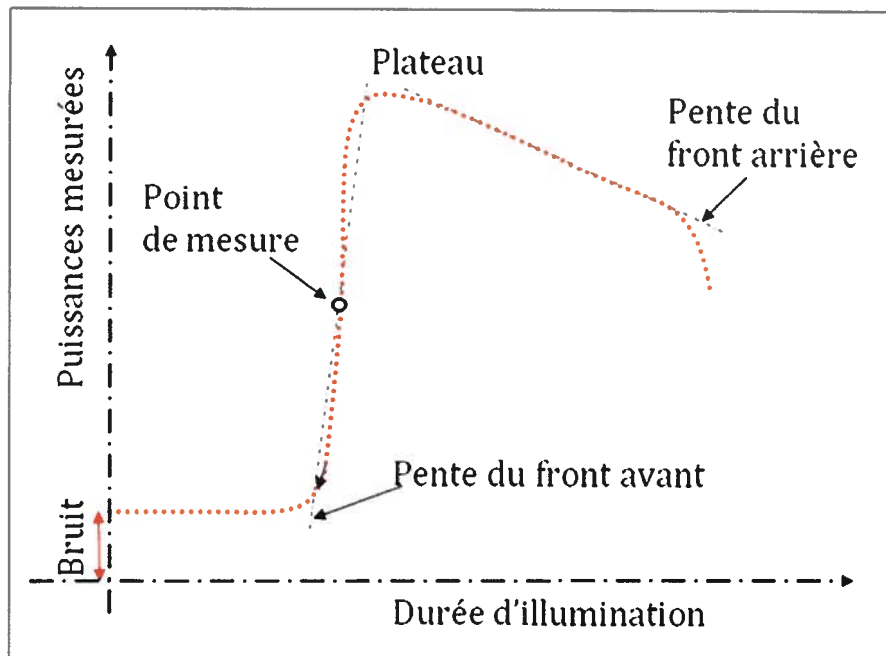


Figure 7 : Caractéristiques de la forme d'onde.

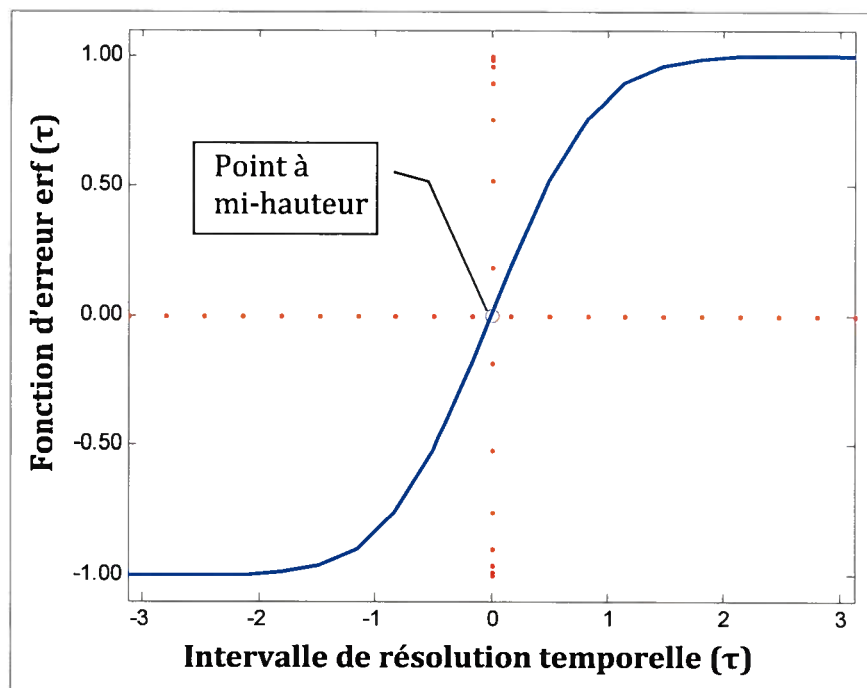


Figure 8 : Exemple de représentation de fonction d'erreur (erf).

2.5.2 - Types de forme d'onde

L'allure générale de la forme d'onde dépend des caractéristiques physiques et géométriques de la cible. Mais, les échos radar sont captés en fonction de leur temps d'arrivée à l'antenne. Si le terrain est topographiquement accidenté ou pénétrable par l'onde, les premiers échos enregistrés sont issus des points les plus proches, c'est à dire les points les plus élevés. Ainsi, peut-on déduire que la pente du front avant de l'onde est liée à la pénétration dans le milieu et à la macro-rugosité. Une faible valeur de la pente indique une pénétration faible ; elle correspondant à des zones de végétation dense telles que les forêts tropicales ou boréales, aux rivières larges ou aux zones inondées, tandis que la pente du front arrière démontre la specularité, la pénétrabilité du milieu et les effets des pentes (Birkett, 2002 ; Legresy et *al.*, 2005; Papa et *al.*, 2003).

Sur les surfaces continentales, où les propriétés physiques varient très rapidement à cause de l'hétérogénéité des surfaces, la tâche au sol de l'altimètre est fréquemment contaminée par la présence de terres émergées. Elle se traduit par des échos dont le flanc présente des pics multiples et influencent à cet effet la précision des mesures. D'une manière générale, en référence aux allures et au nombre de pics, il est possible de distinguer quatre types de formes d'onde :

1. Les formes d'onde à caractère océanique (Figures 9a 9e) : elles sont obtenues des surfaces d'eau agitées et des forêts denses ;
2. les formes d'onde quasi-spéculaires ayant des pics larges et un front arrière faible (Figures 9b et 9f) ; celles-ci sont produites par les surfaces sablonneuses nues (désert par exemple) et les végétations éparses ;
3. les formes d'onde spéculaires avec des pics étroits (Figures 9c et 9g), qui sont issues généralement des surfaces lisses telles que les grands lacs d'eau stable ;
4. les formes d'onde à pics multiples (Figures 9d et 9h) dues à une présence de surface intruse (sol, par exemple) dans la fauchée (milieu hétérogène).

Dans le cas particulier du Delta, les mesures sont dominées par des formes d'onde de types spéculaire et à pic multiple. Ceci pourrait s'expliquer par l'état de stabilité de la surface de l'eau d'une part, et d'autre part, par l'hétérogénéité du milieu.

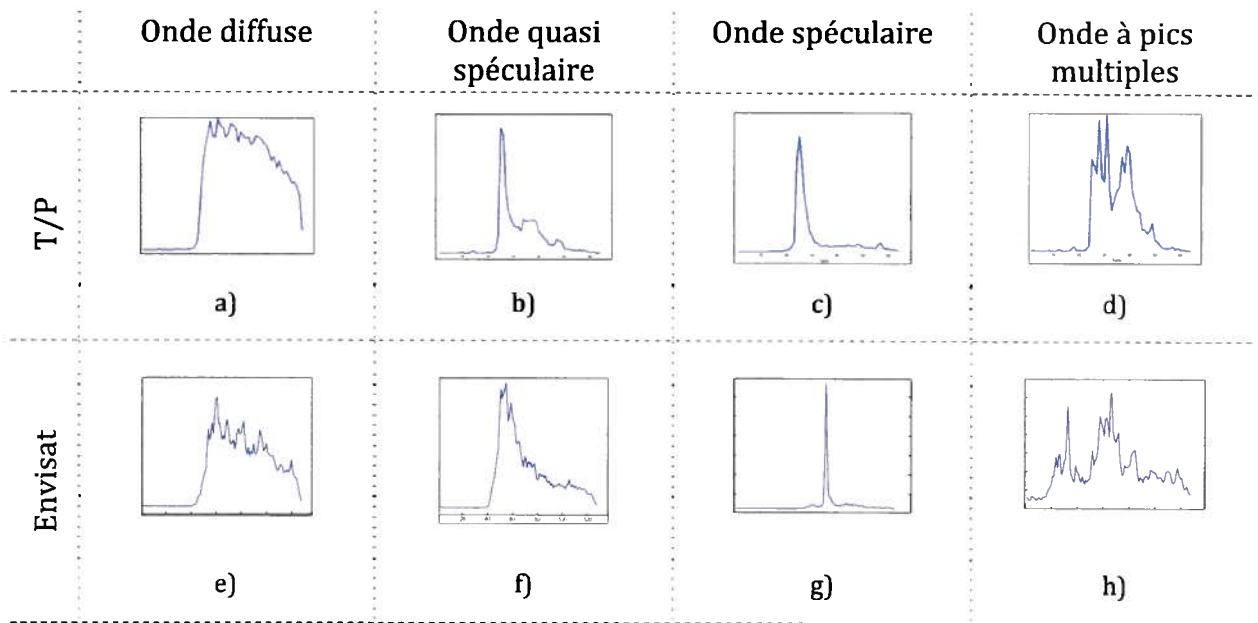


Figure 9 : Principaux types de forme d'onde mesurée sur le Delta.

2.5.3 – Fondement du retraitement de la forme d'onde

Le traitement des formes d'onde par l'algorithme de l'altimètre à bord du satellite reste adapté seulement aux conditions géophysiques et environnementales des océans et des surfaces similaires. Une observation fine des formes d'onde généralement mesurées par les altimètres radar permet de constater qu'il existe une relation étroite entre leur allure et la nature du milieu d'où partent les différents échos (Brown, 1977 ; Dowson et Berry, 2006). Afin d'extraire les informations contenues dans les formes d'onde avec de meilleurs résultats, il est nécessaire de procéder à un retraitement spécifique (le « retracking ») des formes issues de l'altimètre. L'opération de retraitement consiste en fait, à ajuster la forme d'onde mesurée avec un modèle théorique qui permettra d'estimer les paramètres de

mesure (Figure 10). Le retraitement permet de calculer à nouveau la forme d'onde afin de déduire les paramètres de mesure en fonction des conditions physiques et environnementales de la cible. C'est pourquoi, pour l'établissement du modèle de retraitement, il est important de tenir compte de toutes les conditions de mesure; à savoir : les facteurs environnementaux, les conditions physiques et géométriques de la surface-cible, et les paramètres d'antenne.

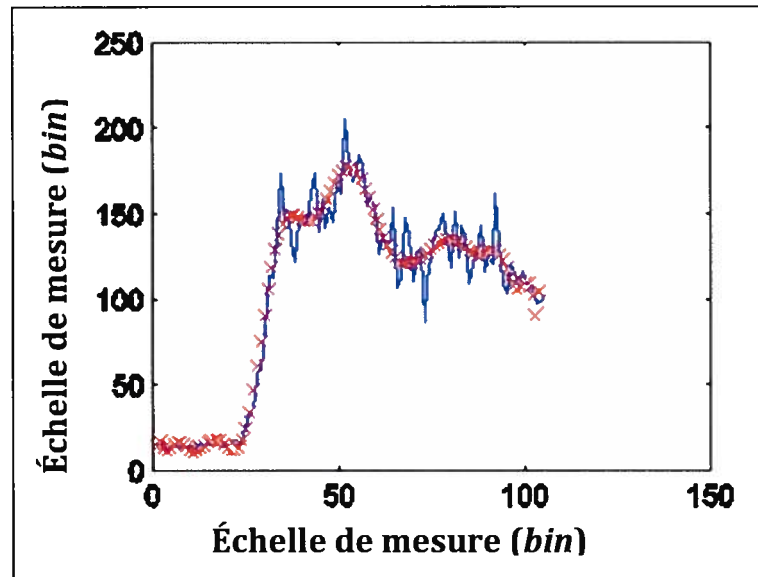


Figure 10 : Superposition d'une forme d'onde avec une fonction polynomiale

Extrait de forme d'onde du satellite OSTM/Jason-2 (bleu, trait plein) comparée à une fonction mathématique polynomiale (rouge, croix).

Plusieurs algorithmes sont proposés pour le retraitement des formes d'onde. Ils peuvent être regroupés en trois catégories : les méthodes de retraitement analytique, les méthodes de retraitement non analytique, et la reconnaissance de forme (Frappart, 2006). Les deux premières sont les plus utilisées. Une analyse des méthodes existantes est nécessaire dans le souci de trouver un algorithme de retraitement adapté à un milieu spécifique.

2.5.3.1 -Algorithme de retraitement Ice-1

L'algorithme Ice-1 est une méthode de retraitement non analytique adaptée au retraitement des formes d'onde issues des surfaces non océaniques (Frappart, 2006). Il est basé sur le principe du décentrement du centre de gravité OCOG (Offset Centre Of Gravity) de Wingham et *al.* (1986). L'opération consiste à corriger sur la portée estimée par le tracker le décentrement du centre de gravité de la forme d'onde, provoqué par la complexité de la cible. Il s'agit tout d'abord de positionner le centre de gravité (COG) de la forme d'onde, puis d'estimer l'amplitude de la puissance mesurée (A) dans la fenêtre d'acquisition et la largeur de la fenêtre (W) (Figure 11).

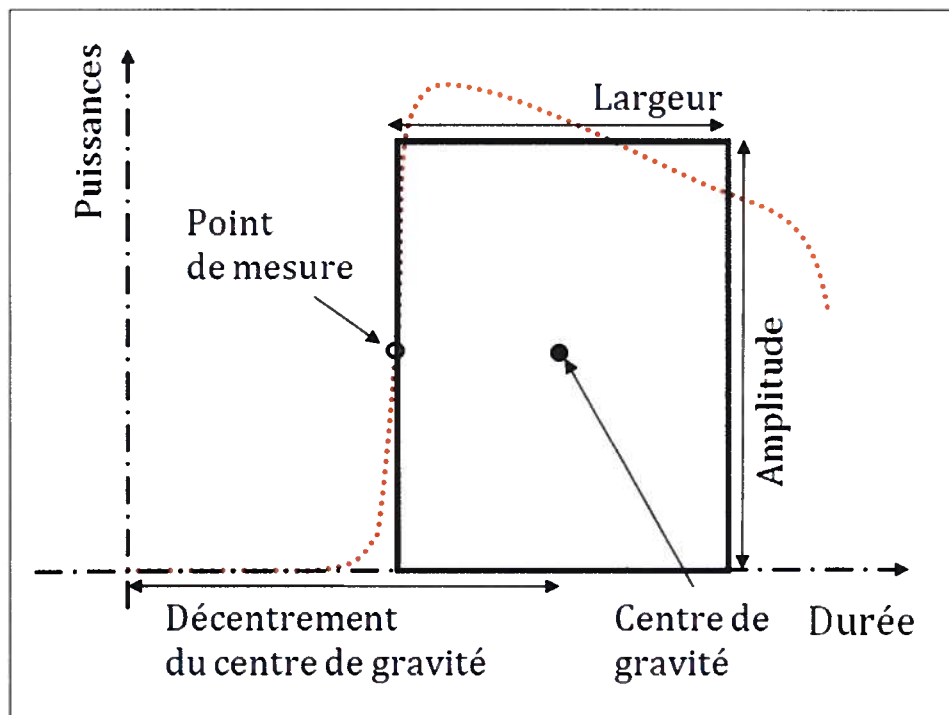


Figure 11 : Retraitement par la méthode OCOG

(Inspirée de Bamber, 1994).

Les équations 3, 4 et 5 permettent de calculer les paramètres d'estimation du décentrement OCOG (Bamber, 1994). Le point de mesure est par la suite déterminé à l'intersection de la fenêtre d'acquisition et du front de montée de la forme d'onde.

$$A = \sqrt{\sum_{1+n}^{64-n} P_i^4 / \sum_{1+n}^{64-n} P_i^2} \quad (3)$$

$$W = (\sum_{1+n}^{64-n} P_i^2)^2 / \sum_{1+n}^{64-n} P_i^4 \quad (4)$$

$$COG = (\sum_{1+n}^{64-n} i \cdot P_i^2) / (\sum_{1+n}^{64-n} P_i^2) \quad (5)$$

- ✓ i , numéro d'ordre des échantillons sur l'échelle de temps (ou *bin*);
- ✓ n , représente le nombre de compressions des échantillons (4 pour l'altimètre NRA du satellite Topex/Poséidon).

Les paramètres A , W et COG de l'algorithme Ice-1 dépendent donc des puissances mesurées (P_i) à l'échelle de temps et de la taille maximale de la fenêtre de mesure dont la graduation est fixée sur la base d'une compression dans la plupart des altimètres. Ainsi dans le cas de l'altimètre NRA, la graduation maximale vaut 64 échantillons de mesure (équations 3 à 5).

2.5.3.2 - Algorithme de retraitement Sea-Ice

Comme Ice-1, l'algorithme Sea-Ice représente une méthode de retraitement non analytique. Toutefois, les deux algorithmes ne sont pas similaires. L'algorithme Sea-Ice applique une technique dite de seuillage. En effet, un seuil spécifique est estimé afin de faire coïncider la fenêtre d'acquisition et le front de montée de la forme d'onde. Le seuil à définir est un pourcentage de la largeur du front de montée, qui peut représenter le mieux la portée mesurée. La pratique montre un pourcentage équivalent à 25 % pour obtenir les meilleurs résultats (Bamber, 1994). Mais à la différence de Ice-1, l'algorithme Sea-Ice considère comme amplitude au point de décentrement, le maximum du pic de la forme d'onde (Laxon, 1994). D'autre part, le point de mesure considéré correspond au premier point après le seuil.

2.5.3.3 – Algorithme de retraitement β -retracker

L'algorithme de retraitement le « β -retracker» est utilisé par certains altimètres comme le NRA (Nasa Radar Altimetry), à bord du satellite Topex/Poséidon (Lee, 2008). Cette technique utilise des fonctions de cinq à neuf paramètres afin de correspondre respectivement à une forme d'onde présentant une pente simple ou double (figure 12).

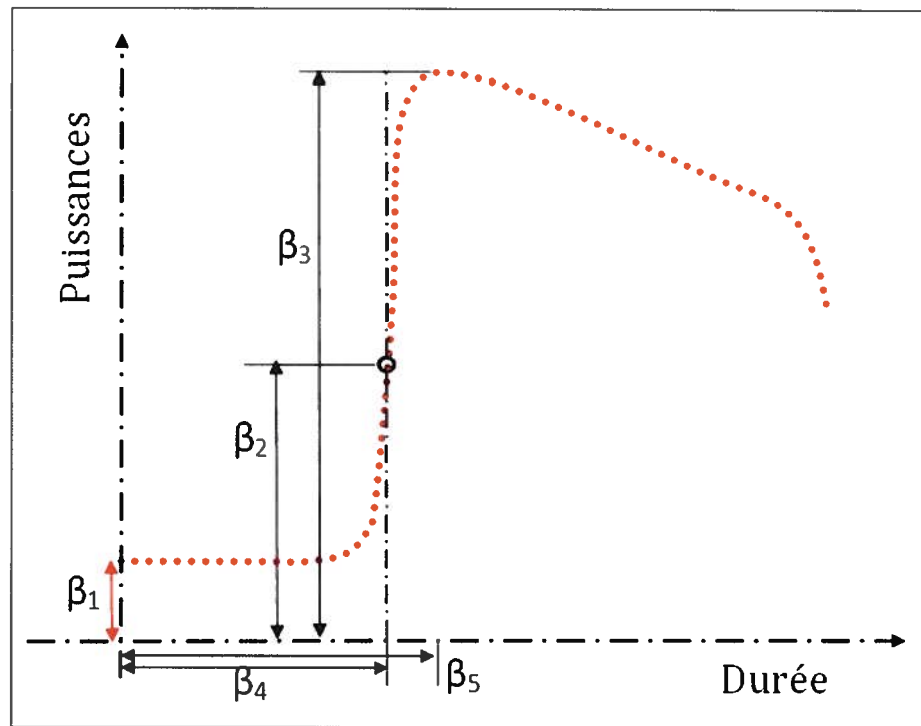


Figure 12 : Paramètres de l'algorithme β -retracker (Inspirée de Lee, 2008).

Pour une forme d'onde à caractère océanique, c'est à dire issue d'une surface diffuse, il est possible d'établir l'algorithme β -retracker par la relation suivante (Tirée de Bamber, 1994) :

$$P(t) = \beta_1 + \beta_2 e^{\beta_5 Q} \varphi\left(\frac{t - \beta_3}{\beta_4}\right) \quad (6)$$

- ✓ β_1 , bruit de mesure à l'altimètre ;

- ✓ β_2 , puissance à mi-hauteur central ;
- ✓ β_3 , puissance maximale reçue à l'antenne ;
- ✓ β_4 , paramètre du temps de montée au point de puissance à mi-hauteur central ;
- ✓ β_5 , pente du front arrière ;
- ✓ Q est un paramètre exprimé en fonction de β_3 et β_4 ;
- ✓ φ est une fonction gaussienne définie entre $[-\infty, \frac{t-\beta_3}{\beta_4}]$.

L'équation 6 montre que l'algorithme β -retracker est basé sur la résolution de la géométrie de la forme d'onde. Le nombre de paramètres pour le retraitement augmente à neuf dans le cas des formes d'onde à pics multiples.

2.5.3.4 - Algorithme de Brown

L'algorithme de Brown est une méthode de retraitement analytique. Il s'inspire du principe de diffusion de Moore et Williams (1957). Ces auteurs, sur la base de la réponse d'impulsion d'une cible ponctuelle (équation 1), expriment la puissance moyenne rétrodiffusée par une surface plane à partir des diffuseurs élémentaires qui la composent. En effet, lorsque la cible est une surface étendue, il est possible de la diviser en plusieurs portions de diffuseurs élémentaires (Figure 13). La puissance reçue par l'antenne (P_r) résultera alors de la somme de l'ensemble des échos des diffuseurs élémentaires. Elle peut être établie par la relation d'intégration suivante :

$$P_r(t) = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3 K_e} \int_S \frac{P_e \left(t - \frac{2r}{c} \right) G^2 \sigma}{r^4} dS \quad (7)$$

- ✓ t , temps exprimé en s ;
- ✓ r , portée exprimée en m ;
- ✓ Ω , ouverture du faisceau d'onde exprimée en radian ;
- ✓ K_e , coefficient d'extinction de l'onde dans sa propagation ;
- ✓ S , surface de diffusion exprimée en m^2 , dS est la portion de surface élémentaire de diffusion. Elle est définie par la portion l'angle solide $d\Omega$: $dS = r dr d\Omega$;
- ✓ P_e , puissance maximale transmise par l'antenne exprimée en W.

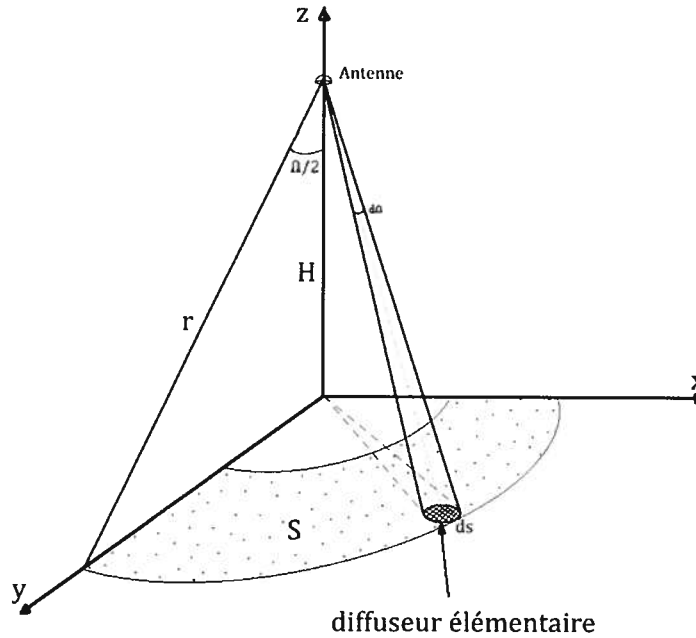


Figure 13 : Illumination d'une surface de diffusion

(Inspirée de Moore et Williams, 1957 ; Brown, 1977).

En référence à l'équation 7, Moore et Williams considèrent la puissance moyenne de l'impulsion retour d'une surface diffusante plane, sous un angle d'incidence quasi-normal, comme une convolution. Cette opération consiste à intégrer le produit des deux fonctions définies d'une part, par l'impulsion transmise par le système radar (P_e) exprimée en unité de puissance et d'autre part, par un terme (B) incluant les effets du patron de l'antenne, de l'angle d'incidence, des propriétés de la surface diffusante, et de la portée. La relation pour l'estimation de la puissance moyenne de l'impulsion retour peut alors être établie comme suit :

$$P_r(t) = \int P_e(\tau - t)B(t)dt \quad (8)$$

Cette opération de convolution (équation 8) démontre que la puissance totale des échos retour résulte de la superposition de la fonction de réponse d'impulsion d'un diffuseur élémentaire sur l'ensemble des composantes de diffusion de la cible. Ulaby et Dobson (1989) donnent une explication très explicite de cette relation. En effet, lorsqu'une surface de diffusion est illuminée par un faisceau d'onde cohérente, la puissance moyenne reçue à l'antenne reste contrôlée par la puissance émise, le patron d'antenne, la distance du récepteur par rapport à la cible, et les paramètres de surface. La convolution exprime donc une somme des produits des réponses d'impulsion des diffuseurs élémentaires à la réponse d'impulsion de la surface cible (Figure 3). Cette assertion avait d'ailleurs été énoncée par Brown (1977). Ce dernier trouve en effet, qu'il existe une relation importante entre les mesures radar et les caractéristiques des surfaces observées. En se rapportant au principe de Moore et Williams sur les systèmes de l'altimétrie radar, il développe la relation définie à l'équation 8, puis établit une expression simplifiée et géométriquement fidèle de la fonction de réponse d'impulsion P_{FS} d'une surface plane :

$$P_{FS}(t) \approx \frac{G^2 \lambda^2 c \sigma}{4(4\pi)^2 K_e r^3} \cdot \exp \left[-\frac{4}{\gamma} \sin^2 \xi - \frac{4c}{\gamma r} t \cos 2\xi \right] \cdot I_0 \left(\frac{4}{\gamma} \sqrt{\frac{ct}{r}} \sin 2\xi \right) \quad (9)$$

- ✓ ξ , angle d'incidence (ou dépointage de l'antenne) exprimé en radians ;
- ✓ I_0 , fonction de Bessel seconde catégorie ;
- ✓ γ , caractérise l'antenne : $\gamma = \frac{\sin^2(\frac{\theta}{2})}{2 * \text{Log}(2)}$ (Zeiger et al., 1991).

Il faut distinguer trois composantes principales dans l'équation 9 : 1) un facteur incluant les paramètres d'antenne et de surface ; 2) une fonction exponentielle évoluant à l'échelle du temps d'illumination ; 3) et une fonction de Bessel. Dans cette approche de l'algorithme, la visée de l'antenne par rapport à la cible est considérée quasi normale. Le premier facteur apparaît donc comme la principale composante de l'amplitude des échos enregistrés. Ainsi, si on considère les paramètres d'antenne invariables et en négligeant les effets atmosphériques, il est possible de noter une dominance du coefficient de rétrodiffusion σ^0 sur la puissance retournée. Aussi, faut-il remarquer l'influence du dépointage de l'antenne sur le front arrière de la forme d'onde, représenté par la fonction de Bessel.

Dans la pratique de l'altimétrie radar sur les surfaces continentales, la cible n'est jamais uniforme dans sa structure, ni régulière géométriquement. Pour une cible distribuée présentant des propriétés diélectriques variables, il est nécessaire de considérer la densité de probabilité de la distribution des facteurs de diffusion à travers la cible (Ulaby et Dobson, 1989). En admettant cette répartition comme gaussienne, la densité de probabilité de la rugosité de surface (ρ) qui caractérise la distribution verticale des écarts types de variations de hauteur (σ_{rms}) sur la surface cible (ou rugosité de la surface), peut être exprimée à l'aide de la fonction d'erreur Gauss (Brown, 1977) :

$$\rho(t) = \frac{1}{\sigma_{rms}\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{t^2}{2\sigma_{rms}^2}\right] \quad (10)$$

Finalement, la puissance moyenne de l'impulsion reçue à l'antenne peut être estimée en pondérant la réponse de la surface plane par la réponse d'impulsion du système radar, et la densité de probabilité de rugosité de la surface de diffusion (Jensen, 1999).

$$P_r(t) = P_{FS}(t) \otimes \rho(t) \quad (11)$$

L'intégration des équations 9 et 10 dans l'équation 11 permet d'établir le système des équations 12 et 13 pour estimer la puissance moyenne de l'impulsion reçue à l'antenne en fonction du temps d'illumination et de la puissance émise (Brown, 1977).

$$\left\{ \begin{array}{ll} P_r(t) = \frac{1}{2}\eta P_e P_{FS}(0) \sqrt{2\pi} \sigma_p \left[1 + \operatorname{erf}\left(\frac{t}{\sqrt{2}\sigma_c}\right)\right] & \text{si } t < 0 \\ P_r(t) = \frac{1}{2}\eta P_e P_{FS}(t) \sqrt{2\pi} \sigma_p \left[1 + \operatorname{erf}\left(\frac{t}{\sqrt{2}\sigma_c}\right)\right] & \text{si } t \geq 0 \end{array} \right. \quad (12)$$

$$\left\{ \begin{array}{ll} P_r(t) = \frac{1}{2}\eta P_e P_{FS}(0) \sqrt{2\pi} \sigma_p \left[1 + \operatorname{erf}\left(\frac{t}{\sqrt{2}\sigma_c}\right)\right] & \text{si } t < 0 \\ P_r(t) = \frac{1}{2}\eta P_e P_{FS}(t) \sqrt{2\pi} \sigma_p \left[1 + \operatorname{erf}\left(\frac{t}{\sqrt{2}\sigma_c}\right)\right] & \text{si } t \geq 0 \end{array} \right. \quad (13)$$

- ✓ η , ratio de compression de l'impulsion ;
- ✓ σ_p , paramètre d'antenne : $\sigma_p = 0,425 T$, T est la largeur de l'impulsion ;
- ✓ σ_{rms} , rugosité de surface ;
- ✓ $\sigma_c = \sqrt{\sigma_p^2 + \left(\frac{2\sigma_{rms}}{c}\right)^2}$

Le deuxième membre de la fonction de la puissance retournée à l'antenne (Équations 12 et 13) représente une composition de la fonction de réponse d'impulsion d'une surface plane (Équation 9) et de la fonction d'erreur de Gauss. Il contrôle la partie du front de montée de la forme d'onde, dont la pente et la largeur permettent d'apprécier la macro rugosité de la surface et la pénétration de l'onde.

L'algorithme de Brown ainsi étudié représente la base fondamentale de la méthode analytique de retraitement des formes d'onde. Il a été repris par Hayne (1980) pour faciliter le traitement en procédant à un développement numérique. Il a été implémenté dans le cadre de la mission Envisat sous la désignation de l'algorithme Océan. En somme, il reste évident que la puissance moyenne retournée demeure proportionnelle au pic de transmission de l'antenne. Mais l'algorithme de Brown doit respecter les cinq contraintes suivantes, se rapportant aux principes fondamentaux du radar et aux conditions des surfaces d'étude (Brown, 1977 ; Ulaby, 2001) :

- 1) la surface diffusante est considérée comme comprenant un nombre suffisamment élevé d'éléments diffuseurs aléatoires et indépendants afin de permettre l'application de la fonction de convolution ;
- 2) la statistique des hauteurs est supposée uniforme sur toute la surface illuminée : autrement dit, la densité de probabilité de la rugosité reste constante ;
- 3) la diffusion est un processus scalaire, sans effet de polarisation et indépendante de la fréquence ;
- 4) la variation du processus de diffusion en fonction de l'angle d'incidence dépend uniquement du coefficient de rétrodiffusion et du patron de l'antenne ;
- 5) l'effet Doppler due à la vitesse radiale reste négligeable devant la largeur en fréquence de l'impulsion transmise.

2.5.3.5 - Algorithme de retraitement ICE-2

L'algorithme Ice-2 est également basé sur la méthode analytique. À l'instar de l'algorithme de retraitement Ocean, l'algorithme ICE-2 fait partie de ceux implémentés par la mission Envisat. Son concept est basé sur le retraitement des formes d'onde obtenues des surfaces

non océaniques. Il est fondé sur le modèle de Brown, et consiste à détecter les allures des formes d'onde en faisant correspondre la fonction d'erreur au front avant et une fonction exponentielle au front arrière (Legresy et Remy, 1997). Il permet d'exprimer la puissance moyenne retournée à l'antenne comme un produit de convolution de la réponse d'impulsion d'un point de diffusion (i) avec la réponse d'impulsion de surface (P_{FS}), le patron d'antenne (Λ), et une fonction de distribution de diffusion (f_{scat}) :

$$P_r(t) = i \otimes P_{FS} \otimes f_{scat} \otimes \Lambda \quad (14)$$

Les différentes composantes de l'équation 14 peuvent être exprimées par les équations 15 à 17 et le système d'équations 18 (Tirées de Legresy et *al.*, 2005) :

1) La réponse d'impulsion de point de diffusion élémentaire à l'instant (t) vaut :

$$i(t) = e^{-\delta(t)} \quad (15)$$

- ✓ δ est le paramètre de spécularité de la cible. Il est nul sous une incidence quasi normale pour les surfaces isotropiques telles que les océans et la plupart des sols nus. Dans le cas des surfaces lisses et totalement spéculaires comme les plans d'eau libres, le paramètre de spécularité tend vers l'infini, et la diffusion (i) devient nulle.

2) la réponse d'impulsion d'une surface de rugosité (σ_{rms}) est exprimée comme une fonction de la loi normale gaussienne :

$$P_{FS}(t) = \frac{1}{\sigma_{rms}\sqrt{\pi}} e^{-\left(\frac{t}{\sigma_{rms}}\right)^2} \quad (16)$$

3) le patron d'antenne décrit la distribution de la densité de puissance sur l'antenne. Il est estimé comme suit :

$$\Lambda(t) = e^{-(\alpha\xi^2 + (g_0 + \beta\xi^2) \cdot \varrho \cdot (t))} \quad (17)$$

- ✓ ξ , dépointage de l'antenne ;

- ✓ ρ , exprime le rayon de courbure de la terre, et vaut : $\frac{1+2hc_{topo}}{1+h/R}$;
- ✓ C_{Topo} , est la courbure de la surface illuminée ;
- ✓ α, β, g_0 sont des paramètres d'orbite du satellite.

4) la fonction de distribution verticale de la diffusion de volume est calculée à chaque étape de la pénétration de l'onde :

$$f_{scat} = \begin{cases} \sigma_s, & \rightarrow t = 0 \\ \sigma_v e^{-2k_e C(t)}, & \rightarrow 0 < t < \tau \\ \sigma_g, & \rightarrow t \geq \tau \end{cases} \quad (18)$$

- ✓ $\sigma_s, \sigma_v, \sigma_g$ représentent respectivement les coefficients de rétrodiffusion de surface, de volume, et du fond de volume.

L'amélioration qu'il faut noter de l'algorithme de retraitement ICE-2 est l'intégration du facteur de diffusion sous forme de profil de distribution, en tenant compte de : i) la pénétration de l'onde dans le cas d'une surface couverte de neige; ii) l'atténuation des échos au sein du volume de couverture; iii) la spécularité sur les surfaces lisses, planes, et humides; iv) la topographie et de la courbure de la terre.

2.6 - Sommaire

Dans les milieux hétérogènes, comme le Delta, l'établissement du bilan radiatif complet se révèle complexe. L'étude des principes physiques a donc permis de mettre en évidence l'importance de la prise en compte des conditions de propagation de l'onde, et des propriétés physiques et géométriques de la cible pour l'obtention des mesures de qualité en altimétrie radar. Les différentes bandes du spectre électromagnétique présentent des comportements différents selon les milieux de propagation et la cible. La correction des erreurs provoquées par les influences environnementales représente une opération indispensable pour améliorer la précision des mesures. Dans le cas des surfaces continentales, la correction devrait intervenir après le retraitement des formes d'onde.

Chapitre 3 : Site d'étude et données

Ce chapitre présente la zone d'étude et les différents types de données utilisées pour la réalisation de l'étude.

3.1 – Site d'étude

Le Delta intérieur du fleuve Niger est l'une des principales composantes du bassin du fleuve Niger (Brunet-Moret et *al.*, selon WHYCOS 2006). Situé au centre de la zone sahéenne de l'Afrique de l'Ouest, il couvre une vaste plaine d'inondation s'étendant entre les latitudes 13° à 17° nord, et les longitudes 2° à 7° ouest (Figure 14).

Le Delta présente un environnement écologique assez particulier par le fait qu'il sépare deux zones à conditions climatiques très précaires : d'une part le Sahara désertique dominé par des dunes de sable, et d'autre part, le Sahel qui se caractérise par des sécheresses répétitives. Il est classé parmi les grands sites de la Convention de Ramsar pour la protection des zones humides d'importance internationale (Elmar et *al.*, 2007; Jones et *al.*, 2008; Lamagat et Molinier, 1983). Le Delta représente à la fois un patrimoine socioéconomique, culturel et écologique mondial. À ce titre, il fait l'objet de nombreux travaux de recherche et de gestion des ressources naturelles. L'étude préliminaire du modèle mathématique du fleuve Niger a permis d'effectuer l'inventaire des données hydrométriques et climatologiques (ORSTOM, 1978). D'autres outils numériques, comme le modèle hydrologiques OPIDIN (Outil de Prédiction des Inondations dans le Delta Intérieur du Niger) ont été initiés afin de prévenir ou de suivre la crue du Delta. À ces outils, s'ajoutent les bases de données construites dans le cadre de l'élaboration d'un plan de gestion intégrée des ressources en eau ou de l'observatoire des ressources du Delta (Courel et *al.*, 1996; Kodio et Morand, 2001).

Parmi les différents facteurs climatiques pouvant contribuer aux variations du niveau d'eau, la pluviométrie semble jouer un rôle primordial. Cette pluviométrie est contrôlée par l'évolution de la mousson tropicale (Balme et *al.*, 2005; Zwarts et *al.*, 2005). La saison des pluies peut durer trois à quatre mois (juin à septembre) selon les années (Le Lay et Galle, 2009).

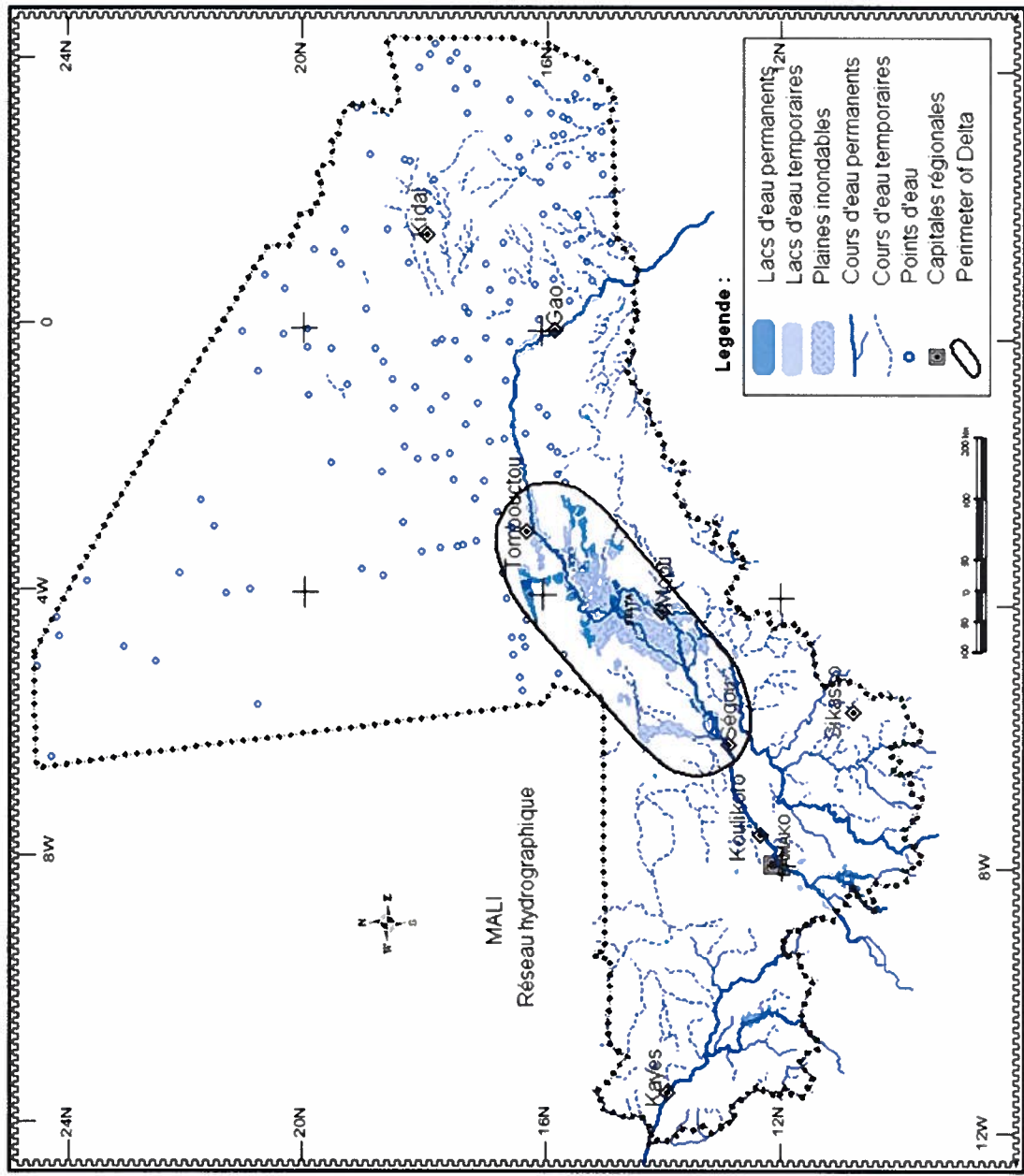


Figure 14 : Plan de situation du Delta /Extrait de la carte du Mali au 1 : 2 000 000.

Le reste de l'année est une saison sèche, répartie entre une période froide (novembre à février) et une période chaude (avril à juin). Toutefois, l'irrégularité de la distribution spatiale des précipitations et l'insuffisance de stations météorologiques rendent très complexe l'estimation de l'impact de la pluviométrie sur l'évolution du niveau d'eau du Delta.

Au-delà des actions anthropiques, les risques de dégradation de l'écosystème du Delta peuvent provenir de plusieurs autres facteurs naturels. Le phénomène de sécheresse, assez récurrent, influence de nombreux processus écologiques. L'intensification de l'évapotranspiration due au réchauffement global, et l'effet du vent de sable, provenant du désert pouvant provoquer l'ensablement, sont également des facteurs dominants.

L'étude des composantes naturelles du Delta et de son envergure a été menée à l'aide d'imageries satellitaires et de modèles numériques topographiques. Une représentation en courbes de niveau à partir du modèle numérique altimétrique SRTM permet de voir l'assiette moyenne du bassin (figure 15). L'analyse visuelle des courbes permet de constater que celle à l'altitude 277,5 m (couleur bistre) épouse mieux le contour de l'assiette du Delta. Cependant, en n'analysant l'extension de la zone inondable, surtout du côté de son amont, nous constatons que cette courbe à elle seule reste insuffisante pour contenir l'ensemble du bassin. Afin de mieux décrire l'assiette du bassin, il est important de tenir compte des courbes de niveau plus élevées.

Le Delta inclut donc différentes entités, à savoir : le delta mort, la vallée des chenaux, le delta intérieur vif et la zone lacustre. Une partie importante du Delta est occupée par la large plaine inondable désignée comme le Delta vif, situé au centre même du bassin. Cette entité constitue sans doute l'épicentre du bassin, et par conséquent la partie la plus active du Delta, à cause de la richesse et de la variabilité de son écosystème. Tandis que, la partie située plus au nord est parsemée d'une mosaïque - plus d'une vingtaine - de lacs d'eau permanents et/ou temporaires, tels que : Augundu, Débo, Faguibine, Garou, Gossi, Gouber, Haribomo, Horo, Kabara, Kamango, Kessu, Killy, Koboro, Kondi, Koraru, Korienze, Niangay, Tanda, Tagaji, Takana, Tassakane, Télé, etc. Cette zone est généralement appelée la zone

lacustre. Quant au Delta mort, appelé aussi Zone Office du Niger, il occupe la partie sud du bassin. Il ne peut plus être inondé à cause de la baisse du régime du fleuve. Le Delta mort est à présent exondé, et sert principalement à l'agriculture irriguée (riziculture en particulier) sous le contrôle de l'Office du Niger. La superficie inondable du Delta intérieur du fleuve Niger est estimée à près de 35 000 km² (Seiler *et al.*, 2008; Zwarts *et al.*, 2005), et peut atteindre environ 100 000 km² lorsque l'on tient compte de l'ensemble de l'assiette. Mais, cet espace se rétrécit au fil des années.

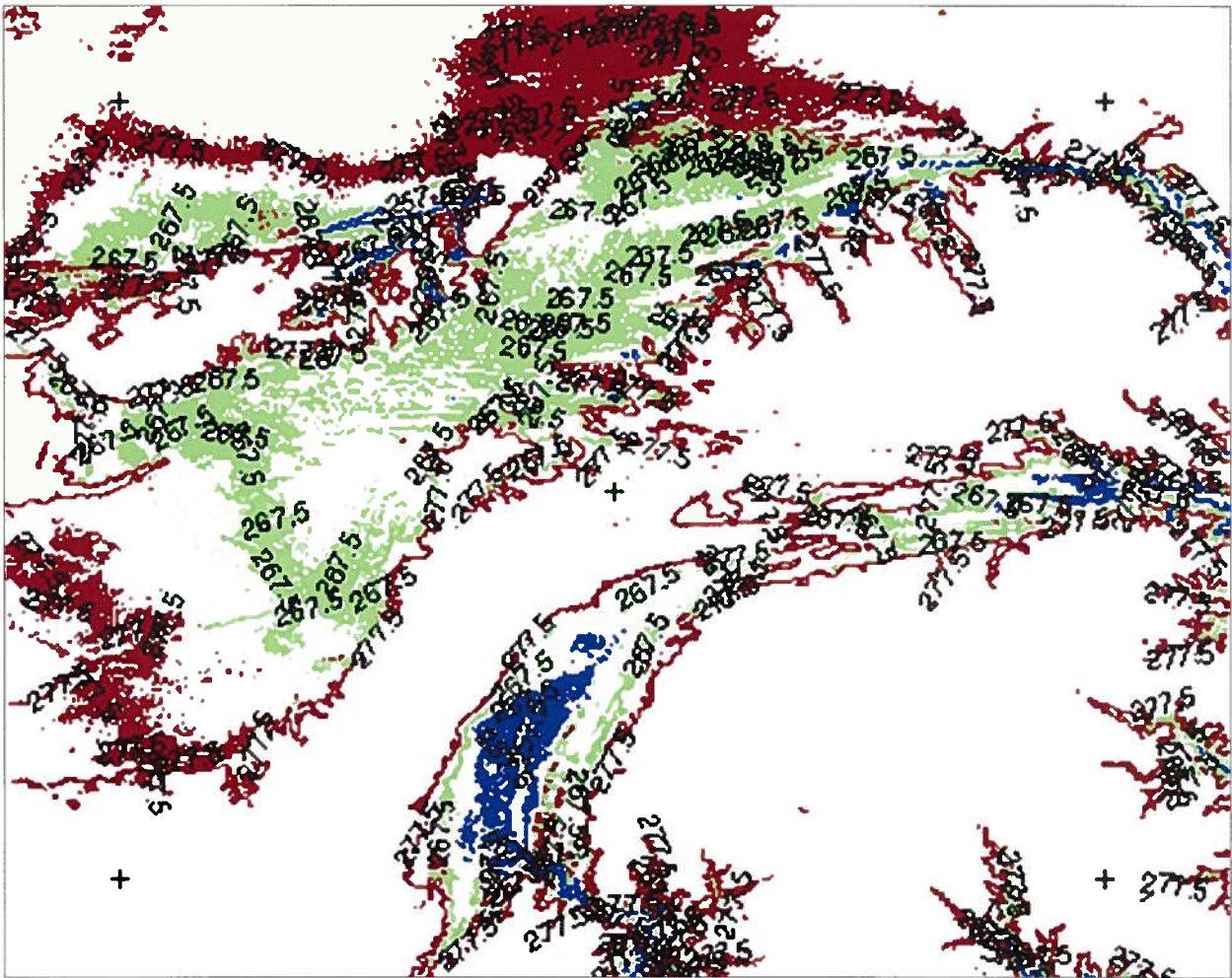


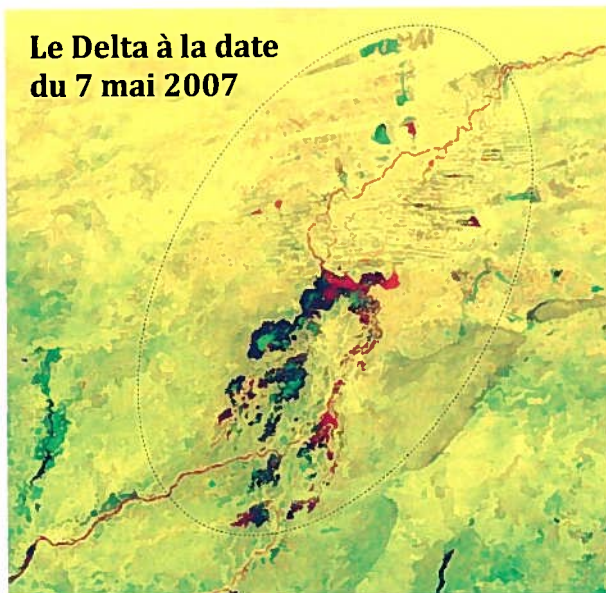
Figure 15 : Représentation du Delta au moyen du MNA de SRTM.

a) Courbe de niveau en bleu (257.5 m); b) courbe de niveau en vert représente (267.5 m); c) courbe de niveau en bistre (277.5 m).

Le dysfonctionnement hydrologique et la diminution régulière de la pluviométrie ont entraîné la réduction de superficies inondées et celle de l'épaisseur de nappe d'eau libre dans les plaines du delta, entraînant un bouleversement biologique de la végétation. La végétation du Delta apparaît donc globalement éparse (Seiler et al., 2008). Cependant, deux catégories de couverture végétale sont perceptibles. Vers les limites du Delta et les bordures du fleuve la végétation est complexe. Elle est composée de gros arbres, d'arbustes et de hautes herbes, tandis que le reste du Delta inondable est dominé par les hautes herbes : le «bourgou», connu sous le nom scientifique de *echinochloa stagnina*. Il s'agit d'espèces bien appréciées pour l'élevage, pouvant atteindre une hauteur moyenne de 1,80 m au-dessus de l'eau. La densité de la canopée du bourgou est estimée à environ 25 %. On y rencontre aussi quelques arbres moyens et des arbustes.

Le système hydrographique du Delta est gouverné par le fleuve *Niger* et ses principaux affluents : le *Bani*, et le *Sansanding*. La rencontre de ces deux affluents au centre même du Delta fournit au fleuve un débit suffisant pour traverser l'ensemble du Sahel, avant de se jeter dans son embouchure à l'Océan atlantique au Nigeria. La variation du niveau de l'eau constitue le principal baromètre écologique et économique dans le Delta. Le traitement d'images MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) de différentes périodes de l'année sur le Delta permet d'observer les différentes phases de crue du Delta (Figure 16). Sur cette figure les surfaces inondées apparaissent en bleu sombre. La période des hautes eaux (crue) peut s'étendre d'août à novembre, tandis qu'on observe un étiage vers le mois de mai. Cependant, il est important de noter que pendant la décennie 1980 les apports du Niger et du Bani avaient fortement baissé par rapport à leur valeur de la décennie 1950. L'année 1994 est considérée comme une année quasi normale (Seiler et al., 2008 ; Zwarts et al., 2005).

Pendant la crue, le Delta est fortement inondé. Le niveau d'eau peut atteindre en moyenne 8 m sur le lit du fleuve et de 4 à 6 m sur le reste de la superficie inondable. Deux grands barrages construits en amont : le barrage de Markala (1947) et celui de Selingué (1982) jouent un rôle important dans le régime du fleuve et sur l'espace inondable (Arfi, 2005 ; NIGER-HYCOS, 2006 ; Zwarts et al., 2005).



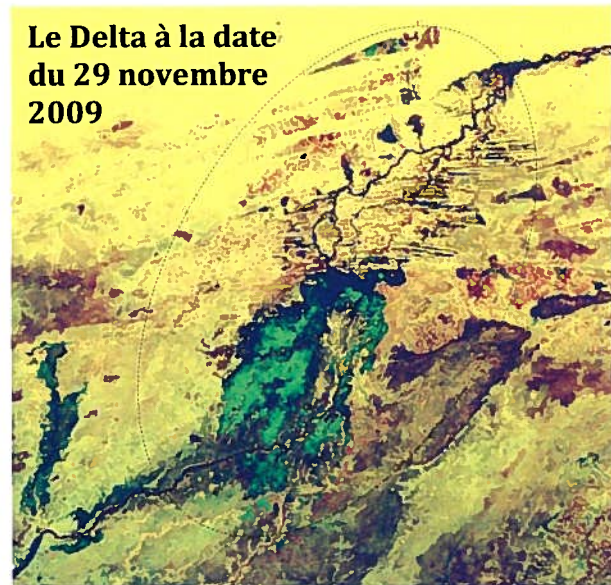
a)



b)



c)



d)

Figure 16 : Phases de crue du Delta.

**Processus de crue du Delta observé à partir d'images MODIS : a) 7 mai 2009;
b) 5 août 2009; c) 19 octobre 2003; d) 29 novembre 2009**

3.2 –Données

Les données utilisées dans le cadre de cette étude peuvent être réparties en trois catégories : les mesures satellitaires, les mesures *in-situ* et les données auxiliaires (Tableau 2). Les données géophysiques résultant des mesures satellitaires sont utilisées pour l'analyse des variations du niveau d'eau dans le Delta intérieur du fleuve Niger. Les mesures *in situ* sont utilisées pour la validation des différents résultats. Quant aux données de précipitations, elles sont utilisées pour analyser les relations de dépendance avec la crue du Delta. D'autres données auxiliaires et outils d'appui sont également utilisés dans les différents processus de collecte et de traitement des données. Il s'agit : des plans et cartes topographiques du Mali ; des photographies aériennes ; des images satellitaires optiques de MODIS à bord du satellite Terra; et du modèle numérique d'altitude de la mission SRTM. Par ailleurs nous nous sommes également servis du navigateur Google pour des fins de localisation.

La collecte de données a démarré à l'été 2009. Cette phase intègre l'acquisition, l'analyse et le traitement de données. Les données géophysiques sont obtenues directement des Agences spatiales de distribution Po.daac, ESA/CNES, NOAA et NSIDC, respectivement pour les satellites de T/P, Envisat, Jason-2 et Icesat. Une campagne de mesure a été effectuée sur le terrain dans le Delta intérieur du fleuve Niger. Les résultats de ces opérations ont conduit à la production d'un modèle numérique topographique et des plans topographiques pour les stations virtuelles observées ; l'estimation des altitudes moyennes à l'intérieur de ces stations et l'estimation des hauteurs d'eau en synchronisation avec le temps de passage des satellites sur les stations virtuelles considérées. De plus, lors de la campagne de terrain, nous avons procédé à l'acquisition auprès des services de l'hydraulique des hauteurs d'eau mesurées sur les stations hydrométriques existantes et à leur rattachement au réseau de nivellement général du Mali. Les données de précipitation sont obtenues du centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) et du centre de distribution des archives actives de Goddard (GES/DISC/DAAC).

Tableau 2 : Types de données d'étude.

Données satellitaires	Mesures <i>in situ</i>	Données auxiliaires
<ul style="list-style-type: none"> • Quantités Géophysiques (GDR, MGDR, GLA14); • Formes d'onde (SGDR); • Taux de précipitation. 	<ul style="list-style-type: none"> • Hauteurs d'eau aux stations hydrométriques; • Mesures topographiques; • Hauteurs d'eau synchronisées aux stations virtuelles considérées; • Hauteurs et densité des arbres aux stations virtuelles considérées. 	<ul style="list-style-type: none"> • Cartes du Mali : 1/200 000è et 1/2 000 000è; • Photographies aériennes; • Images optiques (MODIS); • Modèle numérique altimétrique(SRTM).

3.2.1 – Satellites d’altimétrie utilisés

Les données des satellites d’altimétrie radar ont été essentiellement utilisées dans la présente étude. Il s’agit des satellites : TOPography EXperimentation (Topex/Poséidon – T/P), Environment Satellite (Envisat), Jason-2/OSTM et le satellite Ice, Cloud and land Elevation Satellite (Icesat). Le tableau 3 présente un résumé de leurs caractéristiques et les différentes périodes d’exploitation des données.

Le satellite T/P a exercé sa mission d’août 1992 à octobre 2005. Afin d’accomplir cette mission, T/P a fait usage de deux altimètres à son bord : le NRA, et Poséidon-1 qui se relayaient selon leur quota au temps d’antenne. Les fréquences de mesures Ku et C utilisées sont séquentiellement cadencées (Papa et *al.*, 2003). À la suite de T/P, la série Jason1&2 a été lancée dans le but de poursuivre ses mesures. Ces trois satellites partagent les mêmes paramètres orbitaux, ayant un cycle d’environ 10 jours. Trois de leurs traces a été identifié sur le Delta. Dans le cadre de la présente étude, les formes d’onde issues des données scientifiques SGDR (Sensor Geophysical Data Record) de Jason-2 sont utilisées pour la validation de l’algorithme des nuages d’eau. Tandis que, les données géophysiques moyennées de T/P (MGDR – Merged Geophysical Data Record), qui sont en réalité des produits finaux, sont utilisées pour l’étude des variations du niveau d’eau du Delta. Ces données sont estimées dans une fauchée de 580 m (Zieger et *al.*, 1991).

Envisat a été lancé en mars 2002 pour poursuivre les mesures de la série European Remote Sensing (ERS1&2). Il y a huit traces d’Envisat sur le Delta. Les données sont acquises selon un cycle de 35 jours, mais à la différence de T/P, le mécanisme de son altimètre (RA-2) dispose de deux fréquences de mesure Ku et S qui sont exécutées simultanément. Un autre avantage des mesures d’Envisat est la possibilité d’obtenir les résultats à partir de quatre algorithmes de retraitement distincts : Ocean, Ice-1, ICE-2, et Sea-Ice (Esa, 2007; Frappart et *al.*, 2006; Legressy et *al.*, 2005). Dans le cadre de cette étude les données d’Envisat sont utilisées à deux niveaux. Les formes d’onde issues des données scientifiques SGDR sont utilisées pour la validation de l’algorithme des nuages d’eau. Et les données géophysiques

moyennées GDR sont utilisées pour la production des séries temporelles et des profils des variations du niveau d'eau du Delta. La fauchée de mesure pour Envisat est de 310 m.

Quant au satellite Icesat, il présente un réseau de points de mesures plus précis. Mais, ses mesures sur les surfaces continentales ne sont pas régulières. Les données de Icesat sont souvent utilisées pour des fins de validation (González et *al.*, 2010; Huber et *al.*, 2009). L'altimètre à bord de ce satellite dénommé GLAS (Geoscience Laser Altimeter System), avec une précision nominale de ± 15 cm, est capable d'effectuer des mesures sur une empreinte au sol de 70 m et un intervalle de mesure suivant la trace de 170 m (Urban et *al.*, 2008). Nous utilisons ici les données GLA14 qui portent sur les mesures des surfaces continentales.

Tableau 3 : Résumé des caractéristiques des satellites.

	Topex/Poséidon	Envisat	Icesat	OSTM/Jason-2
Altimètre	NRA, Poséidon-1	RA-2	GLAS	Poséidon-3
Bandes de fréquence	Ku, C	Ku, S	Vert, PIR	Ku, C
Fauchée (m)	600	300	70	300
cycle orbital	10	35	8/91	Orbital cycle
Lancement	Août 1992	Mars 2002	Janvier 2003	Juillet 2008
Fin de mission	Octobre 2005	Mai 2012	Aout 2010	en activité
Période de chevauchement	Avril 2002 à Octobre 2005	Avril 2002 à Octobre 2005	/	/
Période des données d'étude	Août 1992 à Mars 2005	Mars 2002 à Décembre 2009	Juillet 2008 à Août 2010	Août 2009 à Décembre 2009
Agences de distribution des données	Po.daac	CNES/ESA	NSIDC	NOAA

3.2.2 – Localisation des stations virtuelles et des profils hydrologiques

La délimitation du périmètre du Delta a permis de localiser les différentes traces des satellites d'altimétrie radar qui parcourent l'ensemble du territoire concerné. Sur la figure 17 les lignes en tiret pointillé rouge indiquent les traces du satellite T/P pendant sa première phase d'évolution, tandis que celles en tiret rose correspondent à sa deuxième phase. Les lignes pleines en jaune représentent les traces du satellite Envisat. Les cercles pleins en vert indiquent les points de croisement pendant la phase de chevauchement des deux satellites (Section 4.2.2). Il faut noter également les stations virtuelles des séries temporelles à long terme aux environs des croisements des traces des deux satellites (Section 4.2.7). La section suivante permet une définition plus concise de la station de virtuelle.

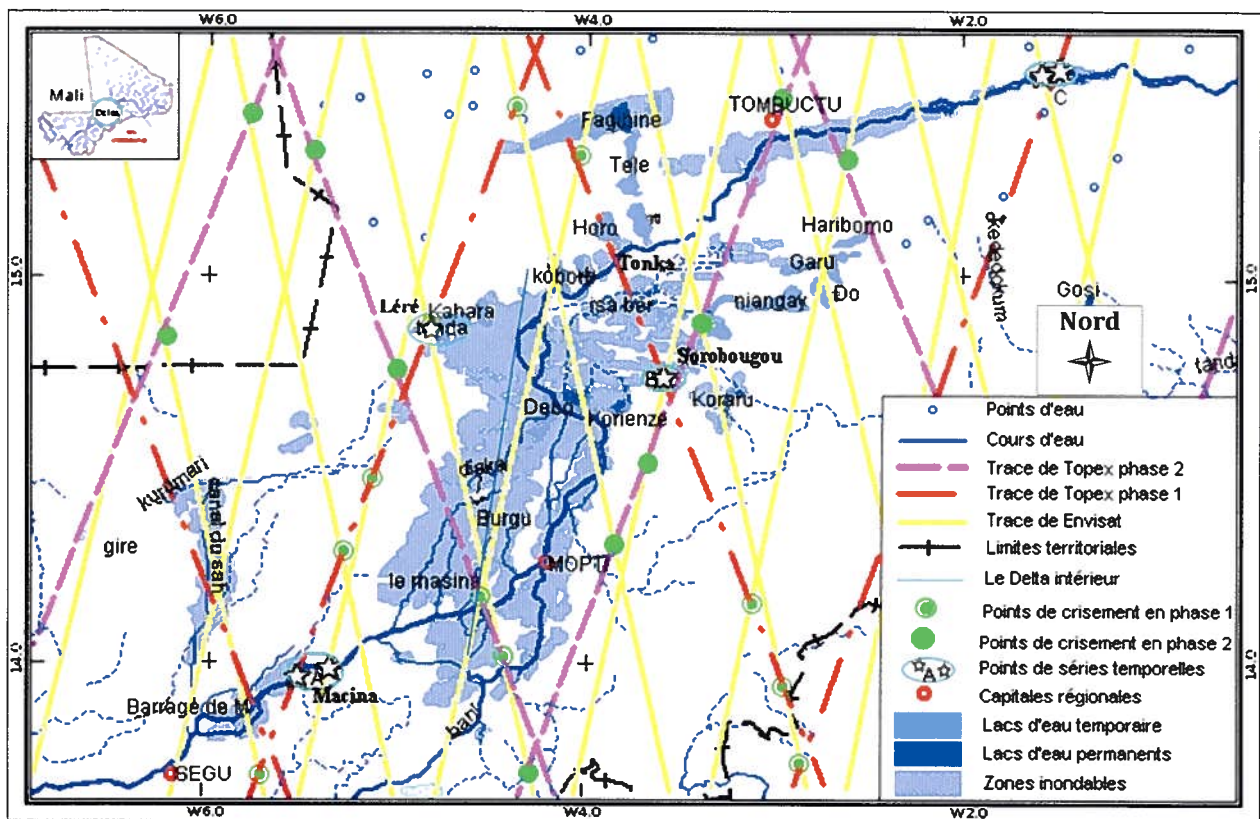


Figure 17 : Localisation des traces des satellites T/P et Envisat et des stations virtuelles aux croisements (Inspirée de la grille des demi-orbites d'AVISO, 2008).

3.2.2.1 – Station virtuelle

La station virtuelle est le point de mesure de l'altimètre situé au nadir du centre de gravité du satellite représenté par le centre de la fauchée. Afin d'augmenter la chance d'acquérir au moins une mesure à chaque passage du satellite, on considère une surface circulaire concentrique au point de station virtuelle. Cette surface appelée cercle d'observation est assimilée au point de mesure de l'altimètre. L'identification de la station virtuelle est faite par rapport au centre de la fauchée (Figure 18), et son altitude résulte de la moyenne de l'ensemble des mesures faites à l'intérieur du cercle d'observation.

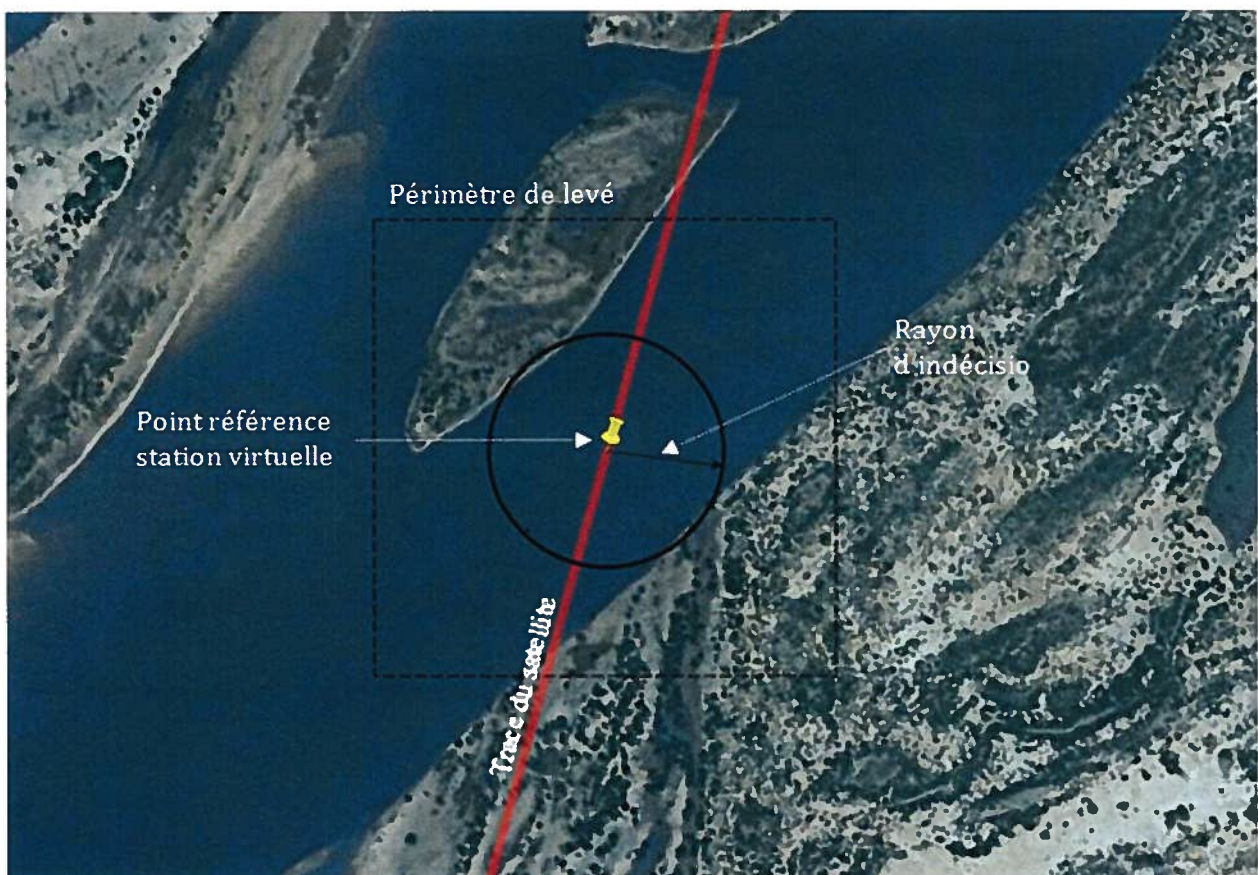


Figure 18 : Station virtuelle à Babougou sur la trace de T/P (13°45N, 5°44O).

3.2.2.2 - Matérialisation des stations virtuelles sur le terrain

Les stations virtuelles une fois identifiées sur le terrain au moyen du GPS, sont matérialisées à l'aide de jalons afin de permettre les mesures des hauteurs de niveau d'eau en synchronisation avec les temps de passage des satellites Envisat et OSTM/Jason-2, au fur et à mesure que la crue avance (Figure 19).



Figure 19 : Matérialisation du site de station virtuelle à Siranikoro (13°54N, 5°33O).

Plusieurs points de station virtuelle ont été identifiés à divers endroits du Delta. Huit stations ont été considérées comme station de validation (voir section suivante). Dans la figure 20, les stations virtuelles de T/P sont indiquées en étoile (rouge) et celles d'Envisat apparaissent en vert. Tandis que les stations de validation sont entourées de cercles (bleu). L'Annexe I donne les coordonnées de l'ensemble des stations virtuelles référencées.

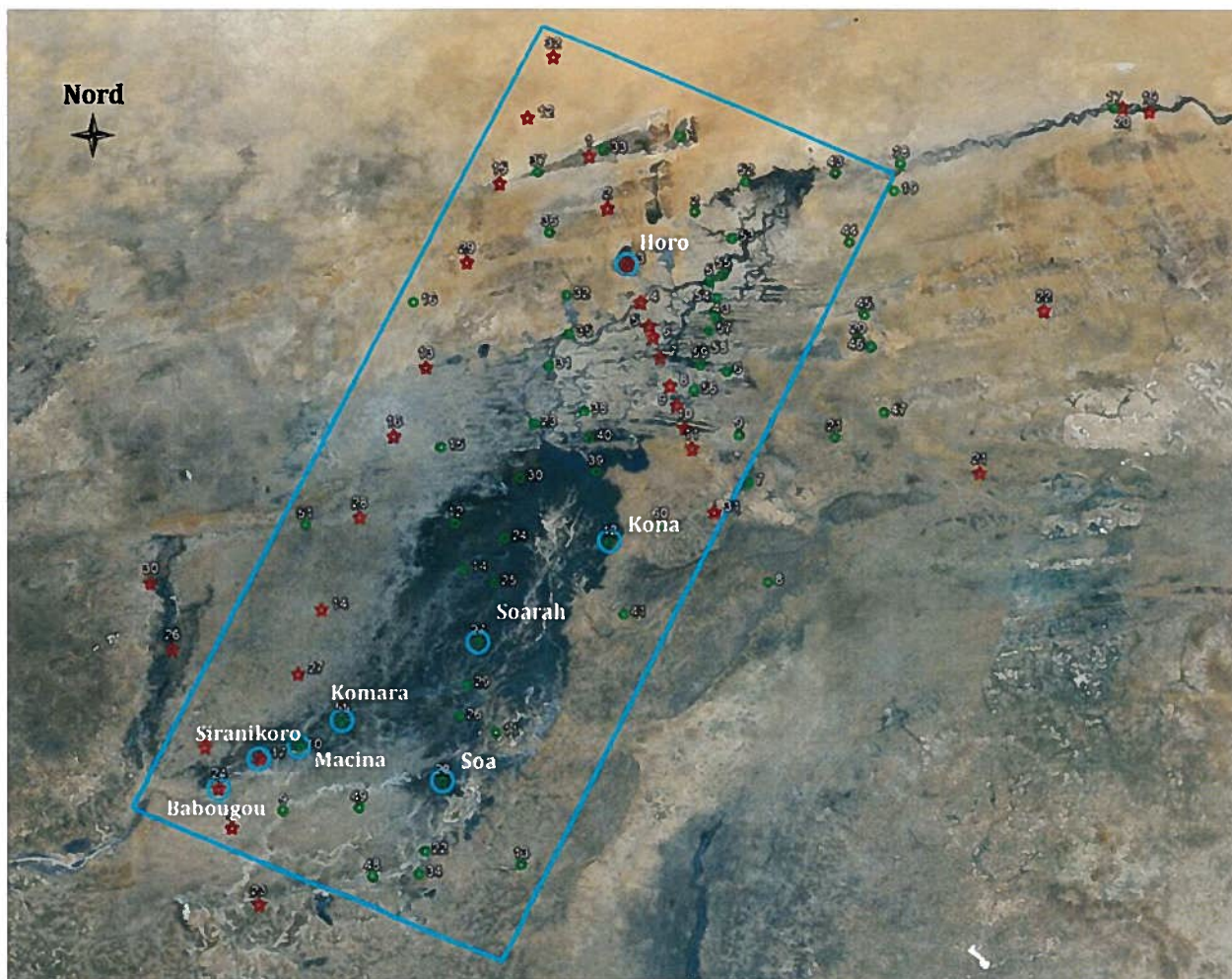


Figure 20 : Points de station virtuelle considérés dans le Delta.

3.2.2.3- Stations virtuelles de validation

La campagne de mesure des hauteurs d'eau a porté sur des points repartis dans huit stations virtuelles de validation (ou de contrôle). Il s'agit des stations de : Babougou, Siranikoro, Macina (Ke-Macina), Komara, Soarah (Diolél), Soa, Kona, et du lac Horo (Tableau 4). Le choix des stations virtuelles est motivé d'une part, par leur localisation proche de stations hydrométriques et d'autre part, par leur position géographique permettant une meilleure répartition des mesures sur l'ensemble du Delta. Dans le cas particulier de la station virtuelle de Macina, son avantage réside dans le fait qu'elle tombe à pic sur la station hydrométrique de Macina, qui constitue l'une des stations hydrométriques les plus régulièrement suivies depuis 1963. Mais, il est important de noter que le site est bordé sur la rive gauche par une agglomération dominée par une forte couverture végétale, et sur la rive droite par quelques touffes d'arbres.

Tableau 4 : Listes des stations virtuelles de validation.

Code d'identification	Localité	Longitude (Ouest)	Latitude (Nord)	Satellites	Traces
T224A	Babougou	5°44,4	13°44,8'	TP/Jason1&2	224
T085B	Siranikoro	5°32,8'	13°53,9'	TP/Jason1&2	085
E008C	Macina	5°21,8'	13°57,2'	Envisat	008
E316D	Komara	5°09,7'	14°05,3'	Envisat	316
E044, 237F	Soarah	4°31,7'	14°28,0'	Envisat	044/237
E237E	Soa	4°40,6'	13°49,3'	Envisat	237
E273G	Kona	3°55,3'	14°56,6'	Envisat	273
T046H	Horo	3°52,6'	16°14,0'	TP/Jason1&2	046

3.2.2.4 – Profils hydrologiques

La construction du profil est faite suivant la trace du satellite, à chaque cycle de passage des satellites. Sept lignes de profil ont été identifiées (Figure 21). L'identification de la ligne de profil est faite en référence au satellite et au numéro d'identification de la trace. Par exemple, le numéro d'identification TP046 est attribué au profil du satellite T/P à sa trace 046. Les points à l'extrémité nord et sud (N et S) des profils sont également identifiés selon l'ordre d'exécution du profil. Ainsi les points E3S et E3N représentent les bornes de la troisième ligne de profil (EP237). Ce profil se situe sur la trace (237) d'Envisat.

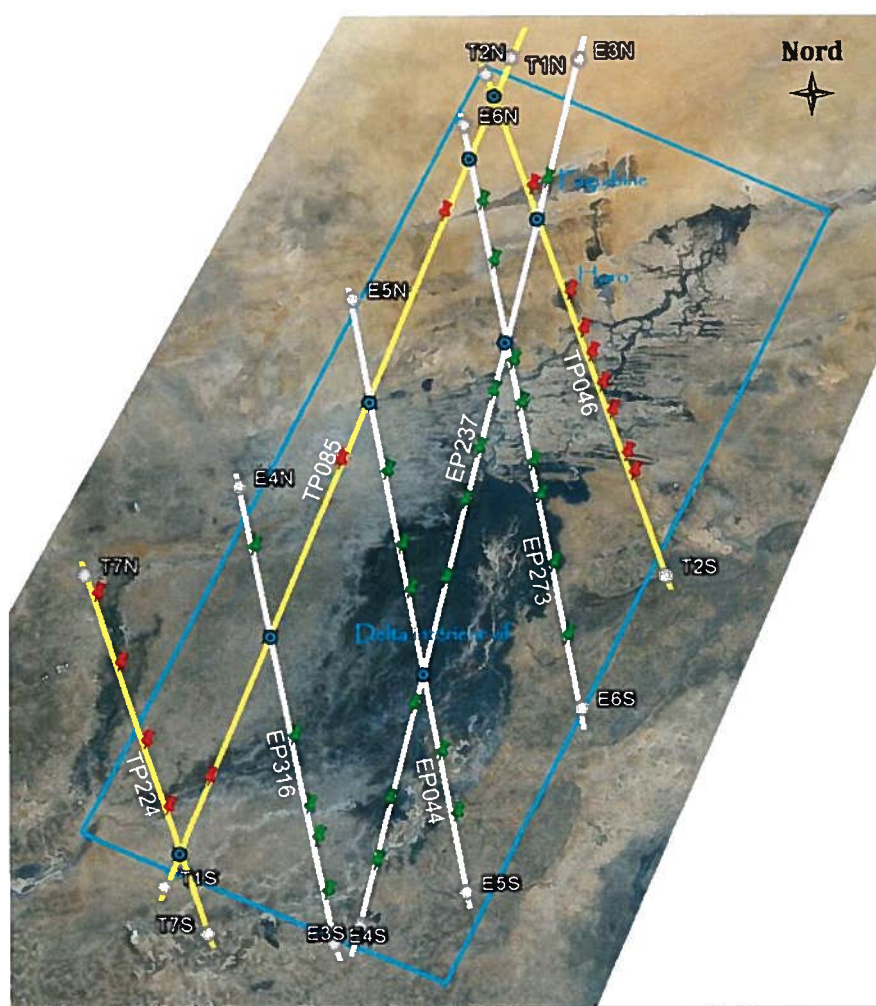


Figure 21 : Lignes de profils hydrologiques en différentes localités du Delta

Les lignes de profil en jaune résultent des traces de T/P, et celles en blanc sont obtenues d'Envisat.

3.2.3 - Mesures *in situ*

Les données *in situ* concernent les relevés limnométriques des stations hydrométriques existant sur le Delta, les données issues de levés topographiques sur les différents sites de station virtuelle de validation, et les mesures synchronisées des hauteurs d'eau à chaque passage des satellites sur ces sites. Des mesures de hauteur moyenne et de densité des arbres ont été également prises afin de caractériser la nature du couvert végétal présent sur les différents sites.

3.2.3.1 - Relevés limnométriques

Les relevés limnométriques concernent les mesures journalières des hauteurs d'eau des stations hydrométriques. Elles sont effectuées par les services de la Direction Nationale de l'Hydraulique (DNH) du Mali. Les points de mesure sont rattachés au réseau de nivellement général du Mali. Malheureusement, la densité des installations de mesure n'est que de l'ordre d'une station pour 10 000 km². Ce qui est beaucoup trop faible par rapport à la norme recommandée pour un suivi adéquat des variations du niveau d'eau (Camilo et *al.*, 2008; Getirana et *al.*, 2009). Sur les cinq stations proposées, seules trois présentent des mesures relativement complètes. Il s'agit des stations de : Macina (13°57' N, 5°22' O) ; Mopti (14°28' N, 4°11' O); et Tonka (16°07' N, 3°45' O). Pour compléter ces mesures nous avons effectué une campagne de mesure des hauteurs d'eau sur le terrain (voir la section suivante).

Les relevés de hauteur d'eau sur les stations hydrométriques considérées ont permis de représenter les courbes des variations du niveau d'eau (Figure 22) aux trois points caractéristiques du Delta : en amont (Macina), au centre (Mopti), et en aval (Tonka). Ainsi donc, il est possible d'observer les pics aux mois de Novembre à Décembre. Tandis que les basses eaux se situent aux environs de mai à juin. Les amplitudes des variations du niveau d'eau sur ces stations montrent une certaine constance dans la période de 1995 à 2004. Dans tous les cas, on constate que les années 1995, 2000 et 2004 apparaissent comme des années de plus hautes eaux. Quant aux minimums, ils restent peu perceptibles.

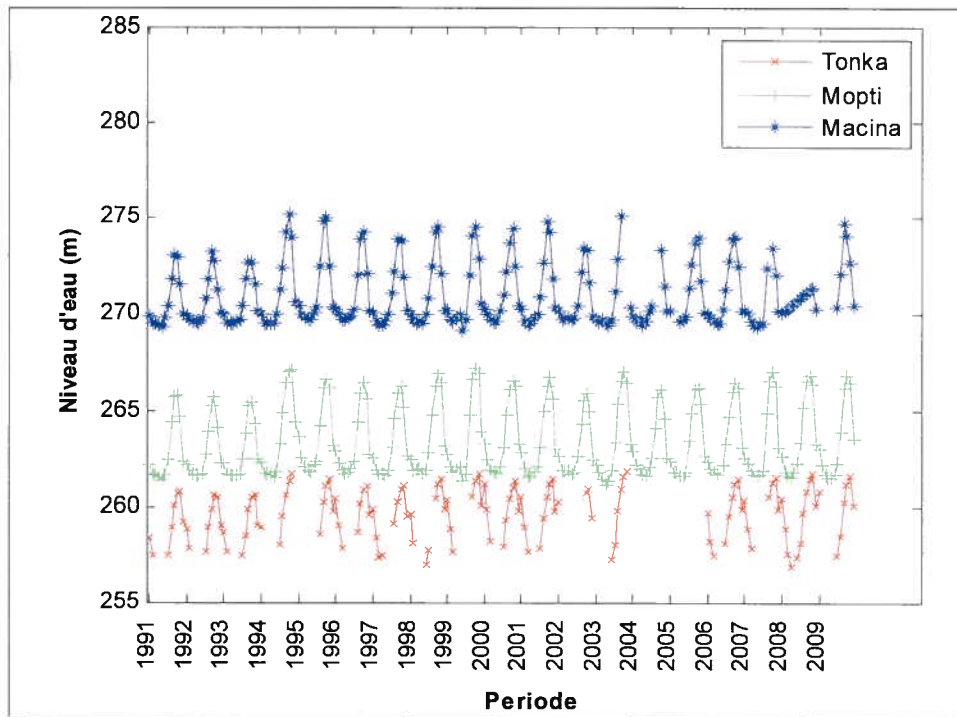


Figure 22 : Variations du niveau d'eau en différentes localités du Delta.

3.2.3.2-Mesures des hauteurs d'eau aux stations virtuelles de validation

A la date de passage du satellite indiquée sur la fiche de relevé, l'agent chargé du suivi emprunte une pirogue et effectue la mesure du niveau atteint par l'eau sur le jalon en utilisant un ruban d'acier de 5 m. La valeur est consignée sur la fiche de relevé. Au total, quatorze mesures ont été faites sur sept stations virtuelles pendant la période de collecte de données, entre août et octobre 2009 (Tableau 5). Dans le cas des stations virtuelles éloignées des repères du nivellement général, l'altitude du point de référence a été déterminée au moyen du GPS. D'autre part, pour les stations non rattachées au réseau de nivellement, le zéro des hauteurs d'eau mesurées est fixé au point le plus bas du site de levé topographique. Tandis que les altitudes à la carte sont graphiquement mesurées par interpolation de courbes de niveau pour estimer les altitudes de points de terrain naturel situés aux abords du fleuve ou dans la plaine inondable, sur la carte topographique de l'IGM du 1:200 000.

Tableau 5 : Récapitulatif des mesures de hauteurs d'eau sur le terrain.

Station virtuelle	Longitude (Ouest)	Latitude (Nord)	Date 1 Hauteur (m)	Date 2 Hauteur (m)	Différence de niveau (m)
Babougou	5°44,4	13°44,8'	30-07-2009 273,39	10-10-2009 277,04	3,65
Siranikoro	5°32,8'	13°53,9'	02-08-2009 270,07	11-10-2009 275,31	5,24
Macina	5°21,8'	13°57,2'	04-08-2009 268,86	11-10-2009 272,45	3,59
Komara	5°09,7'	14°05,3'	08-08-2009 270,02	12-10-2009 273,80	3,78
Soarah	4°31,7'	14°28,0'	12-08-2009 264,75	02-20-2009 267,21	2,46
Soa	4°40,6'	13°49,3'	15-08-2009 264,70	13-10-2009 265,72	1,02
Kona	3°55,3'	14°56,6'	08-08-2009 260,24	18-10-2009 263,21	2,97

3.2.3.3 - Mesures topographiques

Le levé topographique avait pour but principal de caractériser le fond topographique des sites de station virtuelle, et de permettre le rattachement des stations virtuelles de validation au réseau de nivellement général. Les travaux préliminaires ont permis de collecter le matériel et la documentation nécessaire pour les travaux tels que : la carte générale du Mali au 1 / 2 000 000 ; la couverture topographique du Delta au 1 / 200 000 ; des photographies aériennes de quatre sites de station virtuelle de validation : Babougou, Siranikoro, Soarah, et Ke-Macina. Le matériel de travaux de terrain était composé : d'un appareil de navigation géodésique GPS ; d'un appareil d'enregistrement électronique - station totale TC1000 ; des chaînes et rubans de mesure de distance de 5 et 30 m et d'accessoires de mesure.

Compte tenu de leur aspect topographique les stations virtuelles ont été regroupées en trois types selon qu'elles soient situées sur le lit du fleuve, dans la plaine d'inondation, ou dans

un lac. Les stations virtuelles du lit du fleuve, comme celles de Babougou, Siranikoro, Macina, Komara, Kona, peuvent présenter de nombreuses ramifications et des îles. La largeur du fleuve ou de son bras sur lequel se localise la station virtuelle excède rarement 1 200 m. Ainsi la variabilité du milieu rend complexe le traitement des mesures d'altimétrie radar sur ces types de station virtuelle.

Le deuxième type de stations virtuelles concerne celles situées dans la plaine d'inondation, comme c'est le cas des stations de Soarah et Soa. La première est située au centre de la plaine inondable, tandis que la seconde se trouve en bordure du bassin. Celle-ci est essentiellement alimentée par le seul bras du fleuve : le Bani. Ce qui explique qu'on y enregistre les hauteurs d'eau les plus faibles, comparativement aux autres stations virtuelles de contrôle (Tableau 5). La couverture végétale sur ce type de station virtuelle est dominée essentiellement par les hautes herbes : comme le « bourgou » à Soarah, ou des champs de culture de riz, comme à Soa. La principale particularité de la plaine d'inondation est qu'elle présente une physiologie évolutive au cours de l'année : d'une très vaste plaine entièrement dénudée en période de saison sèche, elle devient humide en début d'hivernage puis une vaste étendue d'eau couverte de végétation pendant la crue.

Le troisième type de station se situe dans la zone lacustre. Il s'agit en fait d'une seule station virtuelle située sur le lac Horo. Ce dernier constitue l'un des lacs les plus importants de la zone lacustre du Delta, avec le lac Faguibine. Cependant, à la différence des autres sites de station virtuelle, le lac Horo se situe dans un milieu enclavé ; en dehors du fleuve. Il reste sous la double menace des insuffisances pluviométriques et aussi de l'ensablement. L'inondation du Horo s'effectue à partir du fleuve à travers un court marigot. Mais, en raison de son aménagement pour les besoins de production agro-pastorale, le site du Horo ne présente plus son état naturel.

Le filage des courbes de niveau a permis d'estimer l'altitude moyenne de la station virtuelle. Celle-ci s'obtient par interpolation des courbes de niveau. La figure 23 représente les résultats du levé topographique effectué sur la station virtuelle de Soarah. On observe une topographie assez monotone du site, présentant de faibles dénivelées.

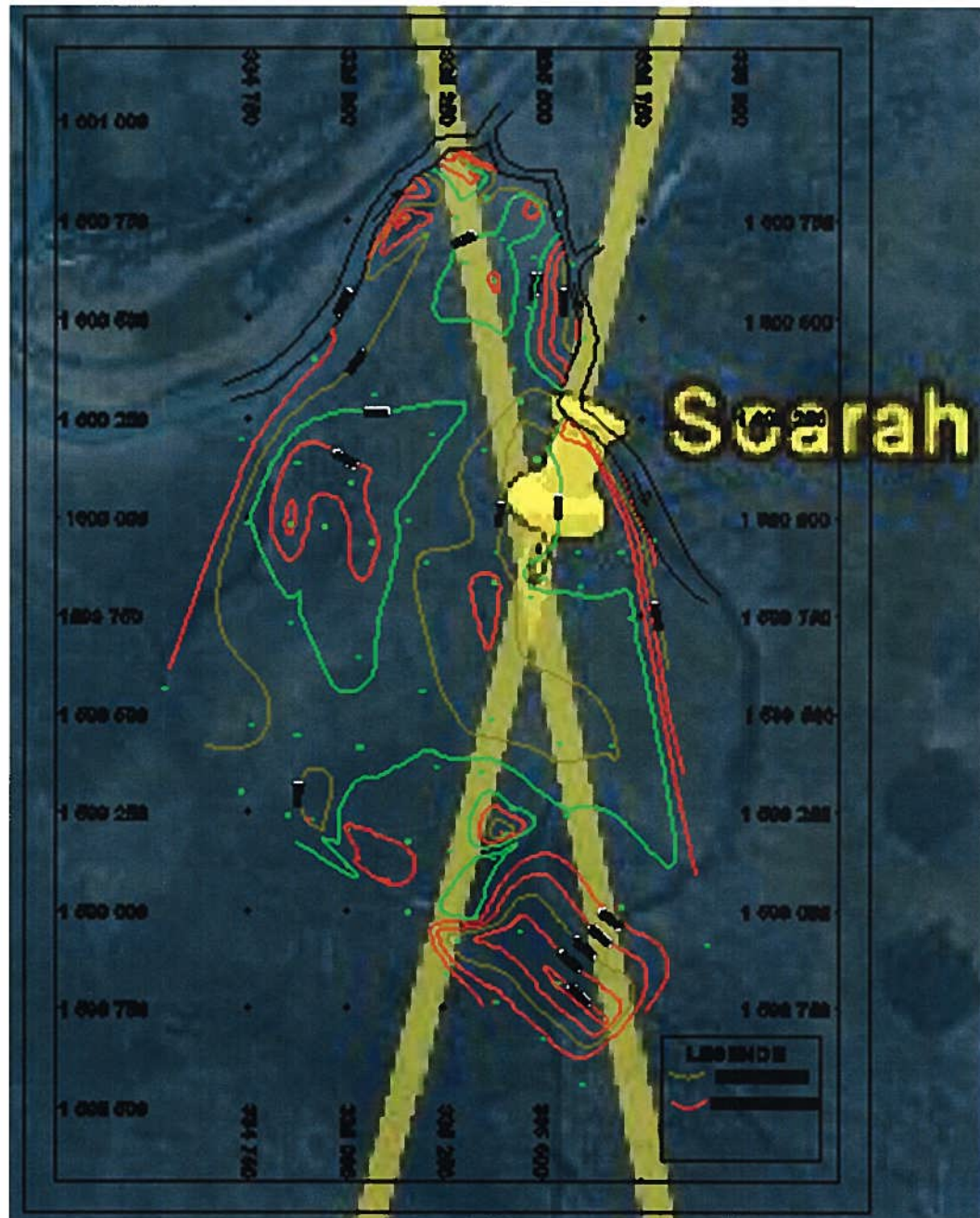


Figure 23 : Courbe de niveau du site station virtuelle de Soarah.

Pour la caractérisation de la couverture végétale, il fallait dégager les différentes composantes de végétation rencontrées : les strates arborescentes (arbres hauts) à l'exemple des rôniers ; les arbres touffus (mangueraies, nîmes, etc.) ; et les hautes herbes tels que le « bourgou » et les champs de riz (Figures 24). La densité de répartition de la couverture est alors estimée en fonction des espèces de végétation rencontrées sur chaque site. Les hauteurs des arbres sont mesurées par deux procédés. Le procédé trigonométrique a consisté à mesurer les angles topographiques pour ensuite estimer la hauteur et la largeur de la couronne de l'arbre. Tandis que la méthode directe consistait à utiliser un ruban d'acier pour effectuer les mesures directes de ces paramètres. Cette dernière est pratiquée lorsque les arbres sont de taille moyenne.

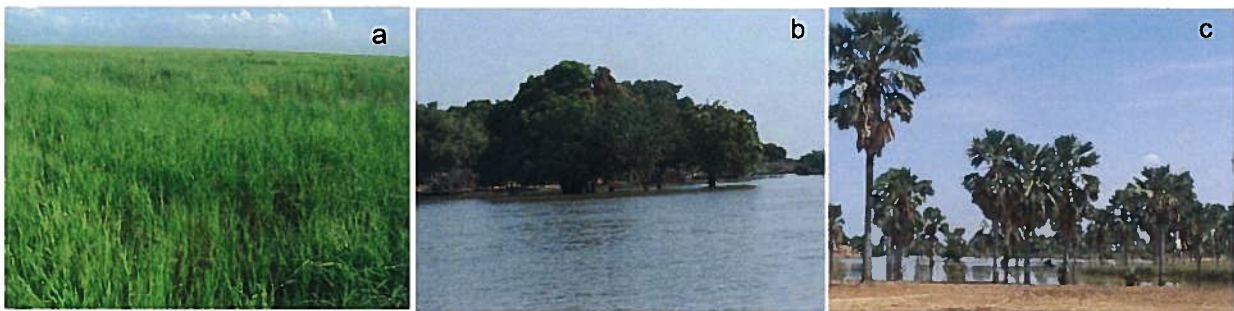


Figure 24 : Espèces de végétation généralement rencontrés dans le Delta.

Photos prises pendant la campagne de collecte de données : a) Hautes herbe en période de crue; b) arbres touffus en période de crue; c) strates arborescentes au début de la crue.

3.2.4 - Données de précipitation

Compte tenu de l'insuffisance des stations pluviométriques nous avons préféré utiliser dans cette étude les données de précipitation des réanalyses de modèles ou de satellites. Nous considérons trois sources de données : le centre européen de prévisions météorologiques à moyen terme (European Center for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF), le satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), et le projet sur la climatologie globale des précipitations (Global Precipitation Climatology Project - GPCP).

En tenant compte de la géomorphologie du bassin et des principaux affluents du fleuve, nous considérons les trois zones d'alimentation suivantes : le Fouta Djallon, le Bani, et l'intérieur Mali (Figure 25). La zone d'alimentation du Fouta Djallon (I) se situe en amont du Delta, principalement dans le golfe de Guinée, où le fleuve prend sa source. Il se retrouve entre les longitudes 8° à 11° Ouest et les latitudes 9° à 12° Nord. Le Fouta Djallon contribue fortement à l'alimentation du fleuve Niger. La zone d'alimentation du Bani (II) se situe sur l'affluent du même nom; mais également en amont du Delta comme le précédent. Il est délimité entre les longitudes 4,5° et 8° Ouest, et les latitudes de 9,5° à 12,5° Nord. La zone d'alimentation intérieure ou sous bassin interne du Mali (III) est comprise entre les longitudes 2° et 9° Ouest et les latitudes 10° et 17° Nord. Nous analysons plus tard l'apport des précipitations des différentes zones d'alimentation et ainsi que la combinaison des trois zones (sous bassin d'extension IV) afin de comprendre les dépendances entre la crue du Delta et les précipitations.

Le centre ECMWF produit des estimations journalières de précipitation exprimées par le poids de pluie par unité de surface en $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (ECMWF, 2011). Nous considérons les données de janvier 1979 à nos jours. Elles sont produites sous forme de grille à une résolution de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$. Les données de précipitation de TRMM sont fournies sous forme de taux de précipitation en mm/h (Huffman and Bolvin, 2011.a). La résolution est de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Ces données couvrent la période de 1998 à 2011. Les données du GPCP résultent de la fusion des mesures de stations pluviométriques, de satellites, et d'autres sources de mesures pluviométriques. La version 2 des produits (Satellite-Gauge - SG) procure des

estimations mensuelles de taux de précipitation sur une grille de 2,5°x2,5°; couvrant la période de 1979 à nos jours (Huffman and Bolvin, 2011.b).

De manière générale, ces quantités sont définies selon les normes internationales des données météorologiques de l'organisation mondiale de la météorologie (OMM). Pour les fins de notre étude, les mesures des différentes sources ont été converties en mm d'eau par mois.

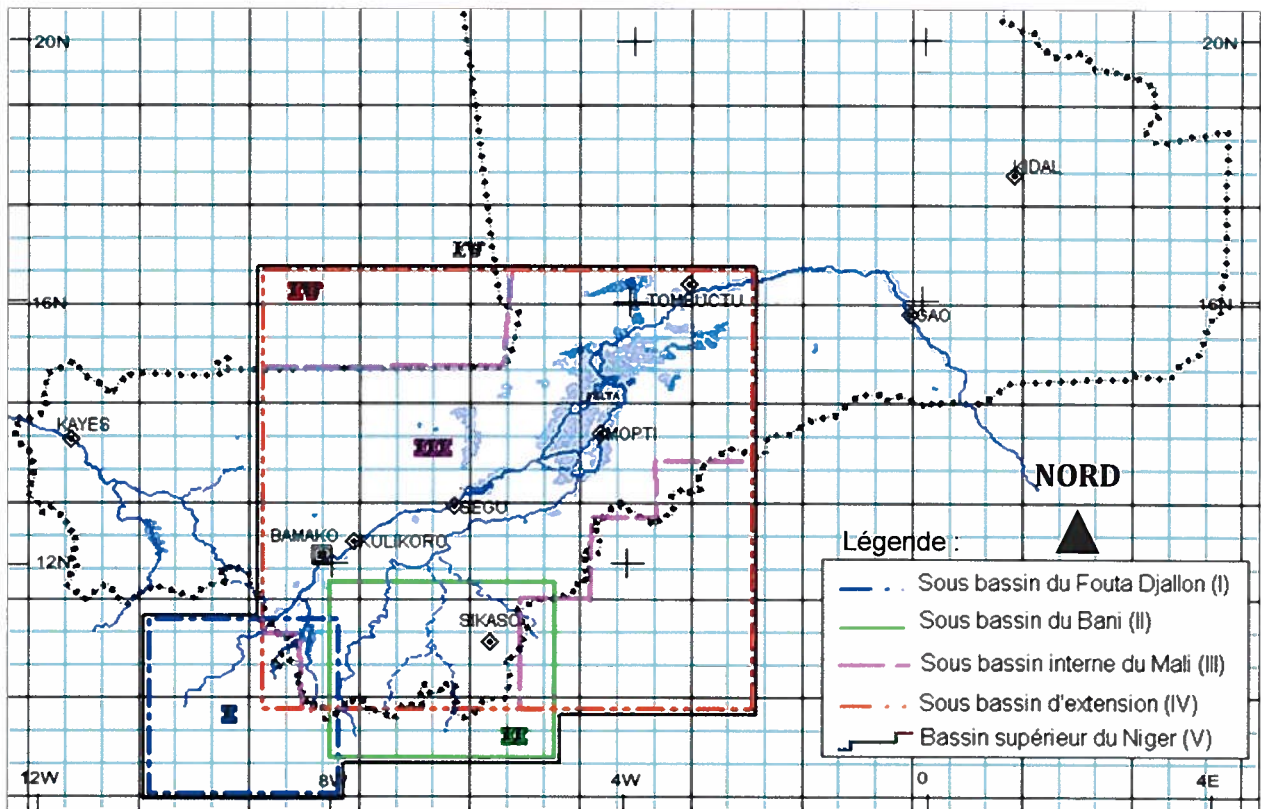


Figure 25 : Bassin d'inondation du Delta et les zones d'alimentation.

Chapitre 4 : Étude de la variabilité spatiale et temporelle du niveau d'eau du Delta

À la suite de la phase de collecte, d'analyse et de traitement des données, la phase de mise en évidence des fluctuations spatiales et temporelles du niveau d'eau du Delta a été effectuée. Elle a consisté tout d'abord à analyser la possibilité de combiner les données des différentes sources d'altimétrie. Par la suite, des séries temporelles de longue durée et des profils hydrologiques le long des axes principaux du bassin, ont été produits pour caractériser les variations du niveau d'eau du Delta. Finalement, nous analysons les relations entre les niveaux d'eau obtenus par altimétrie satellitaire et les précipitations dans les différentes zones d'alimentation considérées (Section 3.2.4). Nous examinons également l'effet des ouvrages installés en amont du Delta, afin de mieux comprendre la dynamique de l'eau dans la zone.

4.1 – Méthodologie

L'organigramme méthodologique permet de distinguer les différentes opérations pouvant conduire à la construction de séries temporelles et de profils hydrologiques des variations du niveau d'eau du Delta (Figure 26). Il s'agit d'une chaîne d'opérations incluant : l'extraction des quantités à fréquence élevée ; l'estimation des quantités altimétriques ; la correction des erreurs de mesure et l'estimation du niveau d'eau. Les séries temporelles produites sur les points de station virtuelle sont utilisées pour : 1) comparer les résultats des algorithmes existants (Ocean, Ice1-1, ICE-2, Sea-Ice) dans le cas du satellite Envisat afin de discriminer l'algorithme le plus performant ; 2) analyser la période de chevauchement des satellites T/P et Envisat; 3) ajuster au même référentiel les différentes systèmes de référence altimétrique. La validation des niveaux d'eau calculés est faite à travers une comparaison avec les relevés limnométriques. Pour la consistance des mesures et les besoins de la lecture des résultats graphiques, des opérations de mise en cohérence et de lissage (par interpolation spline) ont été appliquées aux séries temporelles représentées en différentes localités du Delta. Enfin, les séries temporelles à long terme et les profils hydrologiques ont été produites pour analyser les fluctuations du niveau d'eau dans le Delta.

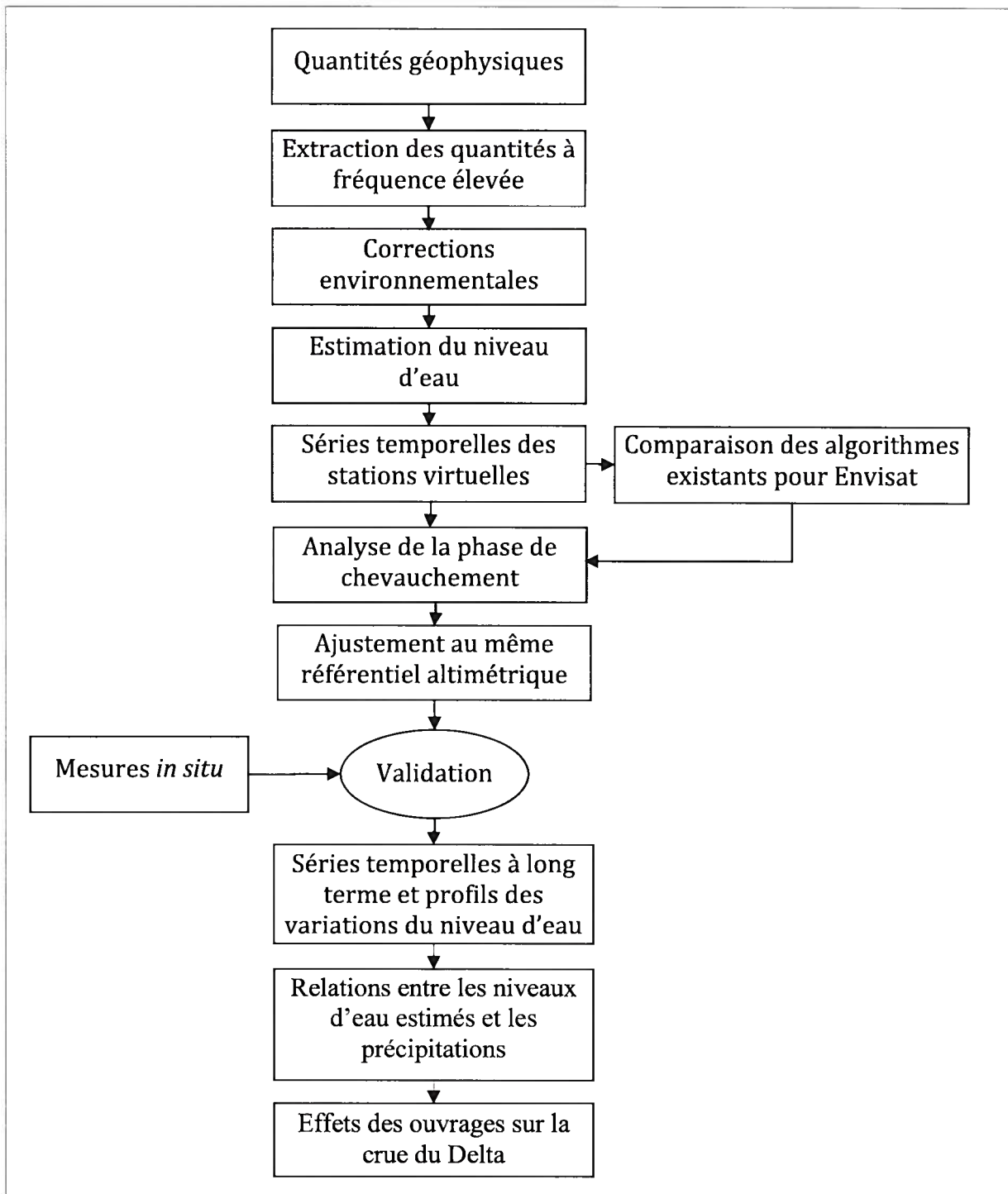


Figure 26 : Processus de traitement des quantités altimétriques.

4.1.1 – Extraction des quantités altimétriques à fréquence élevée

Le nombre de paramètres de mesure contenus dans les données géophysiques moyennées (GDR, MGDR, etc.) peut varier en fonction de l'altimètre utilisé. Alors que les altimètres NRA et Poséidon-1 installés à bord de Topex peuvent fournir plus de 96 paramètres au total, le RA-2 à bord du satellite Envisat en fournit plus de 149. D'une manière générale, ces paramètres peuvent être classés en trois catégories : les quantités altimétriques, les paramètres de surface, et les paramètres d'erreur (Soussi, et *al.*, 2001). La présente étude se base sur les quantités altimétriques et les paramètres de correction. Les quantités altimétriques comprennent entre autres : l'altitude du satellite au-dessus de la référence altimétrique, la portée par rapport à la cible, la hauteur du géoïde, le niveau moyen des mers (MSS).

Il faut noter que ces données sont établies à une fréquence moyenne de un (1) Hz. Ainsi la fauchée pour une mesure de l'altimètre pourrait atteindre près de six kilomètres (~6 km). Mais, pour les besoins des utilisateurs ces moyennes sont généralement accompagnées d'un paquet compressé de mesures dites à « fréquence élevée » (10 Hz pour T/P, 18 Hz pour Envisat, etc.) (Berry et *al.*, 2007). Il faut donc décompresser ces mesures afin d'obtenir des mesures ponctuelles dans un cercle d'observation relativement petit. L'opération de décompression des points de mesure à fréquence élevée (Figure 27) peut mener à une opération fastidieuse de géolocalisation. Elle va consister à redéfinir les coordonnées géographiques (λ , φ) de chaque point suivant la direction de vol et en fonction de l'intervalle de temps de mesure (itm) entre les points à fréquence élevée. L'Azimut (A_z) - angle orienté de la direction de la trace du satellite par rapport au Nord géographique - peut être estimé entre deux points de la trace (S1 et S2) situés à l'entrée et à la sortie du Delta.

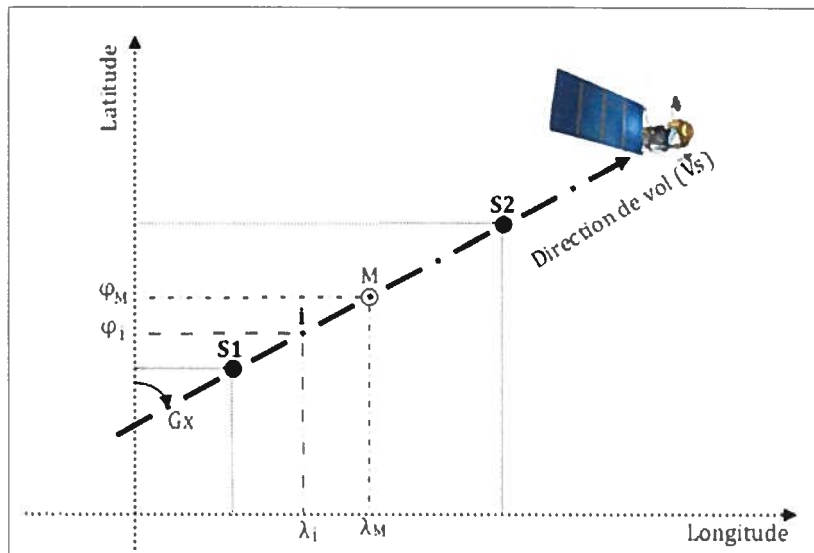


Figure 27 : Points de mesure des quantités à taux élevé (Gx correspond à l'azimut Az).

Dans le cas de T/P par exemple, il est possible de calculer les longitude et latitude des points (i) à fréquence élevée respectivement à partir du point au centre (M) du paquet selon le système d'équations suivant (équation 19) :

$$\begin{cases} L_{\lambda,i} = L_{\lambda,M} - \left[dtm - \left(i - \frac{9}{2} \right) itm \right] (V_s \sin(A_z)) \\ L_{\phi,i} = L_{\phi,M} - \left[dtm - \left(i - \frac{9}{2} \right) itm \right] (V_s \cos(A_z)) \end{cases} \quad [19]$$

- ✓ $L_{\lambda,M}$ et $L_{\phi,M}$ - représentent respectivement la longitude et la latitude au point central du paquet, auquel les données moyennes sont référencées;
- ✓ dtm - intervalle de temps entre le point central considéré et le premier point de mesure du paquet ;
- ✓ V_s - est la vitesse de déplacement du satellite ;
- ✓ i - est le numéro d'ordre des points mesurés (compté de 0 à 9).

4.1.2- Correction des erreurs environnementales

Les influences atmosphériques représentent des facteurs déterminants dans l'estimation des précisions de mesure en télédétection. La correction environnementale est une opération spécifique d'altimétrie radar pour améliorer la précision des mesures en tenant compte des effets atmosphériques et de l'état de surface (Figure 2). L'expression peut porter à confusion, mais elle est couramment utilisée dans la littérature sur l'altimétrie radar. La correction des erreurs relatives à l'environnement est une opération aussi importante que le retraitement des formes d'onde dans le but d'améliorer la qualité des résultats estimés. L'opération consiste en fait à extraire, ou du moins à réduire, les effets atmosphériques, les impacts de l'état de surface, les aberrations instrumentales et les déformations géométriques sur les quantités mesurées. Dans cette étude l'accent est mis sur l'adaptation de la méthode conventionnelle de correction des erreurs relatives à l'environnement au cas des surfaces hétérogènes comme le Delta.

4.1.2.1 -Types d'erreur de mesure

Il faut noter que dans les données géophysiques d'altimétrie radar les paramètres d'erreurs révèlent deux types d'information. La première information, se présentant sous forme d'étiquette (« flag » en anglais), est relative à la qualité de mesure et à la nature des cibles (océan, surface d'eau continentale, sol, végétation, etc.). La deuxième est plutôt une estimation quantitative des corrections à apporter sur les paramètres mesurés tels que la portée, le coefficient de rétrodiffusion, la hauteur significative des vagues des océans, etc. Il est possible de regrouper ces erreurs en trois catégories : les erreurs systématiques, les erreurs accidentelles, et les fautes. Ces dernières représentent des erreurs grossières qui altèrent considérablement les mesures. Elles peuvent survenir à la suite d'une défaillance du système de mesure, des mauvaises conditions atmosphériques, et de la complexité topographique du milieu. Aucune possibilité n'est offerte pour leur élimination ou leur réduction. Compte tenu de la topographie du Delta, présentant un relief relativement plat, ces erreurs ont été identifiées parmi les valeurs de niveaux d'eau qui se situent en dehors de la plage d'altitude de 250,0 m à 400,0 m correspondant respectivement aux points d'altitudes minimale et maximale observées sur le terrain. Par conséquent, ces mesures ont

été immédiatement rejetées, avant tout autre traitement. Les erreurs systématiques quant à elles, proviennent généralement des défaillances du système de mesure, et des déformations géométriques liées au mouvement du satellite. Ces erreurs sont généralement connues d'avance. Par conséquent, elles sont corrigées depuis les Agences de production dans le cas des données géophysiques GDR et MGDR (Bamber, 1994; Birkett, 1995).

Les erreurs accidentelles sont de source très variées et interviennent de façon aléatoire. Ces erreurs ne peuvent être entièrement contrôlées, en aucune manière. Pour l'estimation de ces erreurs, il est important d'adopter une théorie rigoureuse conformément aux conditions de mesure. En effet, plus d'une douzaine de paramètres d'erreur aléatoire interviennent dans les mesures d'altimétrie radar.

Dans l'ensemble, plusieurs types de corrections sont nécessaires en altimétrie : ionosphère, troposphère humide et sèche, marée de mer, mouvement vibratoire de la croûte terrestre, déviation des pôles géographiques, inverse barométrique, biais électromagnétique, biais de la largeur de la pente nominale du front de montée de la forme d'onde, biais de l'algorithme à bord, pente de la surface cible, effet du soleil, courbure de la terre (Campos et *al.*, 2001 ; Chelton et *al.*, 1988 ; Lee et *al.*, 2008). En tenant compte des paramètres d'entrée pour l'estimation du niveau d'eau (l'altitude du satellite, la portée, et la hauteur du géoïde), il est essentiel de synthétiser les corrections à intégrer dans l'estimation de la portée, d'autant plus que l'altitude du satellite et la hauteur du géoïde dépendent des grandeurs externes.

4.1.2.2 – Correction environnementale

Il existe une méthode conventionnelle permettant d'estimer la correction totale à apporter sur la mesure de la portée (Amarouche, 2007 ; Birkett, 1995, 2002 ; Campos et *al.*, 2001). Elle consiste à faire la somme des corrections ionosphérique, de la troposphère humide et sèche, des effets de marées de mer, de la vibration de la croûte terrestre, de la déviation des pôles, de l'état de surface de la cible, et de l'inverse barométrique (équation 20) :

$$\sum_{Conv} Corr = Corr_{iono} + Corr_{thum} + Corr_{tsech} + Tid_{ocean} + +Tid_{earth} + Tid_{pole} + EMB + invB \quad (20)$$

- ✓ $\Sigma_{conv} Corr$, correction totale calculée par la méthode conventionnelle ;
- ✓ $Corr_{iono}$, correction ionosphérique ;
- ✓ $Corr_{thum}$, correction de la troposphère humide ;
- ✓ $Corr_{tsech}$, correction de la troposphère humide sèche ;
- ✓ Tid_{ocean} , effet des marées océaniques ;
- ✓ Tid_{earth} , effet du mouvement vibratoire de la croûte terrestre ;
- ✓ Tid_{pole} , déviation des pôles ;
- ✓ EMB , biais électromagnétique ;
- ✓ $invB$, effet de la pression atmosphérique.

La méthode conventionnelle est développée pour des surfaces similaires aux océans. Pour les mesures sur les surfaces continentales, il est important de l'adapter aux conditions du milieu. Dans le cas particulier du Delta, il convient de négliger certains paramètres de la méthode conventionnelle et inversement, d'y intégrer d'autres paramètres non négligeables. Ainsi une approche de correction adaptée au Delta peut être obtenue comme la somme des corrections : ionosphérique, de la troposphère humide et sèche, de la vibration de la croûte terrestre, de la déviation des pôles, d'une composante de l'état de surface résultante de la dissymétrie (Brenner et al., 2007 ; Camilo et al., 2008 ; Frappart, 2006) (équation 21) :

$$\Sigma_{Delta} Corr = Corr_{iono} + Corr_{thum} + Corr_{tsech} + Tid_{earth} + Tid_{pole} + skewness + Corr_{sol} \quad (21)$$

- ✓ $\Sigma_{Delta} Corr$, correction totale pour le Delta calculée par la méthode adaptée ;
- ✓ $skewness$, effet de la dissymétrie de la surface ; composé avec le EMB, il définit l'état de surface ;
- ✓ $Corr_{sol}$, influence du rayonnement solaire.

En outre, l'effet du soleil peut se révéler comme un facteur déterminant dans la propagation de l'onde dans le cas du Delta situé en zone intertropicale. Toutefois, dans l'établissement du budget d'erreur, il est important de tenir compte des incertitudes liées à l'estimation des

paramètres de correction. Le tableau 6 ci-dessous, présente un bilan non exhaustif des incertitudes susceptibles d'intervenir lors de la détermination des paramètres de correction environnementale.

Tableau 6 : Quelques erreurs de détermination des paramètres de correction environnementale.

Désignation de paramètre d'erreur de correction	Incertitude (cm)	Références
Estimation du chronomètre	±2,1	Rosmorduc et <i>al.</i> , 2006
Erreur ionosphérique	±3	Chelton, 1989
Erreur troposphérique sèche	±0,7	Campos et <i>al.</i> , 2001
Erreur troposphérique humide	±3	Birkett, 2002
Déviations du pôle	±2	Birkett, 1995
Détermination de l'orbite (T/P)	±3	Birkett, 1995, 2002
Détermination du géoïde (OSUM95)	±3	Po.daac, 1997
Courbure de la terre	±2	Dima et <i>al.</i> , 1996
Gradient de la surface (eau)	±2,5	Calmant et Seyler, 2006

4.1.3 - Estimation du niveau d'eau

4.1.3.1 - Méthode

Le niveau d'eau est estimé par rapport à la surface moyenne. Il correspond en fait à la hauteur de celle-ci au-dessus d'une surface de référence considérée ici comme le géoïde. Le géoïde représente la surface équipotentielle du niveau moyen des mers et des océans. Il s'approche de l'ellipsoïde, ce dernier étant une représentation mathématique de la forme de la terre (Figure 28).

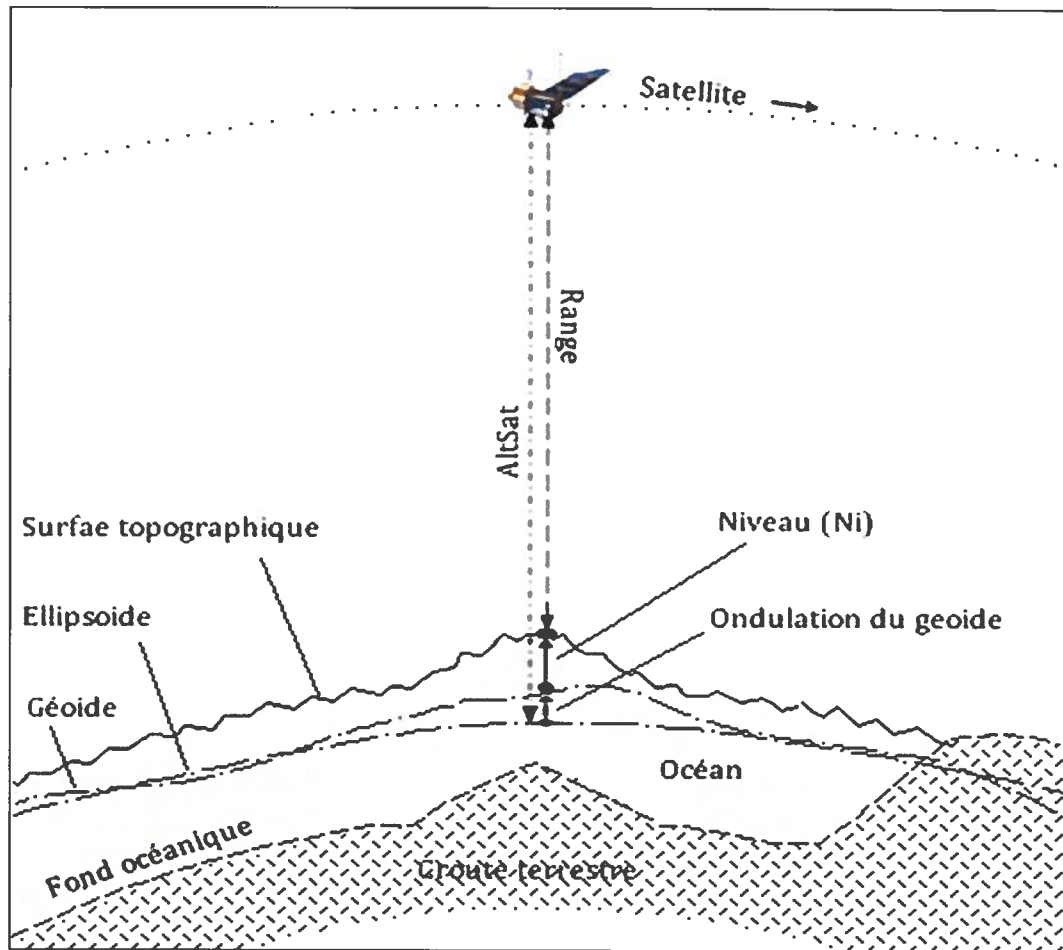


Figure 28 : Estimation du niveau d'eau.

Le calcul du niveau d'eau est effectué en fonction de la portée (*Range*) mesurée par l'altimètre en y intégrant les corrections appropriées. Le niveau de l'eau peut être calculé en soustrayant la portée corrigée (*Range_c*) et le géoïde (*Geo*) de l'altitude du satellite (*AltSat*). Les équations (équation 22 & 23) donnent respectivement les expressions de la portée corrigée et du niveau d'eau en un point (*i*).

$$Range_c = Range + \sum_{Delta} Corr \quad (22)$$

$$N_i = AltSat - Range_c - Geo \quad (23)$$

4.1.3 .2 - Détermination du niveau moyen de la station virtuelle

Pour une station virtuelle considérée, les mesures de tous les points à fréquence élevée à l'intérieur du cercle d'observation sont sélectionnées (Figure 27). Le niveau de l'eau pour chaque cycle du satellite est obtenu comme la moyenne des mesures de l'ensemble des points considérés. Mais, le choix de la taille du cercle d'observation représente un facteur assez déterminant. Pour ce faire, il est important de tenir compte de l'indécision de l'orbite du satellite au point de mesure au sol après chaque cycle. Cette indécision peut atteindre près d'un kilomètre. Le cercle d'observation est fixé de sorte à contenir toutes les mesures de l'ensemble des cycles du satellite, sur le site de station virtuelle considéré. Ainsi, afin de s'assurer d'obtenir au moins une mesure à chaque passage du satellite, plusieurs tests ont été faits en faisant varier la grandeur du rayon d'indécision de 0,2 à 1,5 km ; en référence à des études antérieures (Frappart et *al.*, 2006).

Lorsque le rayon devient petit, moins de 0,3 km (dans le cas d'Envisat par exemple), le nombre de mesures recueillies reste très faible. On observe des signaux plus ou moins bruités lorsque le rayon devient très grand au-delà d'un kilomètre, surtout dans le cas des mesures de T/P sur les stations virtuelles situées le long du fleuve. Ce problème pourrait s'expliquer par la taille moyenne du fleuve, qui excède rarement 1,2 km ; la fauchée s'étendrait donc jusqu'au-delà des bordures. Finalement, un rayon d'indécision de 1,0 km a été adopté de sorte à ne pas altérer significativement la précision des mesures d'une part, et d'autre part à sauver un nombre important de points de mesure.

Les deux méthodes de correction (conventionnelle et adaptée au Delta) ont été appliquées aux niveaux d'eau estimés. À la suite des corrections environnementales et du choix de l'algorithme de retraitement pour Envisat, les niveaux d'eau sont estimés pour tous les points à fréquence élevée situés à l'intérieur du cercle d'observation. Ainsi, à chaque cycle du satellite un écart-type de mesure a été calculé en fonction du nombre de points à fréquence élevée situés à l'intérieur du cercle d'observation. L'estimation du niveau moyen de l'eau à la station virtuelle considérée est faite en tenant compte des mesures comprises dans l'intervalle de confiance de 95 %. Le tableau 7 présente le récapitulatif des erreurs (RMSE) et les pourcentages de mesures admissibles après application des deux méthodes

de correction environnementale. Les mesures admissibles désignent toutes les données retenues après le processus de correction et de filtrage à 95 %.

Tableau 7 : Écarts-types et pourcentages des mesures admissibles résultant des deux satellites.

Méthodes de correction	Paramètres d'évaluation	T/P (41 points de mesure)	Envisat (29 points de mesure)			
			Océan	Ice-1	ICE-2	Sea-Ice
Adaptée	Mesures admissibles (%)	65,1	72,7	67,9	68,9	68,9
	RMSE (m)	1,1	1,4	0,9	1,2	1,4
Conventionnelle	Mesures admissibles (%)	65,0	72,5	68,7	68,3	69,1
	RMSE (m)	0,8	1,5	1,0	1,4	1,6

4.2 – Séries temporelles aux points de station virtuelle

La représentation des séries temporelles aux points de station virtuelle et aux croisements des traces des satellites permet :

- de comparer les algorithmes existants dans le cas d'Envisat ;
- d'analyser les mesures des deux satellites pendant la phase de leur chevauchement ;
- d'ajuster les systèmes de référence altimétrique des deux satellites ;
- d'évaluer la qualité des mesures satellitaires par rapport aux mesures *in situ* ;
- de produire des séries temporelles à long terme ;
- et d'analyser les variations du niveau de l'eau.

4.2.1 - Comparaison des algorithmes existants pour Envisat

Les algorithmes de retraitement, selon qu'ils soient adaptés aux surfaces océaniques, aux glaciers, ou à la neige, peuvent présenter chacun des avantages et inconvénients lorsqu'il

s'agit de les appliquer à un milieu hétérogène. La comparaison des mesures résultant de différents algorithmes de retraitement permet de discriminer le plus performant dans le cas du Delta. Comme présenté à la section 3.2.1, le satellite Envisat dispose de quatre algorithmes de retraitement déjà implémentés dans son altimètre. Il s'agit des algorithmes : Océan, Ice-1, ICE-2, et Sea-Ice. Des séries temporelles issues de tous les algorithmes ont été superposées pour analyser leur comportement sur le Delta. Par la suite, des calculs de régression ont été effectués de manière croisée, afin de discriminer l'algorithme le plus approprié.

4.2.2 - Analyse de la phase de chevauchement des satellites T/P et Envisat

La phase de chevauchement des satellites T/P et Envisat couvre la période d'avril 2002 à octobre 2005 (Tableau 3). La comparaison des mesures est faite aux points de croisement des deux satellites. Sur la figure 17 les points de croisement de la phase de chevauchement des deux satellites correspondent aux intersections des traces de la deuxième phase de T/P (rose) et aux traces d'Envisat (jaune).

4.2.3 - Ajustement des systèmes de référence altimétrique des satellites

La comparaison des mesures de T/P et d'Envisat pendant la phase de leur chevauchement, comme observée ci-dessus, présente un biais entre les mesures des deux satellites. Afin d'identifier la raison du décalage il convient de comparer les systèmes de référence des deux satellites utilisés : T/P et Envisat. En effet, ces satellites sont définis dans le système géodésique mondial (World Geodetic System - WGS84) dans lequel sont également référencées les quantités altimétriques, à savoir : l'altitude du satellite, la portée, la hauteur du géoïde, la hauteur moyenne de la surface de la mer (MSS), et les corrections environnementales correspondantes. Les géoïdes de référence sont respectivement le JGM3 (Joint Gravity Model) pour T/P et le EGM96 (Earth Gravitational Model) pour Envisat (Esa, 2007; Po.daac, 1997). Pour des fins de comparaison nous utilisons également le satellite Icesat qui fournit des mesures altimétriques beaucoup plus précises.

Des calculs de régression ont été menés entre les références altimétriques des satellites pour situer les biais possibles, qui pourraient exister entre elles. Par la suite les données

d'Icesat ont été comparées à celles de T/P et Envisat afin d'apprécier la qualité de leurs mesures. Il faut rappeler que, tout comme le satellite T/P, Icesat est défini dans le même système géodésique WGS84 et du géoïde JGM3. Le géoïde JGM3 est alors utilisé pour calculer les élévations résultantes d'Icesat aux points les plus proches des croisements de T/P et Envisat. Une recherche des mesures d'Icesat faite au voisinage de ces points de croisement de T/P et Envisat, en variant les dimensions du cercle d'observation, donne un nombre très faible de points de mesure. Le rayon du cercle d'observation a donc été porté à 1,5 km pour ce cas précis afin d'obtenir un nombre plus élevé de points de comparaison. Ce qui a permis d'atteindre le nombre de douze points de croisement des trois satellites.

4.2.4 – Validation des mesures de niveaux d'eau

Pour la validation des résultats, une comparaison a été faite entre les niveaux d'eau résultants des estimations des données géophysiques et les mesures *in situ*. Le choix des stations virtuelles pour la comparaison, a été fait en fonction des similitudes des caractéristiques hydrologiques au niveau de ces stations avec les stations hydrométriques les plus proches. Ainsi deux points de station virtuelle ont été identifiés au voisinage des stations limnométriques de : Macina et Tonka (Figure 38). La station hydrométrique de Macina se situe en amont et à l'entrée du Delta à cheval sur la trace (008) du satellite Envisat, et à moins de 20 km de la trace (085) de TP. Quant à la station de Tonka, elle est située vers l'aval du Delta sur un bras du fleuve parallèle à celui de la station virtuelle considérée (Sorobougou). L'avantage de cette dernière est qu'elle permet d'effectuer le contrôle des mesures des satellites à la fois de T/P sur sa trace (046) et d'Envisat sur sa trace (466).

4.2.5 – Construction des profils hydrologiques

Les profils hydrologiques tracés sur les principaux axes du bassin permettent d'une part, de définir les caractéristiques géométriques du bassin pour la délimitation de son assiette (section 3.1.2), et d'autre part, d'estimer sa pente moyenne. En outre, ces profils peuvent permettre également d'analyser les variations spatiales et temporelles du niveau d'eau dans le bassin. Pour un cycle donné, toutes les mesures effectuées le long de la ligne de profil

sont extraites (Figure 30). D'autre part, afin de faciliter le diagnostic des phénomènes affectant la variabilité du niveau d'eau, des points caractéristiques ont été marqués aux croisements des lignes de profil avec les affluents du fleuve, des lacs, etc. Les positions des points de kilométrage et des détails caractéristiques sont considérées à compter de l'extrémité du profil situé à l'entrée du bassin.

4.2.6 – Construction des séries temporelles individuelles des stations virtuelles

Les séries temporelles individuelles sont représentées sur les différentes stations virtuelles localisées à travers l'ensemble du Delta. Une opération de mise en cohérence a été menée afin d'harmoniser les allures des séries temporelles au cycle annuel de crue du Delta. Cette opération a pour but de faciliter la lecture des résultats graphiques. Elle intervient après la correction environnementale et la sélection des mesures admissibles.

La mise en cohérence consiste en fait, à simuler la pente de croissance (ou de décroissance) du niveau d'eau selon la période de l'année, puis de porter un ajustement aux quantités altimétriques estimées. Ainsi par exemple, un résultat d'estimation d'altitude marquant une forte baisse en période de crue, serait vraisemblablement une erreur d'estimation. La mise en cohérence nous conduit alors à remplacer cette mesure par une moyenne pondérée calculée pour toute cette phase (Hostache et *al.*, 2006). Pour ce faire, les pentes sont calculées à chaque phase de crue ou de décrue. Les pentes intermédiaires sont comparées à la pente générale établie entre les points de minimum et maximum du niveau d'eau en cette station. Les contradictions sont éliminées en remplaçant les pentes intermédiaires soupçonnées par la pente générale. La pondération est faite de manière à équilibrer la somme des pentes intermédiaires avec la pente générale.

La mise en cohérence des mesures du niveau d'eau est suivie d'une interpolation spline. Cette opération permet de réduire l'effet de bruit sur les mesures. Elle a consisté à effectuer les moyennes des plus proches voisins. Dans le cas de T/P, compte tenu de la haute fréquence des mesures, l'interpolation entre cinq mesures donne de bons résultats. Tandis qu'avec Envisat, cette opération est limitée à trois mesures. Il est important de signaler que

ces différents filtrages sont faits dans le seul but de faciliter l'interprétation des séries temporelles des stations virtuelles.

4.2.7 – Construction des séries temporelles à long terme

Les séries temporelles à long terme permettent de mener des analyses sur les variations du niveau d'eau du Delta pour une longue durée. La production des séries temporelles à long terme consiste à associer des séries temporelles individuelles obtenues des satellites T/P et Envisat aux lieux de leur croisement ou à des points relativement proches. Sur la figure 17, les marques elliptiques en cyan entourant les points en étoile représentent les stations virtuelles des séries temporelles à long terme.

Deux approches ont donc été envisagées pour la construction des séries temporelles à long terme. La première a consisté à identifier les points de croisement des traces des deux satellites pour obtenir les mesures de T/P pendant sa première phase d'opération, et celles d'Envisat pour toute la mission. Ce fut le cas des stations virtuelles (S et L), par exemple. Mais, compte tenu du nombre réduit des points de croisement répondant à ces critères, la deuxième approche a été envisagée. Celle-ci a consisté à trouver des paires de stations virtuelles assez proches des deux satellites, comme ce fut le cas des stations virtuelles (M et K). Ainsi, quatre couples de points ont été sélectionnés à l'intérieur du Delta.

La station virtuelle de Sorobougou (S) se situe à l'intersection de la trace (046) de T/P et de la trace (466) d'Envisat, dans la zone lacustre du Delta où le fleuve subit plusieurs dérivations. Elle constitue un cas bien important pour l'analyse des variations du niveau d'eau à l'intérieur de la plaine d'inondation. La station virtuelle au voisinage de Macina (M), par sa position en amont du Delta, peut faciliter la compréhension des variations du niveau d'eau à l'entrée du bassin. Mais, à la différence de la station virtuelle de Sorobougou, elle résulte de la combinaison d'un couple de stations virtuelles. La première est la station virtuelle de Macina obtenue d'Envisat située sur sa trace 008. Elle est confondue à la station hydrométrique de Macina. La seconde est la station virtuelle de Siranikoro obtenue de T/P sur sa trace 085. Les deux stations virtuelles sont distantes d'environ 20 km.

Les autres cas de séries temporelles à long terme analysées concernent celles de Léré (L) et de Koryomé (K). La station virtuelle de Léré se situe sur le lac Kabara, en bordure de la plaine d'inondation. Il s'agit d'un lac d'eau temporaire, relativement stable, alimenté par le débordement de la Delta. Elle est définie par l'intersection des traces 085 de T/P et 044 d'Envisat. Quant à la station virtuelle de Koryomé située sur le lit du fleuve, sa position en aval du Delta peut faciliter l'analyse des variations du niveau d'eau à la sortie du bassin. De façon similaire à la station virtuelle à long terme de Macina, le couplage ici a également été effectué entre deux stations virtuelles séparées, distante d'environ 4 km : la station virtuelle de T/P se situe sur sa trace 161 et celle d'Envisat se situe sur sa trace 187.

Pour la combinaison des séries temporelles obtenues des deux satellites, toute la durée de fonctionnement des satellites a été considérée. Il est bon de rappeler que le satellite T/P a changé de trace au cours de sa seconde phase d'opération. Ainsi, au cours de la période de chevauchement des deux satellites, seules les mesures d'Envisat sont considérées. Les séries temporelles sont alors réalisées par croisement des données de la première phase d'opération de T/P (d'août 1992 à mars 2002) avec celles d'Envisat (d'avril 2002 à décembre 2009).

4.2.8 Relations entre les niveaux d'eau estimés et les précipitations

Les quantités de précipitations ont été collectées sur les différentes zones d'alimentation : Fouta Djallon, Bani, et l'intérieur du Mali. La quantité de précipitation (Q_s) pour une zone d'alimentation donnée est estimée comme la moyenne des précipitations (Q_i) obtenues de l'ensemble des cellules de grille (Équation 24).

$$Q_s = \frac{\sum_{i=1}^{N_s} Q_i}{N_s} \quad (24)$$

- ✓ N_s , nombre de cellules ;
- ✓ s , identifiant de zone d'alimentation considérée ;
- ✓ i , numéro d'ordre des cellules.

Nous avons comparé les différentes sources de précipitations à travers des analyses de régression pendant leur période de recouvrement. Cette analyse visait à mettre en évidence la consistance et la qualité des données de précipitations utilisées. Par la suite, les distributions spatiales des précipitations ainsi que les variations annuelles et à long terme ont été étudiées (Annexe V). L'analyse des relations entre les niveaux d'eau estimés par altimétrie et les précipitations s'est déroulée essentiellement en trois étapes : 1) la mise en évidence de la dépendance entre les crues et les précipitations; 2) le calcul des corrélations entre les estimations de niveaux d'eau des stations virtuelles et les précipitations des différentes zones d'alimentation, et ; 3) l'analyse des résultats obtenus pour chaque zone d'alimentation, suivie d'une analyse globale pour l'ensemble de la plaine d'inondation.

4.2.8.1 - Mise en évidence de la dépendance

Il existe un lien clair de dépendance entre les précipitations et la crue du Delta (Zwarts et al., 2005). La présente étude a pour but d'estimer les contributions des différentes zones d'alimentation considérées. La superposition des résultats des moyennes mensuelles des variations de hauteurs d'eau et les précipitations, permet d'observer une similarité entre les deux phénomènes dans l'intervalle de temps de la phase de crue. La mise en évidence des relations de dépendance s'est déroulée avec une opération dite « médiation de conflits de pics », afin de fixer les phases de crue sur les stations virtuelles. L'opération a pour but donc de trouver les positions des pics (minimum et maximum) les plus plausibles pour la série des moyennes mensuelles de l'évolution annuelle des hauteurs d'eau d'une station virtuelle donnée (Figure 29). Elle considère que le niveau d'eau minimum de la période d'étiage devrait survenir seulement après le mois de mars et ne dépasserait pas le mois de septembre. Quant au pic maximum des hautes eaux, il ne devrait intervenir qu'après l'amorce de la crue ; celle-ci pouvant s'étendre au cours de l'année jusqu'à la fin du mois de novembre. La durée de la phase de crue est alors déduite comme la période s'écoulant entre les deux pics des variations de hauteurs d'eau. Le rapport de corrélation entre l'évolution annuelle des moyennes mensuelles des hauteurs d'eau aux différents points de station virtuelle, et le cycle saisonnier des précipitations dans les différents bassins d'alimentation, peut être estimé en rapport avec la phase de crue établie. Toutefois, il reste évident que

l'opération ne pourrait s'exécuter si la durée de la phase de crue observée est inférieure à trois mois, d'autant plus qu'il est nécessaire d'obtenir des mesures d'au moins trois dates différentes pour une meilleure appréciation des rapports de régression.

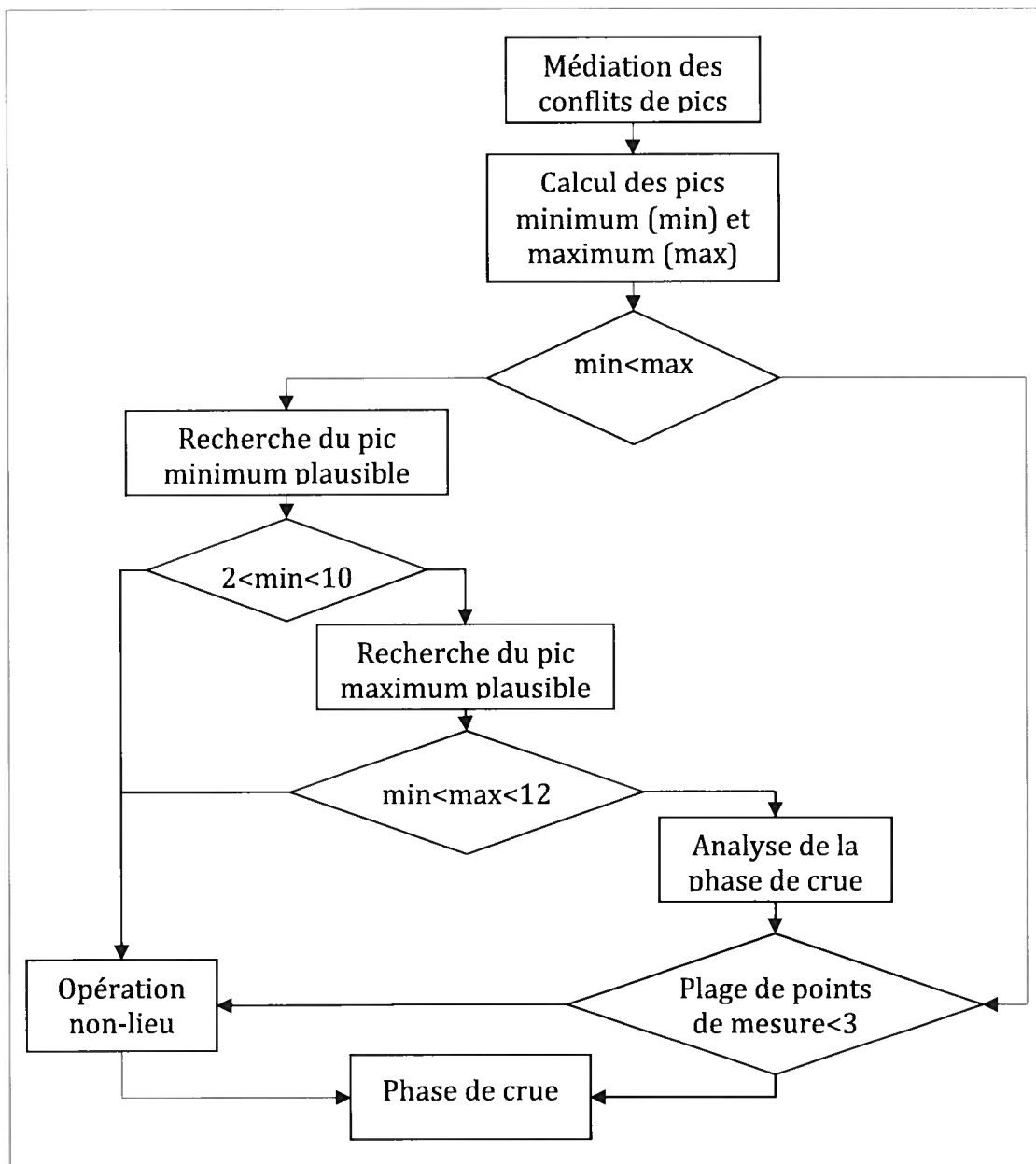


Figure 29 : Médiation de conflits de pics.

4.2.8.2 – Corrélation entre les niveaux d'eau estimées et les précipitations

L'estimation des rapports de régression entre le cycle saisonnier des précipitations et l'évolution annuelle des hauteurs d'eau estimée a été effectuée dans l'intervalle de temps de la phase de crue. Celle-ci s'étend entre les instants des deux pics minimum et maximum de hauteur d'eau. Mais l'évolution annuelle du niveau d'eau aux différentes stations virtuelles n'est pas identique. Afin de mieux fixer la phase de crue du cycle annuel des hauteurs moyennes mensuelles d'eau des stations virtuelles, des critères d'évaluation ont été établis. La hauteur d'eau est estimée à partir du niveau minimum observé sur la station. L'opération de « médiation de conflits de pics » est menée pour rétablir la phase plausible de crue et analyser les conditions de comparaison des deux phénomènes.

4.2.8.3- Analyse des résultats des rapports de régression

L'analyse et l'interprétation des coefficients de détermination, entre le cycle saisonnier des précipitations et l'évolution annuelle des hauteurs d'eau, permettent de faciliter le choix des sources de données de précipitation les plus appropriées pour faire un diagnostic consistant de l'apport des précipitations au régime hydrologique du Delta.

Dans le cas de l'analyse globale en rapport avec l'ensemble de la plaine d'inondation, la moyenne générale des variations annuelles de hauteurs d'eau a été considérée. Deux cas de figure ont été considérés : le premier concerne la partie du Delta intérieur vif, tandis que le second inclut le premier et la partie de la zone lacustre.

4.2.9 – Impact des ouvrages installés en amont du Delta

Le rapport entre les variations de hauteurs d'eau et les précipitations peut être perturbé par l'intervention d'autres facteurs climatiques tels que : l'évapotranspiration, l'infiltration, la montée de la nappe phréatique, les actions humaines d'aménagement hydro-agricoles et électriques. De nombreux ouvrages d'art (ponts, barrages et micro barrages, périmètres irrigués, etc.) sont construits sur le fleuve Niger et ses affluents. Ces ouvrages, situés en amont du Delta, peuvent présenter des impacts considérables sur l'évolution du cycle de l'eau. Une analyse a été faite sur le lien qui pourrait exister entre les crues du Delta et le

fonctionnement du barrage de Sélingué. Les dates d'ouverture des vannes du barrage, selon les informations obtenues de la DNH, ont été repérées sur les séries temporelles des stations virtuelles, notamment à l'amorce de la seconde phase de crue dans le but de mettre en évidence les éventuelles perturbations à cette date sur l'évolution de la crue.

4.2.10 – Analyse du délai de réponse des précipitations sur le niveau d'eau

Le délai de réponse est exprimé par l'intervalle de temps qui s'écoule entre le démarrage des précipitations dans les différentes zones d'alimentation et le début de la crue au niveau des stations virtuelles. Pour ce faire, seules, les stations virtuelles dont les variations du niveau d'eau se révèlent fortement ou moyennement corrélées aux précipitations, ont été considérées pour l'analyse.

4.3 – Résultats des variations du niveau d'eau

Les opérations de correction des erreurs environnementales, d'analyse de la phase de chevauchement, et d'ajustement des systèmes de référence des satellites T/P et Envisat ont permis d'estimer les niveaux d'eau aux stations virtuelles. À la suite de ces opérations des profils hydrologiques sur les axes principaux du bassin ont été tracés ; des séries temporelles individuelles aux stations virtuelles et des séries temporelles à long terme aux croisements des traces des deux satellites ont été construites. Les résultats obtenus sont présentés ci-dessous.

4.3.1 - Comparaison des algorithmes existants pour Envisat

La figure 30 présente des séries temporelles de niveau d'eau obtenues des quatre algorithmes de retraitement au point de station virtuelle de Soarah, située dans le centre du Delta. Dans l'ensemble nous constatons la similarité entre les résultats des algorithmes de retraitement Ice-1, ICE-2, et Sea-Ice. Mais l'algorithme Ocean, qui est en fait l'algorithme standard adapté aux conditions océaniques, paraît le plus isolé par rapport aux trois autres et peut présenter même quelquefois des pertes de mesures.

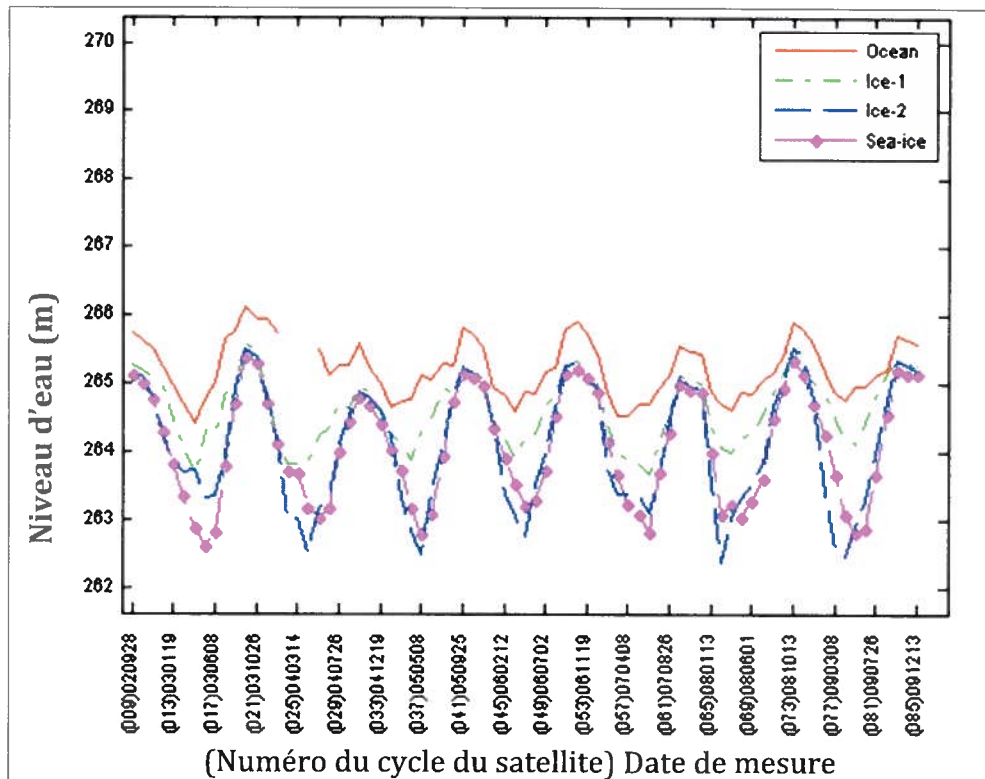


Figure 30 : Séries temporelles issues de quatre algorithmes de retraitement d'Envisat.

Le tableau 8 présente les corrélations entre les mesures des quatre algorithmes. Nous constatons que l'algorithme Ocean présente les plus faibles corrélations avec les autres. Cette faible performance des mesures d'Ocean pourrait s'expliquer par les mesures effectuées sur une surface non océanique. On note que l'algorithme Ice-1 présente en moyenne les corrélations les plus élevées ($> 0,79$) dans l'ensemble des rapports. Sur la base de ces résultats, et en s'appuyant sur des études antérieures (Frappart et *al.*, 2006; Medina et *al.*, 2010), nous adoptons dans le cadre de cette étude l'algorithme Ice-1 pour l'estimation des quantités altimétriques résultant des mesures du satellite Envisat.

Tableau 8 : Coefficients de détermination R^2 entre les différents algorithmes d'Envisat.

	Ocean	Ice 1	Ice 2	Sea Ice
Ocean	1,00	0,82	0,61	0,59
Ice 1	0,82	1,00	0,79	0,80
Ice 2	0,61	0,79	1,00	0,93
Sea Ice	0,59	0,80	0,93	1,00

4.3.2 - Analyse de la phase de chevauchement des satellites T/P et Envisat

Des séries temporelles obtenues des deux satellites au croisement de leur trace ont été superposées. Sur les points invariants, les mesures obtenues des deux satellites paraissent très proches. En effet, ces points sont peu enclins aux fluctuations du niveau d'eau du Delta et aux différentes influences climatiques. La figure 31a représente une superposition de séries temporelles des mesures des deux satellites en un point invariant au sol. L'écart type entre les deux mesures est estimé à 0,25 m. Dans le cas des points situés à l'intérieur du Delta - variable en fonction de l'état de crue -, les mesures des deux satellites diffèrent (Figure 31b). Mais leur écart reste sensiblement constant en fonction de la période de l'année. Les différences d'altitudes observées entre les mesures des deux satellites pourraient être dues aux références altimétriques des satellites. Dans la section suivante une analyse est menée sur les systèmes de référence altimétrique des différents satellites utilisés, afin de pouvoir mettre en évidence les rapports entre les résultats de mesure.

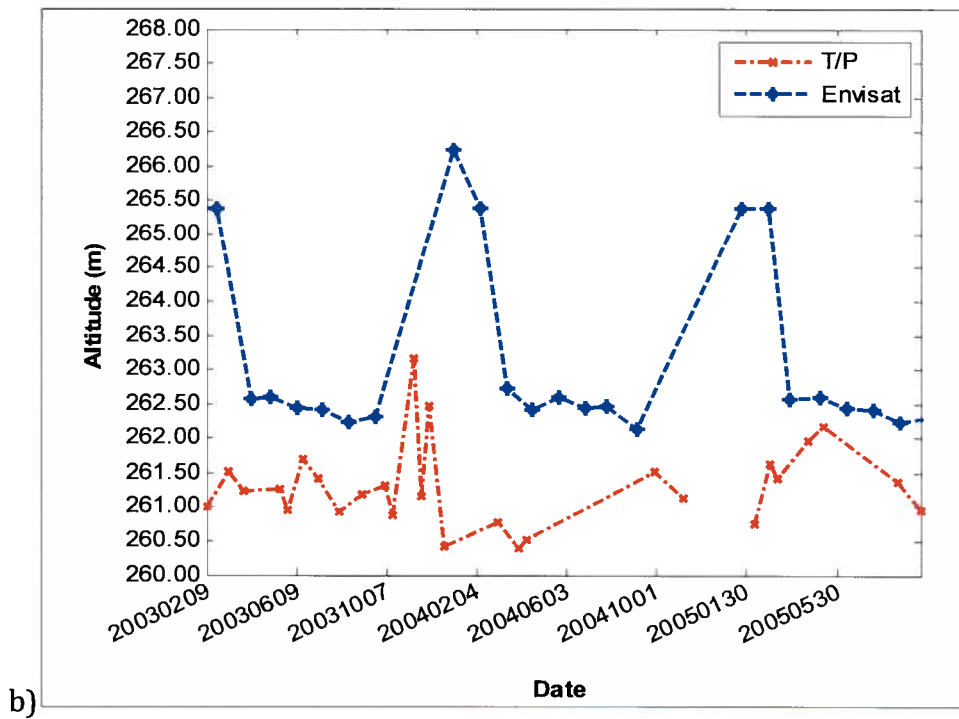
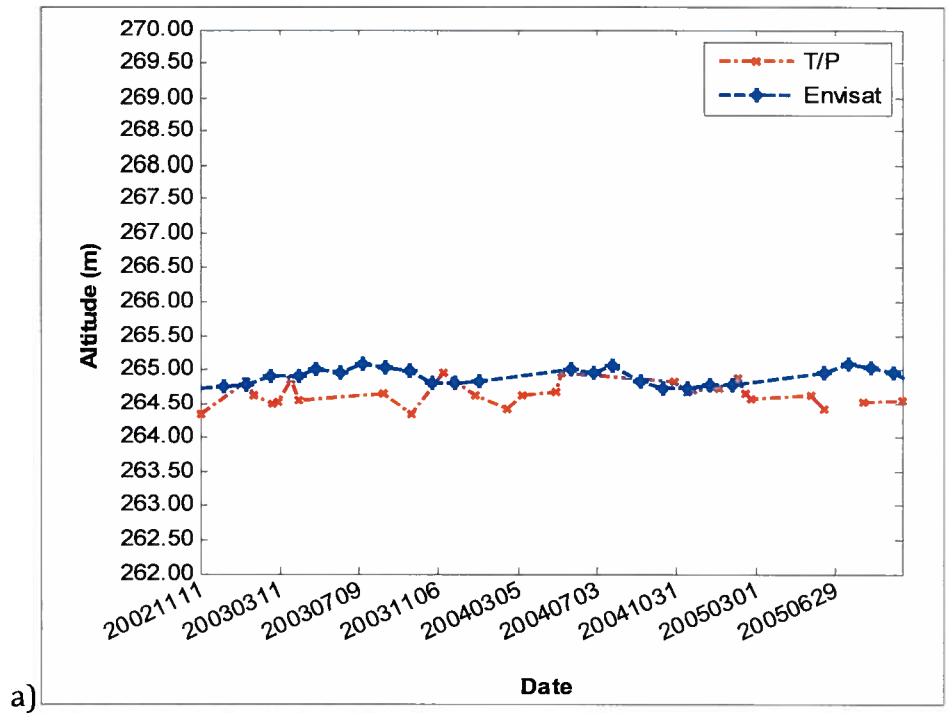
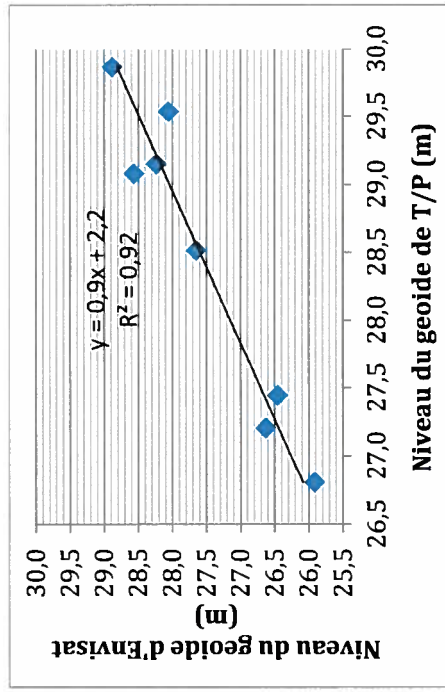


Figure 31 : Superposition des mesures de T/P et Envisat

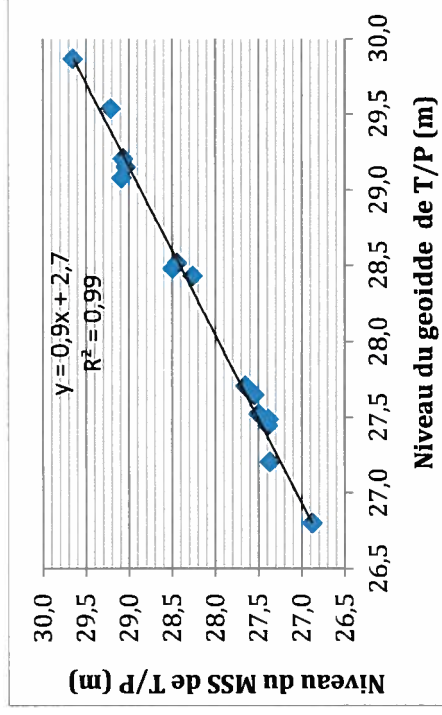
a) Point invariant situé aux environs du Delta ; b) point inondable (variable) situé à l'intérieur du Delta.

4.3.3 – Ajustement des systèmes des références altimétriques des satellites

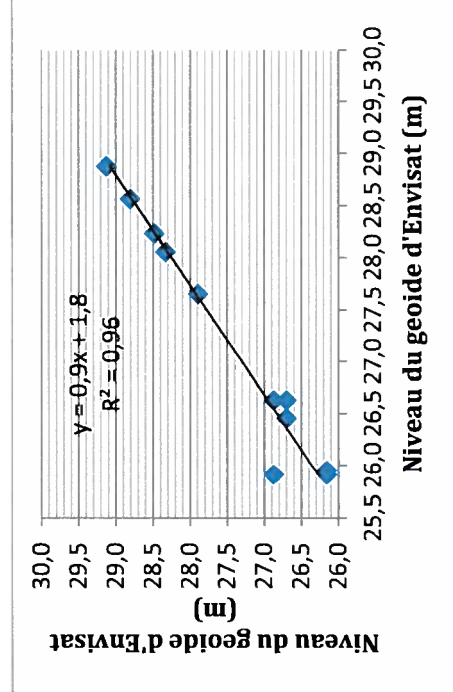
Les calculs de régression effectués entre les géoïdes des satellites T/P et Envisat d'une part, et d'autre part, entre le géoïde et le niveau moyen des mers (MSS) de chaque satellite, montrent globalement une bonne corrélation entre les différents systèmes de référence. La figure 32a présente le rapport de corrélation entre les géoïdes des deux satellites. On observe un coefficient de détermination d'environ 0,92 entre les deux géoïdes. En faisant la différence entre eux, on estime l'écart-type des différences de mesure de l'ordre de 89 cm du géoïde JGM3 au-dessus du géoïde EGM96 (Figure 33). La figure 32b présente le rapport de corrélation entre le géoïde et le niveau moyen des mers du satellite T/P. La corrélation entre les deux systèmes apparaît très forte, présentant un biais d'environ 7 cm. Toutefois, ce rapport apparaît moins important dans le cas d'Envisat, présentant un coefficient de détermination ($R^2 \sim 0,96$) (Figure 32c).



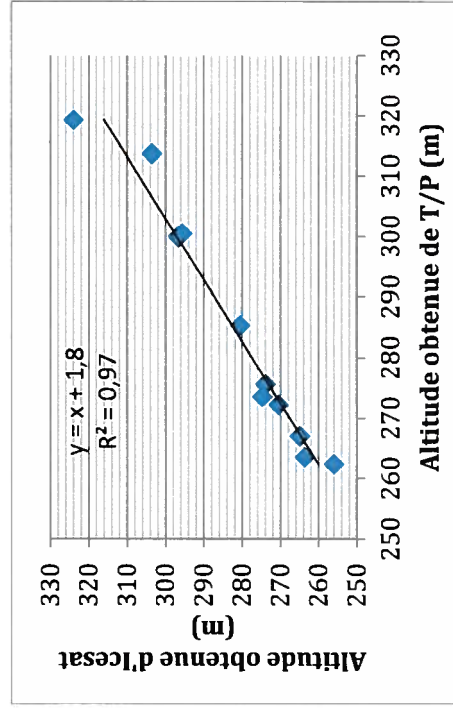
a)



b)



c)



d)

Figure 32 : Rapports de corrélation entre les systèmes de référence des satellites

a) Géoides de T/P vs d'Envisat ; b) géoïde vs MSS de T/P; c) géoïde vs MSS d'Envisat; d) mesures de Icesat vs T/P.

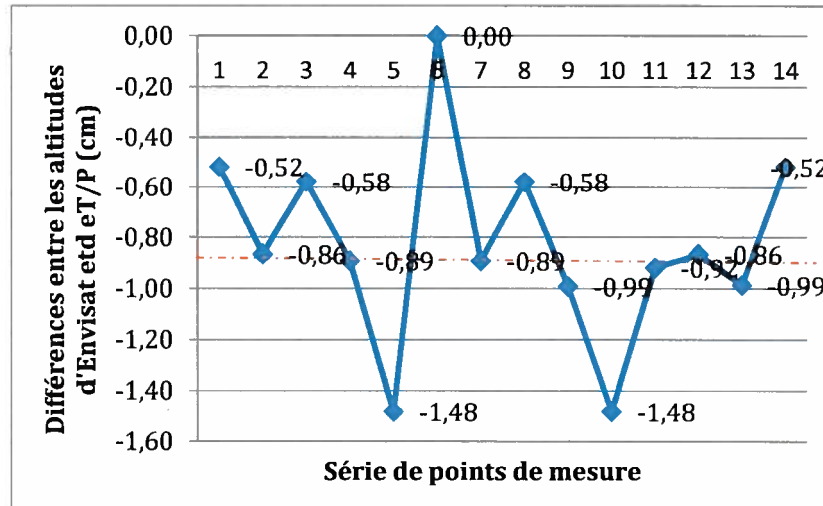


Figure 33 : Différences de niveau entre le géoïde de T/P et le géoïde d'Envisat.

Enfin, le géoïde JGM3 a été adopté comme la référence pour les calculs des quantités altimétriques. L'ajustement entre les deux géoïdes a consisté à réduire l'EGM96 sur le JGM3 en apportant la correction correspondante au biais de 89 cm entre les deux systèmes de référence. Ainsi, l'ajustement effectué pour les deux points de croisements étudiés plus haut (section 4.3.2) peut produire les résultats indiqués sur la figure 34. Il est possible de voir une concordance entre les mesures des deux satellites, dans les deux cas de figure.

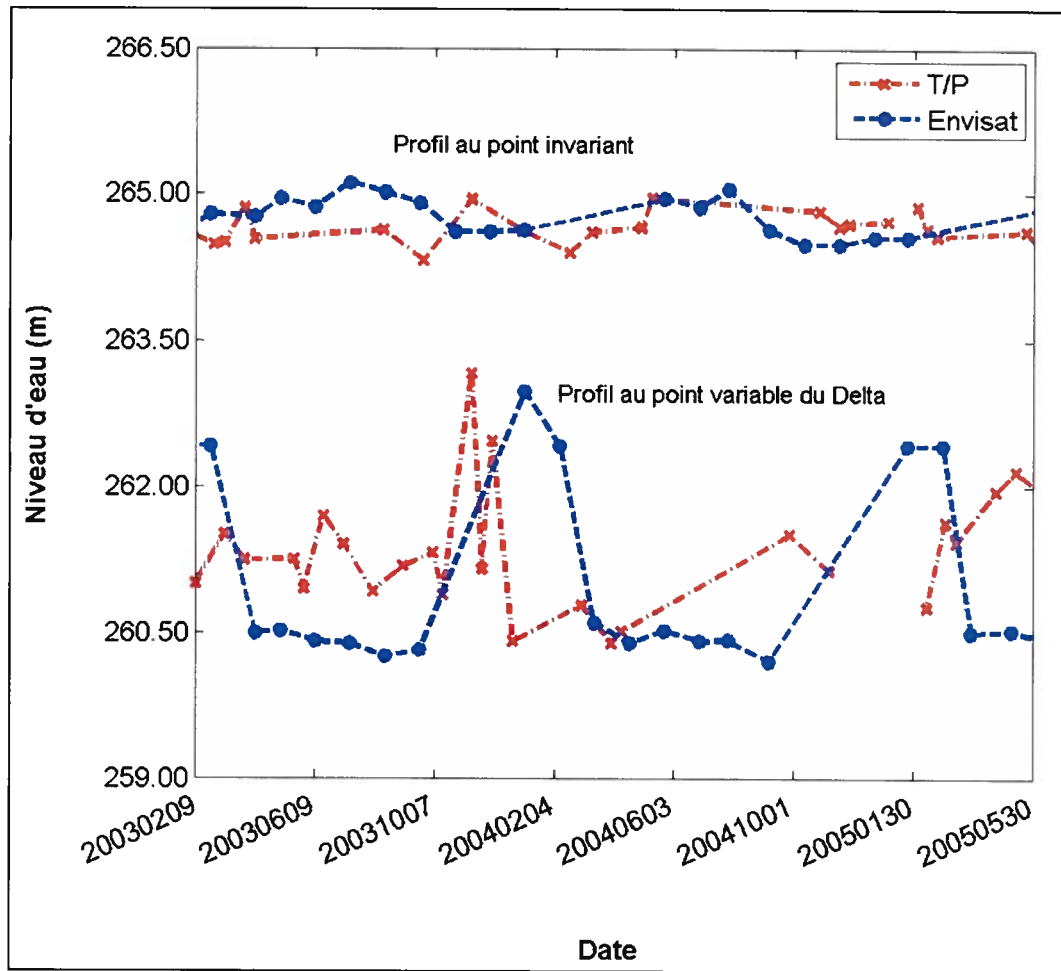


Figure 34 : Ajustement des systèmes de références de T/P et Envisat.

Par ailleurs, le rapport de régression établi entre les résultats de T/P et d'Icesat aux points de croisement présente un coefficient de détermination à près de 0,97 (Figure 32d). La représentation en série (Figure 35) des quantités altimétriques résultantes des trois satellites T/P, Envisat Ice-1 et Icesat se révèle des quantités assez similaires pour la plupart des cas.

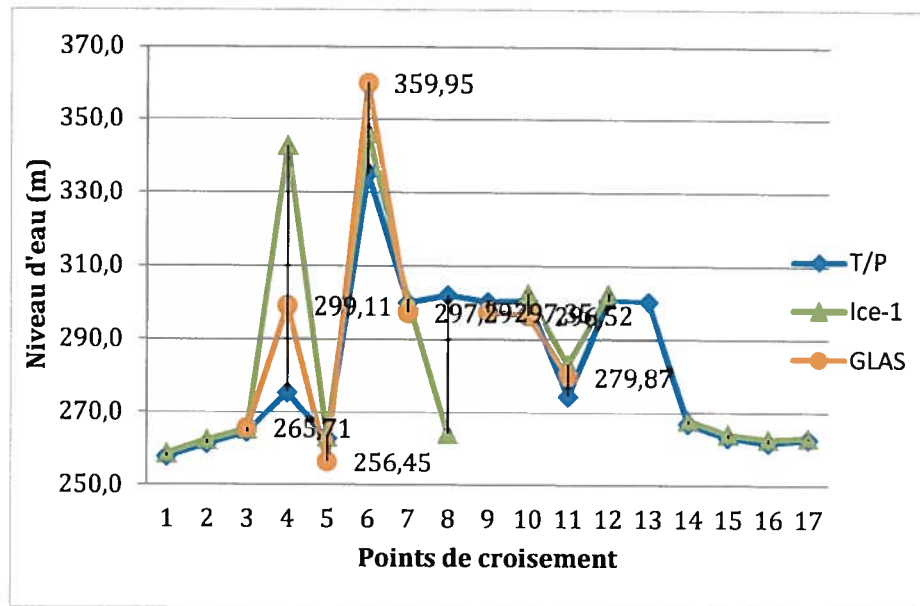


Figure 35 : Représentation en série des mesures de T/P, Icesat et Envisat (Ice-1) aux points de croisement.

4.3.4 – Validation des mesures de niveaux d'eau

La figure 36 représente la superposition des séries temporelles des mesures *in situ* obtenues à la station hydrométrique de Macina et à une station virtuelle située à Siranikoro sur la trace (085) de T/P. Les deux sites, bien que proches et situés sur le même bras du fleuve, ne sont pas à la même altitude. La station virtuelle, située en amont, est la plus élevée. À partir des altitudes obtenues par interpolation du modèle numérique SRTM, on observe une différence de niveau d'environ un mètre et demi entre les deux localités. Cette différence d'altitude est bien perceptible entre les séries superposées. En effet, en considérant les points de mesure minimale des deux séries temporelles, il est possible d'estimer une différence de niveau moyenne d'environ 1,3 m entre les deux points de stations hydrométrique et virtuelle. D'une manière générale, les deux séries temporelles présentent les mêmes allures de crue, en marquant pratiquement les mêmes pics aux mêmes périodes de l'année. Mais les amplitudes moyennes des variations du niveau d'eau

apparaissent plus élevées dans le cas des mesures *in situ*. Ainsi, ces amplitudes peuvent varier de 4 à 6 en fonction des années.

Cette différence entre les amplitudes de variation de niveau d'eau reste une question importante, d'autant plus que les deux stations hydrométrique et virtuelle se situent sur le même bras du fleuve, et restent très peu distantes. Il faut noter également sur la série temporelle de la station virtuelle, la perturbation intervenue sur l'altimètre NRA entre 1996 et 1997.

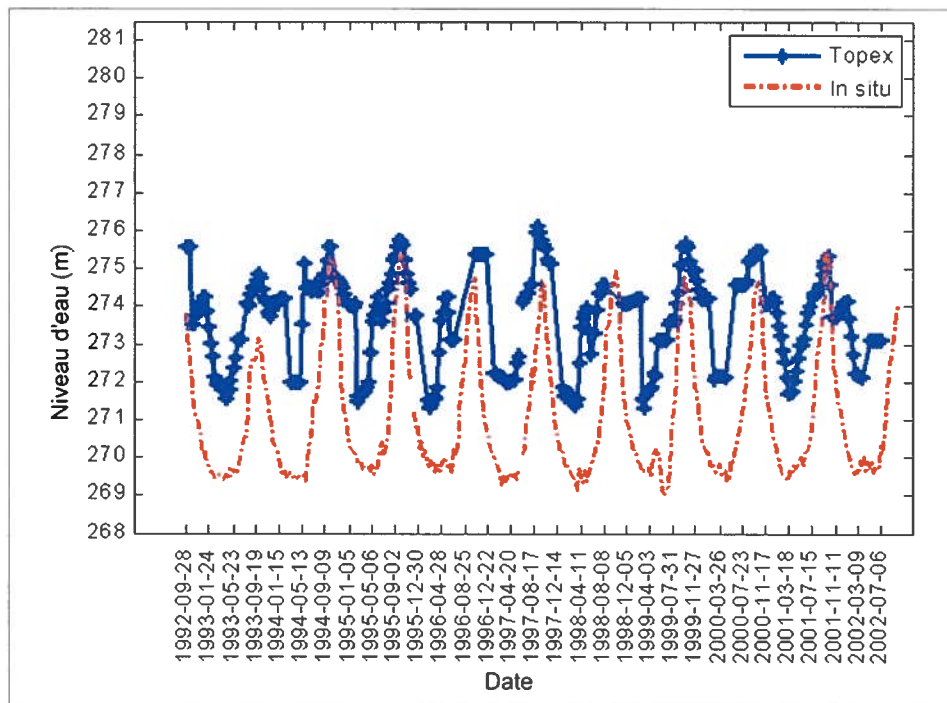


Figure 36 : Séries temporelles des mesures de T/P (085) et des relevés *in situ* à la station hydrométrique de Macina.

La figure 37 illustre la comparaison entre les séries temporelles d'une station virtuelle de T/P située sur la trace 046 et la station *in situ* de Tonka. À la différence du cas précédent, ces deux stations sont situées sur deux bras parallèles du fleuve. Cela explique pourquoi les amplitudes des séries ne sont pas identiques. L'irrégularité des données *in situ* à Tonka ne

permet pas une analyse conséquente des variations du niveau d'eau à Tonka. Toutefois, nous observons des amplitudes moyennes annuelles de variations du niveau d'environ 3 m à Sorobougou. Mais le phénomène le plus remarquable reste la coïncidence des pics entre les deux séries. Il apparaît de même, dans le cas de la figure 38 qui représente les mêmes localités en remplaçant les mesures de la trace 046 de T/P par celles de la trace 466 du satellite Envisat. Cette série représente la suite de celle obtenue dans la précédente opération. Ici également, nous relevons une insuffisance plus importante des mesures *in situ* sur la station de Tonka pendant les dernières années. Mais, les rapports entre les séries temporelles restent pratiquement identiques que ceux présentés par T/P. Il faut aussi noter qu'Envisat a tendance à sous-estimer les mesures par rapport à T/P.

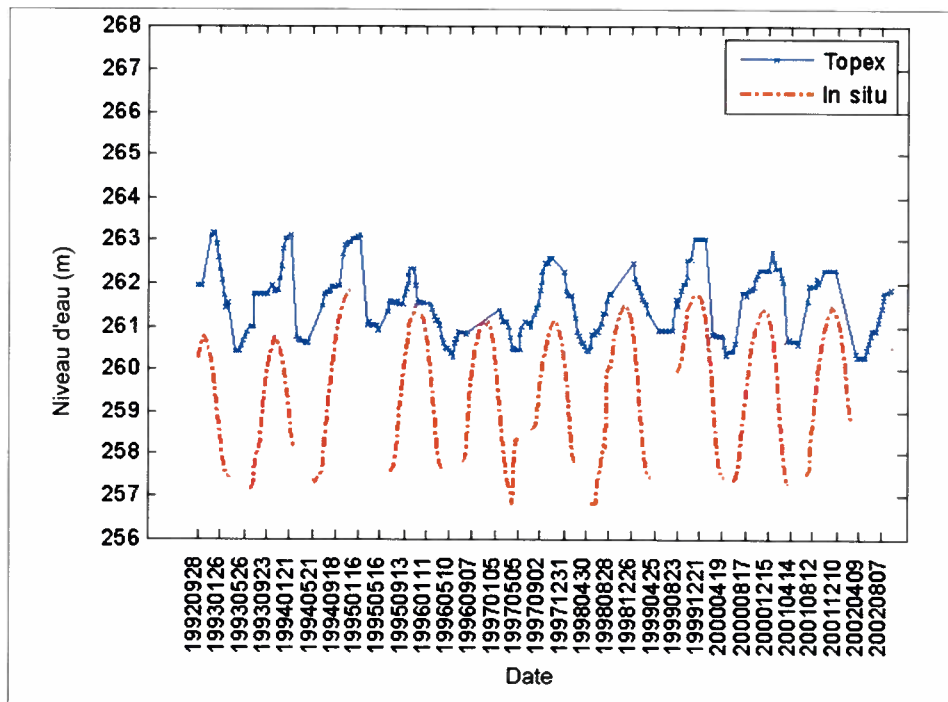


Figure 37 : Séries temporelles des mesures de T/P (046) et des relevés *in situ* à la station hydrométrique de Tonka.

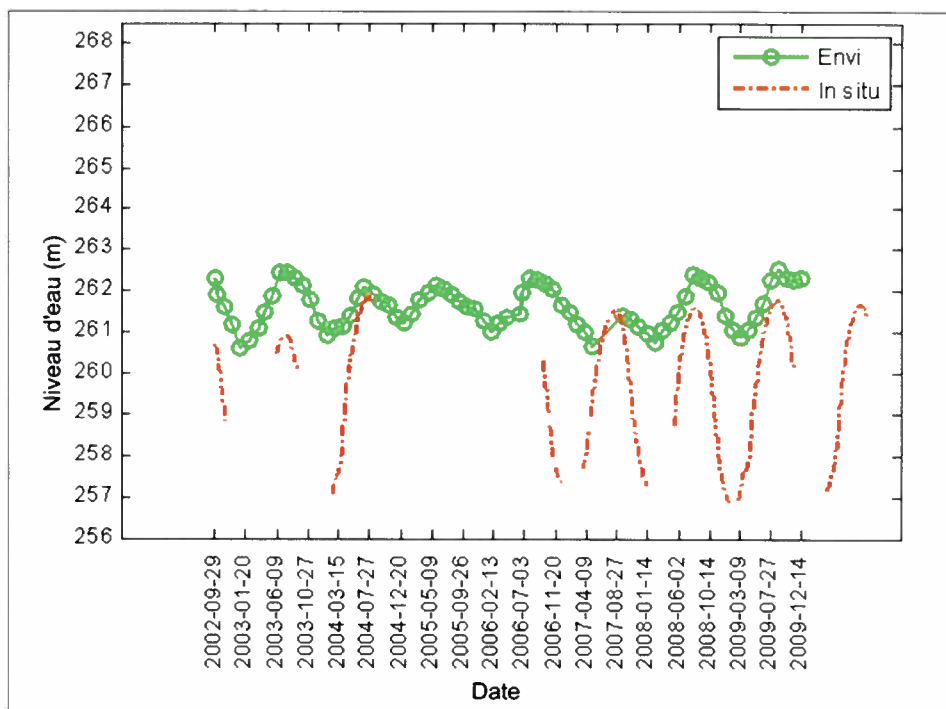


Figure 38 : Séries temporelles des mesures d'Envisat et des relevés *in situ* à la station hydrométrique de Tonka.

Des calculs de régression entre les estimations d'altimétrie radar et les mesures *in situ* ont été faits afin d'analyser les rapports entre les deux types de mesure. Dans le cas de la figure 36, en tenant compte des différences d'altitude entre les stations hydrométriques et virtuelles, il est possible de voir une bonne corrélation entre les relevés hydrométriques des stations hydrométriques et les résultats de mesure satellitaire. L'analyse de régression effectuée entre les mesures de T/P sur la station virtuelle de Siranikoro et les mesures *in situ* sur la station hydrométrique de Macina montre une bonne corrélation avec un coefficient de détermination R^2 d'environ 0,65 (Figure 39). La disposition des nuages de points permet de constater une cohérente entre les mesures satellitaires et *in situ*. Tandis que le biais apparaissant entre les niveaux d'eau mesurés obtenus à la station virtuelle et ceux mesurés à la station hydrométrique représente la différence d'altitude entre les deux stations.

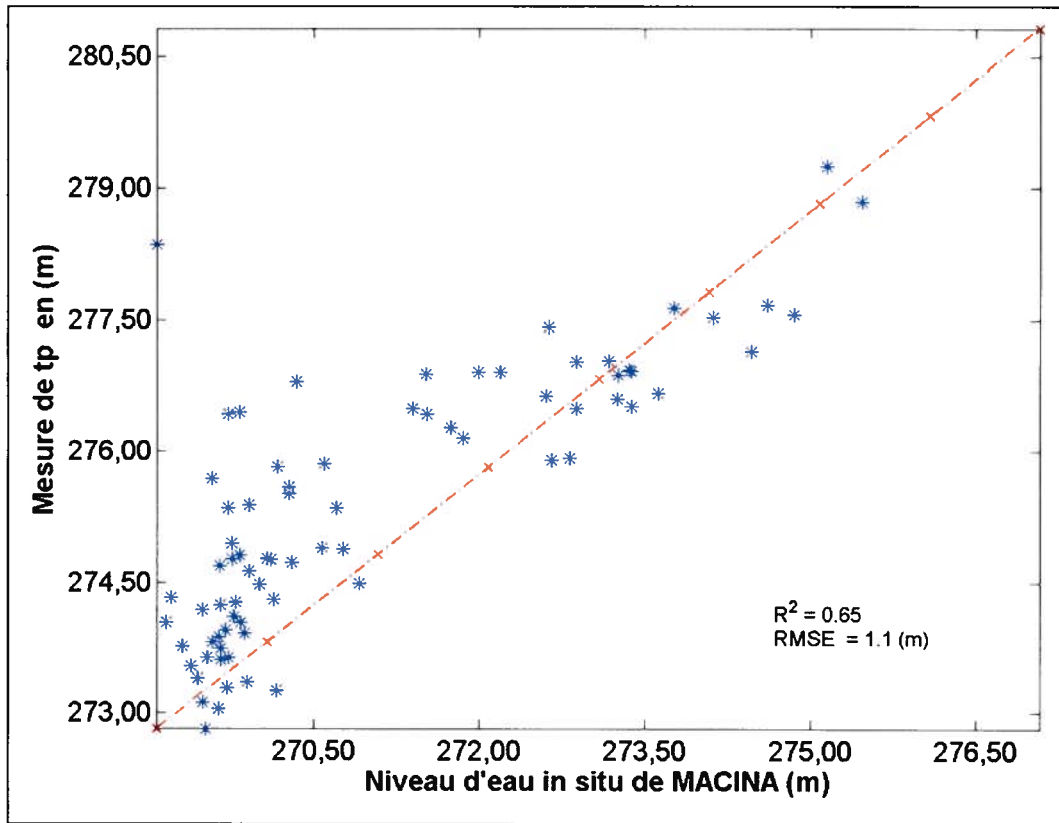


Figure 39 : Rapport de corrélation des données de T/P sur sa trace 224 vs mesures *in situ* de la station hydrométrique de Macina.

Par ailleurs, une tentative a été faite pour analyser les corrélations entre les résultats des quatre algorithmes de retraitement d'Envisat et les mesures *in situ*, afin d'appuyer le choix de l'algorithme d'Envisat le plus approprié pour le Delta. Les coefficients de détermination obtenus se révèlent très faibles dans la plupart des cas. La figure 40 représente le rapport de corrélation entre les relevés de niveau d'eau de la station hydrométrique de Macina et les estimations d'Envisat à la station virtuelle située à la même localité. Il faut remarquer qu'en raison de l'entourage de la ville et de la forte domination des arbres, on obtient très peu de mesures admissibles d'Envisat à la station virtuelle. En comparant, les coefficients

de détermination des différents algorithmes de retraitement, on constate une meilleure performance pour l'algorithme Sea-Ice avec ($R^2 \sim 0,44$). Ce qui révèle que l'algorithme Ice-1 ne reste pas toujours le plus performant dans tous les cas de mesure en milieu hétérogène comme le Delta. Sa performance dépendrait de l'état physique de la cible et d'autres anomalies qui peuvent surgir au cours des opérations.

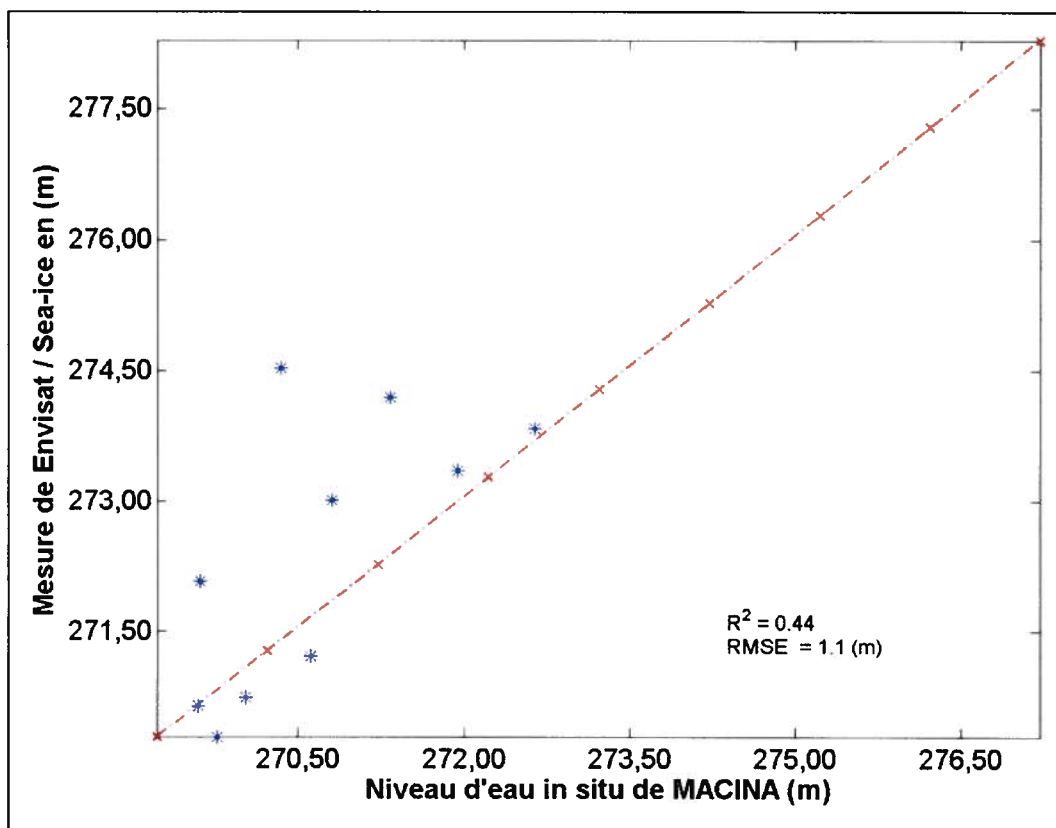


Figure 40 : Rapport de corrélation des données d'Envisat sa trace 008 vs mesures *in situ* de la station hydrométrique de Macina.

4.3.5 – Profils hydrologiques

La figure 41 représente un profil sur la trace 273 du satellite Envisat à la date du 23 mars 2007, au cours de son cycle 067. Les caractéristiques géométriques du bassin remarquables

sur ce profil sont, entre autres : les bordures plus élevées du bassin, le lit inondable, l'intersection au niveau du grand lac Débo, et les parties rocheuses de sa limite nord. Le profil montre une assiette d'environ 132 km du bassin s'étendant du kilométrage 10 à 142. La période du profil coïncide avec la phase de décrue du bassin. Le lac Débo apparaît comme une zone de dépression le long du profil. Situé à la latitude 14,9° Nord et à la longitude 3,9° Ouest, il peut atteindre une largeur de près de 41 km entre les kilométrages 22 et 63 du profil. La fin du profil est marquée par la zone rocheuse de Niodougou; vers le Faguibine. Les profils n'ont pas subi le traitement de mise en cohérence ni d'interpolation spline. C'est pourquoi nous observons des cas de décrochage sur le profil, notamment entre les kilométrages 90 et 130 par exemple.

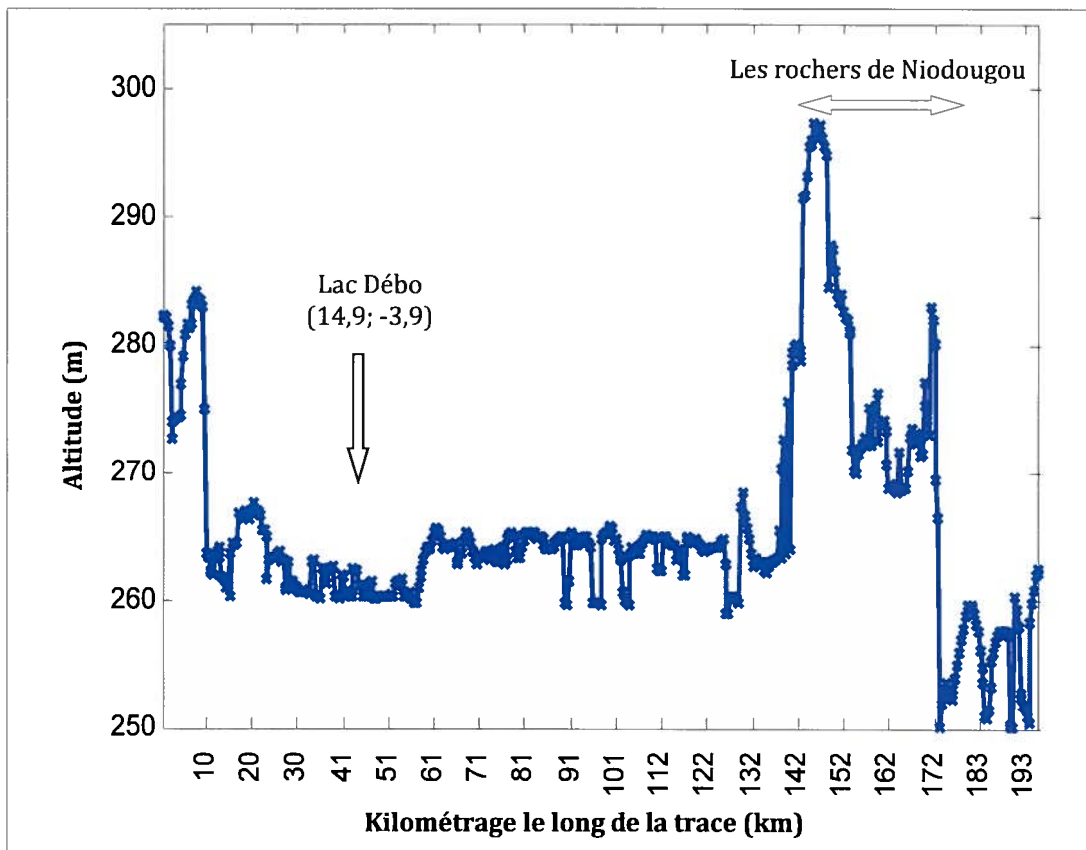


Figure 41 : Profil hydrologique d'Envisat (Trace 273) au cours de son cycle 067.

La figure 42 représente une superposition des profils hydrologiques sur la trace 316 d'Envisat. Elle regroupe les huit profils de l'ensemble des cycles de l'année 2009. Ici également, il est possible de distinguer trois aspects topographiques suivant la ligne des profils. Sur la première partie, soit au kilométrage 35 à compter de l'origine des profils, on observe un terrain plus élevé, constituant la limite de l'assiette du Delta. Le reste de la ligne de profil se situe à l'intérieur du bassin. Enfin, il faut constater les lieux d'intersection du profil avec les bras du fleuve : le *Sankarani* (Niger) situé à la latitude 13,4° Nord et à la longitude 5° Ouest, ainsi que le *Bani* situé à la latitude 14,1° Nord et à la longitude 5,2° Ouest. Ces parties sont perceptibles à travers les creux apparaissant sur les profils.

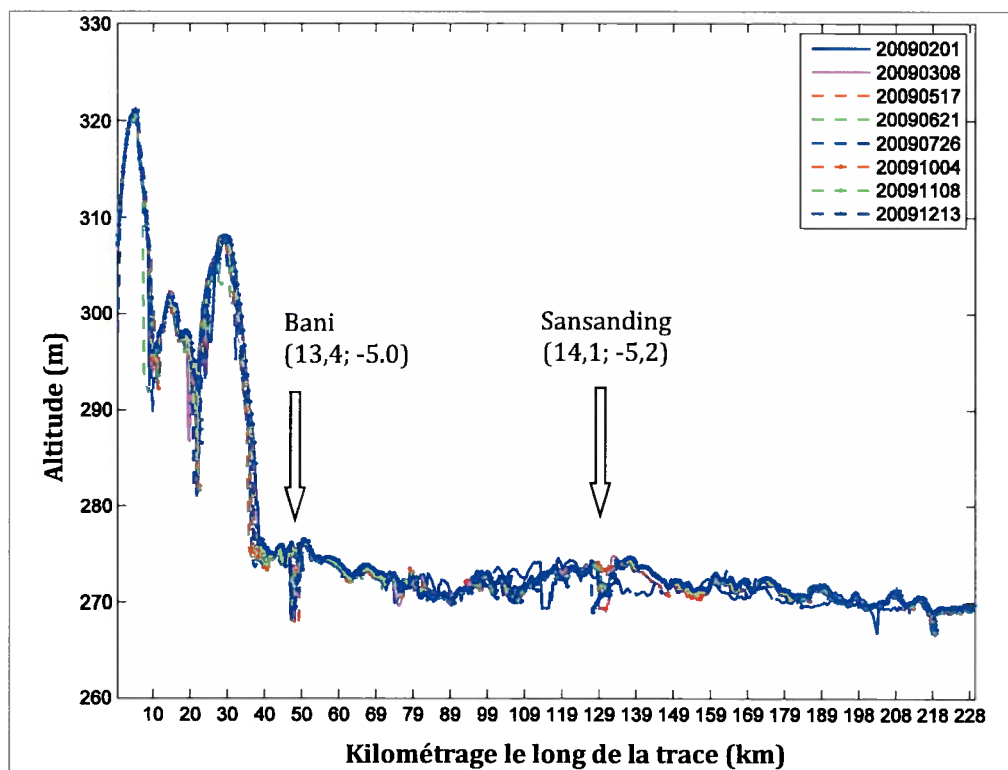


Figure 42 : Profils hydrologiques d'Envisat (Trace 316) pour l'année 2009.

D'une manière générale, les profils tracés suivant les principaux axes du bassin permettent de distinguer les caractéristiques géométriques telles que : les bordures plus élevées, le lit inondable plus ou moins plat, ainsi que les lieux d'intersection avec les lacs et autres détails

dans le bassin. Pour le Delta intérieur vif, on note une largeur de l'assiette pouvant atteindre 80 à 150 km en moyenne, en fonction des profils observés.

La figure 43 représente une section de la superposition de profils de la trace 316 d'Envisat observés, au niveau de l'intersection avec le Bani. Une analyse du décalage entre les profils des différents cycles d'évolution du satellite permet de constater que les hauteurs d'eau sont variables selon les périodes de l'année, comme observées à partir des séries temporelles. Les profils des mois de janvier à avril présentent les niveaux les plus bas, tandis que les mois de septembre à novembre semblent être les périodes des hautes eaux. En se référant au profil du mois de mai en période des basses eaux, il est possible d'estimer une profondeur du fleuve à près de 8,5 m, tandis que son ouverture avoisine 2 km.

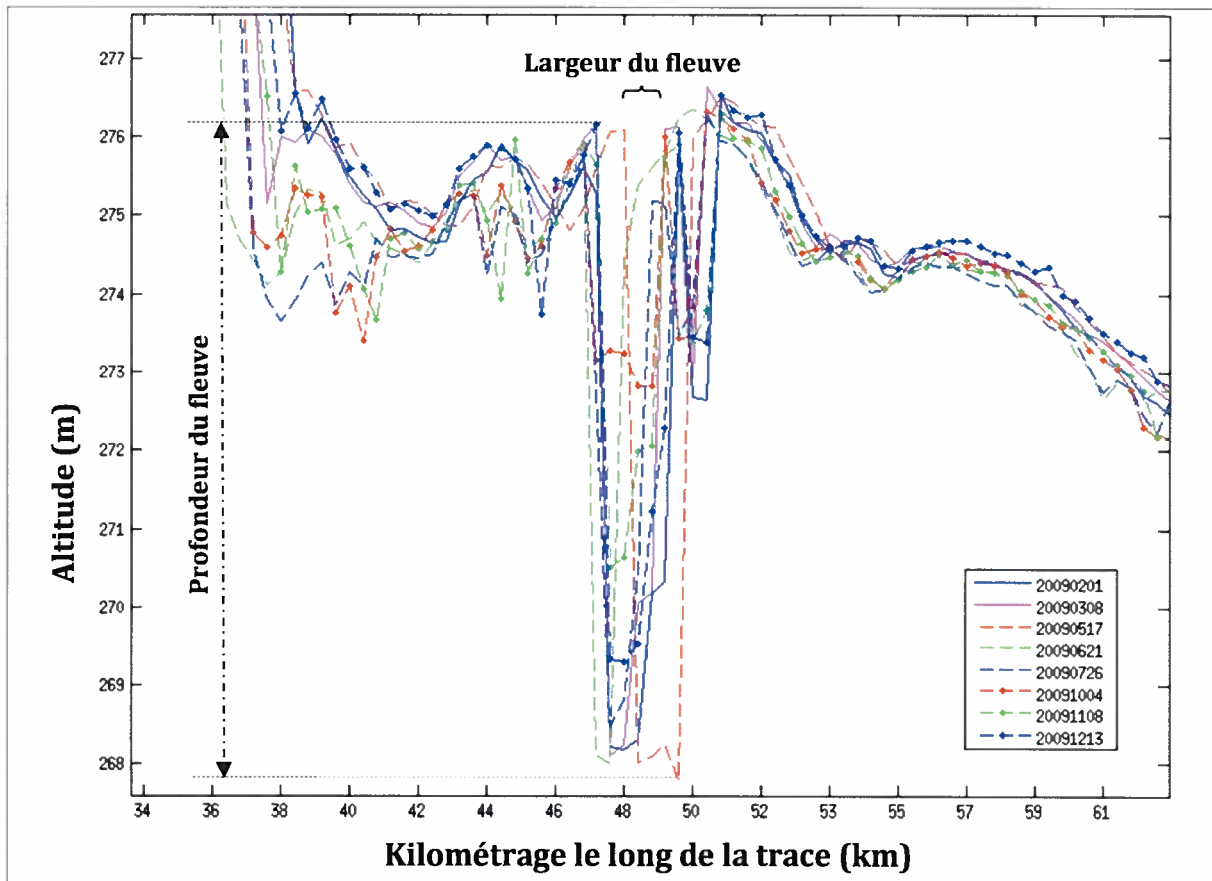


Figure 43 : Section de profils d'Envisat entre les kilométrages 35 et 70 de la trace (316); année 2009.

4.3.6 – Séries temporelles individuelles

Une observation fine des principales phases de variation du niveau d'eau, à partir des séries temporelles des différentes stations virtuelles, montre que les amplitudes de variation du niveau d'eau dans l'année ne sont pas uniformes à travers l'ensemble du Delta (Figures 44a à 44f). Les séries temporelles de (a) à (c) sont obtenues du satellite T/P sur sa trace 224, et celles de (d) à (f) résultent des mesures d'Envisat sur sa trace 001. Dans le lit du fleuve, ces amplitudes peuvent atteindre plus de 6 à 8 m en amont et dans le Delta intérieur vif (Figure 44d), tandis que dans la zone lacustre, elles paraissent plus faibles. Cette situation pourrait s'expliquer par les nombreuses ramifications à la sortie du Delta intérieur vif d'une part, et d'autre part, l'alimentation de l'étendue du bassin d'inondation pouvant présenter un impact sur le débit du reste de son parcours. Ainsi la zone lacustre et la plaine d'inondation, incluant le Delta intérieur vif et la zone lacustre, présentent des hauteurs d'eau variant entre 2 et 4 m en période des hautes eaux (Figure 44a à 44c).

D'une manière générale, nous pouvons remarquer deux phases de crue dans le Delta. La première phase commence aux environs du mois de mai et s'étend vers la fin août. Dans cette phase l'augmentation du niveau d'eau est assez modérée. Il s'en suit une deuxième phase de crue qui apparaît plus intense en présentant un pic vers le début du mois de septembre. Mais ce schéma varie selon l'endroit où l'on se trouve dans le Delta. La crue est plus précoce dans le Delta intérieur vif comparé à la zone lacustre. De même que celle-ci reçoit à son tour les premières eaux plus tôt que la partie de la vallée des chenaux.

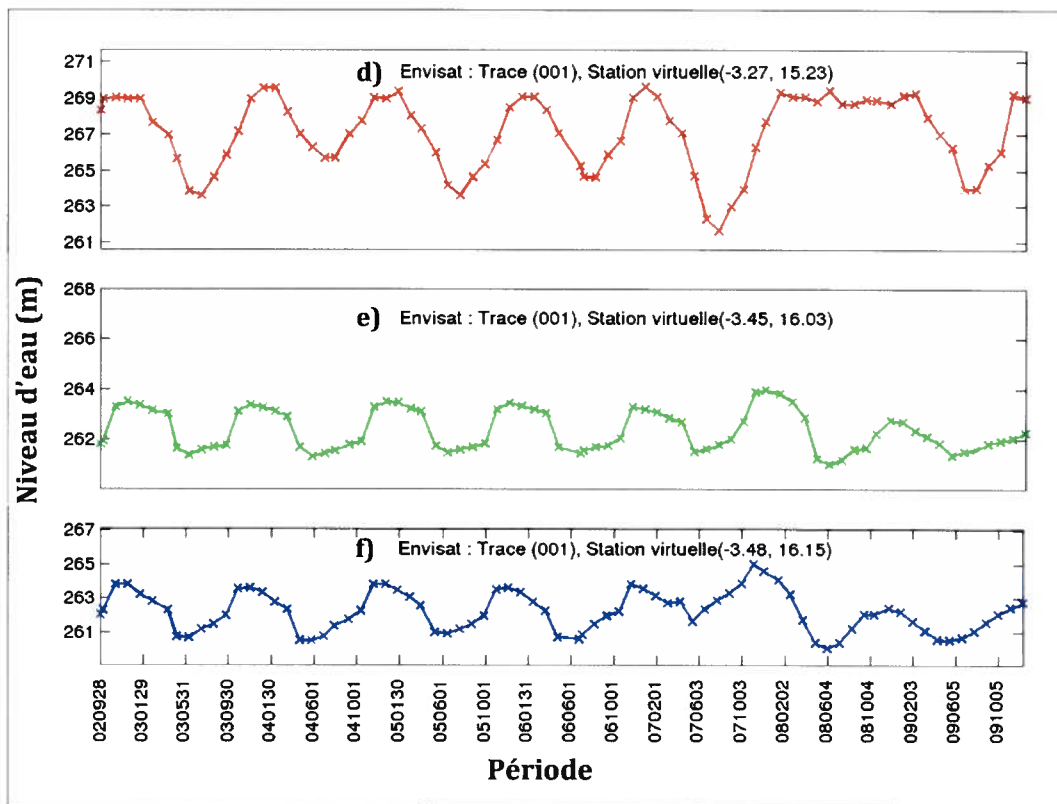
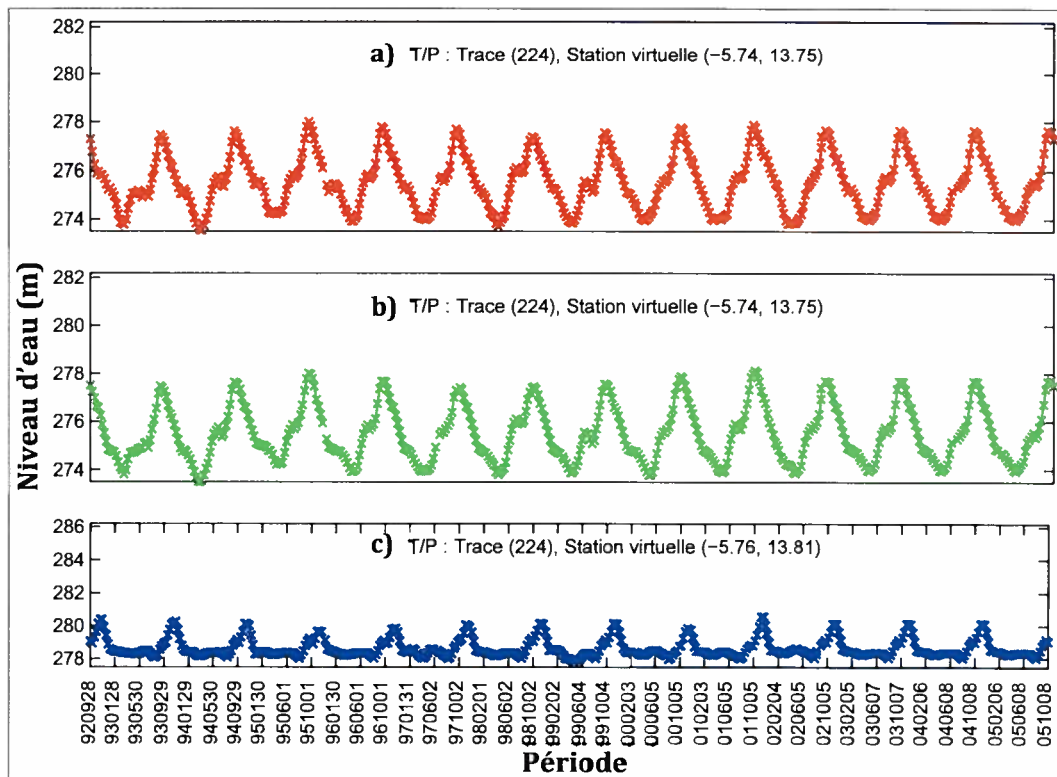


Figure 44 : Séries temporelles en différentes localités du Delta.

La figure 45 présente l'évolution annuelle des moyennes du niveau d'eau du Delta dans la localité de Siranikoro. Elle résulte des statistiques de toutes les mesures de niveau d'eau sur la série temporelle considérée. Ainsi pour une station virtuelle donnée, la moyenne, le maximum et le minimum à chaque période (mois) de l'année sont calculés. Le profil mensuel des moyennes de l'année montre un cycle annuel de variation du niveau d'eau sur la série temporelle considérée. Il est décrit par le trait continu et gras sur le graphique, tandis que les amplitudes que pourraient atteindre ces variations sont exprimées par la différence entre les maxima et minima calculés. Elles sont représentées sur le graphique par les barres verticales centrées aux cercles et des traits horizontaux aux extrémités.

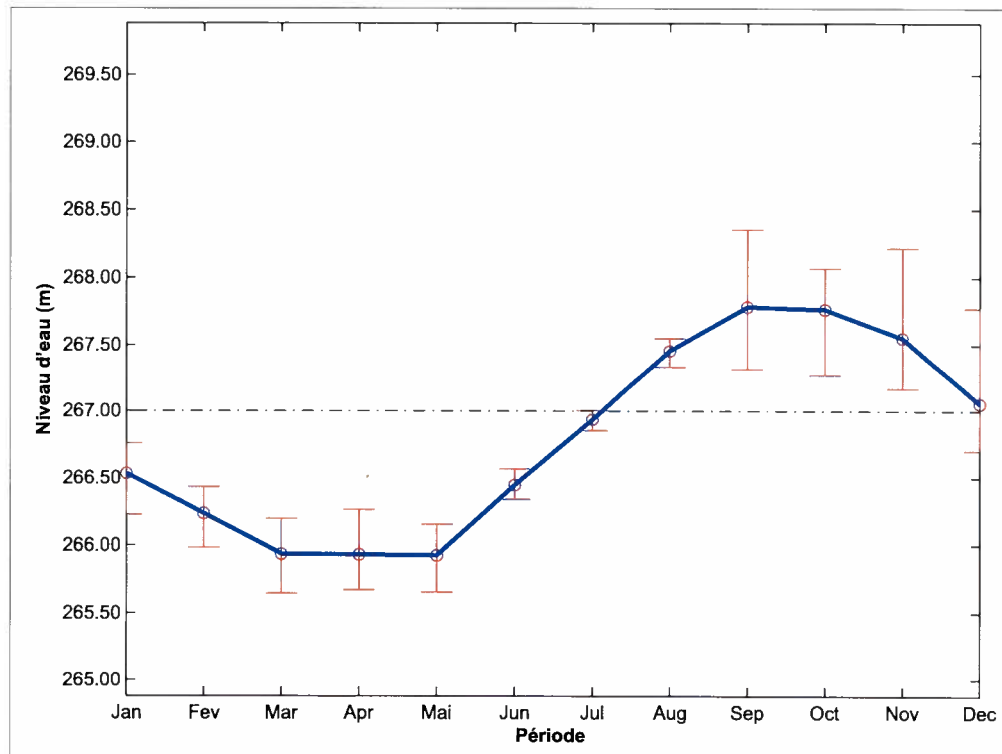


Figure 45 : Évolution annuelle des variations du niveau d'eau.

Variations moyennes mensuelles du niveau d'eau (vert), et les amplitudes au mois (rouge) sur la station virtuelle de Siranikoro à partir des mesures de T/P (224).

Nous constatons que dans l'ensemble l'évolution du niveau de l'eau est répartie en quatre phases successives. La crue démarre vers les mois d'avril à mai. Après plusieurs mois de montée des eaux, la période des hautes eaux peut s'étendre de septembre à décembre. Quant à la décrue qui s'amorce dès le mois de décembre, elle peut s'étendre jusqu'au mois de mars. Par la suite, le niveau de l'eau s'établit à l'étiage jusqu'au démarrage d'un nouveau cycle. D'une manière générale, il est possible de remarquer que les amplitudes de variation du niveau d'eau paraissent plus faibles pendant la phase de crue, montrant ainsi une possible similitude des phases de crue. En revanche, celles-ci peuvent se révéler très marquées pendant la période des hautes eaux pouvant atteindre des diapasons de plus de 1 m.

4.3.7 – Séries temporelles à long terme

La figure 46 présente une série temporelle à long terme obtenue sur la station virtuelle de Sorobougou. Il faut rappeler que cette option de combinaison des séries temporelles correspond à la première approche de couplage des stations virtuelles (section 4.2.5). La série temporelle à longue durée établie sur ce site permet de noter la possibilité de combiner les données des deux satellites. En observant les amplitudes de variation du niveau d'eau sur l'ensemble des 17 ans sur la station virtuelle de Sorobougou, il est possible constater une moyenne annuelle pouvant atteindre environ 2,5 m. La tendance de la variation linéaire présente une pente de l'ordre de 0,01 %. Nous pouvons dire que les variations du niveau d'eau sur le long terme restent presque stables sur ce site.

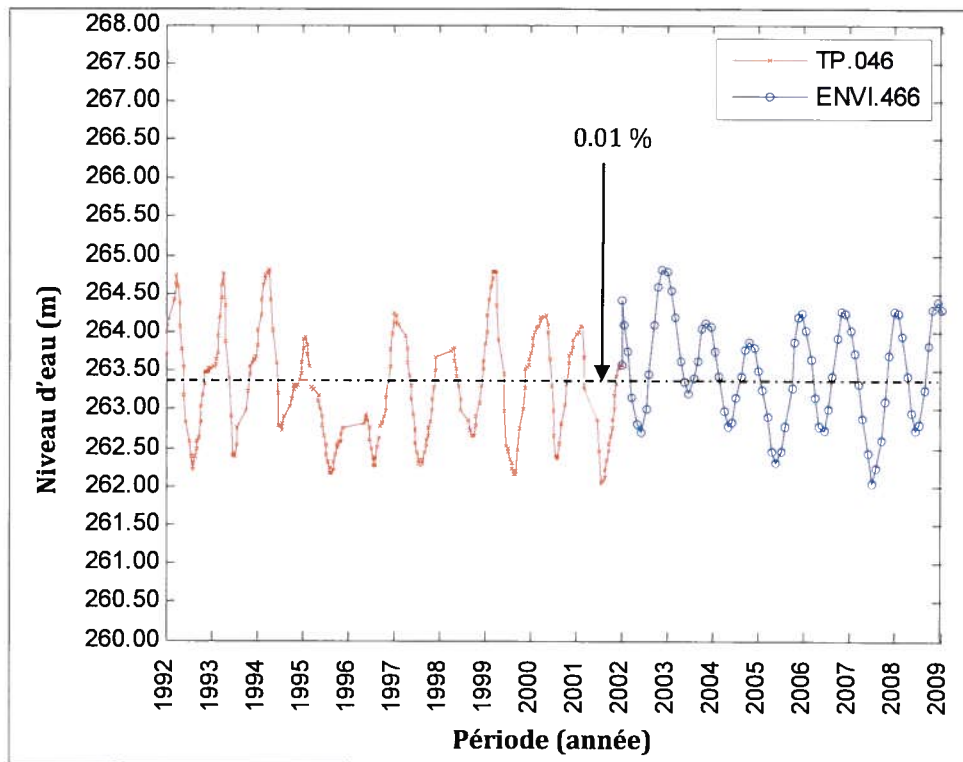


Figure 46 : Croisement de séries temporelles de T/P et Envisat à Sorobougou.

À la station de Macina, l'amplitude moyenne annuelle de la série temporelle à long terme paraît beaucoup plus élevée (figure 47). Elle tend à près de 4 m. Cette situation pourrait s'expliquer par le fait que cette station se situe sur un bras de fleuve, plus en profondeur par rapport à la plaine d'inondation. Il faut rappeler que l'option utilisée ici pour la combinaison des données correspond à la seconde approche de couplage. Les séries temporelles des deux satellites semblent être bien associées ici également. Nous observons également des variations interannuelles plus ou moins importantes. Mais il n'existe pas de tendance majeure à la baisse ou à la hausse sur l'ensemble des 17 ans.

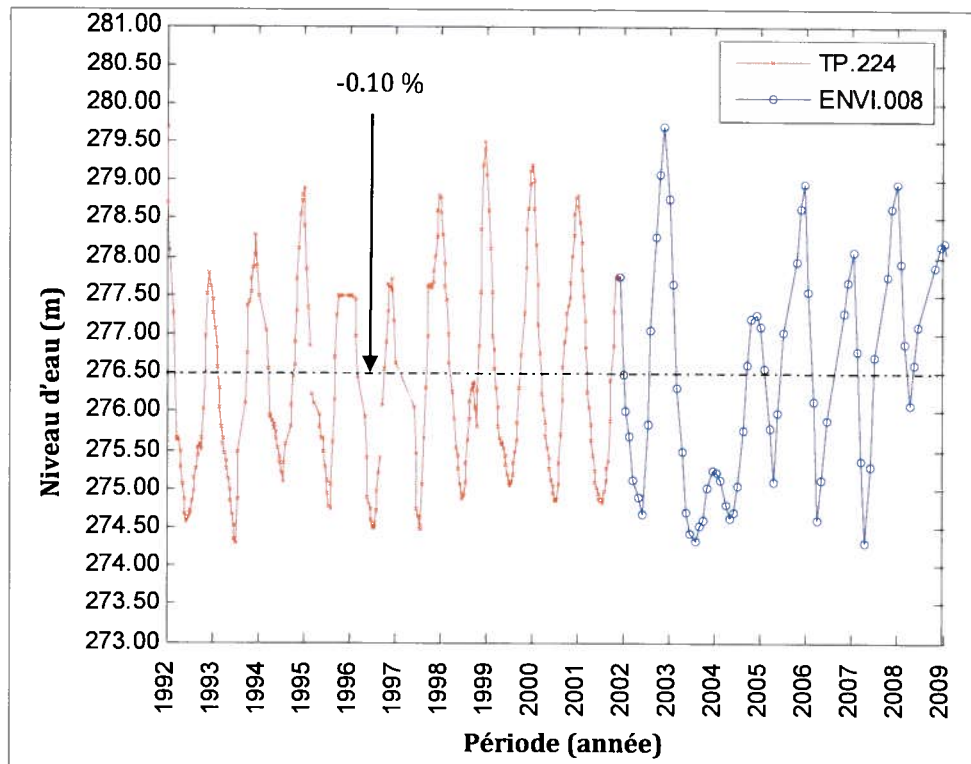


Figure 47 : Croisement de séries temporelles entre T/P et Envisat à Macina.

La Figure 48 représente la série temporelle à long terme obtenue à Léré (15,7 ; -4,9). La position géographique du lac la faible amplitude de la série, soit moins de 1 m. Cette station est à l'extérieur du Delta vif, et connaît une crue très faible, d'années en années comme on peut la constater sur la figure. Les variations interannuelles sont perceptibles, mais leur interprétation doit être faite avec prudence, les valeurs étant comparables au niveau d'incertitude des altimètres. La série temporelle ne permet pas de dégager une tendance quelconque sur l'ensemble des 17 années considérées.

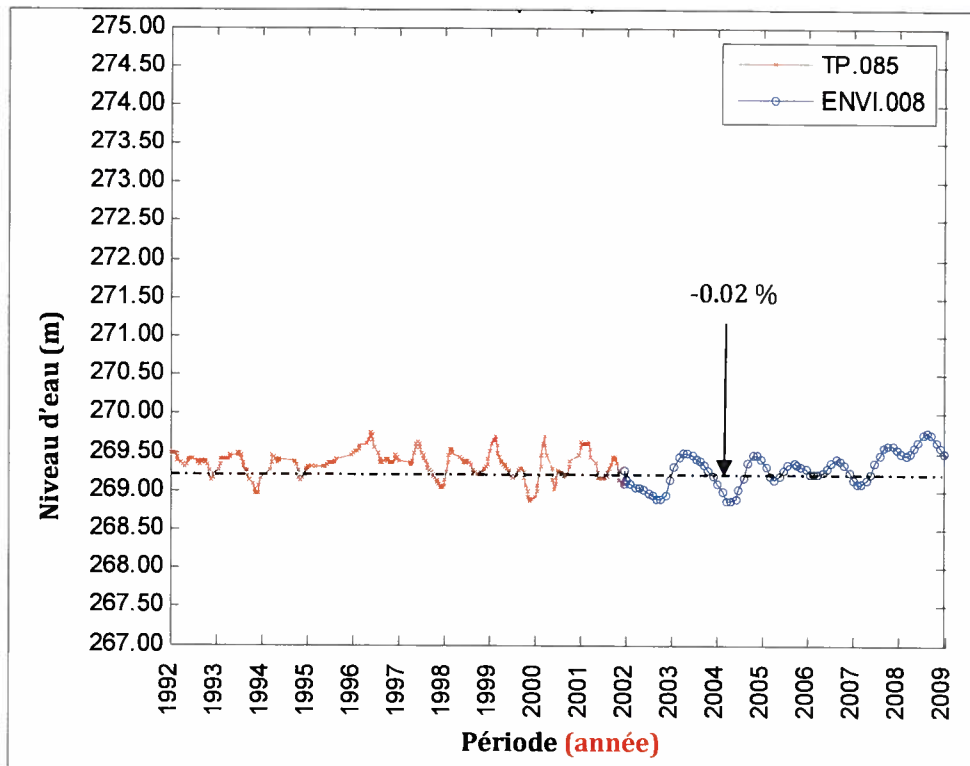


Figure 48 : Croisement de séries temporelles entre T/P et Envisat à Léré.

Dans le cas de la série temporelle à long terme de Koryomé, la faible distance entre les stations virtuelles peut représenter un avantage important pour associer les mesures obtenues sur les deux localités, présentant des caractéristiques similaires. Mais les mesures en début de mission d'Envisat sur sa trace 187 n'étant pas disponibles, la série temporelle représentée en ce lieu paraît peu significative.

4.2.81 - Influence des précipitations

L'analyse des relations de dépendance entre l'évolution annuelle du niveau d'eau et les variations saisonnières des précipitations permet d'atteindre les résultats suivants.

4.3.8.1 – Précipitations estimées dans les différentes zones d'alimentation

Le tableau 9 indique la distribution spatiale de la moyenne générale annuelle des précipitations des zones d'alimentation et de l'ensemble du bassin supérieur du Niger. Les

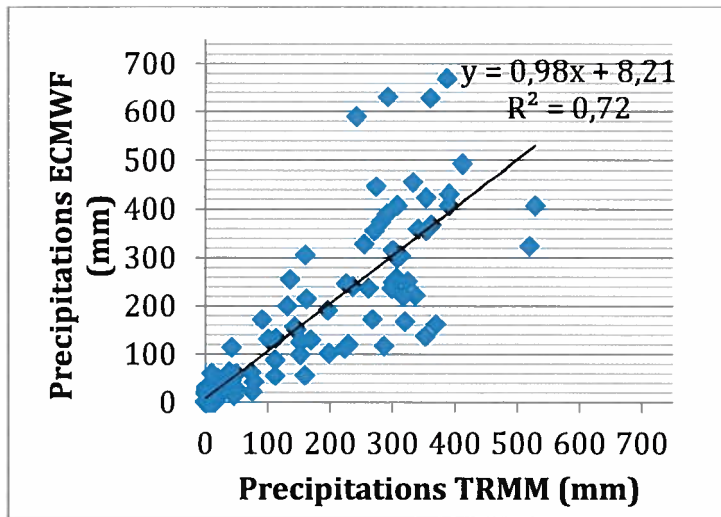
trois sources ne donnent pas toujours les mêmes estimations dans les différentes localités. On observe par exemple une sous-estimation du GPCP dans le Bani par rapport aux deux autres sources, tandis que dans les autres zones d'alimentation, le GPCP présente des quantités beaucoup élevées contrairement aux mesures d'ECMWF qui deviennent trop faibles.

Tableau 9 : Précipitations dans les zones d'alimentation selon les trois sources de données.

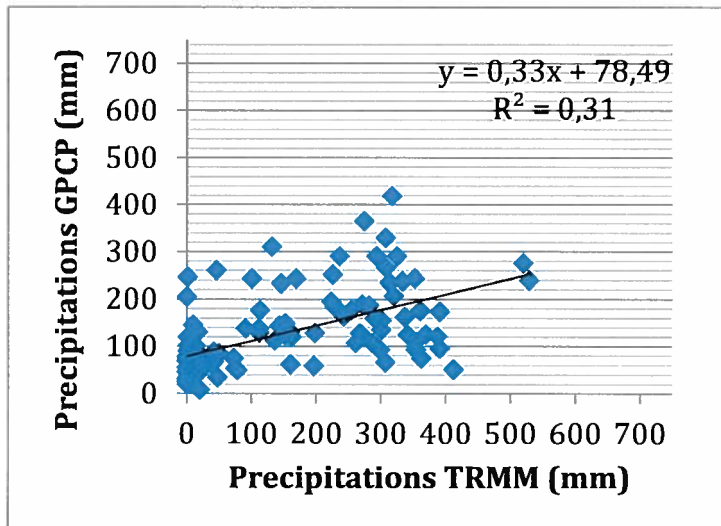
	TRMM (mm)	ECMWF (mm)	GPCP (mm)
Fouta Djallon	1774	1770	1518
Bani	864	571	1422
Bassin intérieur	1087	639	1275

4.3.8.2 - Analyse des données de précipitation des différentes sources

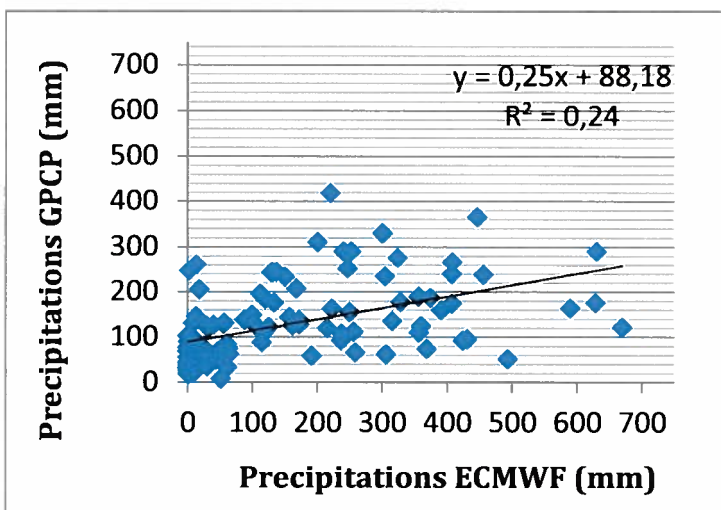
Les figures 49 présentent des résultats de régression des précipitations sur les différentes zones d'alimentation du Delta. On note une bonne corrélation entre les estimations d'ECMWF et les mesures du satellite TRMM, comme l'indique le coefficient de détermination estimé 0,72 pour le Fouta Djallon (Figure49a). Par contre les données du GPCP, pour leur part, donnent des corrélations très faibles par rapport à celles obtenues des deux autres ; soient moins de 0,40 (Annexe V.2).



a)



b)



c)

Figure 49 : Comparaison entre les quantités des précipitations dans le Fouta Djallon.

- a) ECMWF vs TRMM;
- b) GPCP vs TRMM;
- c) GPCP vs ECMWF.

4.3.8.3 – Mise en évidence de la dépendance entre la crue du Delta et les précipitations

La figure 50 représente un exemple une comparaison de l'évolution annuelle des hauteurs d'eau observées sur la station virtuelle de Babougou, située à l'entrée du Delta, au cycle saisonnier des précipitations mesurées dans le Fouta Djallon pour les différentes sources. L'observation globale des différents cas montre que la crue du Delta s'amorce dès l'entame de la période des pluies, qui a lieu vers les mois d'avril à mai. Toutefois, la phase de cessation des pluies qui apparaît dès le mois de septembre semble plus précoce par rapport à celle de la décrue, qui généralement intervient plus tard vers les mois d'octobre à novembre. Ainsi, il est possible de constater un lien entre la crue du Delta et le démarrage de la saison des pluies dans le Fouta Djallon.

L'analyse de la dépendance de l'évolution annuelle des hauteurs d'eau au cycle saisonnier des précipitations a consisté à comparer les précipitations aux différents sous-basins d'alimentation à chacune des stations virtuelles une à une, et par la suite, effectuer la même opération pour la moyenne globale des hauteurs d'eau de la plaine d'inondation du Delta. Il apparaît une grande similarité entre la phase de crue et l'évolution des précipitations pendant cette période d'une part, et d'autre part, une bonne coïncidence de la saison des pluies à la période de crue du Delta. Toutefois, même si le cycle saisonnier des précipitations semble être régulier dans les différentes zones d'alimentation, cela n'est pas le cas pour les variations de hauteur d'eau sur les différentes stations virtuelles.

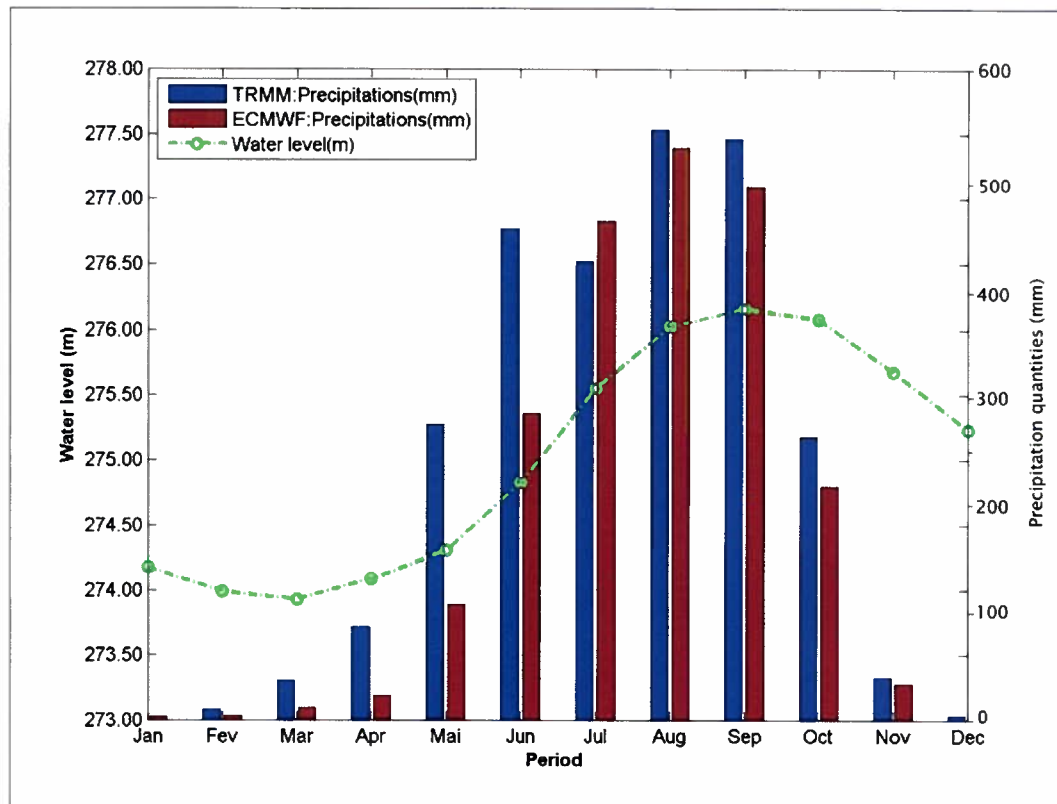


Figure 50 : Comparaison des précipitations du bassin du Fouta Djallon à l'évolution annuelle des hauteurs d'eau moyennes sur la station virtuelle de Babougou.

4.3.8.4 – Corrélation entre les mesures de hauteur d'eau et de précipitation

Les figures 51a et 51b présentent un classement des coefficients de détermination résultant des rapports de corrélation entre les mesures de hauteur d'eau des stations virtuelles et les précipitations. Il est possible de distinguer trois catégories de valeurs de corrélation : les faibles corrélations pour les coefficients de détermination inférieure à 0,40 ; les corrélations moyennes pour les coefficients compris entre 0,40 et 0,70; et les fortes corrélations dans le cas des coefficients supérieurs ou égaux à 0,70. Ainsi, on obtient en moyenne des corrélations significatives (fortes ou moyennes à 0,40) dans la plupart des stations virtuelles à l'intérieur de la zone inondable ; soit plus de 58 % des cas de corrélation supérieure ou égale à 0,40.

Les figures 51c et 51d représentent les pourcentages des résultats des coefficients de régression forte et moyenne entre les données de précipitation des différentes sources dans les différentes zone d'alimentation. Comme l'on pouvait s'y attendre, on constate que la répartition des coefficients de détermination n'est pas identique pour les trois sources de données de précipitations; elle ne l'est pas non plus par zone d'alimentation. En considérant seulement les corrélations significatives, on observe un pourcentage plus élevé pour le Fouta Djallon relativement aux estimations de TRMM et ECMWF. Ce qui fait ressortir une dépendance plus forte de la crue du Delta par rapport à cette zone d'alimentation, tandis que le Bani avec le taux le plus bas semble présenter le moins d'influence.

En utilisant par exemple, seulement les données d'ECMWF sur le Fouta Djallon, l'identification des stations virtuelles en fonction des valeurs de corrélation permet de constater que la plupart d'entre elles qui sont significatives, se situent le long de l'affluent du fleuve accessible à cette zone d'alimentation. Toutefois, la proportion de la dispersion des stations virtuelles ne permet pas de confirmer davantage une parfaite dépendance à ce dernier.

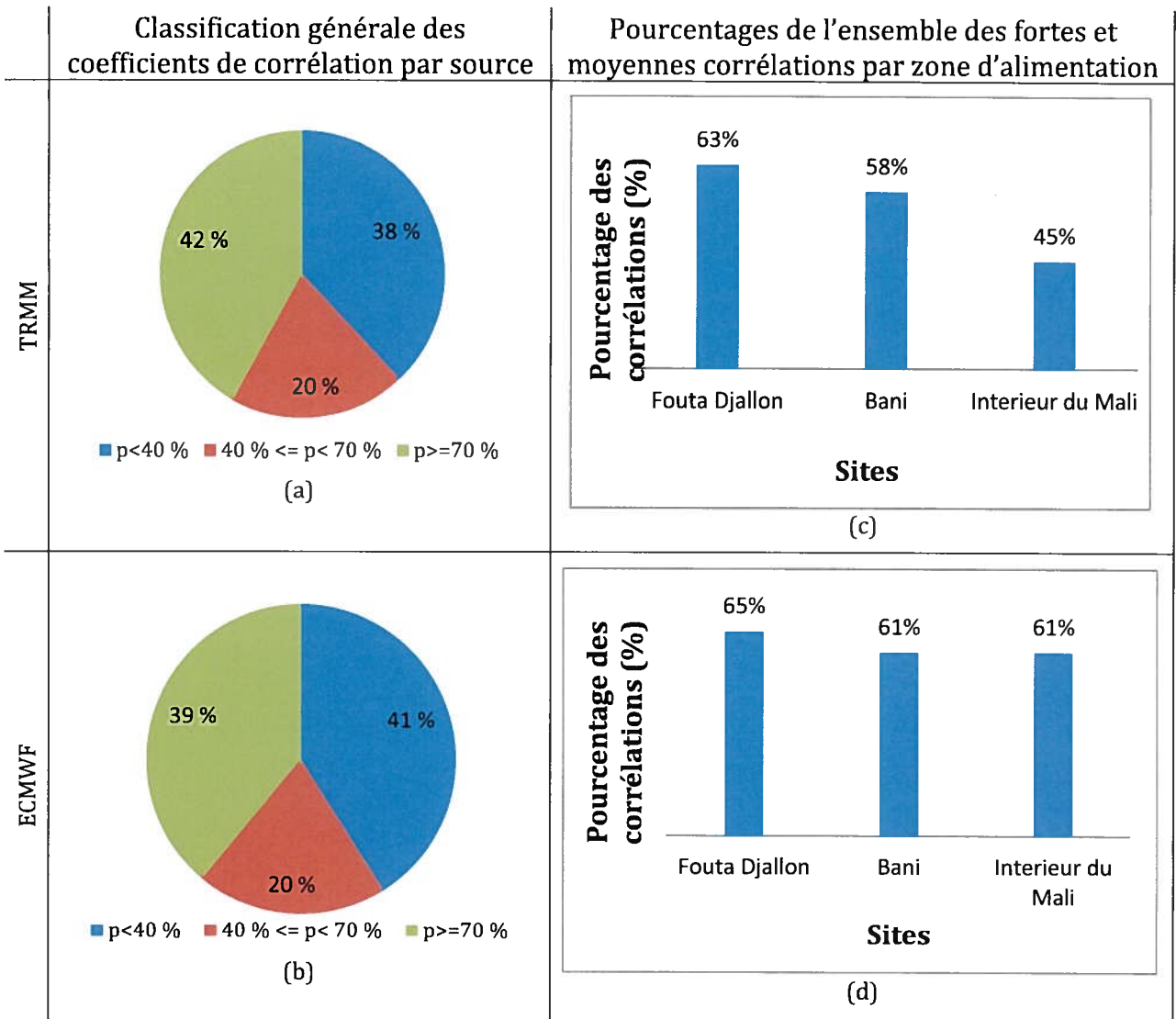


Figure 51 : Classification des résultats des coefficients de détermination entre les précipitations et les moyennes annuelles des hauteurs d'eau des stations virtuelles.

Les encadrés verts indiquent les pourcentages les plus élevés et les oranges les plus faibles.

4.3.8.5 – Corrélation de la moyenne générale des hauteurs d'eau aux précipitations

Le Delta intérieur vif couvre onze points de station virtuelle dont neuf présentant des corrélations fortes ou moyennes avec les précipitations estimées au Fouta Djallon. Quand on considère l'ensemble de la plaine inondable, il est possible de couvrir plus 39 points de station virtuelle. La moyenne générale des hauteurs d'eau de l'ensemble des stations virtuelles incluses dans le périmètre considéré a été estimée.

Au terme du traitement, il est possible d'observer dans les deux cas de figure, un pourcentage de fortes et moyennes corrélations entre les variations de hauteurs d'eau et les précipitations élevées dans le Fouta Djallon : soient plus de 96-99 % (Figure 52). Ce pourcentage varie entre 74-79 % lorsque l'on considère le Bani, qui présente le pourcentage le plus faible. Les deux phénomènes du cycle saisonnier des précipitations dans le bassin supérieur du Niger et des variations de niveau d'eau du Delta semblent fortement liés. Le démarrage du premier engendre l'amorce du second.

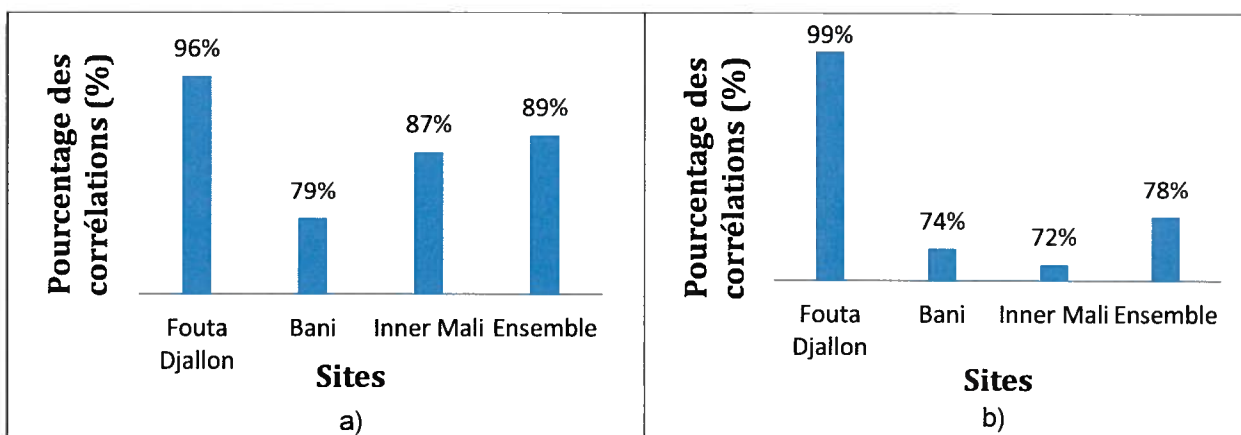


Figure 52 : Rapport de corrélation (R^2) des précipitations obtenues de TRMM à la moyenne générale des variations annuelles des hauteurs d'eau du Delta.

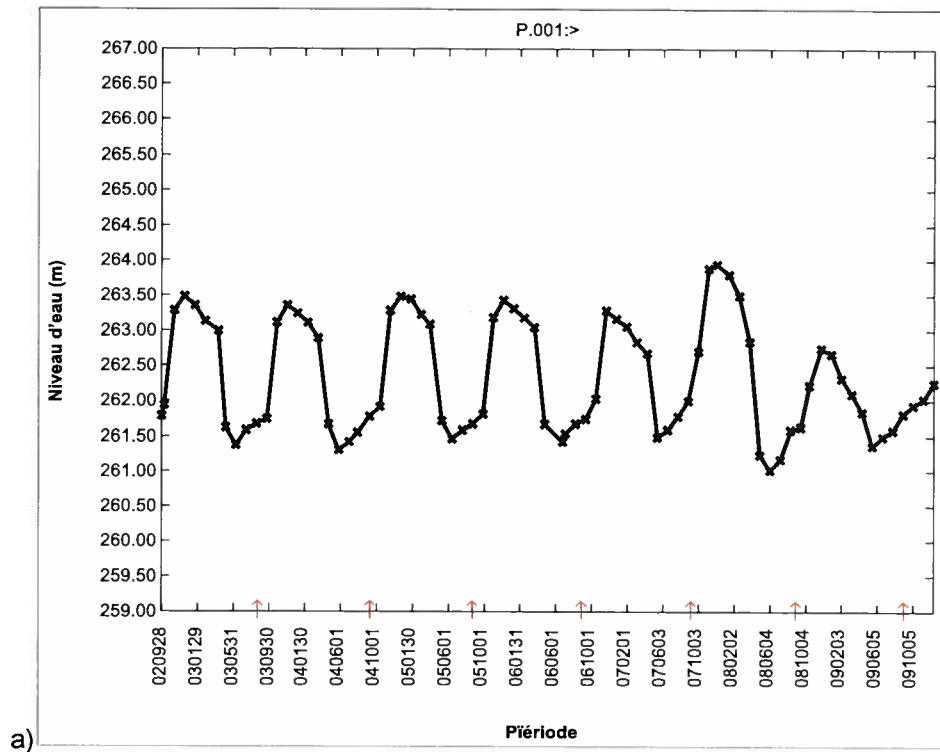
a) Delta intérieur vif ; b) Toute la plaine d'inondation du Delta.

Les encadrés en orange indiquent le cas de l'ensemble du bassin supérieur du Niger.

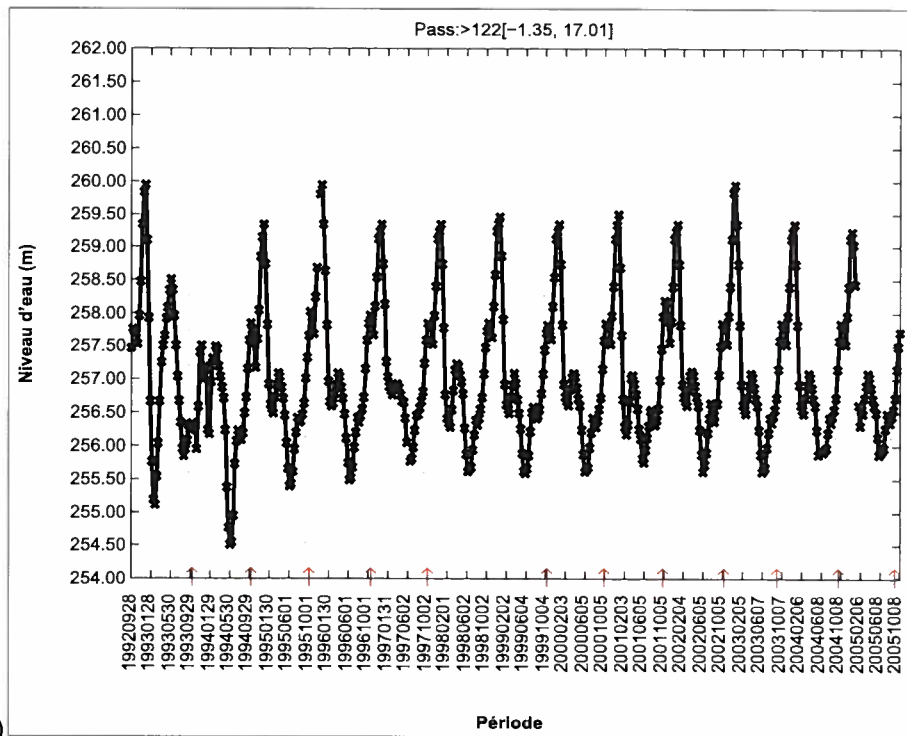
4.3.9 – Impact des ouvrages sur la crue du Delta

Les actions humaines sur le système hydrologique et les pénuries des précipitations entraînent une réduction de la superficie inondée et du volume de stock d'eau. L'étude de l'impact au plan économique et écologique des barrages et périmètres irrigués du Delta a permis de constater une influence notoire dans le cas du barrage de Selingué à cause des variations significatives des hauteurs d'eau et du volume d'eau retenue (Zwarts et *al.*, 2006). La figure 53 présente des séries temporelles obtenues des deux satellites T/P et Envisat sur différentes localités du Delta. Les marques de flèches orientées vers le haut indiquent les dates d'ouverture de vannes du barrage de Selingué sur la série temporelle considérée. Le niveau d'eau à ces dates est obtenu par interpolation entre deux mesures consécutives du satellite. On observe que la seconde phase de crue constatée ci-dessus (section 4.4.5) survient généralement à la date d'ouverture des vannes du barrage, vers le mois d'Aout à Septembre. Cette anomalie dans la crue peut être attribuée aux conséquences de la mise en œuvre du barrage de Selingué.

Cependant, faut-il noter que les effets des barrages ne se limitent pas seulement sur les variations de hauteur d'eau et du stock d'eau libre du Delta. Le toit de la nappe souterraine dans le Delta mort, qui pouvait atteindre une profondeur de 80 à 110 m au moment de la mise en service du barrage de Markala et du réseau d'irrigation de l'Office du Niger, affleure de nos jours en de nombreux points de l'Office (Courel et *al.*, 2009). Une situation similaire pourrait être attendue dans le cas du barrage de Selingué. Tout comme les précipitations, la montée des eaux souterraines pourrait également contribuer aux fluctuations du niveau d'eau du Delta. Mais l'estimation des quantités d'eaux souterraines dans cette région reste encore peu probable. L'exploitation des données des satellites de gravimétrie pourrait faciliter la compréhension de ce facteur.



a)



b)

Figure 53 : Projection des dates d'ouverture du barrage de Sélingué sur les séries temporelles.

4.3.10 – Analyse du délai de réponse des précipitations sur le niveau d'eau

Le tableau 10 représente un récapitulatif des délais de réponse les plus fréquemment rencontrés en fonction des zones d'alimentation et des sources de données de précipitation. De manière générale, on observe un délai de réponse plus long dans le cas du Fouta Djallon en référence aux estimations de TRMM et ECMWF de près de deux mois.

Tableau 10 : Délai de réponse fréquemment enregistré par zone d'alimentation et par source de données.

Sources des données de précipitation	Fouta Djallon	Bani	Interne du Mali	Ensemble
TRMM	2	1	1	1
ECMWF	2	2	2	2

Par ailleurs, il est possible d'observer un délai de réponse minimum nul ou négatif dans le cas du Bani et de l'intérieur du Mali (Tableau 11). Lorsque le délai de réponse est nul on considère que la crue commence dès le démarrage des précipitations dans le bassin. Tandis que le délai minimum négatif s'expliquerait par le fait que la crue à la station virtuelle considérée, s'amorce avant même le démarrage des précipitations dans la zone d'alimentation considérée. Cette situation pourrait provenir du démarrage précoce des précipitations au Fouta Djallon, et qui peut influencer le début de crue sur une grande partie du Delta. Généralement, le délai de réponse augmente progressivement en fonction de la distance entre la station virtuelle et la zone d'alimentation, mais également de sa position altimétrique dans le bassin. En effet, les stations virtuelles qui sont situées loin au nord par rapport à la zone d'alimentation considérée présentent généralement les plus longs retards. De même, l'emplacement des stations virtuelles sur les affluents peuvent jouer un rôle important sur leur dépendance relativement à la zone d'alimentation. Ainsi, les stations virtuelles situées sur l'affluent du Bani sont moins influencées par les précipitations intervenues dans le Fouta Djallon. Dans tous les cas, il est important de retenir que la crue peut intervenir plutôt dans nombre de stations virtuelles sous l'influence

du Fouta Djallon, alors que les précipitations n'ont pas démarré dans le Bani et la zone d'alimentation de l'intérieur du Mali.

Tableau 11 : Délai minimal enregistré par zone d'alimentation et par source de données.

Sources des données de précipitation	Fouta Djallon	Bani	Interne du Mali	Ensemble
TRMM	0	-1	-1	-1
ECMWF	0	0	0	0

4.4 - Discussions

L'étude de la variabilité du niveau d'eau du Delta intérieur du fleuve Niger sur la base des données d'altimétrie est une première pour le Delta intérieur du fleuve Niger. Elle a permis de constater que la trace du satellite Envisat passe exactement sur la station hydrométrique du Macina, qui reste l'une des stations hydrométriques les plus fonctionnelles du bassin. Mais les mesures d'Envisat sur ce site sont perturbées à cause vraisemblablement du milieu urbain, présentant une forte domination d'arbres. Ce phénomène peut être associé à des problèmes techniques du mécanisme de mesure et au décrochage de l'altimètre d'Envisat (Berry et Benveniste, 2010 ; Pinori et *al.*, 2010). Ces derniers avaient considéré que le satellite Envisat, malgré sa capacité de détecter les plus petits détails, avait tendance à dégrader la forme d'onde et par conséquent, à provoquer beaucoup de perte de mesures.

La méthode de correction utilisée, bien que n'apportant pas d'avancée significative par rapport à la méthode conventionnelle, révèle la possibilité de négliger certains paramètres environnementaux liés aux conditions océaniques tels que : les effets des marées des océans, la correction de la troposphère humide, l'inverse barométrique et le biais électromagnétique. Par ailleurs, cette étude a permis d'attirer notre attention sur la prise en compte d'autres paramètres non négligeables sur les surfaces continentales, comme : les impacts du mouvement vibratoire de la croûte terrestre, et de l'effet des radiations solaires

dans le cas précis des régions tropicales. De même, le diagnostic du budget sommaire des erreurs environnementales (Tableau 6) permet d'espérer une faible incertitude de mesure du niveau de l'eau, de moins d'une dizaine de centimètres. Dans le cas des algorithmes de retraitement d'altimétrie radar existants, une comparaison des mesures du satellites Envisat (Figure 30) obtenues sur le Delta a permis d'appuyer les études antérieures (Frappart, 2006 ; Getirana, 2009) qui considèrent que l'algorithme d'Ice-1 donne le meilleur résultat sur les surfaces continentales.

En ce qui concerne la combinaison des données de différentes sources d'altimétrie radar, la présente étude marque une différence importante par rapport à celles antérieures. Par exemple, on peut rappeler la combinaison des données de T/P et Jason-1 pour étudier le cycle hydrologique du lac Great Slave Lake (Sarmiento et Khan, 2010), et celle des données des satellites d'Envisat et ERS-2 pour analyser le changement climatique global (Berry and Benveniste, 2010 ; Silva et *al.*, 2010). Ces opérations de combinaison ne sont pas basées sur l'analyse des périodes de chevauchement des satellites, encore moins sur l'ajustement de leur référentiel altimétrique. De telles combinaisons peuvent présenter des limites à cause d'une part de la qualité des mesures du satellite Jason-1 sur les surfaces continentales (Bronner et *al.*, 2010), et d'autre part de la courte durée de la combinaison des satellites ERS-2 et Envisat. La présente étude démontre une réelle possibilité d'associer les résultats de mesures des satellites T/P et Envisat aux points de croisement de leurs traces à condition d'apporter une correction systématique de 89 cm sur les mesures d'Envisat afin de réduire les deux satellites au même système de référence altimétrique de T/P. Cette opération a permis d'établir des séries temporelles de niveau d'eau basées sur les mesures des deux satellites pour une durée sans précédent de 17 ans et demi.

Une observation fine des séries temporelles dans les différentes localités (Figures 44) permet de distinguer les fluctuations du niveau d'eau dans le Delta en deux dimensions. La première dimension se caractérise par un cycle annuel. Elle apparaît sous forme de signal périodique marquant les différentes phases de crue et de décrue (Figure 45). Ainsi, il est possible de constater des amplitudes de variation du niveau d'eau allant de 4 à 8 m selon les années et les localités considérées. De même il apparaît des années de pics plus élevés,

comme en 2004, et des minima moins prononcés pour d'autres années (1994 et 2008, par exemples). La deuxième dimension des variations de niveau d'eau se présente sous forme linéaire s'étendant sur plusieurs années. Ces types de variations se situent à long terme. Mais elles n'apparaissent pas assez significatives pour la durée cette étude (Figures 46,47 et 48).

En fait, l'évolution du cycle de l'eau du bassin Delta peut être favorisée par les différents facteurs écologiques et anthropiques (Berry et Benveniste, 2010 ; Crétaux et Birkett, 2006). Au début des années 1980, deux événements majeurs susceptibles d'affecter le processus d'inondation du Delta sont intervenus dans le Sahel : les multiples cas de sécheresses et la construction du barrage Selingué. Pendant ce temps, l'on a assisté à une baisse drastique du régime hydrologique. Pour la plupart des habitants de la région, cette catastrophe résulterait des différentes sécheresses répétées, alors que pour d'autres la mise en service du barrage de Selingué en serait responsable. Ces deux visions ont fait l'objet de larges débats par de nombreux scientifiques.

Dans cette étude, une analyse des impacts des précipitations sur les variations du niveau d'eau a été faite en comparant l'évolution annuelle du niveau moyen de l'eau aux variations saisonnières des précipitations. Mais l'irrégularité de la distribution spatiale des pluies rend assez complexe l'analyse scientifique du phénomène. À défaut de réseaux de stations de relevé météorologique suffisamment denses, des estimations faites par analyse ou par des mesures de télédétection (ECMWF, TRMM, GPCP) ont été exploitées (Balme *et al.*, 2005; ECMWF, 2011; Huffman et Bolvin, 2011). Il apparaît clairement un lien de dépendance entre les précipitations et la crue, comme l'avaient observé Zwarts *et al.* (2005). Mais les influences des précipitations ne se limitent pas seulement à la crue du Delta. Elles permettent d'alimenter les nappes d'eaux souterraines.

Habituellement la saison des pluies s'amorce aux environs des mois d'avril à mai. Mais son impact sur le niveau d'eau du Delta reste peu perceptible à cette période. L'inondation du Delta apparaît seulement vers la fin du mois d'août. La crue qui dure de mai à septembre, peut être influencée par deux facteurs majeurs. Sa lenteur pendant la première phase peut

être associée au temps mis pour la saturation du sol après les premières pluies, au remplissage des ouvrages hydro-agricoles et électriques en amont, etc. (Zwarts et *al.*, 2005). Quant à la seconde phase, elle peut être associée essentiellement au débordement du barrage de Selingué situé en amont, à cause de son système de régulation (Figures 53). Aussi, les barrages peuvent favoriser la montée des eaux souterraines, ce qui peut contribuer aux fluctuations du niveau d'eau du Delta. Mais l'estimation des quantités d'eaux souterraines dans cette région n'est pas encore faite de manière fiable. L'exploitation des données des satellites de gravimétrie pourrait faciliter la compréhension de ce facteur. Par ailleurs, l'analyse des délais de réponse de l'amorce de la crue au démarrage de la saison des pluies fait comprendre que cette durée pour une station virtuelle donnée peut varier en fonction de la zone d'alimentation (Tableau 10).

Une des grandes difficultés de l'altimétrie satellitaire actuelle, c'est qu'elle fonctionne sous forme de traces (profileurs). La résolution ne permet pas de couvrir adéquatement les surfaces terrestres, en particulier les eaux continentales de petites dimensions, les milieux hétérogènes, etc. Pour satisfaire les diverses attentes, il est important dans le cas de l'altimétrie d'améliorer la précision de mesures en utilisant des algorithmes de retraitement appropriés d'une part, et d'autre part, en développant des systèmes d'interférométrie à meilleures résolutions spatiales et temporelles (Durand et *al.*, 2010).

4.5 – Conclusion partielle

L'analyse de la phase de chevauchement des satellites T/P et Envisat et la comparaison de leur système de référence altimétrique ont permis de démontrer le principe de croisement de leurs mesures. Il devient donc possible de générer des séries temporelles cohérentes à long terme de variations du niveau d'eau du Delta, à partir des données des deux satellites dans le but de mener une étude sur une période relativement longue. Pour ce faire, les références des deux satellites doivent être ajustés en déduisant le biais de 89 cm au référentiel altimétrique du satellite T/P. L'estimation des écarts types moyens sur les niveaux d'eau calculés et le pourcentage des bonnes mesures obtenues peuvent servir de référence pour le choix d'un algorithme existant et/ou d'adapter un algorithme de

retraitement approprié en tenant compte de l'hétérogénéité du milieu. Par ailleurs, l'analyse des erreurs de mesure sur la base du budget d'erreurs des données géophysiques, montre des résultats encourageants dans le sens de l'application de l'altimétrie radar dans le Delta intérieur du fleuve Niger.

La présente étude a permis d'analyser les variations du niveau d'eau et de densifier le réseau de points de suivi du régime hydrologique du Delta au moyen des données d'altimétrie radar. Cependant, il est possible de constater la présence de quelques anomalies provenant essentiellement de la complexité du milieu de diffusion. Le retraitement des formes d'onde en tenant compte de l'hétérogénéité de la couverture végétale pourrait donc se présenter comme une alternative pour améliorer la qualité des mesures d'altimétrie radar dans le Delta.

Chapitre 5 : Algorithme des nuages d'eau de retraitement des formes d'onde

5.1 – Introduction

Le traitement standard de la forme d'onde obtenue est fondé sur des critères adaptés aux surfaces similaires aux océans (section 2.3.2). Dans le cas des surfaces continentales, il est important d'effectuer un retraitement approprié afin de tenir compte des facteurs spécifiques liés aux conditions du milieu. Le retraitement des formes d'onde permet alors de rehausser la qualité des mesures altimétriques en intégrant dans le processus de traitement des données, tous les facteurs qui influencent le processus d'acquisition. Malheureusement, la plupart des algorithmes de retraitement couramment utilisés, ne prennent pas en charge les différentes propriétés des surfaces topographiquement complexes, notamment : les zones d'inondation, les surfaces couvertes de végétation dense ou éparses, etc. Il est donc important, d'évaluer la contribution de chaque paramètre de mesure afin de pouvoir établir un bilan d'énergie équilibré à la fin du processus. À cet effet, une analyse en composantes principales a été menée au cours de la présente étude en utilisant les formes d'onde obtenues des satellites Envisat et OSTM/Jason-2 sur le Delta. Celle-ci a permis de constater une anomalie plus élevée dans les mesures du coefficient de rétrodiffusion. L'algorithme de retraitement au moyen du modèle des nuages d'eau (ARNE) proposé consiste dans un premier temps à intégrer le coefficient de rétrodiffusion du volume de diffusion à l'échelle du temps de pénétration de l'onde au moyen du modèle des nuages d'eau (Attema and Ulaby, 1978). Par la suite, le coefficient de rétrodiffusion résultant est introduit dans l'algorithme standard de Brown afin de produire un nouvel algorithme de retraitement des nuages d'eau.

5.2 – Méthodologie

Le développement de l'algorithme des nuages d'eau comprend trois parties : l'analyse conceptuelle du principe d'intégration du modèle des nuages d'eau dans l'algorithme de Brown; l'analyse en composantes principales pour comprendre la contribution des principaux paramètres de mesure; l'élaboration d'une démarche algorithmique pour l'exécution du nouvel algorithme. Enfin, des opérations de validation et de discussion ont

été effectuées sur les résultats du retraitement des formes d'onde des satellites Envisat et Jason-2 mesurées sur le Delta.

5.2.1 – Analyse conceptuelle

La figure 58 représente un rappel synoptique de l'évolution des algorithmes de retraitement analytique de forme d'onde. Le principe de convolution de Moore et Williams apparaît comme le fondement de cette évolution. En effet, pour estimer la réponse d'impulsion d'une surface plane, le principe permet d'effectuer la somme des réponses d'impulsion des diffuseurs élémentaires (équations 2 et 12).

Brown pour sa part, adapte le modèle de Moore et Williams à une surface rugueuse respectant une répartition gaussienne de sa densité probabilité de la rugosité. Il considère que la puissance moyenne de l'impulsion reçue à l'antenne résulte de la convolution (Section 2.3.1.4) de la réponse d'impulsion de la surface plane, de la densité de probabilité de rugosité de la surface de diffusion, et de la réponse d'impulsion du système radar (équations 17). Quant à Rodriguez et Martin (1994), leurs travaux sur la méthode analytique de retraitement des formes d'onde restent plus perceptibles sur la réduction de l'impact de la courbure de la terre sur les résultats de mesure des altimètres. Ils apportent un facteur de correction de $(\frac{1}{1+H/R_e})$ à l'algorithme de Brown pour corriger cette erreur, H étant la portée du satellite.

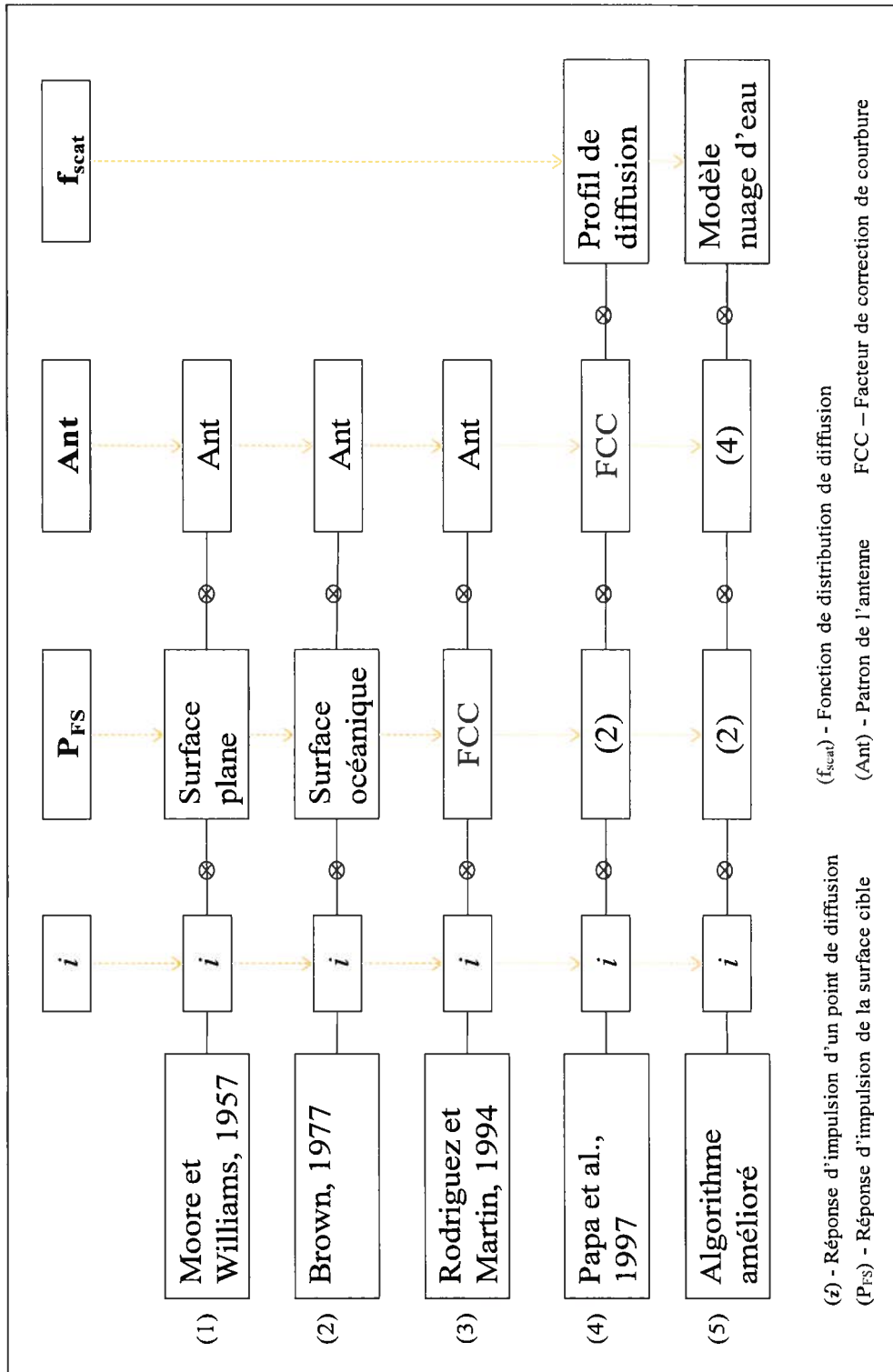


Figure 54 : Évolution des modèles analytiques.

Enfin, tenant compte du facteur de correction de la courbure de la terre de Rodriguez et Martin, l'algorithme ICE-2 introduit un facteur de distribution de la diffusion pour une surface couverte de neige (Legresy and Remy, 1997). Ces derniers déduisent alors que la puissance moyenne reçue à l'antenne radar correspond à la convolution de la réponse d'impulsion d'un point, la réponse d'impulsion d'une surface rugueuse, le patron d'antenne, et une fonction de distribution de diffusion (équation 16 à 19).

L'algorithme des nuages d'eau consistera alors à développer la fonction de distribution du volume de diffusion pour un milieu inondable couvert de végétation en intégrant le coefficient de rétrodiffusion à l'échelle du temps (Attema and Ulaby, 1978). Ce qui amène à exprimer la moyenne de puissance retour à l'altimètre comme une convolution de la réponse d'impulsion d'une surface rugueuse, du patron d'antenne, et une fonction de distribution de la diffusion de volume (Brown, 1977; Legresy et al., 2005).

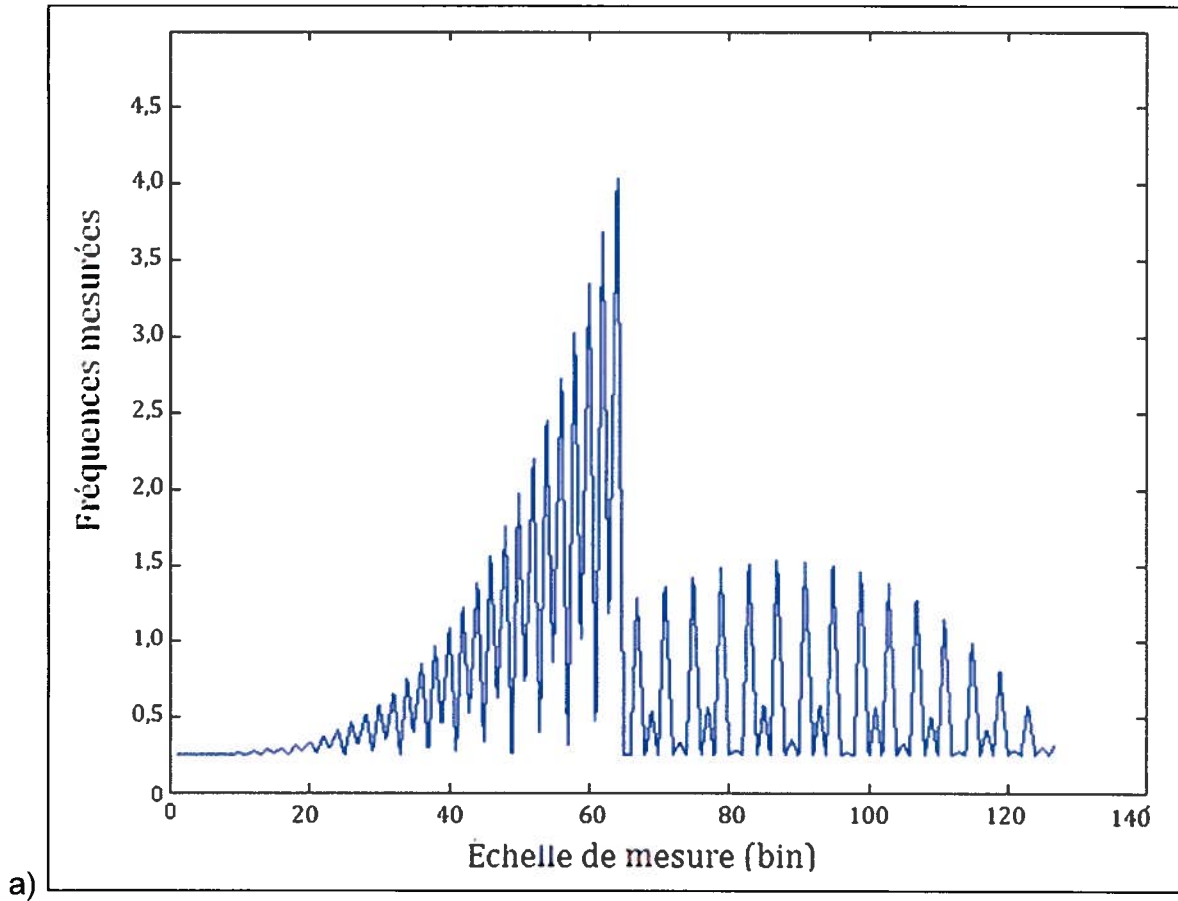
5.2.2 – Analyse de la géométrie de la forme d'onde

Les principales parties de la forme d'onde comprennent : la largeur et la pente du front de montée, le plateau, la pente du front arrière et le point de mesure. Deux méthodes de traitement sont appliquées pour caractériser les différentes parties de la forme d'onde. La première consiste à appliquer une transformée de Fourier (FFT), tandis que la seconde méthode est une opération de différentiation. La figure 59a est une représentation de la FFT discrète d'une fonction d'onde diffuse extraite sur le Delta. Elle permet de distinguer nettement les deux principales parties de la forme d'onde : le front de montée et le front arrière. La partie du plateau est ignorée ou affectée probablement au front arrière. La seconde méthode de l'analyse de la structure est fondée sur la différentiation d'ordre (n) de la fonction de la forme d'onde (\mathcal{F}). Elle peut être établie comme suit :

$$y(\tau) = \frac{\delta^n \mathcal{F}}{\delta \tau^n} \quad (25)$$

La représentation graphique de l'équation 25 permet de distinguer toutes les composantes de la forme d'onde (Figure 59c). Cette méthode semble présenter des avantages pour la caractérisation de la structure de la forme d'onde, d'autant plus que la fonction qui en

résulte apparaît comme une composition de deux fonctions logarithmiques délimitant les parties du front de montée et du front arrière. Ainsi il est possible d'identifier et d'estimer à l'échelle du temps toutes les parties de la forme d'onde pour les besoins de son retraitement. L'augmentation de l'ordre de différentiation permet d'adoucir davantage l'allure du graphique. Ainsi la différentiation d'ordre (3) permet de mieux séparer les différents paramètres dans le cas des formes d'onde diffuses.



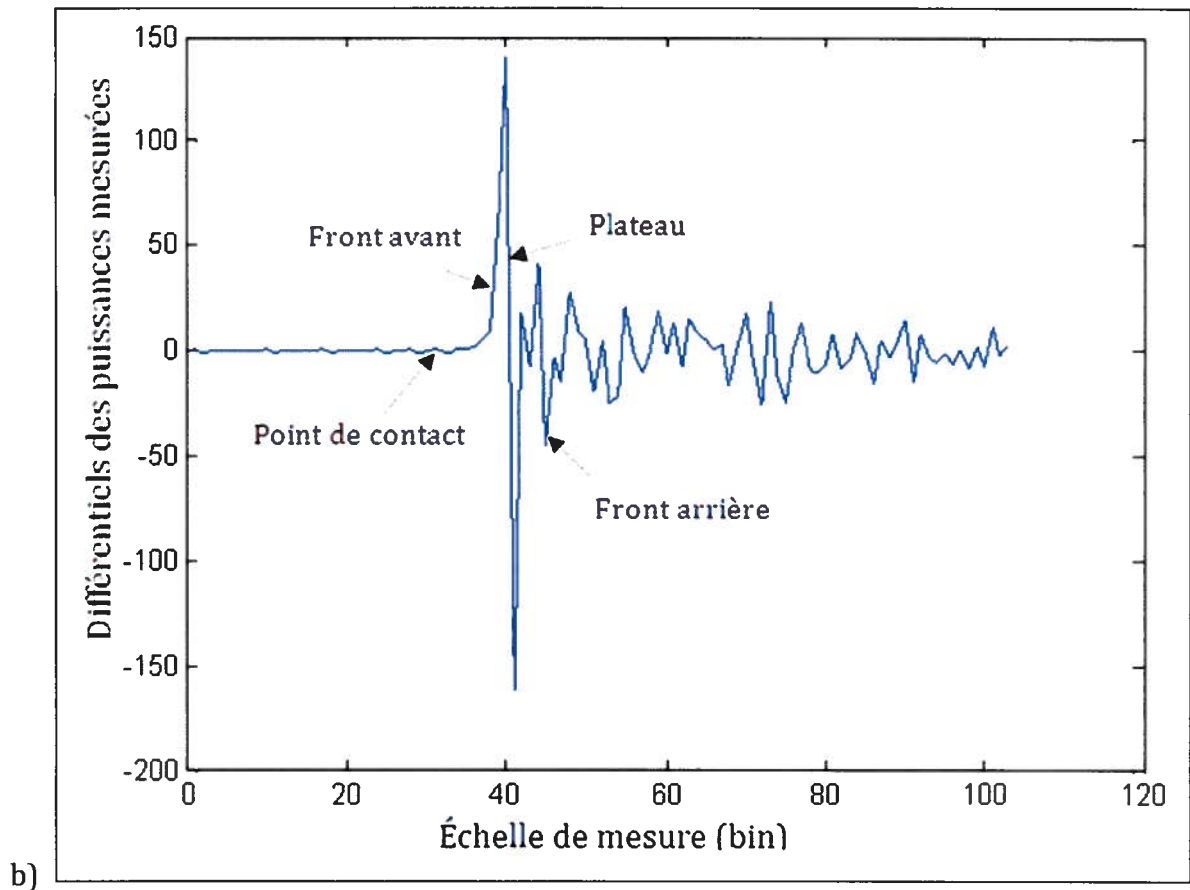


Figure 55 : Deux méthodes de traitement pour la caractérisation des formes d'onde :

a) Méthode fréquentielle FFT; b) méthode de différentiation.

5.2.3 - Analyse de la contribution du coefficient de rétrodiffusion

Les algorithmes de retraitement analytique sont définis en fonction des paramètres de mesure des altimètres. Les principaux paramètres pouvant affecter les résultats de mesure sont : le coefficient de rétrodiffusion, la portée, l'état de la surface (hauteur significative des vagues, eaux troubles, par exemple), le dépointage de l'antenne, le bruit au récepteur, et le pic transmis par l'antenne. L'analyse en composantes principales de la forme d'onde permet d'estimer la contribution de chaque paramètre de mesure. Les figures (56a à 56d) représentent les résultats d'analyses faites à partir des formes d'onde obtenues du satellite

Jason-2 sur le profil sur sa trace (046). La première figure 56a est une représentation en boîte des résultats de mesure des principaux paramètres entrant dans la mesure de la puissance. L'analyse consiste à observer la stabilité dans l'estimation de ces paramètres en référence à la médiane représentée par une marque transversale, les mesures aberrantes et les mesures extrêmes représentées par un signe en croix. On observe alors que, les variations dans l'estimation de la portée peuvent être fortement influencées par l'instabilité provoquée dans la détermination du coefficient de rétrodiffusion.

L'analyse en composantes principales (Figure 56b) montre une bonne dépendance entre les deux paramètres. Tandis que le pourcentage en termes de contribution des trois composantes (le coefficient de rétrodiffusion, la portée, et l'état de la surface) peut dépasser plus de 70 % dans l'estimation de la puissance (Figure 56c). Par ailleurs, la représentation des écarts-types de la puissance mesurée permet d'observer des pertes très importantes de mesures (Figure 56d). L'anomalie dans l'estimation du coefficient de rétrodiffusion représente un facteur majeur dans la mesure de la forme d'onde.

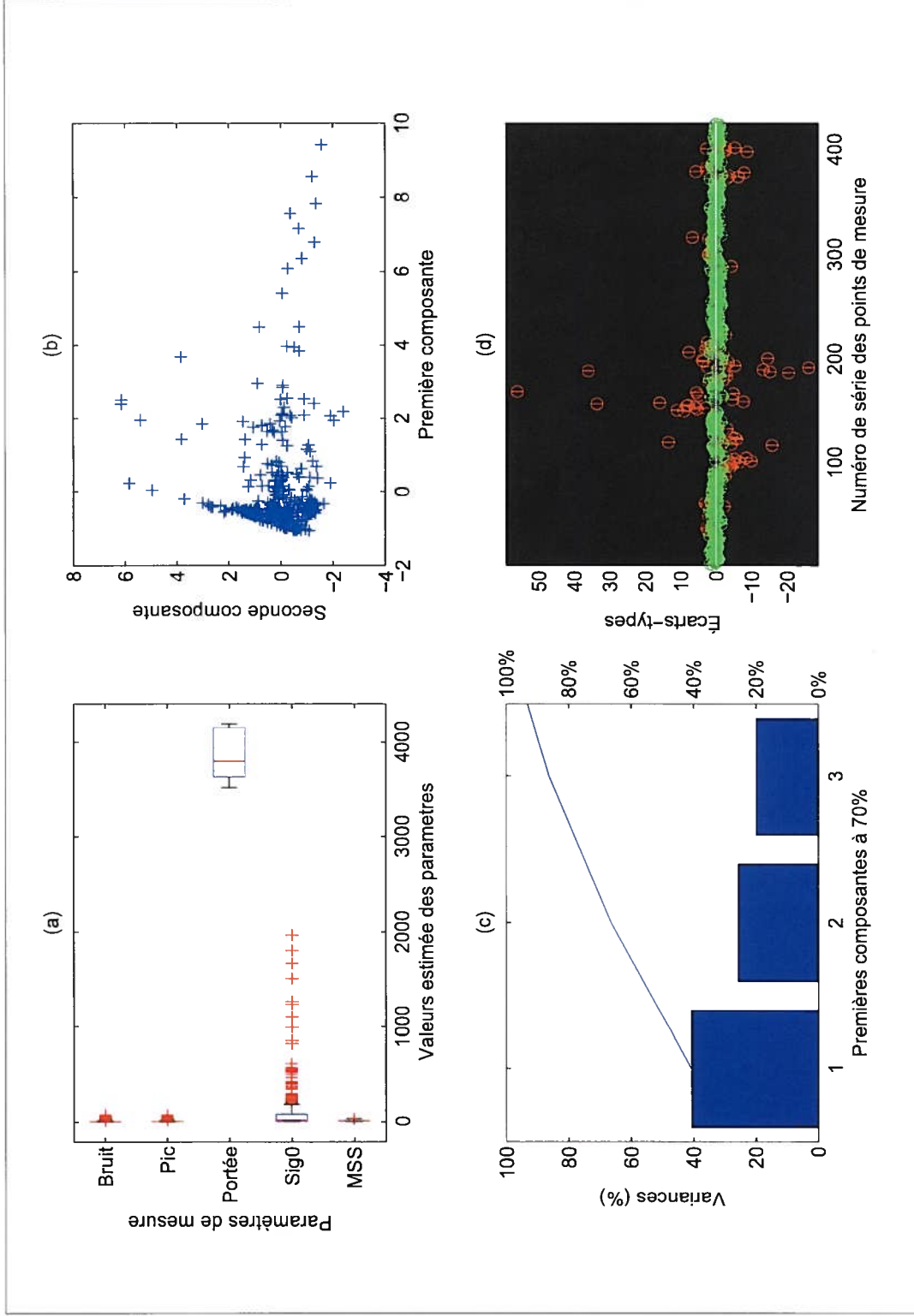


Figure 56 : Analyse en composante principale des paramètres de mesure.

5.2.4–Estimation du coefficient de rétrodiffusion par le modèle des nuages d'eau

La rétrodiffusion est le processus physique qui consiste à renvoyer vers le système radar les échos d'onde résultant de l'interaction de l'onde incidente avec la surface cible.

5.2.4.1 - Conditions de diffusion

Pour qu'une cible puisse accomplir la fonction de diffusion, ses propriétés physiques et géométriques doivent répondre à un certain nombre de critères, notamment acquérir d'une part une section efficace (σ) suffisante, et d'autre part, la surface de diffusion suffisamment rugueuse pour éviter la spécularité. Pour ce faire, elle doit respecter les conditions minimales de rugosité de Rayleigh ou de Fraunhofer (Rees, 2001). Les équations 26 et 27 suivantes permettent d'estimer les conditions de rugosité d'une surface cible caractérisée par l'écart-type des dénivelées en fonction (σ_{rms}) de la longueur d'onde :

$$\text{Rayleigh} \quad \rightarrow \quad \Delta h > \frac{\lambda}{8 * \cos\theta} \quad (26)$$

$$\text{Fraunhofer} \quad \rightarrow \quad \Delta h > \frac{\lambda}{32 * \cos\theta} \quad (27)$$

✓ Δh , rugosité de la surface de diffusion (σ_{rms}), exprimée en m.

Tableau 12 : Conditions de rugosité de quelques bandes de fréquences employées en altimétrie radar.

	Rayleigh (mm)	Fraunhofer (mm)
Ka	0,2	0,1
Ku	2,8	0,7
C	7,1	1,8
S	11,7	2,9

Le tableau 12 exprime les valeurs minimales de rugosité de quelques bandes de fréquences employées en altimétrie radar, en considérant une incidence quasi normale (~ 0). Dans les

deux cas, les conditions de rugosité exprimées restent inférieures à 2 cm. Ce qui montre que les surfaces d'eau comme le Delta, présentant un gradient de 2 à 4 cm, restent favorables aux mesures d'altimétrie radar. La bande Ku, ayant une plus courte longueur d'onde, convient encore mieux. Elle reste plus utilisée en altimétrie que les deux autres bandes S et C. Les formes d'onde mesurées dans cette bande sont donc utilisées pour le traitement et la validation de l'algorithme ARNE.

5.2.4.2 - Calcul du coefficient de rétrodiffusion

Le coefficient de rétrodiffusion mesuré par l'altimètre radar est proportionnel à la puissance retournée (Papa et *al.*, 2003). Pour son estimation, il est possible d'utiliser la formule générale définie dans (Ulaby, 1981) basée sur le principe du transfert radiatif. Elle se traduit comme la somme des contributions individuelles de différentes composantes : la diffusion de surface, la diffusion volume, et le terme d'interaction. Cette relation peut être exprimée telle que prescrite par l'équation 28 suivante :

$$\sigma^o(t) = (1 - \%c)\sigma_s^o + \%c * \sigma_c^o + (1 - \%c)\sigma_i^o \quad (28)$$

- ✓ σ_s , coefficient de rétrodiffusion de surface (au fond du volume) ;
- ✓ σ_c , coefficient de rétrodiffusion de volume (au sein de la canopée) ;
- ✓ σ_i , fonction d'interaction ;
- ✓ $\%c$, pourcentage de surface couverte de végétation.

1) - Terme d'interaction

Le terme d'interaction (σ_i^o) résulte des diffusions du second ordre ou d'ordre supérieur, qui ont lieu entre les différentes composantes du volume de diffusion d'une part, et d'autre part, entre ces composantes et la surface du fond (Ulaby et *al.*, 1981). Ces interactions peuvent provoquer le chatoiement dans les résultats de mesure, mais restent généralement négligés dans le cas de la végétation éparse. Deux raisons peuvent sous-tendre à cette option. La première se fonde sur la contribution peu significative des termes d'interaction

face à la diffusion de surface, tandis que la seconde repose sur la complexité de leur estimation.

2) - Diffusion de surface

Le coefficient de rétrodiffusion de surface (σ_s^o) peut être estimé au moyen d'un des deux modèles suivants : le modèle des petites perturbations dans le cas des plans d'eau, et le modèle de Kirchhoff des phases stationnaires définis respectivement par les équations 29 et 30 (tirées de Rees, 2001).

$$\sigma_s^o = 4k^4 L^2 \sigma_{\text{rms}}^2 \cos(\theta)^4 f(\theta)^2 \exp(-k^2 L^2 \sin(\theta)^2) \quad (29)$$

$$\sigma_s^o = \frac{|f(\theta)|^2}{2m^2 \cos(\theta)^4} \exp\left(-\frac{\tan(\theta)^2}{2m^2}\right) \quad (30)$$

- ✓ k , nombre d'onde ;
- ✓ f , coefficient de Fresnel ;
- ✓ σ_{rms} , rugosité de la surface de diffusion ;
- ✓ m et L , sont fonction du coefficient d'autocorrélation.

Dans les deux méthodes, on observe que le coefficient de rétrodiffusion de surface reste proportionnel au coefficient de Fresnel. Toutefois, le modèle de Kirchhoff des phases stationnaires, également appelé modèle des plans tangents, semble mieux indiqué dans le cas des surfaces stables, comme le sol nu. Étant donné que l'angle d'incidence est quasi normal, le coefficient de Fresnel ainsi que le facteur d'exponentiel dans les équations 33 et 34 tendent vers l'unité. Le coefficient de rétrodiffusion de surface dépendra essentiellement de la fonction d'autocorrélation. Celle-ci permet d'exprimer la tendance des variations des rugosités de surface. Elle est estimée en fonction des écarts types des rugosités (équation 31) :

$$\rho(\delta) = \frac{\sum(z(x+\delta) - \bar{z})(z(x) - \bar{z})}{\sum(z(x) - \bar{z})^2} \quad (31)$$

- z , hauteur d'un point de la surface ;

- x , abscisse du point suivant la trace ;
- δ , abscisse du point où la fonction d'autocorrélation vaut l'unité.

Pour une surface gaussienne, il est possible d'exprimer la fonction de corrélation telle que :

$$\rho(\delta) = \exp\left(-\frac{\delta^2}{L^2}\right) \quad (32)$$

Le paramètre L dans l'équation 32 est appelé longueur d'autocorrélation. Il équivaut à δ lorsque la fonction d'autocorrélation atteint la valeur $\left(\frac{1}{e}\right)$. Le paramètre m est fonction de la longueur d'autocorrélation ; il est proportionnel à la rugosité de surface. Il peut être calculé par la relation :

$$m = \frac{\sigma_{rms}}{L} \sqrt{2} \quad (33)$$

3) Diffusion de volume

Le problème majeur dans l'estimation du coefficient de rétrodiffusion réside dans la difficulté de déterminer la diffusion de volume (σ_v). Celle-ci est fonction d'une part, du volume total illuminé, soit de la hauteur des arbres ; et d'autre part, du facteur de diffusion des particules élémentaires contenues dans le volume. Dans le cas d'une couverture végétale, il faut distinguer dans la composition des particules de diffusion quatre composantes : les troncs des arbres, les branches, les feuillages et les fruits. Certes, les deux premières peuvent présenter des propriétés de diffusion similaires, mais quant aux feuillages et aux fruits, leur influence peut varier en fonction des saisons de l'année. L'unanimité n'est cependant pas encore faite pour la définition du facteur de diffusion des particules élémentaires d'une couverture végétale. Ce qui rend complexe cette méthode d'Ulaby (équation 29).

Dans la pratique, le modèle des nuages d'eau peut se présenter comme une alternative pour l'estimation du coefficient de rétrodiffusion du volume de diffusion des surfaces couvertes de végétation (Attema et Ulaby, 1978). En effet, lorsque dans une diffusion de volume la

composante de la végétation représente un facteur prédominant, il serait plus approprié de la modéliser comme un nuage d'eau par unité de volume. Les conditions d'application de ce modèle reposent sur les critères suivants : 1) les particules de diffusion sont uniformément réparties à travers le volume ; 2) seules, les diffusions simples du premier ordre sont considérées ; 3) les seules variables significatives sont la hauteur du couvert végétal et la densité des particules.

L'avantage du modèle des nuages d'eau repose donc sur l'intégration du facteur de diffusion du volume en fonction de la hauteur (z) des arbres pour exprimer la puissance moyenne des échos retour.

$$\bar{P}(z) = \int_0^h \frac{1}{\cos\theta} N\sigma e^{-2\alpha z} dz \quad (34)$$

- ✓ h , hauteur des arbres (m) ;
- ✓ σ , section efficace par unité de volume ;
- ✓ α , coefficient d'atténuation ;
- ✓ N , nombre de particules diffusantes par unité de volume.

Cette équation 34 peut être simplifiée comme suit (Attema et Ulaby, 1978):

$$\sigma^o = \sigma_v^o + \gamma\sigma_s^o \quad (35)$$

- ✓ γ , coefficient d'extinction de la propagation aller et retour de l'onde.

5.3 - Démarche algorithmique

Le processus d'exécution de l'algorithme des nuages d'eau comporte cinq à six étapes, qui sont : l'estimation du coefficient de rétrodiffusion du milieu de diffusion ; la simulation de la forme d'onde théorique ; la délimitation de la partie du front avant de la forme d'onde ; la recherche récursive du point de mesure le plus plausible ; l'estimation de la portée ; la correction des effets environnementaux (Figure 57, Annexe V). La troisième étape qui concerne la délimitation de la partie du front avant de la forme d'onde, est nécessaire

seulement lorsque celle-ci n'a pas été préalablement estimée lors de la mesure de la forme d'onde par l'altimètre.

L'équation du modèle des nuages d'eau (équation 35) est utilisée pour l'estimation du coefficient de rétrodiffusion global de la cible. Pour simplifier le calcul du coefficient de rétrodiffusion des particules de diffusion, Attema et Ulaby (1978) adoptent les paramètres A , B , C , et D du modèle. Ainsi donc, le modèle des nuages d'eau peut être défini au moyen de l'équation 36 :

$$\sigma^o = C \left(1 - e^{\frac{-DW_h}{\cos\theta}} \right) \cos\theta + A e^{\left(B m_s \frac{DW_h}{\cos\theta} \right)} \cos\theta \quad (36)$$

- ✓ W , contenance en eau par unité de volume exprimée (kg/m^3) ;
- ✓ m_s , humidité du sol ;
- ✓ A , B , C et D sont des paramètres du modèle.

Dans le cadre de la présente étude, les couvertures des champs du bourgou et de riz sont assimilées à un champ de blé, dont les paramètres du modèle ont déjà été testés dans le modèle des nuages d'eau. Les données de validation de l'algorithme sont mesurées en période d'inondation. Le modèle des petites perturbations a été préféré pour le calcul du coefficient de rétrodiffusion de surface, à cause de la rugosité plus ou moins uniforme de la surface d'eau du Delta par rapport au sol. Pour ce faire, le modèle numérique d'altitude SRTM a été utilisé pour l'estimation des écarts types de variations des dénivelées de surface et du coefficient d'autocorrélation.

En ce qui concerne la simulation de la forme d'onde théorique en intégrant les paramètres du modèle des nuages d'eau, on se rapporte à l'algorithme de Brown (l'équation 18). Les paramètres de l'altimètre et du satellite sont déterminés pour les différentes formes d'onde utilisées.

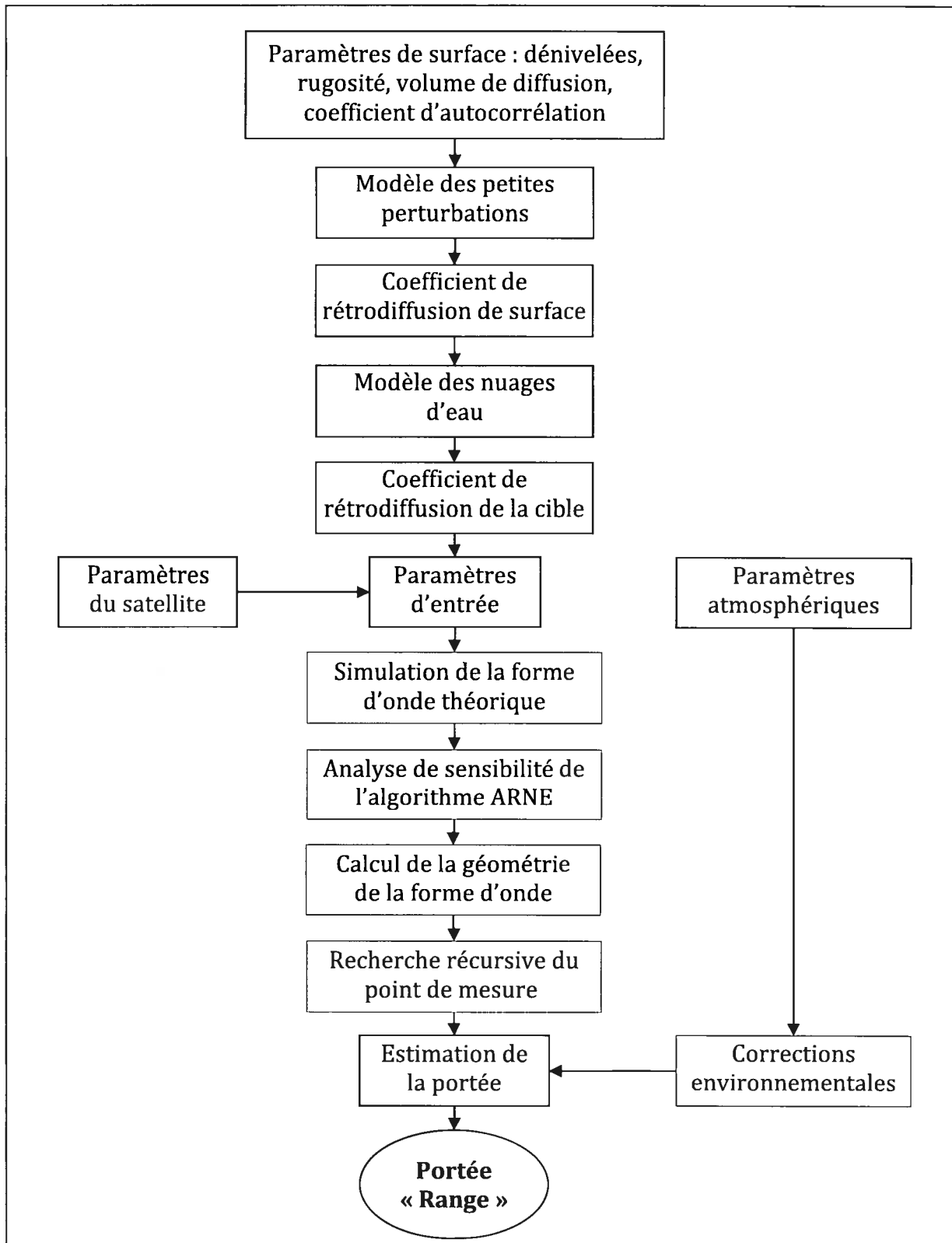


Figure 57 : Sommaire de l'algorithme de retraitement de nuage d'eau.

À la suite de la simulation de la forme d'onde, une analyse de sensibilité a été menée. Celle-ci a pour but de vérifier le degré de sensibilité du coefficient de rétrodiffusion sur l'algorithme résultant. À cet effet, les valeurs obtenues au cours des différentes phases de l'inondation du Delta ont été testées.

Le calcul de la géométrie de la forme d'onde consiste à délimiter les principales parties de la forme d'onde (l'équation 25). Cette opération est suivie de la recherche du premier point de diffusion et du point de maximum de diffusion (le pic). En effet, la structure de la forme d'onde, l'allure de celle-ci reste constante jusqu'au premier point de contact de l'onde avec la cible, d'où provient la première diffusion (Figure 55b et 55c). Ce point marque donc le début du front avant. Le point de maximum de diffusion, marquant l'inflexion de l'allure de la forme d'onde, sépare les lignes de plus grandes pentes du front avant et du front arrière. Dans le cas des formes d'onde à pics multiples, le choix est fait pour le pic le plus proche du maximum de la forme d'onde théorique simulée. La largeur du front avant est donc estimée entre le premier point de diffusion et le pic.

Enfin, pour la localisation du point de mesure le plus plausible, il est important de procéder à une comparaison du résultat de la forme d'onde simulée et de la forme d'onde mesurée. Originellement, comme c'est le cas de l'altimètre NRA de Topex/Poséidon adapté aux surfaces similaires aux océans, ce point de mesure aussi appelé le point à mi-hauteur ou « tracking point », a été fixé à 32,5 bin (valeur de la graduation) sur l'échelle du temps de mesure (Zieger et *al.*, 1991). Le retraitement permet de localiser le point le plus plausible par intersection des fronts de montée de la forme d'onde mesurée et de celle calculée. Une procédure récursive est alors adoptée pour situer le lieu d'intersection. L'excentrement estimé entre le point de puissance à mi-hauteur ainsi déduit permet de corriger la portée.

Enfin, l'estimation de la portée est faite en ajoutant à la mesure du *tracker* l'excentrement du point de mesure exprimé en quantité altimétrique. Ce qui nous conduit à déterminer sur l'échelle de temps la durée exacte qui s'écoule entre le point de mesure nominal et le point le plus plausible, résultant de la comparaison des deux formes d'onde.

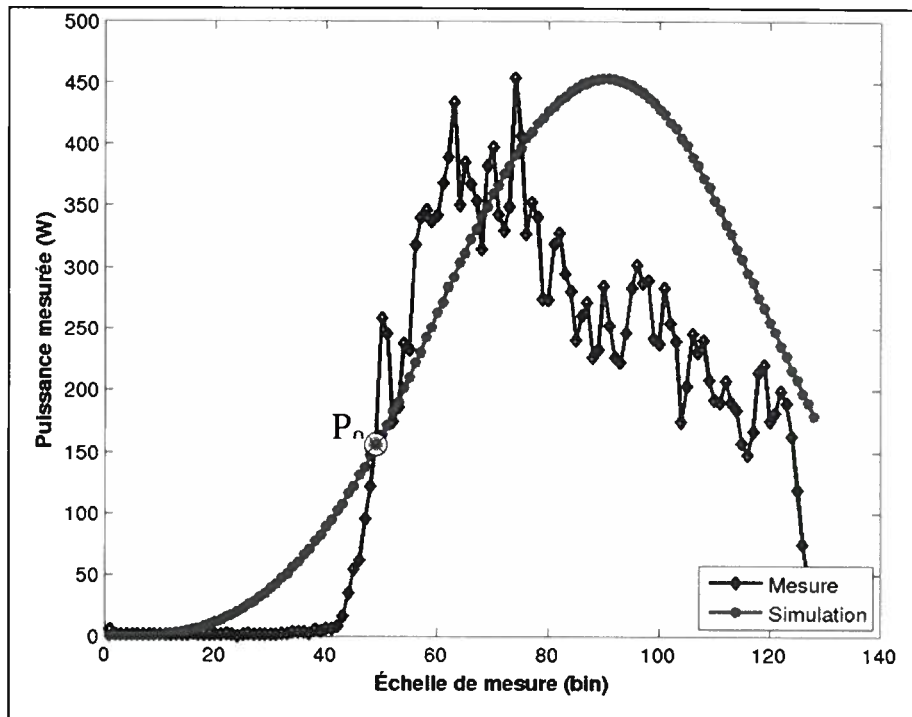
5.4 – Résultats et validation de l’algorithme des nuages d’eau

5.4.1 – Simulations de l’algorithme

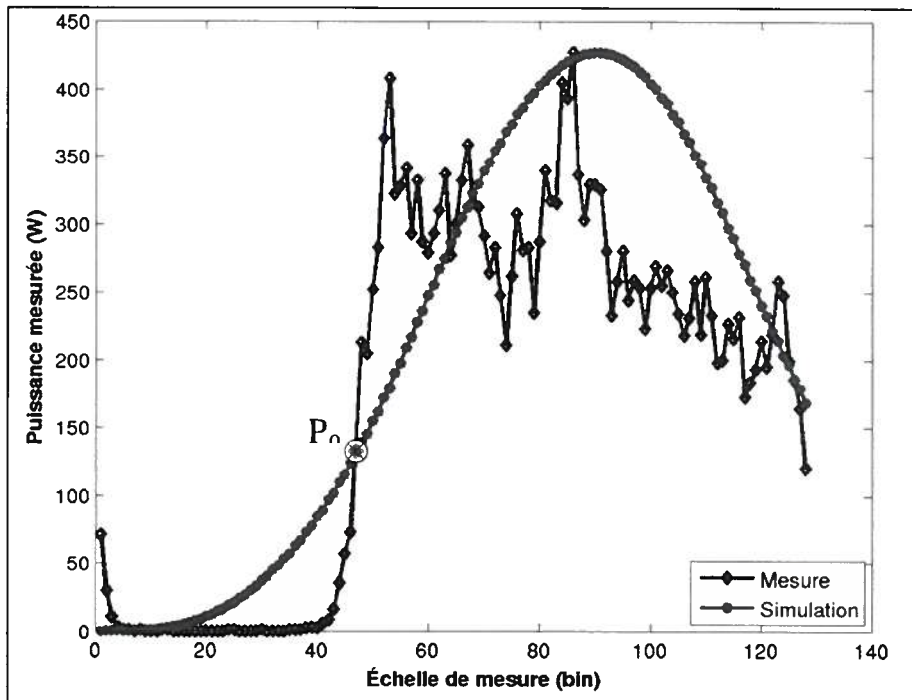
La simulation a permis de reproduire des formes d’onde théoriques. L’opération a consisté au traitement de l’algorithme ARNE en intégrant les paramètres d’entrée (coefficient de rétrodiffusion de la cible, paramètres du satellite et paramètres atmosphériques) déterminés dans les mêmes conditions de mesure de la forme d’onde par le satellite. Les graphiques de la figure 58 montrent des exemples de superposition des formes d’onde mesurées et simulées. Les formes d’onde mesurées sont obtenues des satellites Envisat et Jason-2. Nous observons globalement un rapprochement entre les deux types de formes d’onde, dans tous les cas de figure. La comparaison entre les deux types de forme d’onde permet de remarquer un point commun d’intersection (P_0). L’analyse des résultats de comparaison permet de constater que ce point commun est plus souvent confondu, ou reste au voisinage du point à mi-hauteur du front avant (Section 2.5.1).

L’algorithme ARNE considère que le choix du point commun comme le point de mesure (*tracking point*) permettrait de compenser certaines erreurs de l’altimètre. La localisation de sa position sur l’échelle du temps permet donc d’estimer la portée du satellite (*Range*). Le calcul de la géométrie de la forme d’onde est effectué pour l’estimation de la pente et la largeur de la pente du front avant de la forme d’onde mesurée afin d’effectuer le calcul d’intersection. Cette opération peut se faire par itération dans le cas des formes d’onde complexes présentant des fonctions en escalier, comme celles obtenues avec Jason-2 (Figures 58c et 58d).

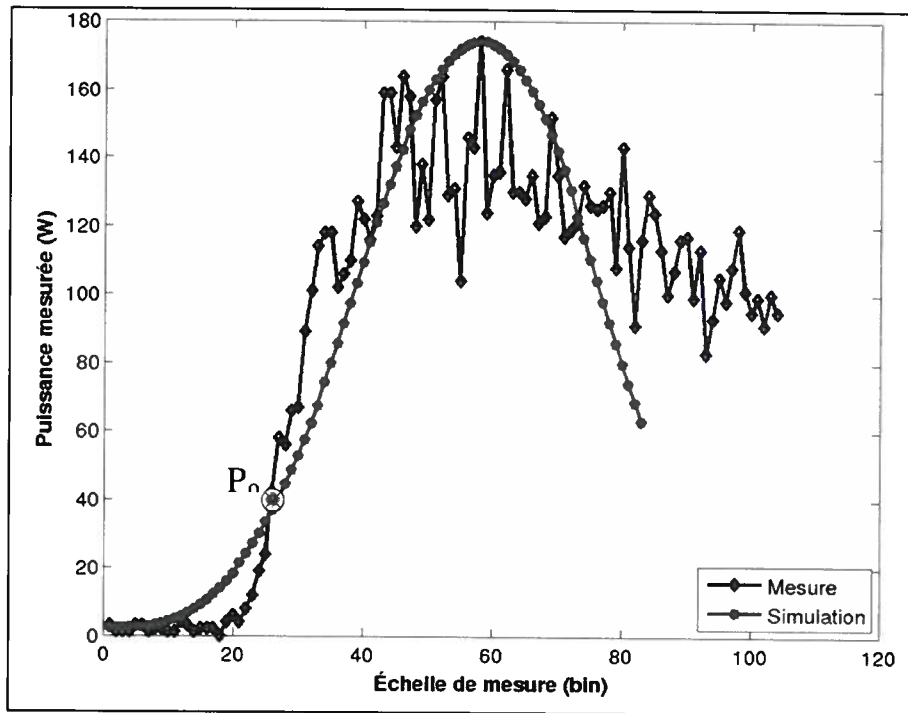
Dans le cas des formes d’onde à pics multiples, la meilleure solution pour localiser le point de mesure consiste à considérer son pic le plus proche du maximum de la forme d’onde simulée (Figures 58b et 58d).



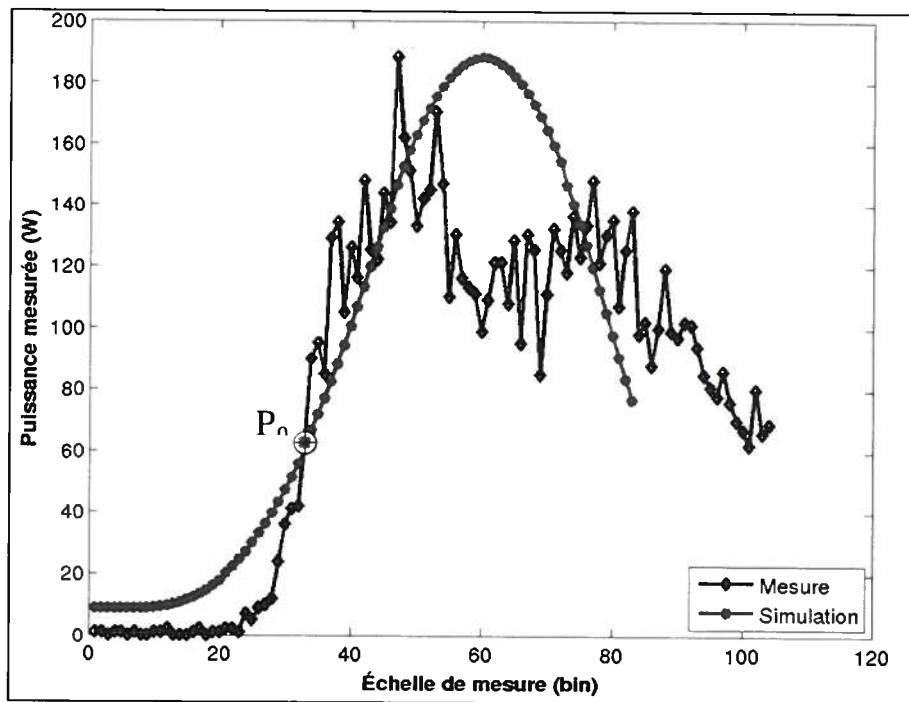
(a) - Retraitement de forme d'onde diffuse obtenue d'Envisat.



(b) - Retraitement de forme d'onde à pic multiple obtenue d'Envisat.



(c) - Retraitement de forme d'onde diffuse obtenue de Jason-2.



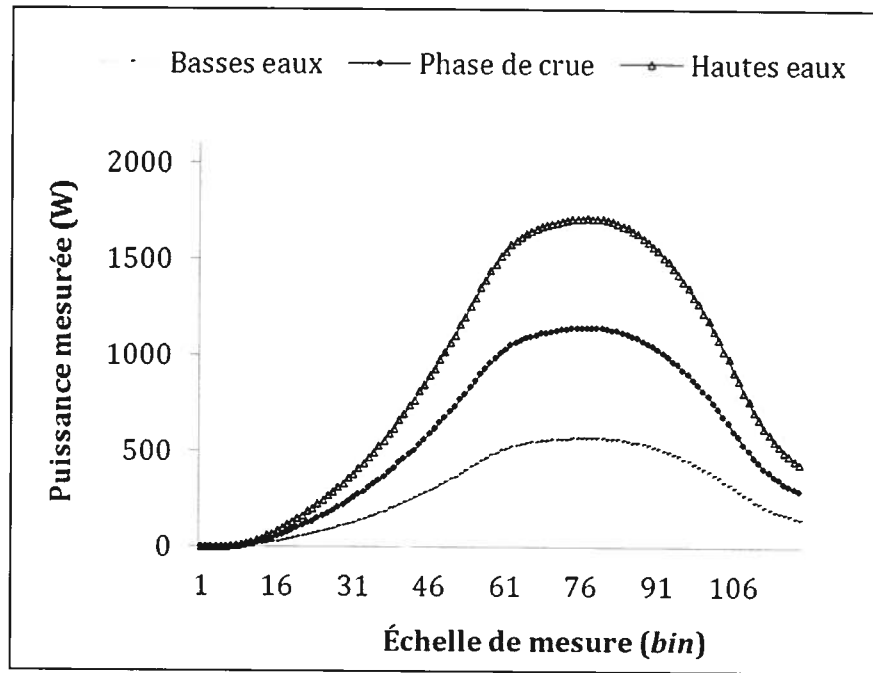
(d) - Retraitement de forme d'onde à pic multiple obtenue de Jason-2.

Figure 58 : Simulation et retraitement de formes d'onde mesurées sur le Delta.

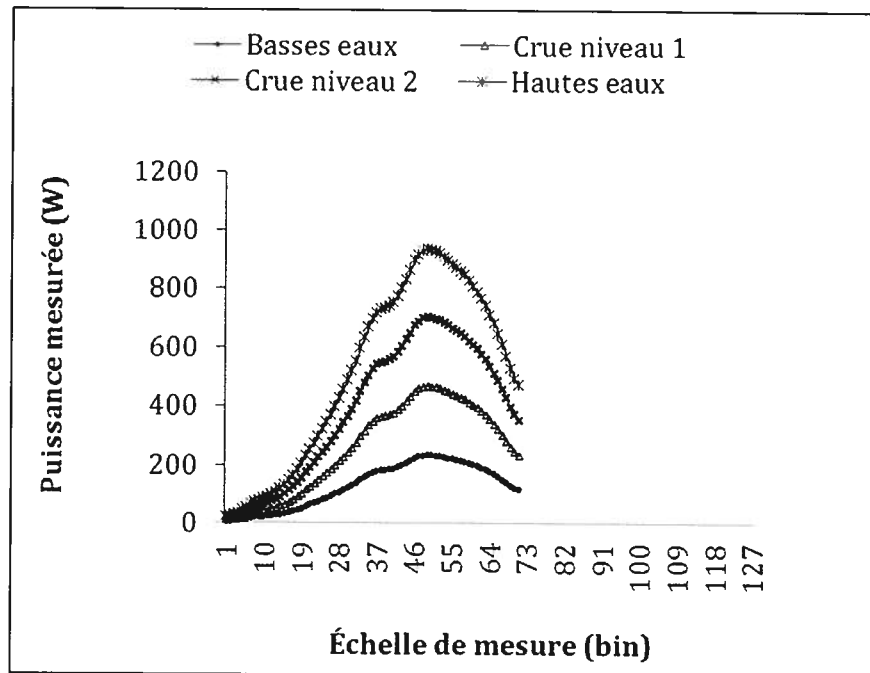
5.4.2 – Analyse de sensibilité

Les simulations de formes d'onde pendant les différentes périodes d'inondation du Delta permettent de voir une croissance des puissances mesurées en fonction de la montée des niveaux d'eau (Figures 59). Nous avons déjà observé une augmentation du coefficient de rétrodiffusion mesuré en période de hautes eaux comparée à l'étiage (Section 2.4). Nous pouvons conclure que l'augmentation du niveau d'eau, qui s'accompagne de l'abondance de *bourgou*, définit les formes d'onde observées dans le Delta.

La figure 59a présente des simulations au point de station virtuelle de Soarah pendant trois passages du satellite Envisat d'août à octobre 2009 : phases des basses eaux, de la crue et des hautes eaux. La croissance des puissances mesurées au fur et à mesure de l'inondation est bien perceptible. Les formes d'onde ont tendance à suivre une allure similaire. La figure 59b quant à elle présente des formes simulées sur la station virtuelle de Siranikoro à partir des mesures de Jason-2 pendant la même période que la précédente. Compte tenu de la fréquence plus élevée des mesures de ce satellite, quatre phases d'inondation ont été considérées : la période des basses eaux, la crue de premier niveau, la crue de deuxième niveau et les hautes eaux. Ici également, on observe la croissance des puissances mesurées avec l'inondation.



a) Forme d'onde simulées en trois temps au passage d'Envisat



b) Forme d'onde simulées en quatre temps au passage de Jason-2

Figure 59 : Effets des variations du coefficient de rétrodiffusion.

Sur la figure 60, on observe des exemples de variations d'écart-type d'estimation de la puissance par l'algorithme ARNE dans un intervalle de confiance de 70 %. Cet intervalle a été choisi afin de limiter les pertes de mesure liées soit au décrochage de l'antenne, soit à la complexité topographique du milieu. Toutefois, le choix du pic le plus proche dans le cas des formes d'onde à pics multiples pourrait réduire la perte des mesures.

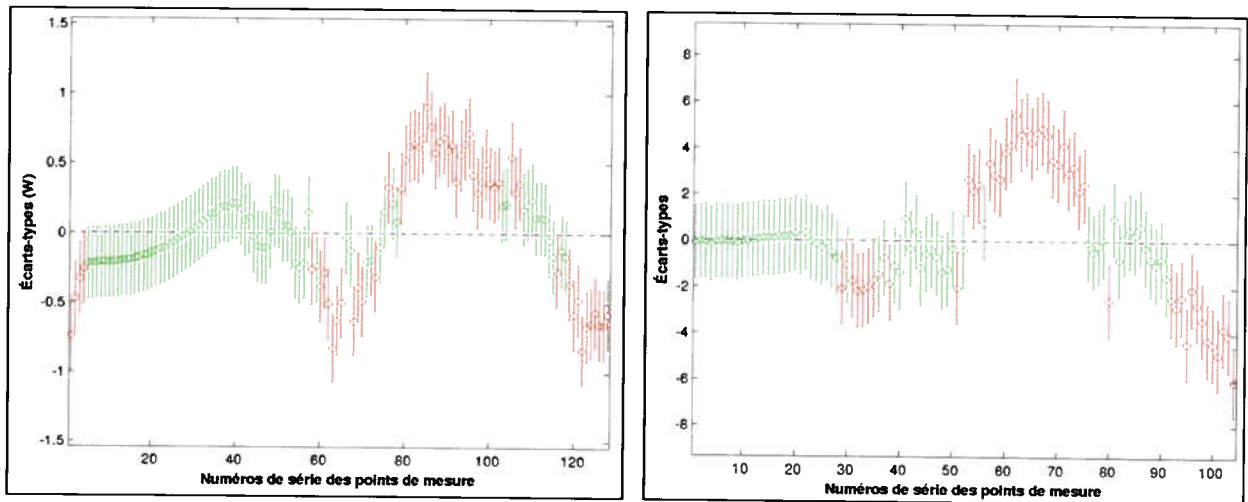


Figure 60 : Écart-types des estimations de puissance par l'algorithme ARNE.

5.4.3 - Validation de l'algorithme des nuages d'eau

La validation de l'algorithme des nuages d'eau est faite par comparaison des résultats du retraitement aux mesures *in situ* de niveau d'eau d'une part, et d'autre part, aux algorithmes existants. Le tableau 13 ci-dessous présente une comparaison des résultats de niveaux d'eau estimés au moyen de l'ARNE aux algorithmes existants d'Envisat d'une part, et d'autre part aux mesures *in situ* de la DNH et de la campagne de collecte de données. Il faut noter que dans le cas du satellite Envisat, les estimations des algorithmes existants sont obtenues au mètre près. Et la même quantité de correction environnementale est portée aux résultats de tous les algorithmes.

Tableau 13 : Comparaison entre les hauteurs d'eau des relevés *in-situ* et les résultats de différents algorithmes de retraitement.

Localités	Mesures Satellitaires (m)							Mesures <i>in situ</i> (m)	
	Dates	ARNE	Tracker	Ocean	Ice-1	ICE-2	Sea-Ice		
Macina	21-07-2009	272,69	272,60	272,60	269,60	269,60	269,60	270,68	Relevés DNH
Envisat	25-08-2009	273,78	273,90	272,90	272,90	272,90	272,90	273,23	
	29-09-2009	274,67	274,70	274,70	274,70	274,70	274,70	275,13	
Kona	08-08-2009	-	258,80	260,80	260,80	260,80	260,80	260,24	Mesures de campagne
Envisat	22-09-2009	262,72	258,80	262,80	261,80	261,80	261,80	262,61	
	18-10-2009	263,32	259,40	263,40	262,40	262,40	262,40	263,21	

On observe d'une manière générale, que les résultats de l'algorithme des nuages d'eau se révèlent très proches des algorithmes existants dans la plupart des cas. Toutefois, l'ARNE peut présenter des pertes de mesure dans certains cas, comme à Kona le 08 août 2009. Des écarts-types calculés en négligeant la première mesure faite à Macina en juillet (avant la forte crue) montrent des erreurs de mesure variant entre 41 et 56 cm pour les algorithmes de retraitement existants d'Envisat. Dans le cas de l'algorithme ARNE, l'écart-type moyen est estimé à 41 cm. Quant au Tracker, il présente d'importantes anomalies comparativement aux précédents. Cela prouve également la nécessité du retraitement des formes d'onde pour l'obtention de meilleurs résultats de mesure.

5.4.4 – Reconstruction des profils hydrologiques

La comparaison des profils des variations de niveau d'eau résultant des mesures du tracker, des quatre algorithmes d'Envisat, et de l'algorithme des nuages d'eau permet d'évaluer la performance de cette dernière. Des profils ont été tracés sur les lignes de profils

considérées à partir des données des satellites Envisat et Jason-2. La figure 61 représente une superposition des profils des différents algorithmes d'Envisat sur la trace 316. Les résultats des profils confirment aussi le rapprochement des résultats de l'algorithme des nuages d'eau aux quatre autres algorithmes implémentés dans Envisat. Aux endroits où la topographie est complexe les estimations du tracker peuvent présenter des écarts pouvant atteindre jusqu'à un mètre par rapport aux algorithmes de retraitement, comme il est possible de constater aux points de mesure numéro 100 et 226 du profil.

La figure 62 représente un rapport de régression entre les estimations résultantes de l'algorithme ARNE et celles de l'algorithme de retraitement Ice-1. On observe une bonne corrélation ($R^2=0,84$) entre les deux mesures. Les nuages de points permettent de dégager une tendance presque rectiligne, même s'il est possible de constater quelques fois des fuites apparaissant comme une surestimation de l'algorithme Ice-1. Mais, cette situation serait due essentiellement à la complexité de la topographie du bassin.

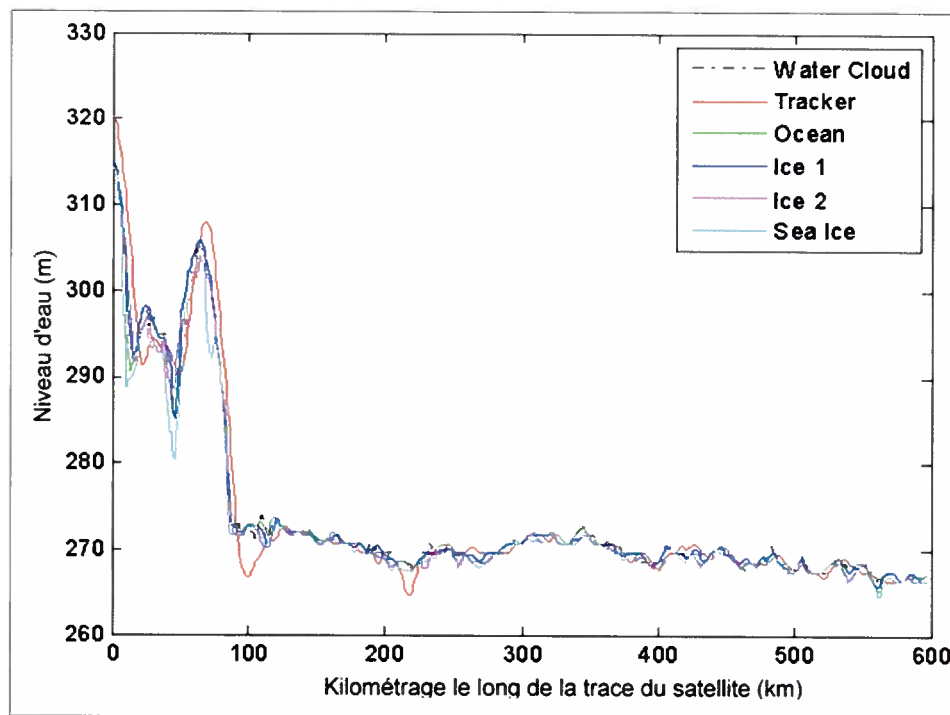


Figure 61 : Comparaison des mesures de différents algorithmes.

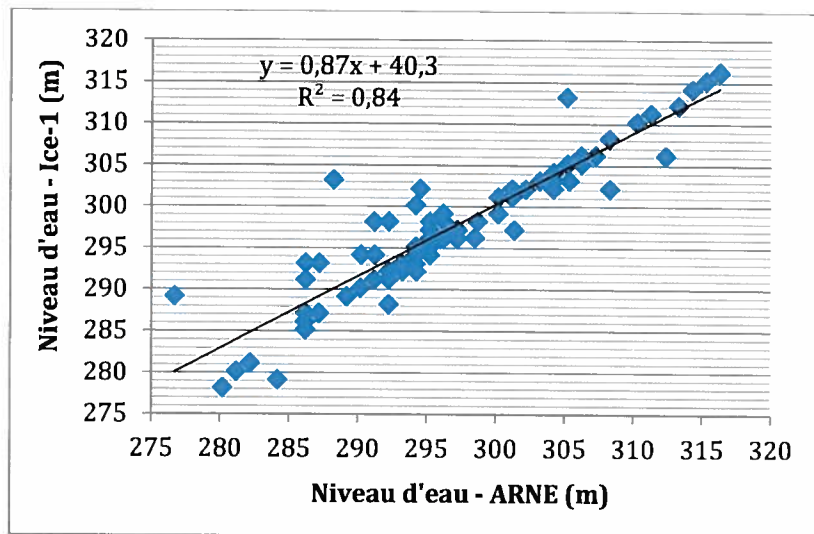


Figure 62 : Rapport de régression entre l’algorithme Ice-1 et ARNE.

5.5 - Discussions

Dans le but de fixer les conditions les plus appropriées pour le retraitement des formes d’onde, une analyse en composantes principales des paramètres de mesure a permis d’évaluer la contribution de chaque élément dans le bilan d’énergie (Figures 56). La contribution très forte du coefficient de rétrodiffusion dans la mesure de la forme d’onde convient au principe établi dans l’algorithme Ice-2 (Legressy et al, 1997). En effet cet algorithme, tenant compte de l’importance du coefficient de rétrodiffusion dans la mesure de la forme d’onde d’un volume de diffusion de neige, l’a introduit suivant un profil vertical. La présente étude se déroule sur un milieu hétérogène qui, pendant sa phase d’inondation, se couvre d’une couche importante de hautes herbes. Pour ce faire, l’algorithme des nuages d’eau consacre deux aspects essentiels du retraitement des formes d’onde.

Le premier aspect consiste à tenir compte des variations du coefficient de rétrodiffusion en fonction du temps de pénétration de l’onde dans un volume de diffusion constitué par une couverture végétale, en utilisant le modèle des nuages d’eau qui est adapté à la végétation

(Attema et Ulaby, 1978). L'intégration du coefficient de rétrodiffusion qui en résulte dans l'algorithme de Brown (1977) représente l'une des plus importantes particularités de cet algorithme. Le traitement est effectué de manière récursive (Section 5.3). Ce qui est assimilable au processus de traitement de la méthode des moindres carrées appliquée à l'algorithme Ocean (Hayne, 1980); mais, à la différence du principe de Ice-2 (Legressy et al, 2005), qui confond le front de montée à la fonction d'erreur de Gauss, le traitement de l'algorithme des nuages d'eau permet de déterminer la pente du front de montée à l'intersection de la forme d'onde mesurée et celle simulée. Ainsi, il permet de localiser le point de mesure à une position idéale sur le front de montée.

Le second aspect de l'algorithme des nuages d'eau consiste à apporter un traitement spécial pour les formes d'onde à pics multiples. Cette particularité du retraitement est rarement abordée par les algorithmes courants, alors que ces types de formes d'onde restent dominants dans la plupart des mesures d'altimétrie radar obtenues dans le Delta intérieur du fleuve Niger, et de manière similaire, pour toutes les mesures continentales (section, 2.3.2). L'algorithme des nuages d'eau permet donc de choisir le pic le plus optimal afin d'apporter un traitement approprié à la forme d'onde (Figures 58b et 58d). L'utilisation de l'algorithme des nuages d'eau pour le retraitement des formes d'onde à pics multiples, permet de limiter la perte de quantité importante de mesures.

L'analyse de sensibilité menée en fonction des variations du coefficient de rétrodiffusion pendant les différentes périodes d'inondation du Delta permet de voir une croissance des puissances mesurées au fur et à mesure que le Delta se remplit et que le *bourgou* se développe (Figures 59). La comparaison faite entre les algorithmes existants et l'algorithme des nuages d'eau montre une bonne similarité entre ces algorithmes (Figure 61). Nous constatons surtout que l'algorithme des nuages d'eau reste comparable à Ice-1, qui est utilisé pour la production des séries temporelles à long terme dans le cadre de l'étude des variations du niveau d'eau du Delta (Chapitre 4). L'écart-type moyen de 41 cm que nous avons obtenu, se compare bien aux incertitudes de l'ordre de 20 à 30 cm rapportées par des études antérieures sur d'autres sites beaucoup plus homogènes comme des grands lacs (Birkett et al., 2002; Frappart, 2006; Medina et al., 2010).

5.6 - Conclusion partielle

L'analyse de la contribution des différents paramètres de mesure de la forme d'onde obtenue de l'altimètre représente une approche importante dans le sens de la compréhension de son comportement. L'anomalie constatée dans les quantités du coefficient de rétrodiffusion semble essentiellement due à l'hétérogénéité du milieu. L'intégration du coefficient de rétrodiffusion à l'échelle du temps a permis donc de tenir compte de la variabilité des propriétés de la cible tout au long du processus d'interaction et de pénétration de l'onde dans le volume de diffusion. L'application de l'algorithme des nuages d'eau à des formes d'onde obtenues du satellite Envisat permet d'observer une très bonne corrélation avec les mesures de l'algorithme Ice-1 ($R^2=0,84$). Les résultats de retraitement au moyen de l'algorithme des nuages d'eau apparaissent très proches des mesures *in situ*. Dans l'ensemble, on obtient un écart moyen de 41 cm comparativement aux mesures *in situ*. Ce qui est très encourageant pour les milieux hétérogènes.

Mais, une meilleure évaluation de la précision atteinte par l'algorithme nécessite une grande quantité de données *in situ*. Par ailleurs, le processus d'exécution de l'algorithme apparaît lent à cause certainement des nombreuses opérations de récursivité dans la recherche du point de mesure. Toutefois, l'algorithme des nuages d'eau se révèle comme une alternative pertinente du retraitement des formes d'onde, dans la mesure où il présente la possibilité de réduire les multiples pertes de mesures liées aux diffusions spéculaires et aux bruits provoqués par les surfaces intruses en milieux hétérogènes.

Conclusion générale

Dans cette étude, nous avons établi des stations virtuelles, dont les coordonnées sont connues. Nous avons démontré que l'altimétrie satellitaire pouvait permettre d'estimer les niveaux d'eau dans ces stations de manière satisfaisante. Pour des fins opérationnelles, le réseau de stations virtuelles pourrait être étendu pour couvrir le Delta de manière optimale. Une fois calibrées et validées par rapport à des relevés terrains, les mesures d'altimétrie issues du réseau de stations virtuelles pourraient être utilisées pour des applications hydrologiques.

L'étude a permis de produire des séries temporelles sur une durée de dix-sept ans et demie, pour analyser les variations du niveau d'eau en des lieux jusque-là peu accessibles du Delta intérieur du fleuve Niger. Les séries temporelles à long terme reconstituées par croisement des mesures d'altimétrie radar de différentes sources peuvent permettre de mener des études de variations de niveau d'eau dans un bassin d'inondation de grande étendue comme le Delta, pour une période relativement longue. Cependant, nous constatons dans le cas du Delta que la couverture altimétrique n'est pas suffisamment abondante à l'heure actuelle. Les points de croisement entre les traces des satellites considérés ne sont pas très nombreux et ne couvrent pas spatialement le bassin du Delta de manière optimale. Néanmoins, le principe de croisement des données de différentes sources d'altimétrie radar, tel que proposé par cette étude, s'avère intéressant pour l'établissement de séries à long terme, quand plusieurs données satellitaires sont disponibles. Les séries produites dans les différentes stations virtuelles considérées n'ont pas permis d'observer une tendance claire vers la baisse ou vers la hausse des niveaux d'eau dans le Delta entre 1992 et 2009.

Les corrélations établies entre les variations des hauteurs d'eau estimées par altimétrie et les précipitations confirment le rôle dominant de ces dernières dans l'inondation du Delta chaque année. Les précipitations issues du bassin d'alimentation du Fouta Djallon montrent les plus fortes corrélations avec les niveaux d'eau estimés dans le Delta intérieur du fleuve Niger. Mais dans l'ensemble les précipitations cumulées dans tous les autres bassins

d'alimentation présentent des corrélations significatives avec le niveau d'eau dans le Delta. L'analyse des données d'altimétrie satellitaire montre que les barrages introduisent un deuxième mode dans le cycle de l'eau dans certaines stations virtuelles considérées.

L'algorithme ARNE proposé pour le retraitement des formes d'onde a l'avantage de prendre en charge la plupart des facteurs influençant le processus radar. Ce qui favorise le retraitement des formes d'onde pour des milieux complexes. Mais, la récursivité de certaines opérations, comme la recherche du *tracking point*, ne permet pas d'accélérer son exécution. Les résultats préliminaires obtenus, montrent que l'algorithme se compare bien, sinon performe mieux que les méthodes existantes. Cependant, les données utilisées dans cette étude restent insuffisantes pour une validation convaincante. L'algorithme ARNE doit être étudié davantage au niveau de sa sensibilité aux différentes variables qui interviennent dans le processus, notamment la végétation. Plus de données sont nécessaires pour sa validation. Pour améliorer la performance de l'algorithme il est important de trouver un compromis entre la précision recherchée et la quantité de formes d'onde à traiter.

Pour terminer, nous pouvons conclure à travers cette étude, que l'altimétrie satellitaire pourrait contribuer de manière significative au suivi de l'inondation dans le Delta. Cependant, compte tenu des modes actuels d'acquisition des données (profils au lieu d'images), la couverture spatiale et les résolutions spatiale et temporelle restent une limitation importante. Les nombreuses missions satellitaires en gestation comme *Surface Water and Ocean Topography* (SWOT) permettront dans l'avenir d'exploiter le plein potentiel de l'altimétrie pour suivre adéquatement des milieux comme le Delta.

Références

Alsdorf, D., Han, S., Bates, P. and Melack, J. (2010) Seasonal water storage on the Amazon floodplain measured from satellites. *Remote Sensing of Environment*, vol.114, n° 11, p. 2448-2456.

Amarouche, L. (2007) Traitement de la mesure altimétrique et méthodes de simulation. CLS/CNES, Direction Océanographie Spatiale, Département Traitement de la Mesure et Segment Sol, 34 p.

Arfi, R. (2005) Seasonal ecological changes and water level variations in the Sélingué Reservoir (Mali, West Africa) *Physics and Chemistry of the Earth*, vol 30, pp.432–441.

Attema, E. P. W. and Ulaby, F. T. (1978) Vegetation modeled as a water cloud. *Radio Science, Journal of Glaciology*, vol. 13, n° 2, p. 357-364.

AVISO (2008) Localiser une demi-orbite. *in* Archivage Validation Interprétation des données des Satellites Océanographiques, AVISO, Toulouse, <http://www.aviso.oceanobs.com>, 22 mars 2008.

Bamber, J. L. (1994) Ice sheet altimeter processing scheme. *International Journal of Remote Sensing*, vol.15, p. 925-938.

Balme, M., Galle, S. et Lebel, T. (2005) Démarrage de la saison des pluies au Sahel : variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger. *Sécheresse*, vol. 16, p. 15-22.

Bartsch, A., Wagner, W., Scip *al.*, K., Pathe, C., Sabel, D. and Wolski, P. (2008) Global monitoring of wetlands - the value of ENVISAT ASAR Global mode. *Journal of Environmental Management* xx, p. 1-8.

Berry, P. A. M., Freeman, J. A., Rogers, C. and Benveniste, J. (2007) Global Analysis of Envisat RA-2 Burst Mode Echo Sequences. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 45, p. 2869-2874.

Berry, P. A. M. and Benveniste, J. (2010) Measurement of Inland Surface Water from Multi-mission Satellite Radar Altimetry: Sustained Global Monitoring for Climate Change. *International Association of Geodesy Symposia, Gravity Geoid and Earth Observation*, Brussels, vol. 135, p. 221-229.

Birkett, C. M. (1995) The contribution of Topex/Poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, n° 12, p. 25.179-25.204.

Birkett, C.M., Mertes, L. A. K., Dunne, T., Costa, M. H. M. and Jasinski, J. (2002) Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry. *Journal of geophysical research*, vol. 107, n° D20, 8059, p. 26.1-26.21.

Brenner, A. C., DiMarzio, J. P. and Zwally, H. J. (2007) Precision and Accuracy of Satellite Radar and Laser Altimeter Data Over the Continental Ice Sheets. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 45, n° 2, p. 320-331.

Bronner, E., Guinle, T. and Picot, N. (2010) Aviso Users Newsletter. *Archivage Validation Interprétation des données des Satellites Océanographiques*, vol. 5, p. 1-7.

Brown, G. S. (1977) The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on antennas and propagation*, vol. 25, n° 1, p. 1-8.

Calmant, S. and Seyler, F. (2006) Internal Geophysics (Space Physics) Continental surface waters from satellite altimetry. *Comptes Rendus Geoscience*, vol. 388, p. 1113-1122.

Camilo, E. M., Jesus, G. E., Jose, J. A. and Pilar, V. (2008) Water level fluctuations derived from ENVISAT Radar Altimeter (RA-2) and *in-situ* measurements in a subtropical water body: Lake Izabal (Guatemala). *Remote Sensing of Environment*, vol. 112, p. 3604-3617.

- Campbell, J. B. (2007) *Introduction to Remote Sensing*. The Guilford Press, New York, 626 p.
- Campos, I. d. O., Mercier, F., Maheu, C., Cochonneau, G., Kosuth, P., Blitzkow, D. et Cazenava, A. (2001) Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin. *Sciences de la terre et des planètes/Géosciences de surface*, vol. 333, p. 633-643.
- Chelton, D. B., Walsh, E. J. and Macarthur, J. L. (1988) Pulse compression and sea level tracking satellite altimetry. *Journal of atmospheric and ocean technology*, vol. 6, p. 407-448.
- Coe, M. T. and Birkett, C. M. (2004) Calculation of river discharge and prediction of lake height from satellite radar altimetry : Example for the Lake Chad basin. *Water resources research*, vol. 40, n° 10, 11 p.
- Courel, M.-F., Demard, J.-M., Behm, J.-F. (1996) Le système d'information géographique du Delta central du Niger au Mali. Présentation Oral, ICARE International, IER et UMR/8586/CNRS.
- Crétaux, J., Jelinski, W., Calmant, S., Kouraev, A., Vuglinski, V., Bergé-Nguyen, M., Gennero, M.-C., Nino, F., Abarca Del Rio, R., Cazenave, A. and Maisongrande, P. (2011) SOLS : A lake database to monitor in the Near Real Time water level and storage variations from remote sensing data. *Advances in Space Research*, vol. 47, p. 1497-1507.
- Crétaux, J. and Birkett, C. (2006). Lake studies from satellite radar altimetry. *C. R. Geoscience*, vol. 338, p. 1098-1112.
- De Noray, M. L. (2003) Delta intérieur du fleuve Niger au mali - quand la crue fait la loi : l'organisation humaine et le partage des ressources dans une zone inondable à fort contraste. *VertigO, la revue en sciences de l'environnement*, Vol 4, n° 3, 12 p.
- Dima, N., Pădure, I., Herbei, O. (1996) *Topografie minieră*. Corvin-Deva, Roumânia, 433 p.

Dowson, M. and Berry, P. A. M. (2006) Global analysis of multi-mission echoes over the earth's land surface from 15 years of altimeter missions. Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry, 13-18 March 2006, Venice, Italy, 4 p.

Duong, H., Lindenbergh, R., Pfeifer, N., and Vosselman, G. (2009) ICESat Full-Waveform Altimetry Compared to Airborne Laser Scanning Altimetry Over The Netherlands. IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, Vol. 47, N°. 10, p. 3365-3378.

Durand, M., Lee-Lueng, F., Lettenmaier, D. P., Alsdorf, D. E., Rodriguez, E., and Esteban-Fernandez, D. (2010). The Surface Water and Ocean Topography Mission: Observing Terrestrial Surface Water and Oceanic Submesoscale Eddies. Proceedings of the IEEE, vol. 98, p.766-779.

ECMWF (2011) ERA Interim, Daily Fields, Full Resolution. *in* European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, <http://www.ecmwf.int>, 28 Septembre 2011.

Elmar, C., Catherine, M. et Yveline P. (2007) Variations d'humidité en zone humide tropicale : un exemple d'exploitation d'images ERS-SAR dans le Delta intérieur du Niger. Sécheresse, vol. 18, n° 4, p. 359-362.

ESA (2012) ESA declares end of mission for Envisat, <http://www.esa.int>, 9 Mai 2012.

ESA (2007) Envisat RA2/MWR Product Handbook. European Space Agency, 204 p.

Fensholt, R. and Rasmussen, K. (2010) Analysis of trends in the Sahelian rain-use efficiency using GIMMS NDVI, RFE and GPCP rainfall data. Remote Sensing of Environment, vol. 115, n° 2, p. 438-451.

Frappart, F. (2006) Hydrologie spatiale : Développement d'applications pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux. Thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, 283 p.

Frappart, F., Papa, F., Güntner, A., Werth, S., Santos da Silva, J., Tomasella, J., Seyler, F., Prigent, C., Rossow, W. B., Calmant, S. and Bonnet, M.-P. (2011) Satellite-based estimates of groundwater storage variations in large drainage basins with extensive floodplains. *Remote Sensing of Environment*, vol. 115, p. 1588-1594.

Frappart, F., Calmant, S., Cauhopé, M., Seyler, F. and Cazenave, A. (2006) Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, vol. 100, p. 252-264.

Frappart, F., Papa, F., Famiglietti, J. S., Prigent, C. and Rossow, W. B. and Seyler, F. (2008) Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach : A case study for the Rio Negro River basin. *Journal of geophysical research*, vol. 113, n°2114, p.1-12.

Getirana, A. C. V., Bonnet, M., Calmant, S., Roux, E., RotunnoFilho, O. C. and Mansur, W. J. (2009) Hydrological monitoring of poorly gauged basins based on rainfall-runoff modeling and spatial altimetry. *Journal of Hydrology*, vol. 379, p. 205-219.

Gleick, P., Burns, W. C. G., Chalecki, E. L., Cohen, M., Cushing, K. K., Mann, A. S., Reyes, R., Wolff, G. H. and Wong, A. K. (2002) *The world's water : The biennial report on freshwater resources*. Island Press, Washington D.C., 335 p.

González, J. H., Bachmann, M. and Scheiber, R. K. G. (2010) Definition of ICESat Selection Criteria for Their Use as Height References for TanDEM-X. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 48, n° 6, p. 2750-2757.

Hayne, G. (1980) Radar Altimeter Mean Return Waveforms from Near-Normal-Incidence Ocean Surface Scattering. *IEEE Transactions on antennas and propagation*, vol. 28, n° 5, p. 687-692.

Hostache, R., Puech, C., Schumann, G. et Matgen, P. (2006) Estimation de niveaux d'eau en plaine inondée à partir d'images satellitaires radar et de données topographiques fines. *La revue en sciences de l'environnement sur le WEB*, vol. 6, n° 4, p. 325-343.

Huber, M., B. Wessel, D. Kosmann, A. Felbier, V., Schwieger, M. Habermeyer, A. Wendleder, and Roth., A. (2009) Ensuring Globally the TanDEM-X Height Accuracy : Analysis of the Reference Data Sets ICESat, SRTM and KGPS-tracks. IEEE International, Geoscience and Remote Sensing Symposium, 4 p.

Huffman, G. J. and Bolvin, D. T. (2011a) Real-Time TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis Data Set Documentation. Laboratory for Atmospheres, NASA GSFC, 44 p.

Huffman, G. J. and Bolvin, D. T. (2011b) GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data Set Documentation. Laboratory for Atmospheres, NASA GSFC, 44 p.

IGM (1993) Mali - Carte générale au 1 : 2 000 000.

Jarlana, L., Mougina, E., Mazzegab, P., Schoenauerc, M., Tracola, Y. and Hiernauxd, P. (2005) Using coarse remote sensing radar observations to control the trajectory of a simple Sahelian land surface model. Remote Sensing of Environment, vol. 94, p. 269-285.

Jensen, J. (1999) Radar altimeter gate tracking : Theory and extension. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 37, p. 651-658.

Jones, K., Lanthier, Y., Van der Voet , P., Van Valkengoed, E., Taylor, D. et Fernandez-Prieto, D. (2009) Monitoring and assessment of wetlands using Earth Observation : The GlobWetland project. Journal of Environmental Management, vol. 90, n° 7, p. 2154-2169.

Jung, H. C., Alsdorf, D., Moritz, M., Lee, H. and Vassolo, S. (2011) Analysis of the relationship between flooding area and water height in the Logone floodplain. Physics and Chemistry of the Earth, vol. 36, p. 232-240.

Kodio, A., Morand, P. (2001) Pilot application « Niger Delta » : Système d'information multimédia pour l'environnement sud saharien. SIMES-961620, Système d'Information Multimédia pour l'Environnement Subsaharien, tâche WP4 D21.

Kouraev, A., V., Zakharova, E., A., Samain, O., Mognard, N. M. and Cazenave, A. (2004) Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992–2002). *Remote Sensing of Environment*, vol. 93, 8p.

Lamagat, J. P. et Molinier, M. (1983) Étude des anomalies des crues du Niger. ORSTOM, Paris, 112 p.

Laxon, S. (1994) Sea ice mapping using the ERS-1 radar altimeter. *EARSel Advances in remote sensing*, vol.3, n° 2-XII, p. 113-116.

Lebel, T. (2006) Observation de la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest en interaction avec le cycle hydrologique et la dynamique de la végétation. Rapport, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, IRD, Grenoble, 38 p.

Lee, H., Shum, C. K., Kuo, C., Yi, Y. and Braun, A. (2008) Application of TOPEX Altimetry for Solid Earth deformation Studies. *Terrestrial Atmospheric And Oceanic Sciences*, vol. 19, n° 2, p. 37-46.

Le Lay, M. et Galle, S. (2009) Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques. La mousson ouest-africaine en climat soudanien. *Hydrological Sciences Journal*, vol. 50, n° 3, p. 509-524.

Legresy, B., Papa, F., Remy, F., Vinay, G., Bosch, M. and Zanefe, O. (2005) Envisat radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote sensing of environment*, vol. 95, p. 150-163.

Legresy, B. and Remy, F. (1997) Surface characteristics of the arctarctic ice sheet and altimetric observations. *Journal of glaciology*, vol. 143, p. 265-275.

Lopez-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Moran-Tejeda, E., Zabalza, J., Lorenzo-Lacruz, J., and Garcia-Ruiz, J. M. (2011) Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the ebro basin *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, pp. 311–322.

Maheu, M. and Cazenave, A. (2003) Water level fluctuations in the Plata Basin from Topex/Poseidon satellite Altimetry. American Geophysical Union. Geophysical research letters, vol. 30, n° 3, p. 43.1-43.3.

Medina, C., Gomez Enri, J., Alonso, J. J. and Villares, P. (2010) Water volume variations in Lake Izabal (Guatemala) from *in situ* measurements and ENVISAT radar altimeter (RA-2) and advanced synthetic aperture radar (ASAR) data products. Journal of Hydrology, vol. 382, p. 34-48.

Moore, R. K. and Williams, J. R. (1957) Radar terrain return at near-vertical incidence. Electrical Engineering Department, University of New Mexico, p. 228-238.

Niger-WHYCOS (2006) Système d'information hydrologique au service d'une gestion intégrée des ressources en eau pour le bassin du Niger. Système mondial d'observation du cycle hydrologique (WHYCOS), 162 p.

Office de Recherche Scientifique Technique Outre-Mer - ORSTOM (1978) Étude préliminaire du Modèle Mathématique du fleuve Niger: Inventaire des données hydrométriques et climatologiques. ORSTOM, Ministère de la coopération, France, 136p.

Orange, D. (2002) Gestion intégrée, hydrologie, ressources et systèmes d'exploitation. *in* Gestion des ressources et aménagement du fleuve Niger des connaissances scientifiques pour la décision publique. Institut de recherche pour le développement, Bamako, 106 p.

Papa, F., Legresy, B. and Remy, F. (2003) Use of the Topex-Poseidon dual-frequency radar altimeter over land surfaces. Remote Sensing for Environment, vol. 87, n° 3, p. 136-147.

Pinori, S. and Gareth, D. (2010) Envisat Cyclic Altimetric Report 88 issue 1. SERCO-IDEAS, ESA, ENVI-GSOP-EOPG-03-0011, p. 1-59

Po.daac (1997) User's handbook, Topex/Poseidon Merged Geophysical Data Record, Generation B (MGDR-B). Physical Oceanography Distributed Active Archive Center, NASA, 54 p.

Rees, W. G. (2001) *Physical principles of Remote Sensing*. Cambridge Press Scott Polar Research Institute, University of Cambridge, 343 p.

Reihan, A.; Koltsova, T.; Kriauciuniene, J.; Lizuma, L.; Meilutyte-Barauskiene, D. (2007) Changes in water discharges of the Baltic states rivers in the 20th century and its relation to climate change. *Nordic Hydrology*, Vol. 38, Issue 4/5, pp. 401-412.

Rodriguez, E., and Martin, J. M. (1994) Correlation Properties of Ocean Altimeter Returns. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 32, n° 3, p. 553-561.

Rosmorduc, V., Benveniste, J., Picot, N., Dorandeu, J., Lauret, O. and Milagro, M. (2006) Radar altimetry tutorial. ESA-CNES, 301p.

Roux, E., Cauhope, M., Bonnet, M., Calmant, S., Vauchel, P. and Seyler, F. (2008) Daily water stage estimated from satellite altimetric data for large river basin monitoring. *Hydrological Sciences Journal*, vol. 53, p. 81-99.

Sarmiento, S.E. and Khan, S. D. (2010) Spatial–Temporal Variability of Great Slave Lake Levels From Satellite Altimetry. *IEEE*, vol. 7, p. 426-429.

Seiler, R., Schmidt, J., Diallo, O. and Csaplovics, E. (2008) Flood monitoring in a semi-arid environment using spatially high resolution radar and optical data. *Journal of Environmental Management* xx, p.1-9.

Seyler, F., Calmant, S., Da Silva, J., Filizola, N., Cochonneau, G., Bonnet, M. P., Zoppas, C. and Costi, A. C. (2009) Inundation Risk in Large Tropical Basins and Potential Survey from Radar Altimetry : Example in the Amazon Basin. *Marine Geodesy*, vol. 32, p. 303-319.

Silva, J., Calmant, S., Seyler, F., RotunnoFilho, O.C., Cochonneau, G. and Mansur, W.J. (2010) Water levels in the Amazon basin derived from the ERS-2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*, vol. 114, p. 2160-2181.

Soussi, B., Zanifé, O. Z., Dumont, J. P., Benveniste, J. and Levreni, J. G. (2001) Validation of the ENVISAT RA2/MWR Level2 Ocean Reference Processor using real T/P data. IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium, vol. 7, p. 3161-3165.

Ulaby, F. T. (2001) Fundamental of applied electromagnetic. Media Edition. Prentice Hall, Inc, 440 p.

Ulaby, F. T. and Dobson, M. C. (1989) Handbook of radar scattering statistics. Library of Congress Cataloging in Publication Data, Artech house INC, Norwood, 357 p.

Ulaby, Fawwaz T., Moore, R. K., Fung A. K. (1981) Microwave remote sensing : Active and passive - Fundamentals and radiometry. Library of Congress Cataloging in Publication Data. Artech house INC, Norwood, vol. 1, 456 p.

Ulaby, Fawwaz T., Moore, R. K., Fung A. K. (1981) Microwave remote sensing : Active and passive – Radar remote sensing surface scattering and emission theory. Library of Congress Cataloging in Publication Data. Artech house, INC, Norwood, vol. 2, 1064 p.

Ulaby, Fawwaz T., Moore, R. K., Fung A. K. (1981) Microwave remote sensing : Active and passive - Fundamentals and radiometry. Library of Congress Cataloging in Publication Data. Artech house, INC, Norwood, vol. 3, 456 p.

Urban, T. J., Schutz, B. E. and Neuenschwander, A. L. (2008) A Survey of ICESat Coastal Altimetry Applications : Continental Coast, Open Ocean Island, and Inland River. Terrestrial Atmospheric And Oceanic Sciences, vol. 19, n°. 1-2, p. 20.

Wingham, D. J., Rapley, C. G. and Griffiths, H. (1986) New techniques in satellite altimeter tracking systems. Proceedings of IGARSS' Symposium, ESA-SP-254, p. 1339-1345.

Xu, X., Yang, D., and Sivapalan, M. (2012) Assessing the impact of climate variability on catchment water balance and vegetation cover. Hydrology and Earth System Sciences, vol. 16, pp. 43-58.

Zieger, A. R., Hancock, D.W. and Hayne, G. S. (1991) NASA Radar Altimeter for the Topex/Poseidon project. NASA altimeter for Topex/Poseidon project. IEEE, vol. 29, n° 6, p. 810-826.

Zwarts, L., Van Beukering, P., Kone, B. and Wymenga, E. (2005) The Niger, a lifetime - Effective water management in the Upper Niger Basin. RIZA, Lelystad/Wetlands International, Sévaré / Institute for Environment studies (IVM), Amsterdam / A&W ecological consultants, Veenwouden. Mali / The Netherlands, 304 p.

Annexe I : Repères de mesure et stations virtuelles

Les points repères sont identifiés pour matérialiser les stations, les lieux de croisement des traces des satellites, et les extrémités de profils hydrologiques. Ils sont relevés sur le navigateur Google Earth à partir de leurs coordonnées géographiques, exprimées en degrés décimaux. Le méridien de Greenwich est l'origine des longitudes, qui sont comptées positivement vers l'Est et négativement vers l'Ouest. Les latitudes sont comptées à partir de l'équateur. Chaque point repère est identifié par son numéro de série sur la trace, le numéro de la trace, et l'identifiant du satellite; soit TP pour Topex/Poséidon et ENVI pour Envisat. Les tableaux I.1 à I.4 présentent respectivement : la liste des points de station virtuelle du satellite T/P; la liste des points de station virtuelle du satellite Envisat; la liste des points de croisement des traces pendant la phase de chevauchement des satellites T/P et Envisat; la liste des points de croisement pour les séries temporelles à long terme.

I.1 - Liste des points de station virtuelle du satellite T/P

No	Longitude	Latitude
TP046		
1	-3,54	15,39
2	-3,58	15,48
3	-3,58	15,48
4	-3,58	15,48
5	-3,59	15,51
6	-3,62	15,58
7	-3,63	15,60
8	-3,64	15,63
9	-3,65	15,67
10	-3,69	15,76
11	-3,70	15,78
12	-3,70	15,80
13	-3,73	15,83
14	-3,73	15,86
15	-3,74	15,89
16	-3,76	15,94
17	-3,79	16,01
18	-3,80	16,05
19	-3,87	16,22
20	-3,98	16,48
21	-4,07	16,72
22	-4,25	17,18
TP085		
1	-5,67	13,57
2	-5,55	13,89
3	-5,55	13,89
4	-5,54	13,92
5	-5,28	14,59
6	-5,28	14,59
7	-5,13	14,96
8	-4,82	15,75
9	-4,49	16,58

No	Longitude	Latitude
TP122		
1	-1,36	17,02
2	-1,35	17,01
3	-1,35	17,00
TP161		
1	-1,48	17,03
2	-1,48	17,02
3	-1,49	17,01
4	-1,86	16,06
5	-2,16	15,31
TP224		
1	-5,69	13,63
2	-5,74	13,75
3	-5,74	13,75
4	-5,76	13,81
5	-5,81	13,94

I.2 - Liste des points de station virtuelle du satellite Envisat

N°	Longitude	Latitude	No	Longitude	Latitude	N°	Longitude	Latitude	No	Longitude	Latitude
ENVI001			ENVI187			ENVI237			ENVI466		
1	-3,16	14,78	1	-1,52	17,01	1	-4,78	13,39	1	-3,68	15,03
2	-3,27	15,23	2	-1,53	17,01	2	-4,77	13,43	2	-3,58	15,48
3	-3,32	15,45	ENVI230			3	-4,76	13,47	3	-3,57	15,51
4	-3,39	15,74	1	-2,63	15,57	4	-4,75	13,49	4	-3,54	15,65
5	-3,44	15,98	2	-2,7	15,87	5	-4,75	13,51	5	-3,51	15,77
6	-3,45	16,02	3	-2,73	16,02	6	-4,72	13,64	6	-3,5	15,84
7	-3,45	16,03	4	-2,81	16,35	7	-4,7	13,72	7	-3,47	15,93
8	-3,46	16,06	5	-2,88	16,67	8	-4,68	13,82	8	-3,46	15,98
9	-3,48	16,15	6	-3	17,17	9	-4,65	13,93	9	-3,45	16,02
10	-3,56	16,47	ENVI273			10	-4,61	14,12	10	-3,44	16,08
11	-3,64	16,82	1	-3,84	14,61	11	-4,57	14,27	11	-3,41	16,19
12	-3,74	17,28	2	-3,91	14,88	12	-4,53	14,47	12	-3,41	16,2
ENVI008			3	-3,92	14,94	13	-4,49	14,63	13	-3,37	16,35
1	-5,61	12,89	4	-3,99	15,26	14	-4,47	14,73	14	-3,31	16,62
2	-5,53	13,21	5	-4,03	15,42	15	-4,44	14,86	15	-3,18	17,21
3	-5,43	13,66	6	-4,04	15,47	16	-4,42	14,95			
4	-5,36	13,95	7	-4,06	15,54	17	-4,4	15,03			
5	-5,36	13,95	8	-4,07	15,59	18	-4,37	15,13			
6	-5,25	14,46	9	-4,08	15,64	19	-4,35	15,23			
7	-5,13	14,96	10	-4,09	15,7	20	-4,33	15,34			
ENVI044			11	-4,14	15,89	21	-4,3	15,48			
1	-4,3	13,45	12	-4,14	15,89	22	-4,23	15,75			
2	-4,43	14,05	13	-4,17	16,02	23	-4,17	16,19			
3	-4,61	14,8	14	-4,25	16,36	24	-4,16	16,07			
4	-4,65	15,01	15	-4,31	16,64	25	-4,01	16,71			
5	-4,73	15,36	16	-4,37	16,89	26	-4	16,75			
6	-4,82	15,72	ENVI316			27	-4	16,75			
7	-4,82	15,75	1	-4,89	12,89	28	-3,88	17,28			
8	-4,89	16,02	2	-5	13,37						
ENVI194			3	-5,07	13,68						
1	-2,86	15,45	4	-5,16	14,09						
2	-2,76	15,9	5	-5,25	14,46						
3	-2,6	16,6	6	-5,28	14,59						
4	-2,57	16,72	7	-5,33	14,82						
5	-2,45	17,23	8	-5,37	14,98						

I.3 - Liste des points de croisement des traces pendant la phase de chevauchement des satellites T/P et Envisat

N°	Code point	Longitude	Latitude	N°	Code point	Longitude	Latitude
1	TP161ENVI230	-2,94	16,91	33	TP237ENVI044	-3,23	8,73
2	TP122ENVI194	-2,60	16,60	34	TP046ENVI280	-4,94	18,86
3	TP161ENVI001B	-3,39	15,77	35	TP046ENVI051	-5,40	19,96
4	TP046ENVI008	-5,00	15,51	36	TP161ENVI001A	-2,87	13,49
5	TP161ENVI466B	-3,68	15,03	37	TP224ENVI466	-5,17	8,46
6	TP161ENVI273	-3,84	14,61	38	TP224ENVI194	-4,72	7,24
7	TP046ENVI237	-4,55	14,36	39	TP237ENVI316	-3,68	7,51
8	TP046ENVI044B	-4,43	14,05	40	TP237ENVI087	-4,12	6,28
9	TP161ENVI044B	-4,30	13,45	41	TP085ENVI087	-5,73	13,42
10	TP046ENVI466B	-4,10	13,19	42	TP085ENVI316A	-5,28	14,59
11	TP085ENVI280	-4,89	19,08	43	TP085ENVI008A	-5,13	14,96
12	TP085ENVI273	-4,89	19,08	44	TP085ENVI044A	-4,82	15,75
13	TP122ENVI237	-3,51	18,84	45	TP046ENVI001	-2,96	13,88
14	TP046ENVI316	-6,17	18,41	46	TP046ENVI388	-3,13	14,32
15	TP122ENVI230	-3,24	18,18	47	TP046ENVI466A	-3,58	15,48
16	TP085ENVI044	-5,34	17,97	48	TP046ENVI237	-4,03	16,62
17	TP046ENVI051	-5,91	17,79	49	TP046ENVI008A	-4,48	17,74
18	TP085ENVI316B	-5,80	16,84	50	TP046ENVI273B	-4,69	18,26
19	TP046ENVI280	-5,46	16,66	51	TP085ENVI545	-4,37	16,89
20	TP085ENVI087	-6,25	15,70	52	TP085ENVI001	-3,92	18,01
21	TP085ENVI051	-6,61	14,80				
22	TP122ENVI466	-3,05	17,73				
23	TP161ENVI316	-4,75	12,26				
24	TP046ENVI194	-3,65	12,01				
25	TP161ENVI087	-5,19	11,07				
26	TP224ENVI008	-6,06	10,88				
27	TP237ENVI230	-1,89	12,33				
28	TP237ENVI001	-2,33	11,14				
29	TP237ENVI273	-2,78	9,94				
30	TP161ENVI237	-5,46	10,36				
31	TP224ENVI237	-5,61	9,67				
32	TP046ENVI273A	-2,64	9,30				

I.4 - Liste des points de croisement pour les séries temporelles à long terme

	Localités	T/P		Envisat	
		id Trace	N°	id Trace	N° point série
1	Faguibine-1	TP046	21	ENVI237	26
2	Faguibine-2	TP046	21	ENVI237	24
3	Koryome-5	TP122	3	ENVI187	1
4	Koryome-6	TP161	1	ENVI187	2
5	Koryome-7	TP161	2	ENVI187	2
6	Tonka-1	TP046	18	ENVI273	11
7	Macina-1	TP085	3	ENVI008	5
8	Macina-2	TP085	3	ENVI008	5
9	Macina-3	TP224	3	ENVI008	5
10	Sorobougou- Tonka	TP046	3	ENVI466	2
11	Garadji (Léré)	TP085	7	ENVI008	7
12	Gatie	TP085	8	ENVI044	7

Annexe II : Mesures *in situ*

Les mesures hydrométriques de hauteurs d'eau concernent les relevés journaliers effectués sur les stations hydrométriques entretenues par la DNH. Dans le cadre de ces relevés, les lectures sont faites sur l'échelle limnométrique. A cet effet, l'erreur de mesure des hauteurs d'eau reste inférieure à un demi-centimètre. Les points de mesure sont rattachés au réseau de nivellement général du Mali qui est basé sur le niveau moyen de la mer. Le tableau II.1 représente un récapitulatif des relevés moyennés par an, entre 1992 et 2009, aux stations hydrométriques de la DNH situées à Macina, Tilembeya, Mopti, et Tonka.

Quant à l'annexe II.4, il présente les résultats des différents paramètres mesurés sur le terrain pour caractériser la couverture végétale.

II.1 : Récapitulatif des relevés moyennés par an aux stations hydrométriques de la DNH

Année Site	92	93	94	95	96	97	98	99	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09
Macina	502	433	649	659	604	583	614	618	583	662	522	635	545	565	555	609	260	636
Tilembeya	531	497	594	593	594	593	603	612	591	621	550	618	569	552	582	-	-	-
Mopti	538	498	655	614	595	580	639	662	608	621	538	649	561	571	597	644	633	631
Tonka	393	391	499	468	436	430	468	490	471	463	409	497	469	478	495	400	393	484

II.2 : Caractérisation de la couverture végétale

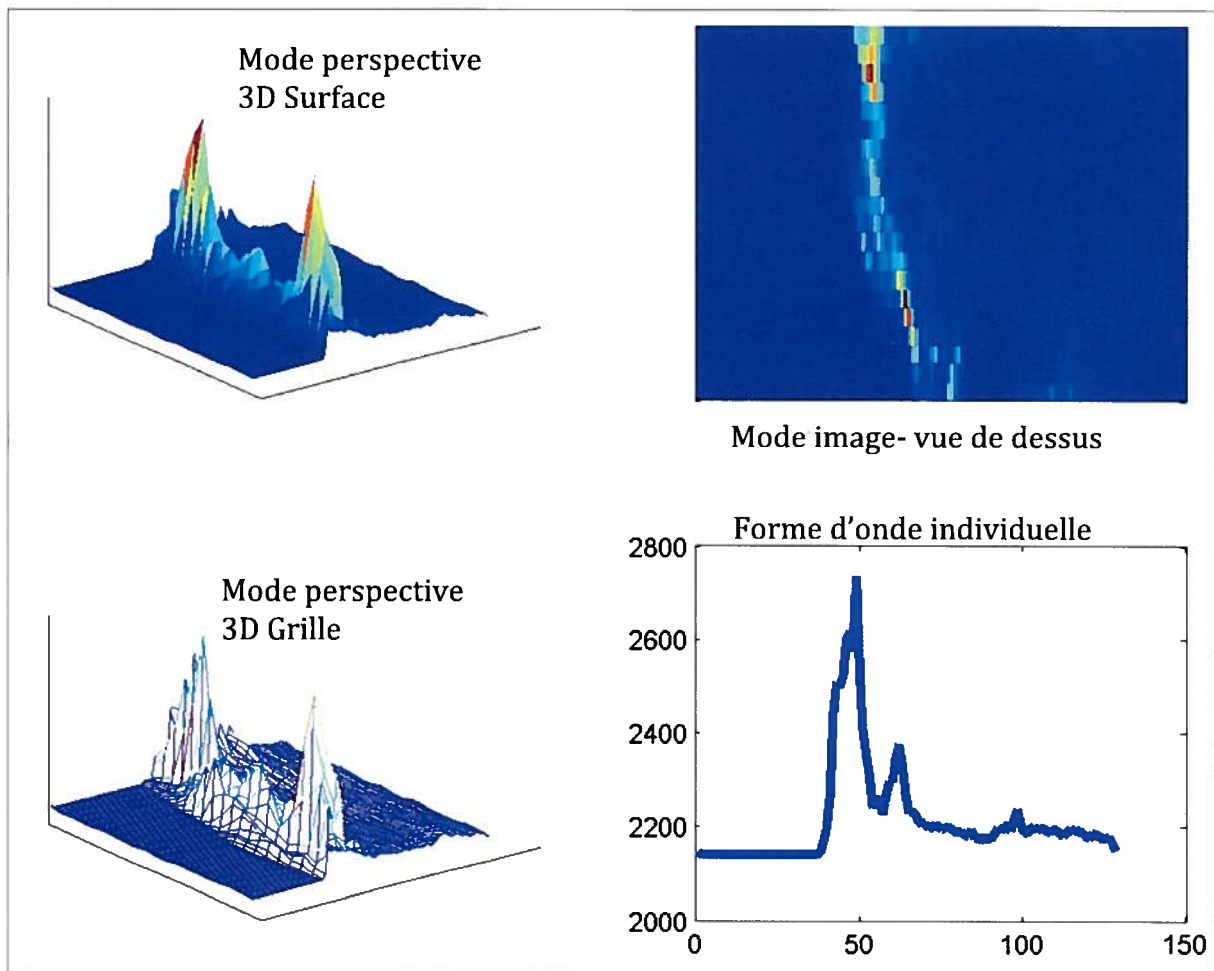
Site	Espèce	Hauteur	Couronne	Nombre	Densité	Observations
Babougou	Arbustes	4,78	1,72	69	/	MD*
	SA*	0,68	/	/	25%	/
Siranikoro	SA*	15,24	2,46	169	/	PT*
	Arbres touffus	11,01	7,01	276	/	PT*
Ke-Macina	SA	13,19	2,31	83	/	PT*
	Arbres touffus	10,66	7,59	163	/	PT*
Komara	Arbres touffus	11,12	7,81	59	/	PT*
	Hautes herbes	0,86	/	/	25%	/
Soarah	Arbustes	3,18	1,97	97	/	MD*
	Hautes herbes	0,77	/	/	37%	« Bourgou »
Soa	Hautes herbes	0,45	/	/	30%	Culture du riz
Kona	Arbustes	4,24	1,06	116	/	MD*
Horo	Hautes herbes	0,45	/	/	30%	Culture du riz

SA : strate arborescente ; MD : méthode de mesure directe ; PT : méthode de mesure trigonométrique.

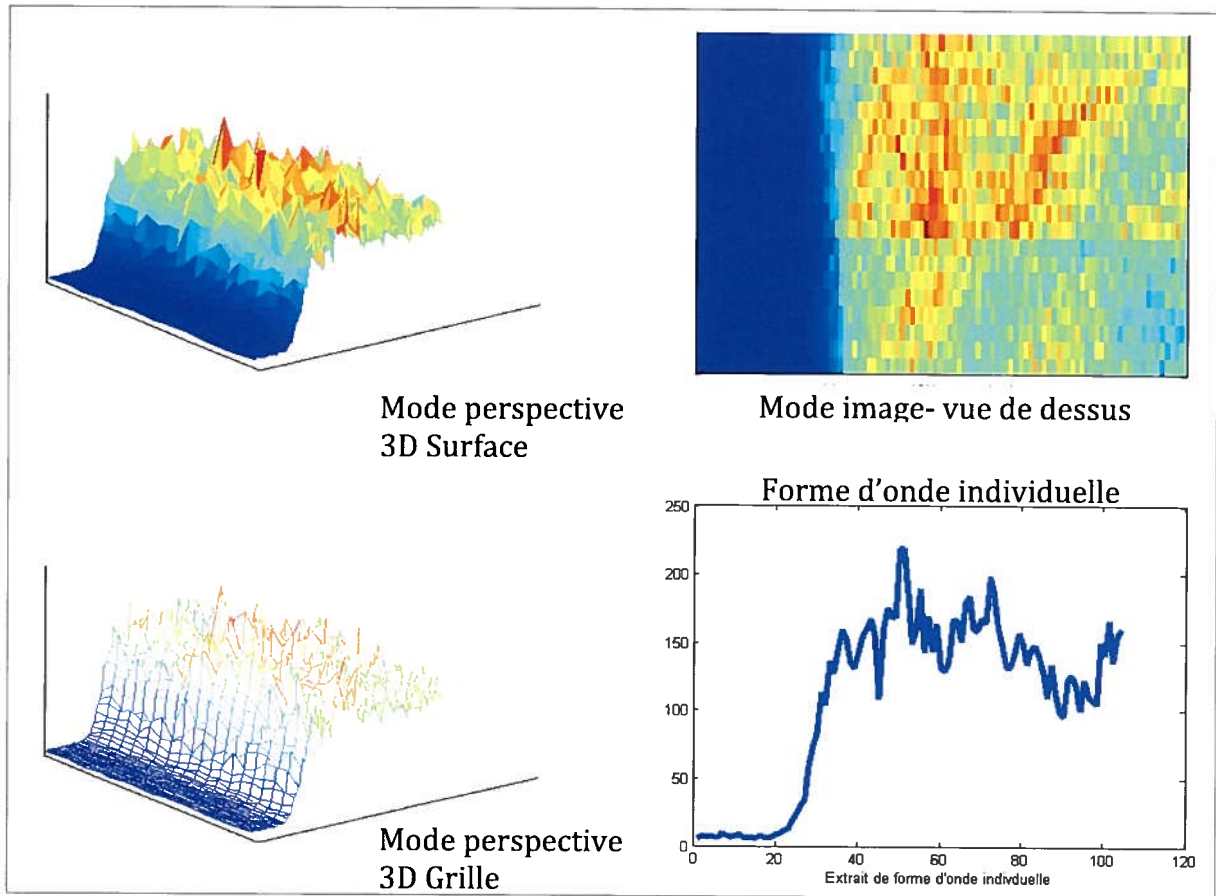
Annexe III : Formes d'onde

Différents types formes d'onde ont été relevés sur le Delta. Il s'agit des formes d'onde diffuses, quasi spéculaires, spéculaires, et à pics multiples. Les formes d'onde obtenues sont moyennées. Autrement dit, elles sont regroupées en paquet de mesure (de 18 Hz, par exemple) dans le cas des satellites Envisat et Jason-2. Les figures à l'annexe III.1 et III.2 représentent respectivement des formes moyennées d'Envisat et Jason-2. La forme d'onde d'Envisat est quasi spéculaire, tandis que celle de Jason-2 est diffuse. Les annexes III.3 et III.4 présentent des échantillons de formes d'onde respectivement des satellites Envisat et Jason-2.

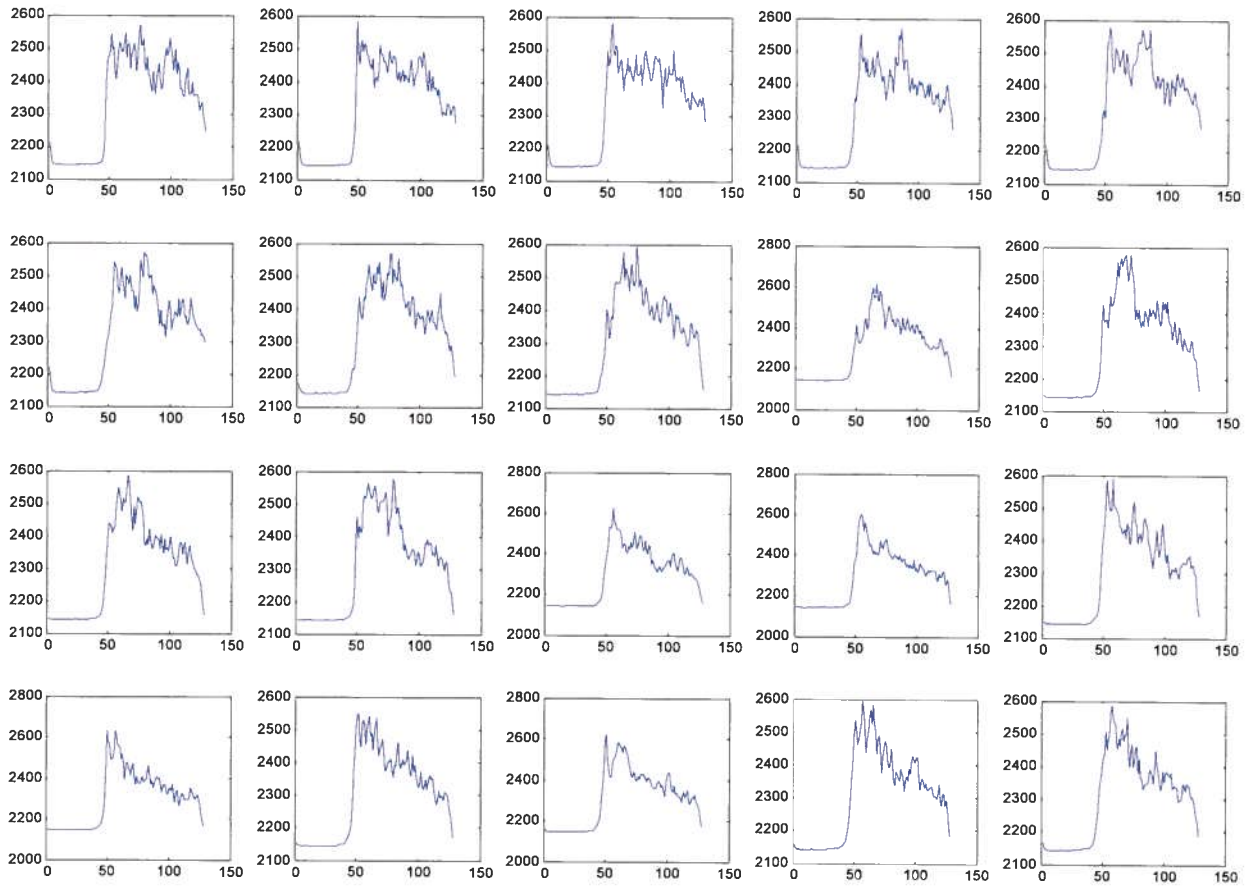
III.1 : Formes d'onde moyennes et individuelles de RA-2/Envisat



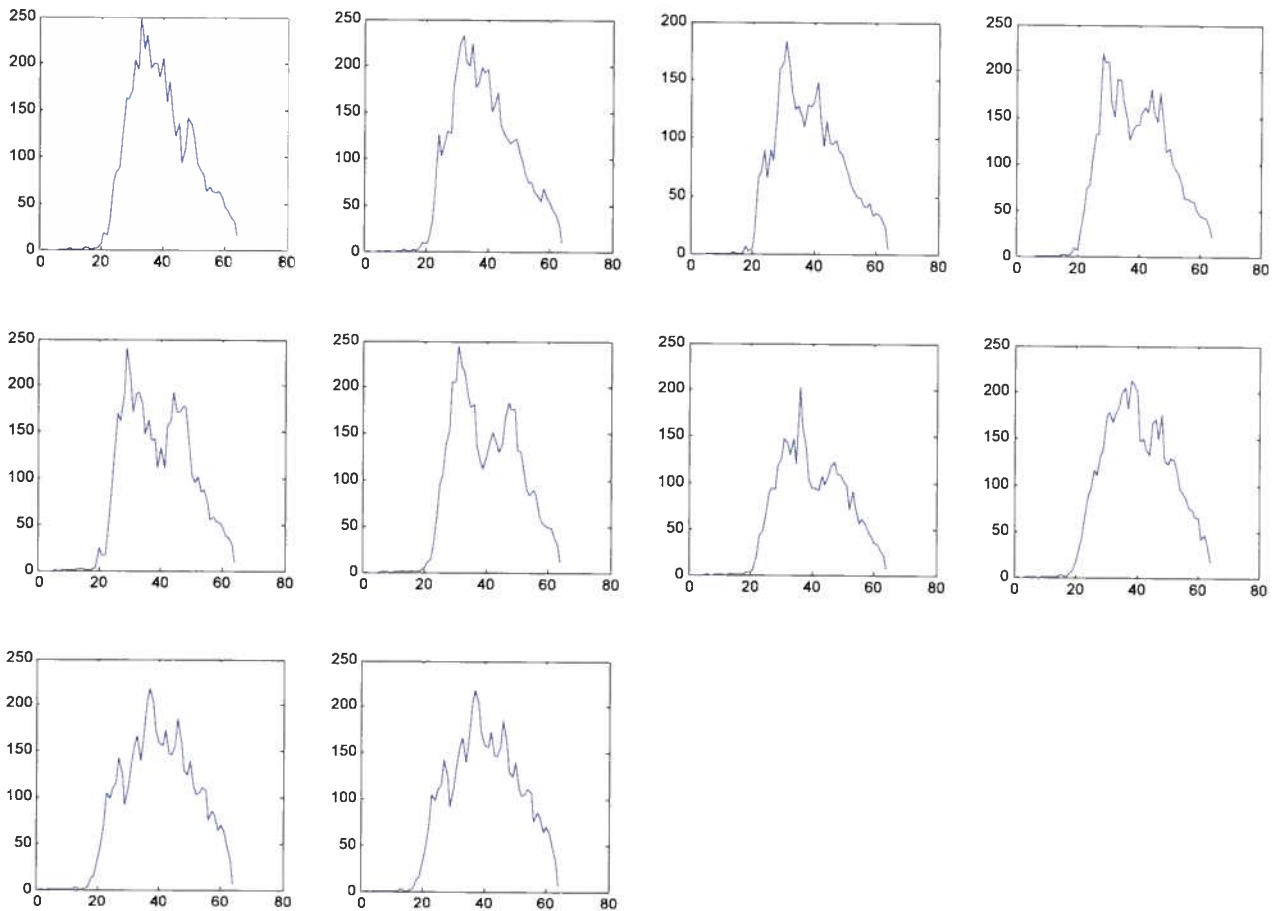
III.2 : Formes d'onde moyennes et individuelles de Poséidon-3/Jason-2



III.3 : Collection de formes d'onde individuelles de RA-2/Envisat



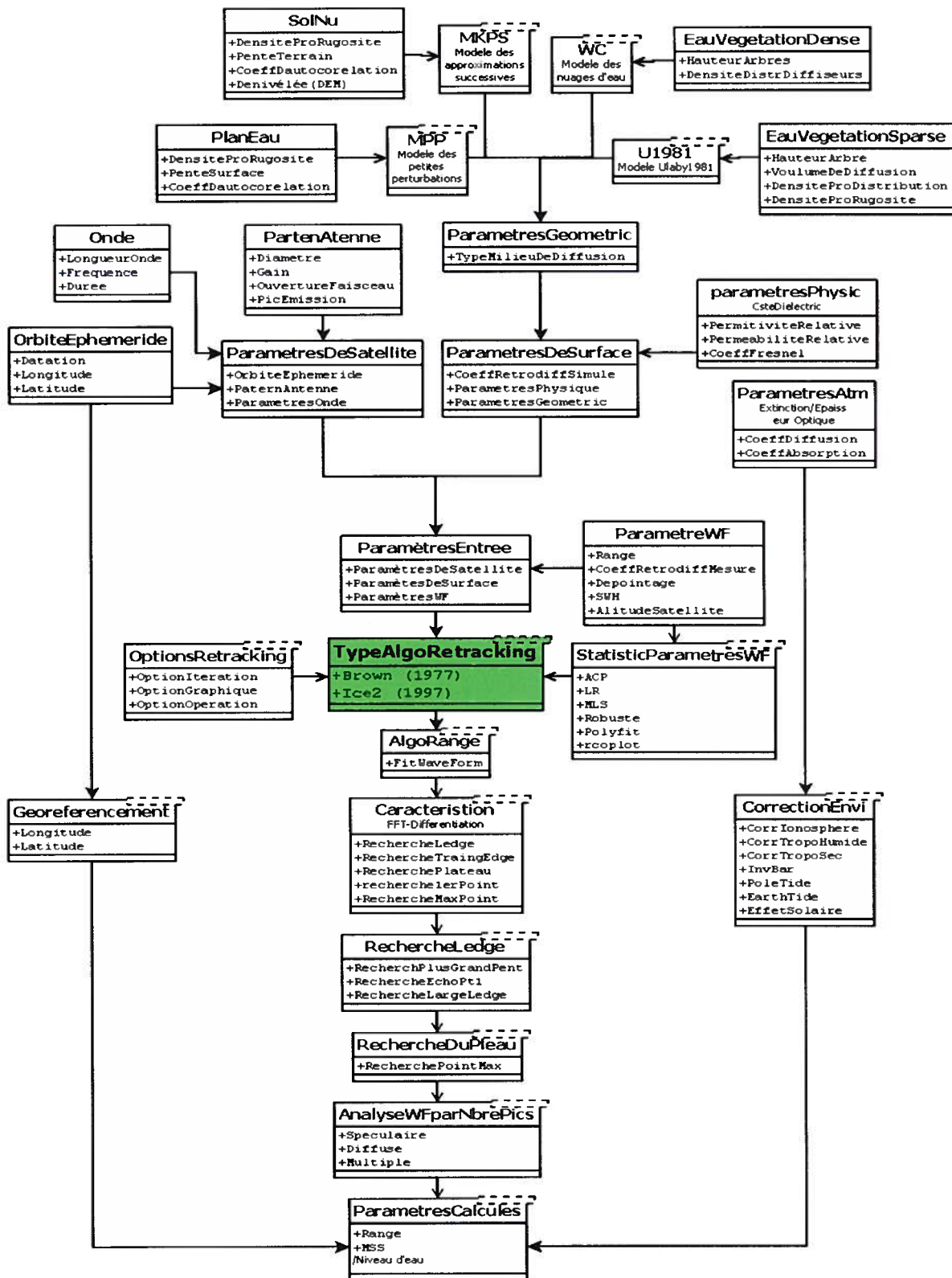
III.4 : Collection de formes d'onde individuelles de Poséidon-3/Jason-2



Annexe IV : Organigramme de l'algorithme des nuages d'eau

L'annexe IV présente l'organigramme d'exécution de l'algorithme de retraitement basé sur le modèle des nuages d'eau. La structure est représentée dans un Langage de modélisation UML (Unified Model Language) afin de faciliter la traduction en langage de programme.

IV.1 : Organigramme d'exécution de l'algorithme des nuages d'eau



Annexe V : Représentation des précipitations

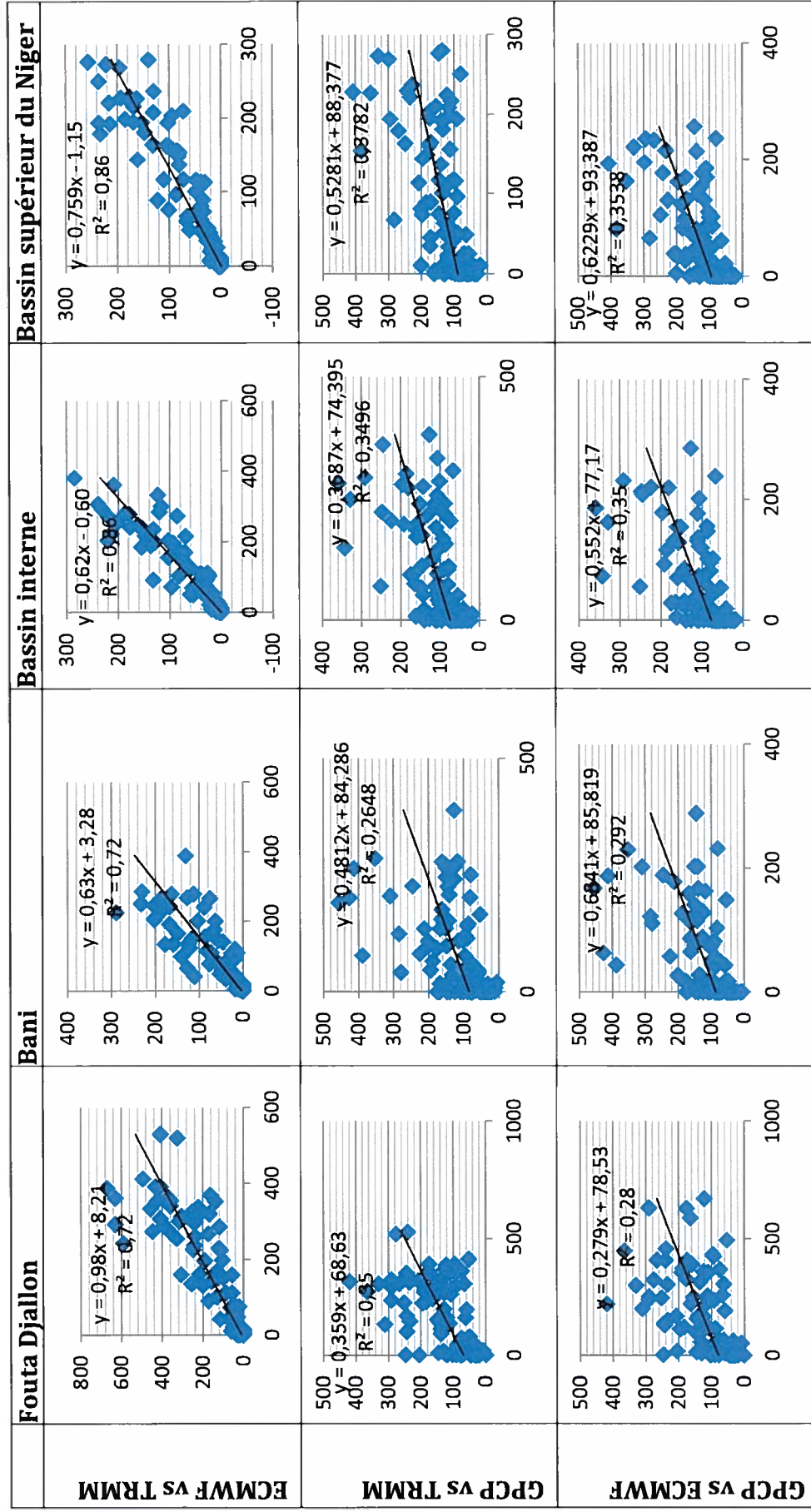
L'annexe V.1 représente les cumulés annuels des précipitations dans les différentes zones d'alimentation. Les maximums sont relevés dans la période de juillet à août. L'annexe V.2 compare les données de précipitation des différents zones d'alimentation, tandis que l'annexe représente les courbes des isohyètes de la moyenne générale et celles des mois de juillet et août.

V.1 : Moyennes mensuelles de précipitations dans les différentes zones d'alimentation par source de données (en mm).

	Fouta			Bani			Delta			intérieur			Bassin supérieur du Niger		
	TRMM	ECMWF	GPCP	TRMM	ECMWF	GPCP	TRMM	ECMWF	GPCP	TRMM	ECMWF	GPCP	TRMM	ECMWF	GPCP
	Janvier	5	3	43	3	0	52	2	0	76	3	1	52	3	1
Février	6	11	62	3	1	74	2	2	98	3	3	72	3	3	89
Mars	24	24	88	3	1	78	6	2	125	8	3	89	8	5	112
Avril	57	36	117	3	2	101	13	7	130	17	8	101	17	10	124
Mai	179	115	160	36	14	116	46	20	130	60	25	105	62	31	133
Juin	298	213	173	120	47	147	111	47	158	144	58	132	137	68	158
Juillet	278	372	216	185	143	197	178	115	229	237	143	184	192	153	222
Aout	357	416	159	212	185	191	216	155	212	292	192	170	234	193	200
Septembre	352	400	196	207	132	191	167	119	172	221	148	154	197	157	178
Octobre	172	189	169	81	53	159	58	52	129	75	64	119	76	69	140
Novembre	26	44	89	7	5	78	4	5	72	5	6	64	7	10	75
Décembre	3	5	47	3	0	47	2	0	62	2	0	45	2	1	58

NB : Le fond sombre indique que les mois de juillet et d'août représentent les mois de plus forts cumulés dans tous les cas de figure.

V.2 : Corrélations entre les différentes sources de précipitations dans les zones d'alimentations considérées.



V.3 – Courbes des isohyètes de la moyenne générale des précipitations et celles des mois de juillet et août.

